

INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA E

Hidrogeologie

Nr. 9

STUDII DE HIDROGEOLOGIE

BUCUREȘTI
1971



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA E

Hidrogeologie

Nr. 9

STUDII DE HIDROGEOLOGIE

BUCUREŞTI
1971



Institutul Geologic al României

C O N T E N U

	<u>Page</u>
E. Liteanu, M. Feru, I. Andreescu, T. Bandrabur. Investigations géologiques dans la région de Buzău, au contact morphologique entre les collines et la plaine	7
[V. Constantinescu], M. Croitoru. Recherches hydrogéologiques dans la partie moyenne du bassin de l'Argeș entre Costeștii din Vale-Pitești	31
[V. Constantinescu], M. Croitoru, M. Alb u. Résultats obtenus en expérimentant la méthode de détermination des paramètres hydrogéologiques des couches aquifères de la zone de Buzău par pompages en régime de non-équilibre	57
M. U. Feru. Les eaux thermominérales dans la partie occidentale de la Dobrogea centrale et leur mise en valeur	79
D. Slăvăcă. Genèse des eaux minérales de Tușnad	95
N. Mihăilă. Recherches hydrogéologiques et hydrochimiques sur le territoire couvert par les feuilles Oradea et Aleșd	103
N. Geamănu, Veronica Geamănu, P. Lungu, I. Lazu. Manifestations carbogazeuses des eaux souterraines situées à l'extérieur du flysch carbonatique entre la vallée de Tazlăul Mare et la vallée de Zăbala	135



C U P R I N S

	Pag
E. Liteanu, M. Feru, I. Andreescu, T. Bandrabur. Cercetări geologice în regiunea Buzău de la contactul morfologic al colinelor cu cîmpia [V. Constantinescu], M. Croitoru. Cercetări hidrogeologice în bazinul mijlociu al Argeșului dintre Costești din Vale-Pitești	7
[V. Constantinescu], M. Croitoru, M. Albu. Rezultate obținute prin experimentarea metodei de determinare a parametrilor hidrogeologici ai stratelor acvifere din zona Buzău prin pompare în regim de neechilibru	31
M. U. Feru. Apele termoninereale din partea de vest a Dobrogei centrale și posibilitățile de valorificare ale acestora	57
D. Slăvăcă. Geneza apelor minerale de la Tușnad	79
N. Mihailă. Cercetări hidrogeologice și hidrochimice în cuprinsul foilor Oradea-Aleșd	95
N. Gămănu, Veronica Gămănu, P. Lungu, I. Lazu. Manifestări carbogazoase în apele subterane de la exteriorul flișului carpatic între valea Tazlăul Mare și valea Zăbala	103
	135





Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA BUZĂU DE LA CONTACTUL MORFOLOGIC AL COLINELOR CU CÎMPIA¹

DE

EMIL LITEANU², MIRCEA FERU², ION ANDREESCU³, TODERITĂ BANDRABUR⁴

Abstract

Geological Research in the Buzău Region within the zone of Morphological Contact between Hills and Plain. This paper yields some contributions regarding the morphology and the geology of the region. Owing to these data four terrace levels for the Buzău river and three levels for its tributaries, namely Nișcov, Slănic and Cîlnău, have been pointed out. Further on, the lithological and paleontological description of the terminal Pliocene and the Quaternary is given, special attention being paid to the deposits located at the basement of the Quaternary-Pleșcoi Beds. In the last part of the paper some specifications are given related to the age of the vallachian orogeny phase assigned to the end of the Lower Pleistocene and the beginning of the Middle Pleistocene, as well as those concerning the age of the Pasadena phase estimated as having displayed in the interval time between the Pleistocene and the Holocene.

Introducere

Regiunea cercetată include zona colinară de la contactul cu cîmpia, situată de o parte și de alta a rîului Buzău și mărginită la vest de o linie convențională, dirijată N—S între localitățile Tătîrligu-Măgura-Monteoru-Ulmeni și la nord de o linie ce trece prin localitățile Tătîrligu-Joseni-Aldeni-Crucea Comișoaiei.

¹ Susținută în ședința de comunicări a Întreprinderii Geologice de Prospecționi din 25 aprilie 1969.

² Comitetul de Stat al Geologiei, Calea Griviței nr. 64, București.

³ Institutul Geologic, șos. Kiseleff nr. 2, București.

⁴ Institutul Geologic, șos. Kiseleff nr. 55, București.



Limita sudică și estică a regiunii se situează de-a lungul șoselei naționale Mizil-Rîmnicu Sărat, între localitățile Ulmeni-Buzău-Crucea Comișoaei.

Morfologia regiunii

Din punct de vedere morfologic regiunea poate fi separată în trei subunități : la vest și nord o zonă colinară brăzdată median de rîul Buzău și lateral de pîriul Nișcovului și valea Slănicului ; la est am separat cîmpul înalt dintre văile Slănic și Cîlnău și tranziția acestuia către podișul Rîmnicului, iar partea centrală revine zonei depresionare, reprezentată prin lunca și terasele rîului Buzău.

Zona colinară din regiune poate fi divizată de asemenea în trei subunități : teritoriul de la nord de rîul Buzău, interfluviul Buzău-Nișcov și zona colinară de la sud de pîriul Nișcov.

Zona colinară de la nord de rîul Buzău se prezintă sub forma unei succesiuni de culmi, orientate preponderent N—S, fapt care pune în evidență geneza structural-erozivă a reliefului acestei zone, unde axele anticlinalelor sunt dirijate precumpărător N—S (anticlinalul Berca, etc.).

Zona colinară dintre rîul Buzău și Nișcov apare sub forma unor culmi orientate aproximativ W—E, care reprezintă cumpăna apelor dintre Buzău și pîriul Nișcov și a cărei altitudine maximă, depășește cu puțin 500 m.

Colinele de la sud de pîriul Nișcov au un relief structural în care altitudinile maxime se plasează în cea mai mare parte de-a lungul axului anticlinalului Monteoru.

În partea estică a regiunii cercetate, cîmpul înalt dintre văile Slănic și Cîlnău este separat median de valea Blăjani care delimită spre vest un ținut caracterizat printr-o tranziție lentă către coline, în timp ce spre est cîmpul înalt are un aspect netulburat, trecind în această direcție către podișul Rîmnicului (Vîlșan, 1915).

Delimitarea cartografică a acestei unități morfologice este foarte dificilă datorită absenței unor rupturi de pantă care să marcheze, pe de o parte, limita cu zona colinară, iar pe de alta, limita cu terasa înaltă. Astfel, pornind de pe podul terasei superioare a Buzăului spre nord se constată o ușoară pantă continuă pînă în dreptul comunei Sorești, unde se face tranziția spre zona colinară.

Zona centrală a regiunii cercetate include lunca și terasele Buzăului și ale afluenților acestuia : pîriul Nișcov și pîriul Slănic. Lunca și terasa



joasă a Buzăului reprezintă un golf al Cîmpiei Române care pătrunde adînc în zona colinară.

Sistemul de terase al rîului Buzău este reprezentat prin patru trepte morfologice, care au fost numerotate de noi în ordinea vechimii : terasa înaltă (T_1) cu altitudinea relativă cuprinsă între 45—60 m, terasa superioară (T_2) cu altitudinea relativă de 25—30 m, terasa inferioară (T_3) cu altitudinea relativă între 15—20 m și terasa joasă (T_4) a cărei altitudine relativă variază între 4—8 m.

Nișcovul, Slănicul și Cîlnăul prezintă numai trei nivele de terasă : terasa superioară cu altitudinea relativă de 20—30 m, terasa inferioară cu altitudinea relativă de 10—15 m și terasa joasă avînd altitudinea relativă de 3—5 m. Aceste nivele de terasă se racordează cu terasele corespunzătoare ale Buzăului.

Terasa înaltă a Buzăului apare atît pe partea dreaptă cît și pe cea stîngă. Pe partea dreaptă ea a fost urmărită de la limita vestică a regiunii unde atinge altitudinea relativă de 50—60 m între localitățile Măgura și Sătuc.

Pe porțiunea în care rîul Buzău străpunge anticlinalul Berca, această treaptă morfologică lipsește pe dreapta văii, întîlnindu-se numai pe stînga, sub forma unor pete ce cu extindere redusă în zona localității Berca, pentru a reapare în dreptul localității Cindești unde podul acestei terase prezintă o lățime de cca 200 m.

În aval de localitatea menționată, lățimea podului terasei începe să crească, în timp ce altitudinea ei relativă descrește în mod accentuat, astfel încît în dreptul localității Valea Teancului atinge 25—30 m. Imediat la sud de localitatea Zorești, podul terasei se îngustează treptat și dispără sub cuvertura depozitelor deluviale de pe versantul vestic al zonei colinare..

Acest nivel de terasă, cu excepția petecelor menționate în dreptul localității Berca, nu se întâlnește pe partea stîngă decît în interfluviul Slănic-Cîlnău, unde se individualizează clar în dreptul localității Mătești. În aval de această localitate, terasa înaltă nu mai poate fi urmărită pe teren, neexistând rupturi de pantă, nici între terasă și cîmp, și nici între aceasta și terasa superioară, datorită depozitelor deluvial-proluviale care le maschează.

Terasa superioară poate fi urmărită continuu de-a lungul versantului stîng al Buzăului, începînd din dreptul localității Berca pînă în dreptul orașului Buzău. Ea are o lățime de aproape 1 km în zona Berca-Pleșcoi de unde începe să se îngusteze treptat pentru a dispără în zona confluenței Slănicului cu Buzăul și să repară cu începere din dreptul localității Mătești. Altitudinea relativă normală a acestei terase este de



25–30 m, aşa cum este în zona Berca și la sud de localitatea Mătești. Pe porțiunea cuprinsă între localitățile Pleșcoi și Urlători se constată o scădere treptată a altitudinii relative a terasei, care coboară pînă aproape de nivelul terasei inferioare cu care ar putea fi confundată.

În aval de localitatea Mătești fruntea terasei superioare este delimitată clar printr-un taluz de cca 20 m care o separă de terasa joasă; în schimb țîțîna nu poate fi urmărită decît în dreptul localității Mătești, de unde taluzul care o delimită de terasa înaltă este acoperit cu depozite deluvial-proluviale.

Pe partea dreaptă a Buzăului nu apar decît petece izolate ale acestei terase, cu dezvoltare locală.

Terasa inferioară a rîului Buzău are o extindere redusă, limitată la cîteva petece identificate pe partea dreaptă în zona localităților Unguriu și Valea Teancului și la o fîșie cu o lățime de 100–500 m ce se extinde între localitățile Robești și Berca.

Terasa joasă însotește malul drept al rîului Buzău aproape continuu, cu excepția unei intreruperi în zona de străpungere a anticinalului Berca. Lățimea maximă, în dreptul orașului Buzău, este de peste 10 km.

Pe partea stîngă, terasa joasă apare în dreptul localității Berca și apoi între Săpoca și Gura Cîlnăului unde atinge o lățime maximă de aproape 2 km.

Menționăm, că în zona localităților Berca-Pleșcoi au mai fost identificate 1–3 nivele de pietrișuri, care ar putea eventual să aparțină unor terase vechi, situate la altitudini relative cuprinse între 100–140 m.

Terasele pîrîurilor Nișcov, Slănic și Cîlnău se întîlnesc în cadrul regiunii cercetate pe porțiunile cursurilor inferioare ale acestor văi, începînd din aval de localitățile Mierea pe Nișcov, Aldeni pe Slănic și Alcenii pe Cîlnău.

În ceea ce privește rețeaua hidrografică din regiune mai remarcăm două particularități: astfel, văile situate la sud de Nișcov sunt adînc săpate în deluvii, însă la contactul cu terasa joasă a rîului Buzău dispar. Datorită rupturii accentuate de pantă, la contactul cu terasa joasă, văile respective se îneacă sub întinse conuri de dejecție. Din cauza acestor condiții morfologice apele de șiroire torențiale divaghează pe suprafața terasei joase, producînd inundații la viituri (cazul comunei Lipia).

De asemenea, văile din interfluviul Slănic-Cîlnău prezintă particularitatea că deși sunt văi largi, cu versanții domoli, care denotă un avansat stadiu de maturitate, datorită unor procese de reactivare a eroziunii au



talvegul săpat adânc în deluvii și în propriile aluviuni, creând pereți verticali de 8–10 m adâncime.

Istoric

Dată fiind importanța economică a regiunii cercetate, prin descoperirea încă din trecut a unor zăcăminte de petrol și lignit, numeroși cercetători au efectuat valoroase studii geologice.

Trebuie însă să precizăm că aceste studii au fost localizate în special în zonele de interes economic (Berca, Monteoru) în timp ce întreg teritoriul în care se extind depozitele cuaternare vechi a rămas în cea mai mare parte necercetat.

Primele cunoștințe privitoare la această regiune le datorăm lui Cobukan (1867) care semnalează prezența petrolului în zona Berca-Policiori și amintește de existența vulcanilor noroioși.

O altă lucrare privind geologia regiunii a fost elaborată de Cobălcescu (1883), care a descris numeroase specii fosile frecvente în formațiunile pliocene.

Andrussow (1895), Ștefănescu (1897) au citat din această regiune stratele cu paludine.

Ulterior, Teisseyre (1897, 1906, 1907, 1911) și, Mrazec, Teisseyre (1902) au adus importante contribuții la cunoașterea geologiei regiunii.

Protescu (1926) s-a preocupat îndeosebi de studiul depozitelor pliocene și miocene din zona subcarpatică a bazinului hidrografic al rîului Buzău, insistând asupra stratigrafiei și tectonicii regiunii.

Filipescu (1937) a întocmit o schiță geologică la scara 1 : 200.000 referitoare la regiunea subcarpatică traversată de rîul Buzău.

Cercetări mai recente cu privire la regiunea petroliferă Berca-Beciu-Arbănași au fost întreprinse de Ciocîrdel (1943, 1949).

De asemenea, în ultimul timp s-au elaborat de către Liteanu (1953, 1966), Liteanu, Bandrabur (1959), Macaroviči (1961, 1962), Pană (1966), o serie de lucrări care privesc și unele probleme din regiunea cercetată de noi.

GEOLOGIA REGIUNII

Formațiunile geologice care apar la zi în regiune aparțin părții superioare a Miocenului (Sarmătian), întregului Pliocen și Cuaternarului. Interesul deosebit pe care-l prezintă sedimentele intervalului de trecere



de la Pliocen la Cuaternar, ne-a determinat ca în această lucrare să ne ocupăm numai de Pliocenul final — Levantin — și de formațiunile cuaternare.

Levantinul

La alcătuirea geologică a regiunii cercetate, Levantinul ocupă suprafețe mai restrânse decit formațiunile pliocene mai vechi. Acest etaj apare pe ambele flancuri ale anticinalului Berca și a terminației periclinale sudice a acestuia, în sinclinalul Rătești-Unguriu, precum și pe amindouă flancurile anticinalului Monteoru.

În zona flancului vestic al anticinalului Berca și în zona sinclinalului Rătești-Unguriu, depozitele levantine apar bine deschise pe valea Rea, la est de comuna Joseni și pe versanții văilor Scriptori și Ojasca, unde sunt constituite la partea inferioară dintr-o succesiune în care predomină argile nisipoase, nisipuri argiloase și nisipuri fine.

Din argilele nisipoase, situate în zona de obârșie a văii Ojasca, am recoltat următoarele specii de moluște fosile :

Viviparus bifarcinatus bifarcinatus B i e l z.

Melanopsis (Canthidomus) soubeirani P o r u m b a r u

Partea superioară a Levantinului din această zonă este reprezentată mai ales prin nisipuri fine și mijlocii.

În zona sudică a anticinalului Berca (interfluviul Buzău-Nișcov) Levantinul este reprezentat prin depozite analoge cu cele menționate mai sus.

Către partea nordică a anticinalului Monteoru, din mai multe afloamente, am constatat că depozitele levantine sunt alcătuite predominant din nisipuri fine, gălbui, cu intercalări de argile cenușiu-vineții.

În dreptul punctului trigonometric vîrful Corbului, nisipurile levantine sunt bine deschise, fapt care ne-a permis recoltarea următoarelor specii de moluște fosile :

Viviparus bifarcinatus bifarcinatus B i e l z.

Viviparus dezmanianus B r u s i n a

Melanopsis (Melanopsis) sandbergeri rumana T o u r n .

Melanopsis (Melanopsis) pterochila var. breastensis S a b b a

Melanopsis sp.

Bulimus (Bulimus) croaticus P i l a r .

Bulimus (Tylopoma) oncophorus B r u s i n a

Bulimus (Tylopoma) gradatus S a b b a

Theodoxus (Calvertia) licherdopoli scriptus S a b b a



Unio neumayri Brusina

Unio batavus Neumayr

Unio hilberi Penecke

Unio arciruga Teisserrye

În zona flancului estic al anticlinalului Berca, Levantinul are de asemenea un caracter nisipos argilos, format din nisipuri fine, gălbui, care alternează cu argile și argile nisipoase cenușii.

Asociația paleontologică care caracterizează depozitele aparținând orizontului superior al Levantinului, este reprezentată în această zonă prin :

Viviparus bifarcinatus bifarcinatus Bielz.

Viviparus pannonicus Neumayr

Viviparus lignitarus Neumayr

Viviparus cf. suessi Neumayr

Viviparus sp.

Melanopsis sp.

Bulimus (Tylopoma) pilari Neumayr

Hyriopsis sp.

Unio slavonicus Hoernes

Unio neumayri Penecke

Unio lenticularis Sabba

Unio cf. mojsvari Penecke

Unio cf. altecarinatus Penecke

Unio cf. ottiliae Penecke

Unio cf. cyanopsis Brusina

Psilunio (Psilunio) munieri Sabba

Depozitele levantine au fost cercetate și prin foraje. Astfel, pe terasa joasă a râului Buzău în dreptul localității Unguriu forajul executat în acel punct (8215) a pus în evidență următoarele succesiuni litologice :

Adâncimea m	Cota m	Descrierea litologică
0,00–1,10 1,10–11,00	168,00–167,90 167,90–157,00	sol nisipos nisipuri fine, argiloase, reprezentând acumulări proluviale pe terasa joasă a râului Buzău (Holocen superior)
11,00–13,40	157,00–154,60	pietrișuri și bolovănișuri ce aparțin acumulărilor aluvionare ale tarasei joase (Holocen inferior)
13,40–87,00 (talpa forajului)	154,60–81,00	pachete groase de argile și marne cenușii, cu intercalări subțiri de nisipuri fine, prăfoase (Levantin)



Pe flancul estic al anticinalului Berca, și anume pe terasa joasă a râului Buzău, în dreptul confluenței cu valea Hodoba, s-a stabilit următoarea succesiune litologică (foraj 8210) :

Adîncimea m	Cota m	Descrierea litologică
0,00—1,10 1,10—2,80	146,0—144,90 144,9—143,2	sol nisipos nisipuri fine, argiloase, reprezentând acumulările prăvăliale de pe terasa joasă a râului Buzău (Holocen superior) pietrișuri și bolovănișuri aparținând acumulărilor aluvionare ale terasei joase (Holocen inferior)
2,80—5,20	143,2—140,8	pachete groase de argile și marne cu intercalări subțiri nisipoase (Levantin)
5,20—96,50 (talpa forajului)	140,8—49,5	

La cca 400 m în aval de forajul menționat, tot pe terasa joasă a râului a fost amplasat un alt treilea foraj (8211) din care au reieșit date litologice similare.

Față de constatăriile făcute de noi în cuprinsul regiunii se poate afirma în concluzie, că Levantinul se prezintă la bază sub un facies predominant pelitic cu rare intercalări de nisipuri fine, în timp ce orizonturile superioare sunt constituite precumănprior din nisipuri fine cu intercalări de argile și marne.

Villafranchianul

Strate de Pleșeoi. Limita Cuaternar-Tertiar a fost trasată potrivit punctului de vedere exprimat de Liteanu (1960) la contactul dintre nivelul cel mai înalt al Levantinului din depresiunea Valahă, reprezentat prin argile conținând o asociatie de moluște fosile denumită zona paleontologică cu *Unio lenticularis* Sabba, cu depozitele psefítice aparținând straturilor de Cindești în care s-au întlnit resturi de fosile de *Anancus arvernensis* Croizet et Joubert, *Zygolophodon borsoni* Hay și *Archidiskodon meridionalis* Nesti.

Cercetările recente, efectuate în special în domeniul getic asupra straturilor de Cindești (Liteanu, 1967), au pus în evidență faptul că acestea sunt alcătuite dintr-o alternanță de pietrișuri și bolovănișuri, nisipuri și argile, constatăndu-se că la baza acestor depozite apar pachete mai argiloase. Către partea superioară pietrișurile devin mai tinere, pachetele psefítice din acest nivel aparținând probabil St. Prestianului.



În cadrul regiunii cercetate de noi nu am întlnit raporturi stratigrafice care să justifice în mod cert trasarea limitei Cuaternar-Terțiar. Într-adevăr peste argilele levantine, caracterizate prin zona paleontologică cu *Unio lenticularis* S a b b a, se întlnesc nisipuri, argile nisipoase și pietrișuri care însă nu conțin asociația de proboscidieni fosili care caracterizează Villafranchianul.

Cercetările noastre executate în zona Pleșcoi au pus în evidență faptul că între depozitele psefítice (stratele de Cindești) și argilele aparținând Levantinului se întâlnește un pachet constituit din nisipuri fine cu intercalații de marne în care am separat începînd de la partea inferioară următoarele succesiuni litologice :

a) 9 m nisipuri fine gălbui, din care am identificat următoarele specii fosile :⁵

Apscheronia calvescens A n d r u s o v

Monodacna isseli A n d r u s o v

Didaena paucintermedia A n d r u s o v

Didacna cf. turkmena A n d r u s o v (mulaj)

Adacna aff. plicata E i c h w.

b) 30 m marne cenușii cu intercalații subțiri de nisipuri din care am recoltat :

Viviparus pannonicus N e u m a y r

Viviparus suessi N e u m a y r

Viviparus ambiguus N e u m a y r

Viviparus mammatus S a b b a

Valvata (Valvata) solekiana Br u s i n a

Lithoglyphus acutus acutus C o b ă l c e s c u

Lithoglyphus acutus michaeli C o b ă l c e s c u

Bulimus (Bulimus) vukotinovici Br u s i n a

Bulimus (Tylopoma) melanthropis Br u s i n a

Melanopsis (Canthidomus) hybostoma amaradica F o n t a n n e s

Hyriopsis sp.

c) 12 m nisipuri fine cu intercalații subțiri de marne nisipoase în care s-au întlnit următoarele resturi fosile :

Didacna hyrcana A n d r u s o v

⁵ Unul dintre autori (I. Andreescu) consideră că formele menționate sub denumirea generică de *Didacna*, *Monodacna*, *Apscheronia*, *Adacna* (toate cardidele citate din Pleistocenul dintre Rîmnic și Rîmna) aparțin în realitate genului *Limnocardium* (*Euxinicardium*) și probabil *L. (Ecericardium)*, cu diverse specii. Cîteva dintre acestea sunt specii noi, proprii bazinului dacic. (I. Andreescu, „Limnocardiides quaternaires dans la zone de courbure des Carpates Orientales”. Comunicare la al VIII-lea Congres INQUA, Paris, august 1969).



- Didacna paucintermedia* Andrusov
Didacna multiintermedia Andrusov
Didacna sp.
Monodacna isseli Andrusov
Monodacna isseli var. *beta* Andrusov
Monodacna pseudocatilus Barbot de Marny
Monodacna catilloides Andrusov
Monodacna transcasica Andrusov
Apscheronia calvescens Andrusov
Clessinia variabilis Eichw.
Clessinia subvariabilis Andrusov
Clessinia striata Andrusov
d) 100 m alternanță de nisipuri și marne cenușii, sterile din punct de vedere paleontologic.

Seria depozitelor aparținând Villafranchianului se încheie cu un pachet gros de cca 500 m alcătuit dintr-un complex psefitic (strate de Cindești) constituit din nisipuri grosiere cu pietrișuri mărunte și bolovănișuri în care se intercalează strate subțiri de argile și argile nisipoase.

Intervalul stratigrafic care reprezintă tranziția dintre stratele de Cindești și depozitele levantine este caracterizat prin prezența a două faciesuri: un facies salmastru, argumentat de o asociatie de moluște fosile frecventă în bazinul caspic, și un facies lacustru-dulcicol, pus în evidență de moluște fosile care se întâlnesc mai ales în Villafranchianul getic (Liteanu, Feru, 1964).

Alternanța acestor faciesuri ne îndreptățește să presupunem că zona Pleșcoi a fost situată la începutul Cuaternarului în dreptul unei regiuni litoral-deltaice care a fost afectată de transgresiuni și regresiuni successive marine.

Perioada de transgresiuni marine este demonstrată de prezența cardiaceelor cu cochilie subțire și cu dimensiuni reduse, care pledează pentru existența unui biotop reprezentat printr-un mediu salmastru.

Regresiunile marine apar argumentate de invazia faunei de moluște fosile aparținând unui mediu lacustru-dulcicol.

Faciesurile înainte semnalate, care prezintă tipuri contrastante și alternanța lor repetată, poate fi explicată, admisind că zona Pleșcoi a fost afectată către începutul Cuaternarului de mișcări pe verticală care au variat ca sens.

Din acest punct de vedere observăm că s-a exprimat părerea (Liteanu, Ghenea, 1966) că în depresiunea valahă, actuala zonă colinară situată în dreptul contactului morfologic cu cîmpia, reprezinta către



începutul Cuaternarului, teritoriul având cota cea mai joasă din această unitate.

Această particularitate morfologică a zonei Pleșcoi este în concordanță cu posibilitatea manifestării unor transgresiuni marine.

Pe de altă parte, menționăm că în regiunea cercetată de noi, prezența cardiaceelor în depozitele situate sub stratele de Cîndești a fost semnalată și de Pană, Bönig, Botez⁶. Autorii menționați au denumit complexul litologic care conține cardiacee „strate de Pleșcoi” pe care l-au atribuit Levantinului.

Într-o comunicare recentă, Pană⁷ a ajuns la concluzia că stratele de Pleșcoi ar reprezenta un echivalent al Kuialnicului sau Acciagil-Apșeronianului.

Observăm că o faună cu cardiacee similară cu cea descrisă de noi din stratele de Pleșcoi a fost semnalată și în numeroase puncte din bazinul Rîmnicului, Motnăului și Rîmnei⁸. În toate aceste puncte poziția stratigrafică a depozitelor cu faună de cardiacee este echivalentă cu cea a straturilor de Pleșcoi, sau cu partea inferioară a straturilor de Cîndești.

Constatarea că faciesul marin-salmastru s-a întîlnit pe un teritoriu întins, aparținând ramurei de nord a zonei colinare de curbură, pledează în favoarea admiterii unei transgresiuni a bazinului ponto-caspic, care s-a extins cel puțin pînă în zona cercetată de noi.

În consecință, ținînd seama de poziția stratigrafică a straturilor de Pleșcoi, precum și de considerentele neotectonice și paleogeografice menționate, noi atribuim aceste depozite intervalului basal al Villafranchianului.

Punctul de vedere exprimat mai sus, este confirmat și paleontologic. Într-adevăr, Fedorov (1961) consideră că prezența genului *Apscheronia* pledează în general pentru vîrstă acceagîliană, în timp ce genurile *Monodacna*, *Didacna* și *Clesinia* argumentează Apscheronianul. În consecință, noi considerăm că asociația de cardiacee fosile din zona Pleșcoi, are o valoare stratigrafică care include Acceagîlian superior-Apscheronianul.

În același timp observăm că Gromov, Krasnov, Nikiforova, Şanter (1961) echivalează Acceagîlian superior-Apscheronianul cu Villafranchianul. De asemenea, Gillet (1961), Popov (1962) exprimă o părere analogă.

⁶ Ioana Pană, St. Bönig, R. Botez. Elemente noi în fauna levantină din regiunea Buzău. Comunicare, Univ. Buc., 1964.

⁷ Ioana Pană. Comunicare, Univ. Buc., decembrie 1966.

⁸ Op. cit. pct. 5.

Strate de Cîndești. Stratotipul acestor formațiuni apare bine deschis în dreptul localității Cîndești, unde se constată că partea sa inferioară este constituită din pietrișuri mărunte și nisipuri medii între care se intercalează strate groase de argile și argile nisipoase. Pe măsura ridicării pe verticală pietrișurile prezintă dimensiuni mai mari, iar intercalațiile argiloase devin mai subțiri, pentru ca în orizonturile superioare să se constate prezența masivă a bolovanișurilor.

La compoziția petrografică a pietrișurilor villafranchiene participă roci sedimentare și metamorfice, dintre care rocile sedimentare predomină (cca 85%).

Din examinarea rezultatelor analizelor efectuate asupra unui mare număr de pietrișuri întâlnite în forajele amplasate pe strate de Cîndești, am stabilit următoarele valori medii, calculate în raport cu frecvența procentuală a componenților petrografici :

	%
gresii și microconglomerate	72,50
calcare și marnocalcare	7,15
menilite și jaspuri	4,30
cuarțite	14,25
gnaise	1,60
micașisturi	0,20
Total	100,00

Pe baza exploatarii statistice a compoziției petrografice a diferitelor orizonturi aparținând stratelor de Cîndești, am constatat că spre orizonturile superioare, gresiile și microconglomeratele devin mai frecvente, depășind procentul de 80%, în dauna cuarțitelor. Orizonturile inferioare ale stratelor de Cîndești sunt caracterizate însă printr-un conținut mai ridicat de cuarțite, care uneori pot depăși 20%. Ceilalți componenți petrografici, nu prezintă variații procentuale sensibile pe verticală.

În ceea ce privește apartenența pietrișurilor, am identificat în materialul sedimentar gresii cuartitice de tip Tarcău, Kliwa și Fusaru, gresii calcaroase provenite din fliș și formațiuni miocene, precum și gresii friabile, originare din Pliocen.

Elementele de calcar întâlnite în stratele de Cîndești provin atât din conglomeratele de Bucegi, cât și din depozite sarmașiene. Marnocalcarele recoltate din pietrișuri aparțin în cea mai mare parte stratelor de Sinaia.



Dintre rocile silicioase predomină menilitele paleogene, în timp ce materialul cristalin, reprezentat prin cuarțite, gnaise și micașisturi, provine probabil din conglomeratele cretacice.

Depozitele villafranchiene aparținând stratelor de Cindești au o largă răspândire în regiunea cercetată de noi, ocupînd cea mai mare parte a bazinului inferior a văii Nișcovului, zona axială a sinclinalului Rătești-Unguriu, precum și zona colinară aparținând versanților rîului Buzău începînd din aval de localitățile Cindești și Pleșcoi, unde au putut fi urmărite de noi după o coloană litologică de cca 500 m grosime.

În zona Cindești-Pleșcoi, culminațiile colinelor sunt constituite din pietrișuri și bolovănișuri cu diametrul mai mare de 150 mm, între care se intercalează pachete subțiri de nisipuri și argile nisipoase.

Orizonturile mai inferioare prezintă pe o grosime de cca 200 m o alternanță de pietrișuri cu nisipuri și argile în care se constată că elementele psefítice cu dimensiuni mari, devin din ce în ce mai rare.

Astfel, într-un foraj amplasat pe terasa joasă a Buzăului (cota 137 m) în dreptul localității Cindești de Sus, care a avansat pînă la o adîncime de 140 m, au fost străbătute pînă la adîncimea de 3,20 m acumulările terasei joase, după care s-a întîlnit o alternanță de pietrișuri, nisipuri și argile. Particularitatea acestei succesiuni litologice constă în faptul că, pe de o parte, elementele cu $\varnothing > 150$ mm dispar de la adîncimea de 28 m, de unde în continuare diametrul pietrișurilor se reduce gradat, înainte să adîncimea finală de 140 m acesta nu depășește 50 mm, iar pe de altă parte, se constată că pînă la adîncimea de 60 m, grosimea intercalărilor argiloase este mai mică decît 3 m, pe cînd sub această adîncime, grosimea lor variază între 6–10 m.

În cadrul cercetărilor noastre, am efectuat o serie de profile de foraje dirijate după cum urmează :

a) Profilul nord-sud pe o lungime de cca 25 km, cuprinzînd localitățile Sătuc, Gura Nișcov, Săsenii Noi, Zorești, Ciobănoaia, Stîlpu și Costești, pune în evidență faptul că elementele psefítice care participă la alcătuirea stratelor de Cindești sunt caracterizate prin diametre mari, care în general depășesc 100 mm.

b) Profilul NNW–SSE, pe o distanță de cca 33 km, care în general urmărește lunca și terasa joasă a Buzăului, include localitățile Cindești, Vernești, Agudu, Clineiu, Simileasca, S Buzău, Pogonele și Gălbinași și argumentează faptul că de la interior spre exterior, elementele psefítice menționate se afundă lent și își reduc treptat dimensiunile, pentru ca în dreptul localității Gălbinași să nu mai fie întîlnite.



c) Profilul vest-est, având o lungime de cca 14 km între localitățile Pleșcoi, Zărneștii de Slănic, Blăjani, Sorești și Luncași pe Cîlnău, ne-a permis să constatăm că elementele psefítice care iau parte la alcătuirea stratelor de Cindești își reduc în mod lent diametrul și se afundă în direcția menționată. Astfel, începînd de la est de Sorești ele nu au mai fost întîlnite pînă la adîncimea de 100 m, fiind acoperite de depozite mai tinere.

Stratele de Cindești prezintă în unele punete un conținut paleontologic interesant. Astfel, intercalațiile argiloase dintre pachetele psefítice conțin în general gasteropode de talie mică, dintre care semnalăm : *Valvata simplex* F u c h s și *Gyraulus rumanus* W e n z precum și fragmente de cardiacee.

De asemenea, din aceste argile s-a mai identificat o bogată microfaună reprezentată în general prin forme remaniate din Pliocen și Miocen.

Argilele aparținînd orizonturilor superioare ale stratelor de Cindești au fost cercetate palinologic prin analiza probelor extrase din forajul executat în dreptul localității Pogonele începînd de la suprafață pînă la adîncimea de 90 m ⁹.

Intervalul menționat include Holocenul, Pleistocenul superior, Pleistocenul mediu și orizonturile superioare ale stratelor de Cindești.

Desigur, datele reiese din cercetarea pe verticală a unui singur punct nu pot oferi criterii concluante pentru caracterizarea variațiilor climatice. Considerînd totuși, că analiza palinologică efectuată constituie o contribuție la studiul Cuaternarului, vom prezenta pentru argilele aparținînd succesiunii Villafranchian superior-Holocen superior, unele din particularitățile lor palinologice.

Argilele villafranchiene superioare cercetate prin foraj între adîncimile de 90–82 m sunt caracterizate printr-o asociație polinică în care predomină coniferele și în special polen de *Pinus*, fapt care ne permite să înclinăm pentru atribuirea unei clime reci în intervalul menționat.

Argilele care constituie nivelele înalte ale Villafranchianului (82,00–63,20 m) prezintă un conținut polinic reprezentat printr-o erupție de chenopodiacee, care indică existența unei clime calde, de stepă.

Argilele aparținînd Pleistocenului mediu (63,20–43,20 m) prezintă în continuare indicații pentru menținerea unei clime calde, după cum o atestă prezența unui polen foarte bogat în chenopodiacee, aşa cum reiese din analiza polinică la adîncimea de 61 m, în care s-au găsit :

⁹ Analiza palinologică a fost executată de Ștefana Roman de la Institutul Geologic, București.



	<i>granule</i>
<i>Pinus</i>	12
<i>Tilia</i>	1
<i>Tsuga</i>	1
<i>Carya</i>	3
<i>Alnus</i>	2
<i>Juglans-Pterocarya</i>	2
Ulmaceae	2
<i>Magnolia</i>	1
Chenopodiaceae	150
Compositae	2
Dicotiledonate nedet.	25
Conifere redepuse	20
Spori redepuși	12

Argilele de la adîncimea de 58 m sunt caracterizate printr-un conținut abundant de granule de *Pinus*, fapt care demonstrează trecerea către o climă rece.

Nivelele superioare ale Pleistocenului mediu pun în evidență o nouă încălzire a climatului prin apariția foarte frecventă a chenopodiaceelor

Argilele aparținând Pleistocenului superior (43,20–11,30 m) prezintă pe întregul interval o asociatie polinică care argumentează existența unei clime reci, după cum se poate deduce din abundența coniferelor *Pinus* și *Picea* asociate cu *Alnus* și *Betula*.

Stratul de argilă de vîrstă Holocen superior (3,70–0,00m) este caracterizat printr-un conținut polinic foarte sărac, remarcindu-se rare forme vechi remaniate de polen și spori.

Intercalațiile psefítice aparținând stratelor de Cîndești sunt foarte sărăce în resturi fosile. Totuși, am recoltat în cîteva puncte (Gura Aninoasei, Urlători, Pleșcoi, Săpoca, forajul 9460 Lipia) moluște remaniate din Dacian și Levantin.

Mai semnalăm faptul că din pietrișurile care aflorează în dreptul localității Gura Aninoasei, ce aparțin sinclinalului Rătești-Unguriu, am recoltat un canon posterior drept de bovid cf. *Leptobos*¹⁰.

De asemenea, din depozitele psefítice villafranchiene cercetate de noi în interfluviul Slănic-Cilnău am colectat un canon anterior stîng de *Leptobos* sp.

¹⁰ Determinarea a fost făcută de C. Rădulescu de la Institutul de Speologie al Academiei.



Prezența acestor mamifere fosile confirmă vîrsta villafranchian superioară atribuită de noi stratelor de Cindești.

Pleistocenul mediu

În dreptul localității Pogonele, la cca 6 km sud de Buzău, s-a executat un foraj, care potrivit succesiunilor litologice, permite să se separe următoarele orizonturi :

- 0,00–3,70 m argile și prafuri argiloase aluvionare (Holocen superior);
- 3,70–11,80 m bolovănișuri și pietrișuri acumulate de paleo-Buzău, aparținind Holocenului inferior;
- 11,30–43,20 m alternanță de bolovănișuri, nisipuri grosiere și argile nisipoase care au fost atribuite Pleistocenului superior;
- 43,20–63,20 m complex predominant argilos, care a fost repartizat Pleistocenului mediu;
- 63,20–94,00 m alternanță de nisipuri cu pietrișuri mărunte și argile, reprezentând partea superioară a stratelor de Cindești, sub faciesul zonei din vecinătatea contactului morfologic dintre coline și cămpie.

Forajul executat în vecinătatea comunei Gălbinași la cca 16 km sud de orașul Buzău, pînă la adîncimea de 93 m nu a mai întîlnit stratele de Cindești, care probabil în această zonă se găsesc puternic afundate.

Din acest motiv, am atribuit (potrivit poziției lor geometrice și prin paralelizare cu complexul marnos din zona centrală a domeniului oriental al depresiunii valahe), stratele de argile și nisipuri fine dintre adîncimile de 93–45 m, Pleistocenului mediu.

În forajele executate la est de valea Cîlnăului, de-a lungul șoselei naționale Buzău-Rîmnicul Sărat între localitățile Gura Cîlnăului-Poșta Cîlnău și Crucea Comișoaiei se întîlnește în general sub adîncimea de 20–30 m un pachet gros de argile și argile nisipoase. Potrivit datelor obținute din forajul amplasat la Gura Cîlnăului, reiese că argilele menționate, avînd o grosime de 30–40 m, săn situate deasupra stratelor de Cindești. Față de această constatare, noi le-am paralelizat cu depozitele aparținind Pleistocenului mediu semnalate din forajele de la Gălbinași și Pogonele.

De asemenea, ar putea să mai aparțină Pleistocenului mediu și argilele roșii care se întîlnesc exclusiv în zona situată imediat la nord de cursul inferior al pîrîului Nișcov, unde acestea acoperă depozitele villafranchiene.

Aceste argile roșii au aspectul unor luturi și săn constituite din argile nisipoase-prăfoase, conținind rare elemente de pietrișuri mărunte și concrețiuni fero-manganoase.



În interfluviul Slănic-Cîlnău depozitele villafranchiene sunt acoperite de depozite loessoide macroporice a căror grosime crește de la nord spre sud unde atinge 10—15 m. Aceste depozite sunt complet lipsite de resturi fosile. Pe baza poziției lor stratigrafice însă, noi înclinăm să le atribuim unui interval de tranziție cuprins între partea superioară a Pleistocenului mediu și partea inferioară a Pleistocenului superior.

Pleistocenul superior

Au fost atribuite Pleistocenului superior, acumulările terasei înalte, terasei superioare și terasei inferioare, depozitele deluvial-proluviale care acoperă versantul drept al văii Buzăului de la sud de valea Nișcovului, depozitele proluviale sau depozitele loessoide care acoperă terasele înaltă și superioară, precum și pachetul de pietrișuri și nisipuri superioare din zona de cîmpie, puse în evidență de forajele de la Pogonele (11,30—43,00 m), Gălbinași (20,00—45,00 m) și Crucea Comișoaiei (20—40 m).

Acumulările terasei înalte au fost cercetate de noi în mai multe aflorimente dintre care mai reprezentative sunt cele situate în dreptul localității Cindești. Aici depozitele deluviale care acoperă versantul din dreapta rîului Buzău se extind și pe podul terasei, unde au o grosime de cca 10 m.

Depozitele psefitive care constituie acumulările terasei înalte sunt alcătuite din pietrișuri cu nisipuri și bolovănișuri ce au o compoziție petrografică similară aluviunilor actuale ale rîului Buzău. Aceste depozite stau discordant peste formațiunile villafranchiene.

Terasa superioară care are o dezvoltare mai mare pe partea stîngă a Buzăului a putut fi bine cercetată în special în zona Berca-Pleșești unde acumulările de terasă stau discordant peste depozite daciene, levantine și villafranchiene. Compoziția petrografică a acestor depozite este identică cu cea a depozitelor psefitive ale terasei înalte.

Terasa inferioară are o dezvoltare redusă cu taluzurile acoperite în general de deluvii groase care nu permit o cercetare a acumulărilor respective.

Depozitele deluviale ocupă o suprafață întinsă, acoperind cea mai mare parte a versanților văilor care brăzdează regiunea. Ele au cea mai mare dezvoltare pe versantul din dreapta rîului Buzău, unde grosimea lor atinge 15—20 m.

Aceste depozite sunt alcătuite dintr-un material prăfos-nisipos, macroporic, cu aspect loessoid, cu elemente de pietrișuri mici, diseminate



în masa lor și din care am recoltat o faună de moluște fosile, unele remaniate din depozite mai vechi, care însă nu au valoare stratigrafică :

Helix (Helix) lucorum suprlevantina Wenz

Helix sp.

Caracollina corecyrensis pliocaenica Wenz

Chondrula (Chondrula) tridens O.F. Müll.

Pomatias costulatum Rossmässler

Depozitele proluviale care acoperă terasa înaltă și terasa superioară sunt formate din prafuri nisipoase sau argiloase, care în cele mai multe cazuri îmbracă un aspect macroporic, loessoid.

În zona de cîmpie cercetată prin foraje, aluviunile rîului Buzău se găsesc afundate pînă la adîncimea de 10—20 m datorită activității de subsidență a acestei regiuni. Sub aluviunile holocene ale Buzăului urmează o alternanță de pietrișuri cu nisipuri și cu rare intercalații de argile nisipoase. Pe baza poziției lor stratigrafice (între aluviuni holocene și depozite argiloase, atribuite Pleistocenului mediu), aceste depozite ar putea fi repartizate Pleistocenului superior (interval cuprins între adîncimile 11,30—43,00 m din forajul Pogonele și cel dintre adîncimile 20,00—45,00 m din forajul Gălbinaș).

Diferența de cotă dintre depozitele Pleistocenului superior aparținând teraselor, înaltă, superioară și inferioară din zona colinară și depozitele pleistocen-superioare afundate, din zona de cîmpie, ar trebui să fie puse pe seama mișcărilor neotectonice care au avut un caracter pozitiv în regiunea dealurilor, și un sens negativ în ținutul de cîmpie.

Holocenul

Holocenul inferior este reprezentat în regiunea noastră prin acumulările psefitive ale terasei joase și prin depozitele acoperitoare ale terasei inferioare, în timp ce Holocenul superior îi revin aluviunile luncilor tuturor văilor din regiune. De asemenea, Holocenului superior i-au mai fost raportate depozitele proluviale care acoperă terasa inferioară.

CONSIDERAȚII TECTONICE ȘI NEOTECTONICE

Regiunea cercetată a fost afectată de mișcări tectonice care i-au imprimat o structură majoră, pusă în evidență de o succesiune de anticlinale (Berca, Monteoru) și sinclinale (Rătești, Unguriu) dirijate aproximativ NE—SW, cunoscute în literatura de specialitate.



În ce privește vîrsta mișcărilor tectonice din regiune, constatăm că ele s-au manifestat cu certitudine în Cuaternar, deoarece în toate structurile majore din regiune sunt interesante și stratele de Cindești.

Un alt argument în acest sens, îl oferă discrepanța dintre altitudinile relative ale teraselor rîului Buzău și terasele pîriului Nișcov. Astfel, terasa înaltă a rîului Buzău prezintă în dreptul anticinalului Berca o altitudine relativă de 50—60 m, în timp ce, către sud, în dreptul localității Valea Teancului, aceasta scade pînă la 25—30 m, unde se racordează cu terasa superioară a văii Nișcovului.

Tinînd seama de această constatare deducem că procesele neotectonice s-au manifestat diferențiat de la exterior către interior cel puțin pînă în Pleistocenul superior.

Constatările noastre, în cadrul regiunii, ne permit să afirmăm că intensitatea maximă a fazei de orogeneză valahă a avut loc cel mai devreme la sfîrșitul Villafranchianului.

Cercetările efectuate, ne-au condus la concluzia că regiunea studiată a fost afectată și de mișcări neotectonice aparținînd fazei pasadena. În acest sens pledează faptul că spre contactul morfologic dintre zona colinară și cîmpie, întreg sistemul de terase al rîului Buzău se înecă treptat, în cîmpia subcolinară, ca o consecință a proceselor de subsidență care s-au manifestat cu intensitatea pînă la începutul Holocenului.

CONCLUZII

Cercetările de suprafață precum și prospecțiunile efectuate prin foraje situate la N și NW de orașul Buzău, ne-au permis să aducem unele contribuții privind morfologia și constituția geologică a acestei regiuni.

S-au identificat la rîul Buzău patru nivele de terasă: terasa înaltă (45—60 m), terasa superioară (25—30 m), terasa inferioară (15—20 m) și terasa joasă (4—8 m); Nișcovul, Slănicul și Cîlnăul prezintă doar ultimele trei nivele cu altitudini relative mai mici.

Din punct de vedere geologic s-a insistat asupra depozitelor Pliocenului terminal și Cuaternarului din regiune.

La alcătuirea litologică a Levantinului participă în general argile, argile nisipoase, nisipuri și marne, caracterizate printr-un bogat conținut macropaleontologic.

Cuaternarul este reprezentat prin Villafranchian (Pleistocen inferior), Pleistocen mediu, superior și Holocen.

Villafranchianul începe în bază cu stratele de Pleșcoi constituite din nisipuri și marne în care s-au identificat două tipuri de faune: o faună



indicind un facies marin de tip pontocaspic (*Apscheronia*, *Monodaena*, *Didacna*, etc.) și o faună de facies lacustru – dulcicolă – (*Viviparus*, *Valvata*, etc.).

Urmează stratele de Cindești, constituite din pietrișuri, bolovănișuri și intercalații de argile, cu care se încheie succesiunea Villafranchia-nului.

Pleistocenului mediu i-au fost atribuite argilele întâlnite în foraje, situate peste pietrișurile villafranchiene, precum și argilele roșii de la N-de valea Nișcovului. Depozitele loessoide care acoperă interfluviul Buzău-Cîlnău, în zona colinară, sunt considerate de vîrstă pleistocen mediu-superioară.

Depozitele aluvionare ale teraselor, înaltă, superioară și inferioară sunt atribuite Pleistocenului superior, iar cele ale terasei joase și luncii, Holocenului.

Din punct de vedere tectonic, se precizează că mișările care au determinat formarea anticlinalelor și sinclinalelor din regiune s-au manifestat cu certitudine în Cuaternar, iar intensitatea maximă a fazei de orogeneză valahă a avut loc cel mai devreme la sfîrșitul Villafranchia-nului; există elemente care conduc autorii la concluzia că regiunea studiată a fost afectată și de mișări neotectonice aparținând fazei pasadene.

BIBLIOGRAFIE

- Andrussov N. (1895) Kurze Bemerkungen über einige Neogenablagerungen Rumäniens. *Verh. d.k.k. geol. R. A.* Wien.
- (1923) Apșeronskii iarus. *Izbrante trudi, Izdat. Akad. Nauk, SSSR.* Moscova.
- Atanasiu I. (1939) Contributions à la géologie des Pays Moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București.
- Ciocirdei R. (1943) Die pliozäne Faune von Berca-Arbănași. *Z. dtsh. geol. Ges.*, XIV. Berlin.
- (1949) Regiunea petroliferă Berca-Beciu-Arbănași. *Com. Geol. St. tehn. și econ.* A, 4. București.
- Cobălcescu G. r. (1883) Studii geologice și paleontologice asupra unor tărîmuri terțiare din unele părți ale României. *Mem. Geol., Șc. Milit. din Iași.* București.
- Coquand H. (1867) Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contient. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2-ième, 24. Paris.
- Fedorov P. V. (1961) Biostratigraphy of the Quaternary marine deposits of the Pontocaspian region. Reports II. INQUA, Warszawa.
- Filipescu M. G. (1937) Études géologiques dans la régions comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bîrsa Mică. *Bull. Lab. Min. Univ.* București.



- Gillet Suzette (1961) Essai de paléogéographie du néogène et du quaternaire inférieur d'Europe orientale. *Rev. geogr. physique et geol. dynamique*, IV, 4. Paris.
- Gromov V. I., Krasnov I. I., Nikiforova K. V., řanter E. V. (1961) State of the problem of the lower boundary and the stratigraphic subdivision of the Anthropogene (Quaternary) system. Reports II, VI Congres INQUA. Warsawa.
- Liteanu E. (1953) Geologia ținutului de cimpie din bazinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării. *Com. Geol. St. tehn. și econ.*, E, 2, București.
- Bandrabur T. (1959) Geologia zonei de contact morfologic dintre cimpie și colinele dintre R. Teleajen și V. Budureasca. *Acad. R.P.R. Stud. și cerc. geol.* IV, 2. București.
 - (1960) Despre problema limitei superioare a Terțiului din depresiune valahă. *Acad. R.P.R. Stud. și cerc. de geol.* V 2. București.
 - Feru M. (1964) Noi contribuții la studiul stratigrafiei zăcămintului de lignit din interfluviul Jiu—Motru. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.*, 9, 1. București.
 - Ghenea C. (1966) Cuaternarul din România. *Com. Geol. St. tehn. econ.*, H, 1, București.
 - (1967) Pietrișuri de Cindești sau Strate de Cindești. O contribuție la Studiul stratelor de Cindești. *Com. Geol. St. tehn. și econ.*, H, 3. București.
- Macarovici N. (1961) Observații stratigrafice pe structura Berca-Arbănași (cu privire specială asupra limitelor Dacianului). *Acad. R.P.R. Stud. și cerc. geol.* VI, fasc. 3. București.
- (1962) Asupra geologiei regiunii dintre valea Muscelu și valea Cîlnăului (raionul Buzău). *Com. Geol. D. S. XLIII* (1955—1956). București.
- Mrazec L., Teisseyre W. (1902) Über oligozäne Klippen am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau). *Jahrb d.k.k. geol. R. A.*, 51, 1901, Wien.
- Pană Ioana (1966) Studiu depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă, între valea Buzăului și valea Bălăneasa. *Inst. Geol. St. tehn. econ.*, J, 1. București.
- Popov G. I. (1962) O sootnošenija continentalnih morskikh verhnepliotoenovih otlojenij iuga i iugovostoka evropejskoi ciasti SSSR o sviazu s voprosom o njuei graničet verticinovo perioda. *Trud Komm. po Izucen. Cetvert Per.* XX. Moskwa.
- Protescu G. (1926) Structura geologică a regiunii Subcarpațiilor din partea de sud a județului Buzău. *Inst. Geol. Rom. D. S. VIII* (1919—1920). București.
- Stefănescu S. (1897) Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Lille.
- Teisseyre W. (1897) Geologische Untersuchungen im Distrikt Buzău, in Rumänien. *Verh. d.k.k. Geol. R. A.* XLVII. Wien.
- (1906) Über die mäotische, pontische und dazische Stufe, *An. Inst. Geol. Rom.*, II. București.
 - (1907) Die Schlammvulkane von Bérca—Beciu und die ölzone. *Comptes rendus. Congr. Inst. du Pétrole, III-ième année, Sess.*, 1907. București.
 - (1911) Die Schlammvulkane von Béra—Beciu. *Rev. de pétrole*, 4. București.
- Vilasan G. h. (1915) Cimpia Română. București.
- Wenz W. (1942) Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete. *Senkenbergiana*, 24. Frankfurt a. Main.



INVESTIGATIONS GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DE BUZĂU, AU CONTACT MORPHOLOGIQUE ENTRE LES COLLINES ET LA PLAINE

(Résumé)

Les recherches en surface ainsi que les prospections effectuées par forages dans la région située au N et au NW de la ville de Buzău ont fourni quelques données concernant la morphologie et la constitution géologique de cette région.

On a identifié, pour ce qui est de la rivière du Buzău, quatre terrasses : la terrasse haute (45–60 m), la terrasse supérieure (25–30 m), la terrasse inférieure (15–20 m) et la terrasse basse (4–8 m); le Nișcov, le Slănic et le Cîlnău ne présentent que les trois derniers niveaux de terrasse à altitudes relatives plus petites.

Au point de vue géologique c'est sur les dépôts du Pliocène terminal et du Quaternaire de la région qu'on a insisté.

À la constitution lithologique du Levantin participent, en général, des argiles, des argiles sableuses, des sables et des marnes caractérisées par un riche contenu macropaléontologique.

Le Quaternaire est représenté par le Villafranchien (Pléistocène inférieur), par le Pléistocène moyen et supérieur et par l'Holocène.

Le Villafranchien débute à la partie basale par les couches de Pleșcoi constituées de sables et de marnes qui contiennent deux types de faunes : une faune indiquant un faciès marin de type pontocaspien (*Apscheronia*, *Monodacna*, *Didacna*, *Adacna* etc.) et une faune indiquant un faciès lacustre-dulcicole (*Viviparus*, *Valvata* etc.).

Suivent les couches de Cindești constituées de graviers, cailloux et intercalations d'argiles qui achèvent la succession du Villafranchien.

Au Pléistocène moyen reviennent les argiles rencontrées par forages, reposant sur les graviers villafranchiens, ainsi que les argiles rouges situées au N de la vallée du Nișcov. Les dépôts loessoïdes qui couvrent l'interfluve de Buzău–Cîlnău, dans la zone collinaire, sont considérés d'âge pléistocène moyen-supérieur.

Les dépôts alluvionnaires des terrasses hautes supérieure et inférieure sont attribués au Pléistocène supérieur, alors que ceux de la terrasse basse et des plaines alluviales à l'Holocène.

Au point de vue tectonique, il y a lieu de préciser que les mouvements qui ont généré les anticlinaux et les synclinaux identifiés dans la région ont eu lieu, sans aucun doute, au Quaternaire et que l'intensité maximum de la phase d'orogenèse valache s'est manifestée, le plus tôt, à la fin du Villafranchien ; il y a des éléments qui conduisent les auteurs à conclure que la région investiguée a été affectée aussi par des mouvements néotectonique de la phase pasadena.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région Buzău au contact morphologique des collines avec la plaine.



Institutul Geologic al României

I. Géologie : 1, Holocène supérieur ; 2, Holocène inférieur ; 3, Pléistocène supérieur ; 4, Pléistocène moyen-Pléistocène supérieur ; 5, Pléistocène moyen ; 6, Pléistocène inférieur (Villafranchien) a, couches de Cindești ; b, couches de Pleșcoi ; 7, Levantin ; 8, Dacien ; 9, Pontien ; 10, Méotien ; 11, Sarmatiens. II. Morphologie : 12, limite de la zone collinaire ; 13, limite de la haute plaine ; 14, front de la haute terrasse ; 15, front de la terrasse supérieure ; 16, front de la terrasse inférieure ; 17, front de la basse terrasse. III. Génétique des dépôts quaternaires : 18, dépôts déluviaux-proluviaux ; 19, dépôts déluviaux ; 20, dépôts alluviaux ; 21, dépôts alluviaux-proluviaux. IV. Autres signes : 22, point fossilifère mollusques ; 23, point fossilifère mammifères ; 24, faille ; 25, axe anticlinal ; 26, axe synclinal ; 27, position de couche ; 28, glissements ; 29, volcanss boueux ; 30, forage hydrogéologique.

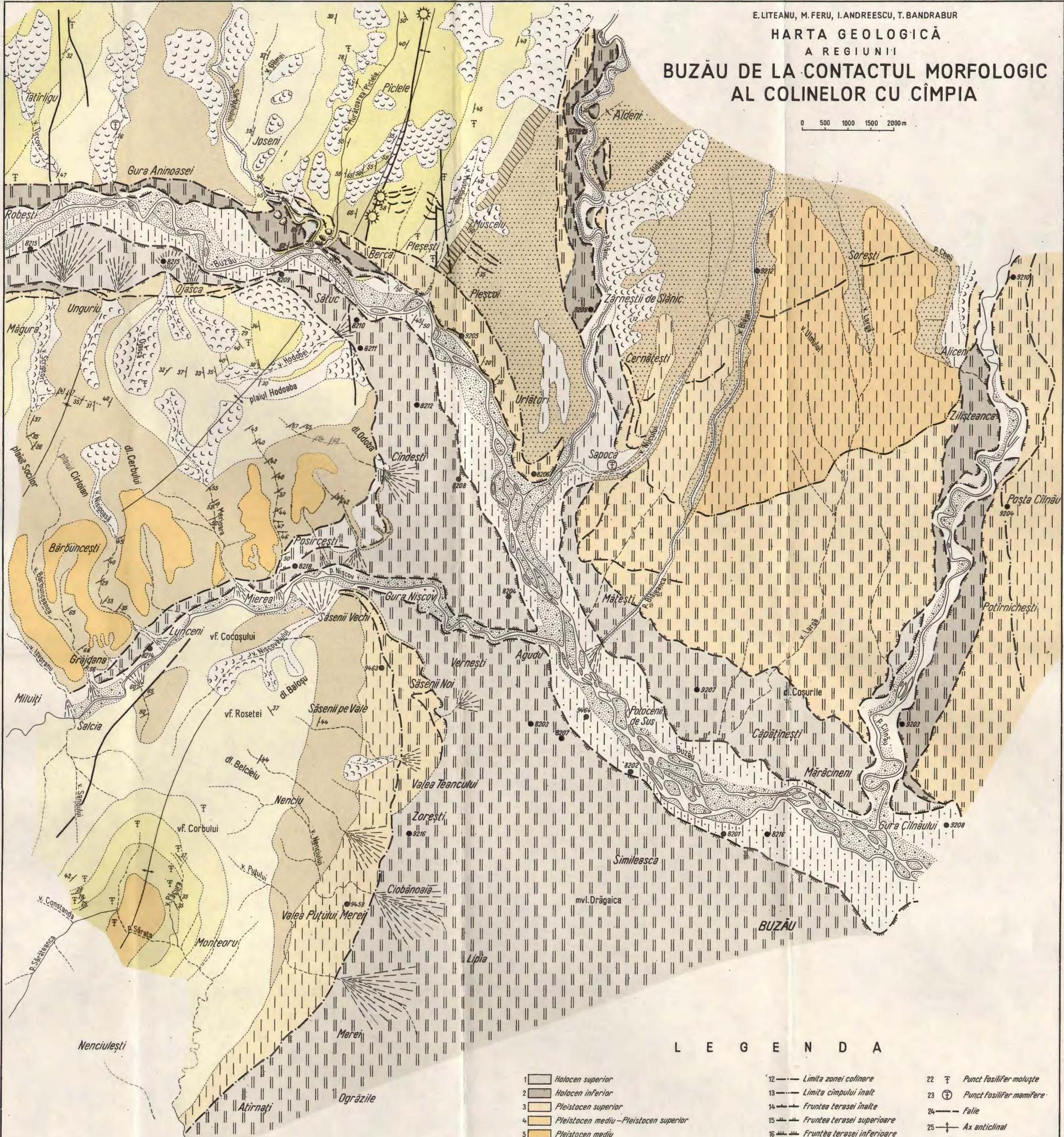




Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII BUZĂU DE LA CONTACTUL MORFOLOGIC AL COLINELOR CU CÎMPIA

0 500 1000 1500 2000 m



LEGENDA

- | | | |
|--|--------------------------------------|-------------------------------|
| 1 Holocen superior | 12 - - - Limita zonei colinare | 22 T Punct fosilifer moluște |
| 2 Holocen inferior | 13 - - - Limita cimpului înalt | 23 Ⓛ Punct fosilifer mamifere |
| 3 Pleistocen superior | 14 - - - Fruntea terasei înalte | 24 - - Falie |
| 4 Pleistocen mediu-Pleistocen superior | 15 - - - Fruntea terasei superioare | 25 - - Ax anticlinial |
| 5 Pleistocen mediu | 16 - - - Fruntea terasei inferioare | 26 - - Ax sinclinal |
| 6 Pleistocen inferior (Villefranchian) < a. Strate de Cindești | 17 - - - Fruntea terasei joase | 27 / Pozitie de strat |
| 7 Levantin | GENETICA DEPOZITELOR CUATERNARE | 28 w Alunecări |
| 8 Dacian | 18 Deposite deluviale-proluviale | 29 ☀ Vulcani noroioși |
| 9 Pontian | 19 Deposite deluviale | 30 ● Foraj hidrogeologic |
| 10 Meotian | 20 - - Deposite aluviale | |
| 11 Sarmatian | 21 ! ! Deposite aluvial-proluviale | |

CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE ÎN BAZINUL MIJLOCIU AL ARGEŞULUI DINȚRE COSTEŞTII DIN VALE—PITEŞTI¹

DE

VALERIU CONSTANTINESCU¹, MIHAI CROITORU²

Abstract

Hydrogeological Research in the Argeş Middle Basin between Costeşti din Vale-Piteşti Area. This paper deals with the hydrogeology of aquifer strata identified by drillings at a depth up to 100 m. The experimental pumpings carried out either successively or simultaneously in the drillings allowed to determine the hydrogeological parameters of the phreatic aquifer strata required for the dimensioning of catchment of waters. The varied chemical composition of waters allowed their zoning in accordance with their potability and irrigation coefficient. In order to estimate the water supplies in the zone, the value of the exploitable prognostic supplies, which may be yielded by the aquifer phreatic strata, has been calculated, an exploitable output amounting to 1 m³/s over the whole area being thus obtained.

Zona cercetată aparține din punct de vedere administrativ de județele Dâmbovița și Argeș și este delimitată la nord-est de contactul morfologic dintre lunca Argeșului și platforma Cindești, la sud-est de localitățile Costeștii din Deal-Costeștii din Vale, la sud-vest de rîul Argeș, iar la nord-vest de localitățile Ștefănești-Pitești.

Lucrarea are ca scop evaluarea rezervelor de prognoză exploataabile de ape subterane existente în bazinul mijlociu al Argeșului precum și stabilirea caracteristicilor hidrochimice în vederea folosirii lor ca ape potabile și industriale.

¹ Susținută în ședința de comunicări a Întreprinderii Geologice de Prospecțiuni din 18 martie 1969.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.



I. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Primele studii cu caracter geomorfologic efectuate în zonă aparțin lui Vîlسان (1916) care încadrează sectorul cercetat în lunca și terasele Argeșului. Autorul arată că terasele Argeșului în număr de trei, dispuse în evantai, dispar la sud-est de Pitești. Astfel, terasa superioară cu o lățime de 1—8 km dispare la cca 20 km, terasa medie cu o lățime de 2—12 km dispare la cca 35 km, iar terasa inferioară cu o lățime de 1—7 km dispare la cca 40 km.

Gherman³ întocmește harta geologică a depozitelor pre-meotiene pe baza datelor obținute prin forajele executate de Ministerul Petrolului.

Slavovacă⁴ a efectuat o cercetare hidrogeologică detaliată în zona de cîmpie dintre Argeș și Teleorman, aducind noi contribuții la stabilirea caracterului morfologic, geologic, hidrogeologic și hidrochimic al regiunii.

Liteanu (1961) aduce noi contribuții asupra cunoașterii stratigrafiei Pleistocenului și a geneticei reliefului Cîmpiei Române pe bază de criterii geometrice, dovezi paleontologice și argumente morfogenetice.

II. MORFOLOGIA ȘI HIDROGRAFIA REGIUNII

Din punct de vedere structural și morfologic zona cercetată aparține după Liteanu (1961) Cîmpiei Române orientale, subunitatea — cîmpia internă — fiind limitată la nord-est de zona colinară a platformei Cindești printr-un contact morfologic clar care reflectă panta sub care se afundă conurile de dejecție villafranchiene sub depozitele mai tinere din cîmpie.

Lunca Argeșului are o largă dezvoltare pe întreg perimetru avînd o lățime de cca 3 km în partea de nord-est pînă la 7 km în sud-estul perimetrlui. Cotele scad în mod progresiv de la 265 m (confluența Argeșului cu Rîul Doamnei) la 160 m (sud Costeștii din Vale).

Rîul Argeș, principalul curs de apă din zonă, are o direcție de curgere orientată de la nord-vest la sud-est și captează pe partea stîngă toate pîraiele care vin din zona colinară printre care Rîncăciu, Cîrcinov, Budisteanca, Potopul, Răstoaca și altele, care în timpul verii sunt aproape seci;

³ I. Gherman. Întocmirea hărții geologice a pre-Meoțianului din Oltenia și Muntenia. 1955. Arh. Com. Geol., București.

⁴ D. Slavovacă. Cercetări hidrogeologice în zona de cîmpie dintre Argeș și Teleorman. 1957. Arh. Com. Geol., București.



în perioadele cu precipitații abundente, aceste pîraie au un caracter torențial.

Argeșul prezintă un sistem de terase dezvoltat pe partea dreaptă care însă nu a constituit obiectul cercetărilor noastre decît parțial.

Terasa inferioară cu altitudine relativă de 20 m are o lățime de cca 4 km. Altitudinea relativă scade treptat spre sud-est ajungind în dreptul comunelor Pătuleni la 10 m, iar la cca 1 km vest de comuna Pătroaia cca 2 m; acest nivel de terasă din dreptul comunei Pătroaia poate fi urmărit pe o distanță de cca 2 km spre sud-est pînă la sud de Potlogeni-Deal unde se pierde pe nesimțite. La Gherghești s-a identificat același nivel de terasă cu altitudine relativă de cca 1,5 m, care dispără în dreptul comunei Greci confundîndu-se cu lunca propriu-zisă. Pe partea stîngă a Argeșului se dezvoltă terasa inferioară, comună rîurilor Argeș și Dîmbovița începînd de la nord-est de Găești pînă în zona Costeștii din Deal unde este îngropată de formațiunile care colmatează zona de subsidență de la Titu. Ca și pe partea dreaptă a Argeșului fenomenul de îngropare a teraselor sub depozitele mai tinere este pus în evidență prin scăderea treptată a altitudinelor relative pînă la dispariția lor.

În Pleistocen, Argeșul avea o direcție de curgere orientată nord-sud, fapt pus în evidență de sistemul de terase care se dezvoltă la sud de Pitești. Deplasarea Argeșului spre sud-est a început încă din Pleistocen și a continuat pînă în Holocen cînd a dat naștere actualei lunci cu o direcție WNW-ESE.

Deplasarea Argeșului de la direcția nord-sud spre sud-est s-a dat-o rată atracției exercitată de procesele de subsidență manifestate în cîmpia internă. Existența acestor procese de subsidență este pusă în evidență și prin faptul că terasele Argeșului, aşa după cum am văzut, dispar în zona Titu încîndu-se sub aluviuurile tinere, generînd astfel aspectul unui larg șes aluvial.

III. GEOLOGIA REGIUNII

Geologia fundamentalului este cunoscută din datele obținute prin forajele executate de Ministerul Petrolului.

A) Formațiuni ante-euaternare

Cea mai mare parte a sedimentelor mai tinere stau pe un fundament sarmatian și numai o mică parte se aştern pe un fundament pre-sarmatian. Astfel în zona axială a periclinului estic al structurii Pitești-Glîmboce!,

sectorul Topoloveni, fundamentul este constituit din depozite aparținând Oligocenului peste care sînt dispuse sedimente mai noi.

Oligocenul dezvoltat în facies de Pucioasa (argile cu slabe intercalătii nisipoase) formează nucleul structurii. Între Călinești și Pitești, depozitele fundamentului pre-sarmățian aparțin în exclusivitate Oligocenului.

Helvețianul este dispus peste Oligocen și se dezvoltă sub formă de pete ce în zona axială a structurii și continuu pe flancuri sub un facies neritic-litoral, predominant psamitic.

Tortonianul se dezvoltă la sud-est de structura Pitești-Gâmbocel constituind zone largi pe curbura structurii pînă la Leordeni. În general, este constituit din marne cenușii și cenușiu-verzui, tufuri cu frecvențe globigerine. În zona Găești s-au identificat tufuri dacitice masive cu intercalătii subțiri de marne tufacee cu globigerine.

Sarmățianul are o largă dezvoltare în partea de sud-est a regiunii acoperind concordant și în continuitate de sedimentare depozitele tortoniene; este alcătuit dintr-o alternanță de marne nisipoase și compacte cu intercalătii subțiri de nisipuri.

Meotianul este dispus transgresiv și discordant peste formațiuni mai vechi. Se dezvoltă sub două faciesuri litologice și anume: un facies lacustru, de tip Slătioarele-Șuța Seacă, depus într-un domeniu neritic litoral și altul lacustru, de tip Gura-Șuții, depus într-un domeniu neritic.

Ponțianul este dispus în continuitate de sedimentare peste Meotian. Litologic este alcătuit în bază dintr-un complex marnos cu intercalătii subțiri de nisip, iar în partea superioară dintr-o alternanță de marne nisipoase cu nisipuri și pietrișuri.

Dacianul este reprezentat printr-o alternanță de nisipuri cu marne nisipoase și nisipuri marnoase.

Levantinul este alcătuit litologic din sedimente depuse într-un facies lacustru continental.

B) Depozitele cuaternare

Au o largă răspîndire în zona cercetată însă prezintă deschideri naturale numai spre nord-est la contactul luncii cu zona colinară unde afloarează stratele de Cîndești.

În vederea orizontării complexelor litologice care iau parte la alcătuirea depozitelor cuaternare s-au executat o serie de profile în lunca Argesului (vezi planșa).



În profilul executat prin forajele 6548 (Zăvoiul Orbului), 7502 (Frăsinet), 7503 (Mătăsaru), s-a identificat următoarea succesiune litologică :

a) la suprafață se dezvoltă un complex psamo-psefitic alcătuit din nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri cu grosimi cuprinse între 6,60–8,00 m, acestea constituind depozitele aluvionare ale luncii Argeșului. Din punct de vedere petrografic acest complex este alcătuit din elemente de roci cristaline, gnaisice cu ortoză și microclin, gnaisice amfibolice, paragnaise, gnaisice muscovitice, gnaisice cu biotit și amfibol, gnaisice oculare, cuarțite, cuarț filonian, șisturi cuarțito-feldspatice, șisturi cuarțitice grafitoase, cuarț pegmatitic. Complexul psamo-psefitic este acoperit de depozite deluvial-proluviale groase de 1,60–1,70 m care în general dispar în apropiere de Argeș ;

b) urmează un complex psamo-pelitic alcătuit din argile nisipoase, cenușiu-cafenii și nisipuri argiloase cenușii ; în acest complex se dezvoltă lenticular nisipuri mijlocii și grosiere uneori cu elemente de pietriș având grosimi cuprinse între 1,20 m (F. 6548,) și 9,10 m (F. 6503) ;

c) de la adâncimea de 72,30 m (F. 6548) și 76,80 m (F. 7502), se dezvoltă argile uneori nisipoase cenușiu-gălbui și negricioase.

În profilele Pătroaia-Crîngurile de Jos și Golești s-a identificat aceeași succesiune litologică variind numai grosimile complexelor descrise mai sus. Astfel, în profilul Pătroaia-Crîngurile de Jos depozitele deluvial-proluviale se îngroașă spre zona colinară unde ating o grosime de 10,20 m (F. 7567). Spre vest complexul psamo-pelitic se subțiază încât în forajele executate în zona Golești-Călinești se reduce treptat de la 45 m (F. 7563 Călinești) la 23,0 m (F. 7554-Golești).

Din analizele micropaleontologice executate asupra probelor recolțate din întreaga succesiune litologică, rezultă o microfaună insitu săracă, alcătuită din foraminifere și ostracode și una remaniată din formațiuni de vîrstă cretacică, miocenă și pliocenă, nefiind posibil deci să se facă o orizontare stratigrafică pe argumente paleontologice. Din lipsa argumentelor micro și macropaleontologice vîrsta complexelor litologice descrise mai sus a fost stabilită pe criteriul poziției geometrice a acestora prin paraleлизare cu zonele limitrofe din Cîmpia Română și platforma Cotmeana unde problema stratigrafiei depozitelor cuaternare a constituit obiectul unor cercetări anterioare : complexul psamo-psefitic este atribuit Holocenului, complexul psamo-pelitic Pleistocenului, iar complexul predominant pelitic Levantinului.



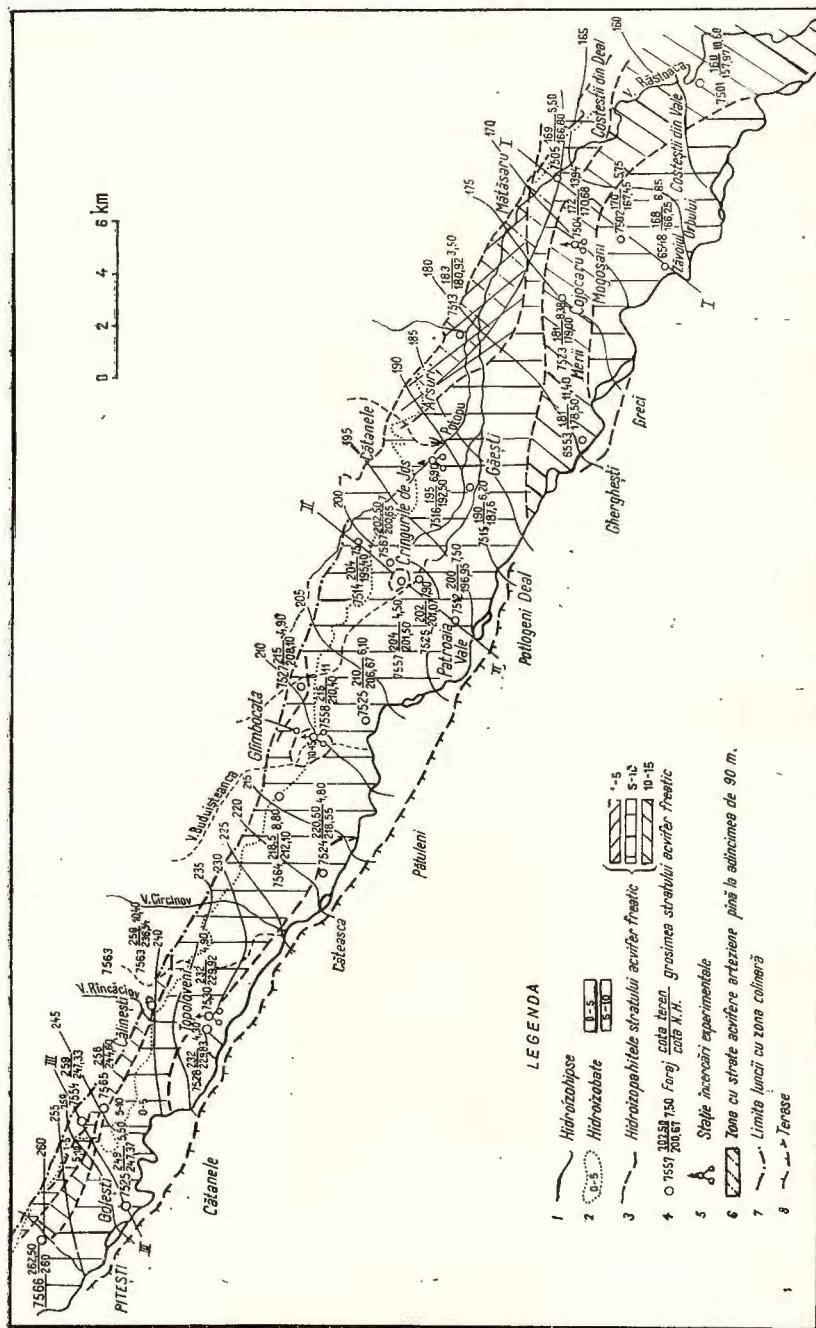


Fig. 1

IV. REGIMUL PRECIPITAȚIILOR

Caracteristic zonei sunt precipitațiile de tip continental, care cad în cantități foarte variabile la intervale mari și neregulate fiind mai abundente la începutul verii. Cele mai bogate precipitații sunt semnalate în lunile iunie-iulie, iar cele mai mici cantități lunare medii s-au înregistrat în luna februarie.

Din datele centralizate la stațiile meteorologice Găești pentru intervalul de timp 1896—1955 și Pitești pentru intervalul 1958—1963 (tab. 1) rezultă următoarele valori ale precipitațiilor medii anuale, maxime și minime lunare.

TABELUL 1
Regimul precipitațiilor în bazinul mijlociu al Argeșului

Stația	Precipitații maxime (mm)	Precipitații minime (mm)	Precipitații anuale (mm)	Cantitatea maximă în 24 ore (mm)
Găești	86,1 (iunie)	33,1 (febr.)	617,2	—
Pitești	84,3 (iulie)	30,9 (febr.)	468,6—603,9	19,0—58,2

Intervalurile de timp fără precipitații au o durată ce nu depășește 15—20 zile și sunt mai frecvente spre sfîrșitul verii și începutul toamnei, iar cîteodată chiar și iarna; cele mai îndelungate intervale de timp lipsite de precipitații nu au depășit 60 zile.

V. HIDROGEOLOGIA ZONEI

Prin lucrările executate s-a putut determina cu multe detalii dezvoltarea și caracteristicile hidrogeologice ale stratului acvifer freatic localizat în complexul de nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri. Cu ajutorul datelor obținute prin foraje s-a întocmit harta hidrogeologică a bazinului pe care sunt evidențiate hidroizohipsele, hidroizobatele și hidroizopahitele stratului acvifer freatic (fig. 1).

Fig. 1. — Harta hidrogeologică a bazinului mijlociu al Argeșului, zona Costești din Vale—Pitești.

1, hidroizohipse; 2, hidroizobate; 3, hidroizopahitele stratului acvifer freatic; 4, foraj $\frac{\text{cota teren}}{\text{cota NH}}$ grosimea stratului acvifer freatic; 5, stație încercări experimentale; 6, zonă cu strate acvifere arteziene pînă la adâncimea de 90 m; 7, limita luncii cu zona colinară; 8, terase.

Carte hydrogéologique du bassin moyen de l'Argeș, zone comprise entre Costești din Vale et Pitești.

1, hydroisochypes; 2, hydroisobathes; 3, hydroisopahites de la couches aquifère phréatique; 4, forage $\frac{\text{cote terrain}}{\text{cote NH}}$ épaisseur de la couche aquifère phréatique; 5, station d'essais expérimentaux; 6, zone à couches aquifères artésiennes jusqu'à 90 m de profondeur; 7, limite de la plaine alluviale avec la zone collinaire; 8, terrasse.



Din alura hidroizohipselor rezultă că direcția de curgere a curentului subteran este orientată NW-SE fiind aproximativ paralelă cu cea a râului Argeș.

Hidroizobatele stratului acvifer freatic indică faptul că adâncimea nivelului hidrostatic pe aproximativ întreaga zonă cercetată este cuprinsă între 0—5 m, excepție făcând zona de luncă din apropierea contactului cu colinele, cuprinsă între Golești - Arsuri și Mătăsaru - Costești din Deal, unde adâncimea nivelului hidrostatic variază între 5—10 m.

Hidroizopahitele scot în evidență existența a trei zone ale stratului acvifer freatic cu grosimi diferite.

Hidroizopahita de 1—5 m se dezvoltă în zona limitrofă contactului luncii cu colinele, pe o suprafață cuprinsă între Golești - Glimbocata și Cătanele - Mătăsaru, pe o portiune restrânsă în zona Crîngurile de Jos precum și într-o zonă limitrofă râului Argeș identificată din forajele 7528, 7524.

Hidroizopahita de 5—10 m are cea mai largă dezvoltare, excepție făcând unele zone restrinse dintre Ștefănești - Călinești și Merii - Cojocaru - Mogoșani - Costești din Vale unde se dezvoltă hidroizopahita de 10—15 m.

În complexul psamo-pseficic existența unor nivele de nisipuri medii și grosiere favorizează dezvoltarea unor strate acvifere de adâncime cu caracter ascensional și artezian. Astfel între localitățile Arsuri și Mătăsaru s-a identificat o zonă cu strate acvifere arteziene (fig. 1) a căror alimentare se face pe capetele de strat care aflorează în platforma Cindești. În general s-a identificat în fiecare foraj 1—4 strate acvifere de adâncime, numărul acestora scăzând spre nord-vestul regiunii.

Prin măsurătorile efectuate în cursul executării forajelor s-au obținut următoarele debite (tab. 2).

TABELUL 2

Foraj	Adâncimea stratului acvifer (m)	Înălțimea de deversare a apei pe coloană (m)	Debitul (l/s)
7502	75,40—76,80	+0,80	2
		+1,35	0,5
		+5,70	0,3
7503	73,20—73,80	+0,90	2
		+2,50	1
7513	59,20—60,00	+3,95	0,66
		+1,00	2
		+1,84	1,5



VI. CONSIDERAȚII HIDROCHIMICE

Pentru determinarea caracteristicilor fizico-chimice ale apelor subterane s-au efectuat analize chimice complete atât asupra probelor de apă prelevate din stratul acvifer freatic cît și din cele de adâncime.

Clasificarea fizico-chimică a apelor analizate s-a făcut cu ajutorul diagramei triunghiulare (fig. 2) a cărei suprafață este împărțită în mai multe areale, fiecare dintre ele corespunzând la diferite clase de ape. Cu ajutorul diagramei sănt grupate în clase separate apele clorurice și sulfatice, fapt care are o importanță deosebită în aprecierea calității apei subterane pentru irigații.

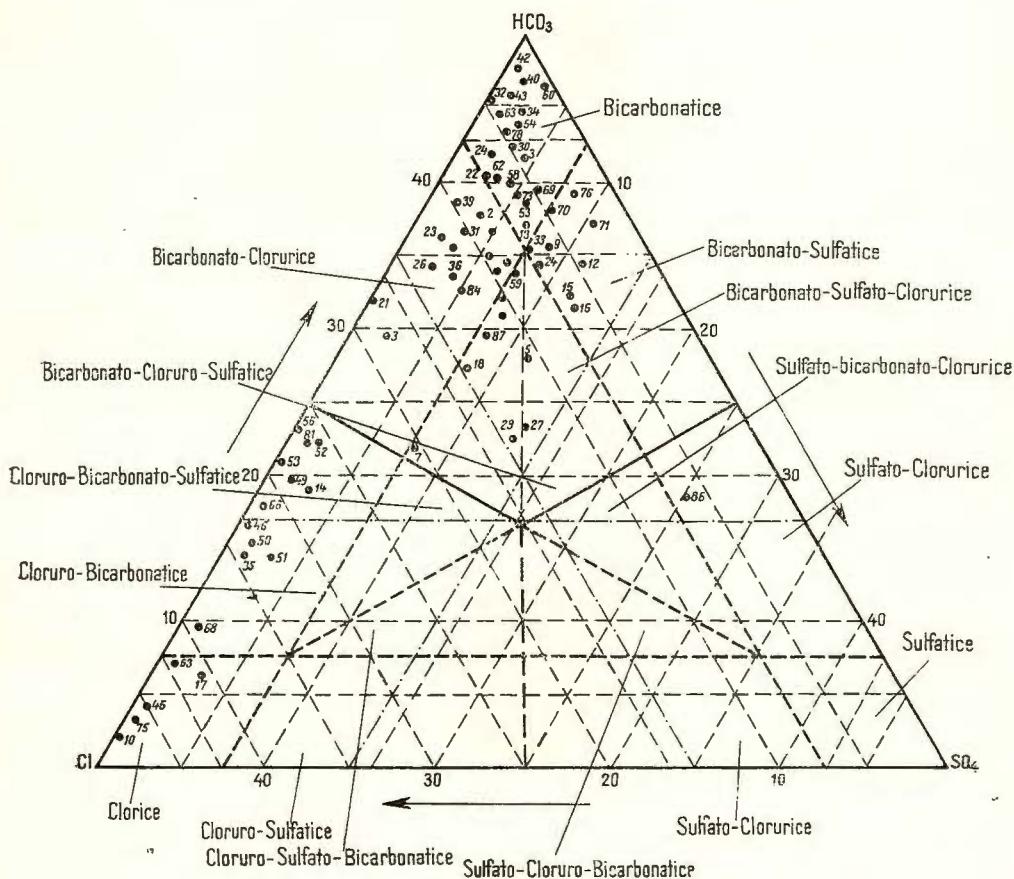


Fig. 2. — Clasificarea apelor freatice după conținutul în anioni.

Classification des eaux phréatiques selon leur teneur en anions.



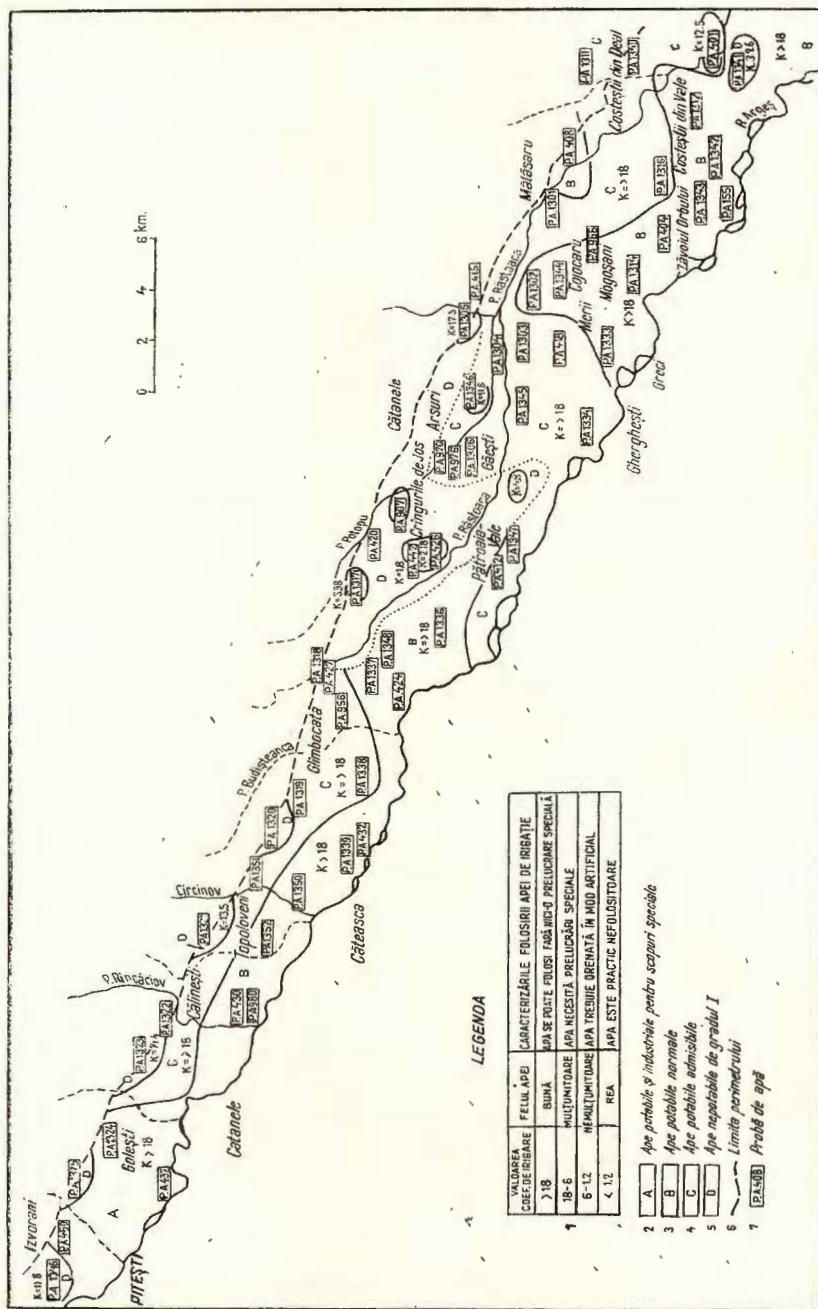


Fig. 3

După componenții chimici în apele freaticice predomină cele bicarbonatice, bicarbonato-clorurice, cloruro-bicarbonatice și în procente mai reduse cele bicarbonato-sulfatice și bicarbonato-cloruro-sulfatice.

Cu ajutorul rezultatelor analizelor s-a efectuat raionarea hidrochimică a apelor freaticice după principiile elaborate de Liteanu et al. (1956) (fig. 3). Acestea fiind grupate în mai multe clase în funcție de mineralizarea totală, duritatea totală și conținutul în NaCl și SO_4Na_2 .

Clasa A (ape potabile și industriale pentru scopuri speciale) cuprinde apele freaticice dintr-o zonă restrânsă situată în nord-vestul perimetrlului.

Clasa B (ape potabile normale) are o largă dezvoltare de-a lungul rîului Argeș începând de la sud-est de Golești pînă la sud-est de Pătroaia Vale, continuîndu-se apoi de la Merii pînă la extremitatea estică a perimetrlului.

Clasa C (ape potabile admisibile) are o dezvoltare continuă între Golești și Glimbocata și Găești-Costești din Deal.

Clasa D (ape nepotabile de gradul I) s-a conturat în nord-vestul perimetrlului în trei zone situate în apropiere de contactul luncii cu platforma Cîndești și pe o suprafață mai mare în zona Crîngurile de Jos — Gura Foii.

Existența acestor ape în zona de luncă se datorează contaminării stratului acvifer freatic, fie cu ape ce provin din stratele acvifere localizate în depozitele permeabile ale platformei Cîndești care vin în contact cu aluvioanele luncii, fie cu apele ce provin din forajele din zona petroliferă care sănt colectate de pîraiele afluentă Argeșului pe partea stîngă.

Mineralizația totală ridicată, care variază între 1092 și 2299 mg/l, urme ale ionilor de Br, prezența acidului metaboric (HBO_2) și a unor can-

Fig. 3. — Harta raionării apelor freaticice după potabilitate și coeficient de irigație — bazinul mijlociu al Argeșului, zona Costești din Vale — Pitești.

1, valoarea coeficientului de irigare, felul apei, caracterizările folosirii apei de irigație; 18, bună, apa se poate folosi fără nici o prelucrare specială; 18—6, mulțumitoare, apa necesită prelucrări speciale; 6—1,2, nemulțumitoră, apa trebuie drenată în mod artificial; 1, 2, apa este practic nefolosită; 2A, ape potabile și industriale pentru scopuri speciale; 3B, ape potabile normale; 4C, ape potabile admisibile; 5D, ape nepotabile de gradul I; 6, limita perimetrlului; 7, probă de apă.

Carte du classement des eaux phréatiques d'après les qualités potables et le coefficient d'irrigation — bassin moyen de l'Argeș, zone entre Costești din Vale et Pitești.

1, valeur du coefficient d'irrigation variété d'eau, caractéristiques de l'emploi de l'eau pour l'irrigation; 18, bonne, l'eau peut être employée sans aucun traitement spécial; 18—6, satisfaisante, l'eau nécessite de traitements spéciaux; 6—1, 2, non satisfaisante, l'eau doit être drainée artificiellement; 1, 2, mauvaise, l'eau est pratiquement non utilisable; 2A, eaux potables et industrielles pour des buts spéciaux; 3B, eaux potables normales; 4C, eaux potables admissibles; 5D, eaux non potables du 1^{er} degré; 6, limite du périmètre; 7, échantillon d'eau.



tități mari de NaCl (139—1135 mg/l), CaCl₂, (69—1036 mg/l) și MgCl₂ (77—246 mg/l), indică faptul că apele freatiche sunt contaminate cu ape de zăcămînt ce provin din zona petroliferă.

Conținutul bacteriologic al probelor de apă prelevate din stațiile de pompări experimentale Mogoșani, Gura Foii, Călinești, variază între 10 și 30 bacili coli la un litru apă, acestea încadrîndu-se în ape potabile luate ca surse individuale izolate. În zona Glimbocata analiza bacteriologică a scos în evidență existența a 160 bacili coli la litru, apa nefiind potabilă.

Întrucît în regiunea cercetată au fost conturate zone largi cu ape nepotabile, este necesar ca atunci cînd se stabilește o zonă de alimentare cu apă potabilă din stratul acvifer freatic să se respecte prevederile STAS 1342/61 cu privire la caracterele organoleptice, fizice, chimice, bacteriologice și biologice pe care trebuie să le posede apa, și după caz, să se ceară avizul organelor sanitare.

În ceea ce privește caracteristicile fizico-chimice ale apelor de adîncime, din analizele chimice complete rezultă că acestea sunt în marea majoritate ape bicarbonatace și în procente mai mici cloruro-sulfatice, clorurice și cloruro-bicarbonatice.

În zona Crîngurile de Jos, unde contaminarea stratului acvifer freatic este puternică, se constată acest fapt și la stratele acvifere de adîncime ca urmare a amestecului cu apele din zona de platformă.

Mineralizația totală de 4261 mg/l (13,80 m) scade în adîncime la 913 mg/l (85,30 m), fapt constatat în forajul 7514. Analizele chimice au indicat de asemenea prezența bromului pînă la 1 mg/l și a iodului sub formă de urme.

În zona Crîngurile de Jos, din cauza contaminării cu ape de zăcămînt atît a apelor freatiche cît și a celor de adîncime, alimentarea cu apă potabilă se face din stratele acvifere situate la peste 100 m adîncime.

Cunoașterea compoziției chimice a apelor freatiche a permis calcularea coeficientului de irigare (K_a) stabilit de V. A. Prikloński, cu ajutorul căruia s-a determinat gradul de nocivitate a apelor asupra solului irigat, în cazul în care sunt folosite pentru irigație.

Cu ajutorul coeficienților de irigare (tab. 3) s-au conturat patru zone (fig. 3) în care :

- $K_a > 18$; ape subterane ce pot fi folosite pentru irigații fără nici o prelucrare specială;
- $6 < K_a < 18$; apa necesită prelucrări speciale;
- $1,2 < K_a < 6$; apa trebuie drenată în mod artificial;
- $K_a < 1,2$; apa nu poate fi folosită pentru irigații.



TABELUL 3
Coefficienții de irigare

Nr. probei din puț	$r\text{Na} < r\text{Cl}$	$r\text{Cl} < r\text{Na} < r\text{Cl} + r\text{SO}_4$	$r\text{Na} > r\text{Cl} + r\text{SO}_4$
	$K = \frac{288}{5r\text{Cl}}$	$\frac{288}{r\text{Na} + 4r\text{Cl}}$	$\frac{288}{r\text{Na} - 5r\text{Cl} - 9r\text{SO}_4}$
1	2	3	4
1301	—	48	—
1302	64	—	—
1303	18,05	—	—
1304	—	—	39
1305	17,5	—	—
1306	52,5	—	—
1307	11,5	—	—
1308	—	159	—
1309	—	68	—
1310	9,95	—	—
1311	—	24	—
1312	—	120	—
1313	—	—	78
1314	68	—	—
1315	96	—	—
1316	—	61	—
1317	3,98	—	—
1318	21,3	—	—
1319	24	—	—
1320	23	—	—
1321	13,5	—	—
1322	64	—	—
1323	14	—	—
1324	144	—	—
1325	19,8	—	—
1326	11,8	—	—
1327	52	—	—
1328	41	—	—
1329	26,2	+	—
1330	48	—	—
1331	48	—	—
1332	36	—	—
1333	—	65	—
1334	144	—	—
1335	33,8	—	—
1336	11,8	—	—
1337	—	—	47
1338	—	97	—
1339	67,5	—	—
1350	—	296	—
1351	—	—	103
1352	—	—	54
1334	144	—	—
1335	4,8	—	—
1336	96	—	—
1337	72	—	—



1	2	3	4
1338	41	—	—
1339	96	—	—
1340	—	19,5	—
1341	3,26	—	—
1342	—	100	—
1343	—	101	—
Probe din foraje			
401	12,3	—	—
404	—	87	—
408	—	51	—
412	38	—	—
415	—	140	—
418	28,8	—	—
423	—	39	—
424	—	96	—
426	2,18	—	—
427	—	144	—
430	—	122	—
432	—	190	—
460	—	192	—

Remarcăm faptul că zonele în care $K_a < 18$, corespund celor cu ape nepotabile din clasa D, fapt ce pune în evidență strânsa legătură dintre valoarea coeficientului de irigare și zonele contaminate din clasa D.

VII. ÎNCERCĂRI EXPERIMENTALE

A) Determinarea parametrilor hidrogeologici

În vederea determinării parametrilor hidrogeologici ai stratului acvifer freatic s-au executat încercări experimentale în zona comunelor Mogoșani, Gura Foii–Găești, Glimbocata și Călinești.

Forajele centrale și de observație au fost plasate pe un aliniament de cca 100–150 m lungime și în general perpendicular pe direcția de curgere a curentului subteran (fig. 4–7).

Echiparea puțurilor centrale s-a făcut cu filtre de $8 \frac{5}{8}''$, dispuse pe întreaga grosime a stratului acvifer freatic, iar cele de observație cu filtre de $7''$.

După desnisiparea forajelor s-au efectuat încercări experimentale cu pompe centrifuge de $2''$ – $3''$ – $4''$, executându-se cel puțin cîte trei debite din fiecare puț. La fiecare punct de încercare s-au reglat cotele pentru a se obține debite constante de 4 – 8 – 12 – 16 l/s, durata pompărilor variind în funcție de stabilizarea nivelului hidrodinamic. Rezultatele încercărilor experimentale sunt evidențiate în tabelul 4.



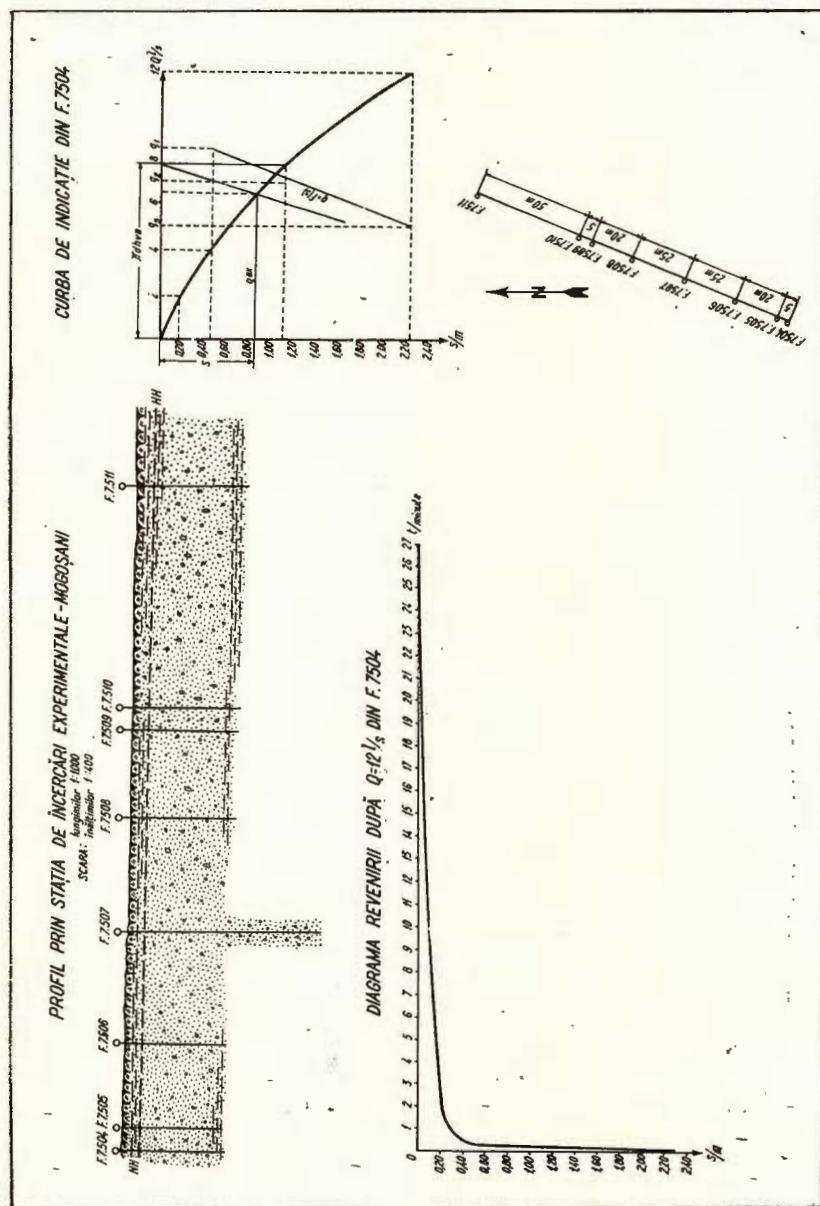


Fig. 4. — Profil prin stația de încercări experimentale Moșoșani; curba de indicație din forajul 7504; diagrama revenirii după $Q = 12 \text{ l/s}$ din forajul 7504.

Profil de la la station d'essais expérimentaux Moșoșani; courbe d'indication du forage 7504; diagramme du retour à l'état normal après $Q = 12 \text{ l/s}$ forage 7504.

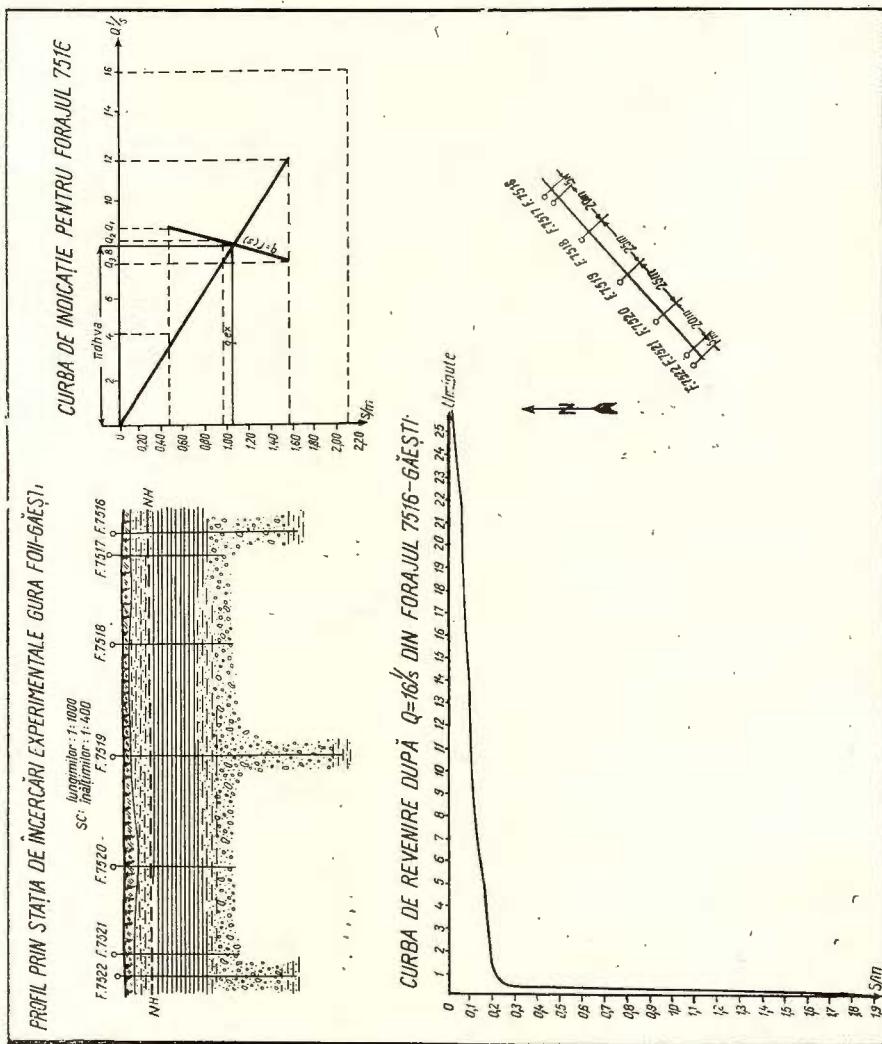


Fig. 5. — Profil prin stația de încercări experimentale Gura Foii—Găești; curba de indicație pentru forajul 7516; curba de revenire după $Q = 16 \text{ l/s}$ din forajul 7516 — Găești.

Profil de la la station d'essais expérimentaux Gura Foii—Găești; courbe d'indication pour le forage 7516; courbe du retour à l'état normal après $Q = 16 \text{ l/s}$ du forage 7516 — Găești.

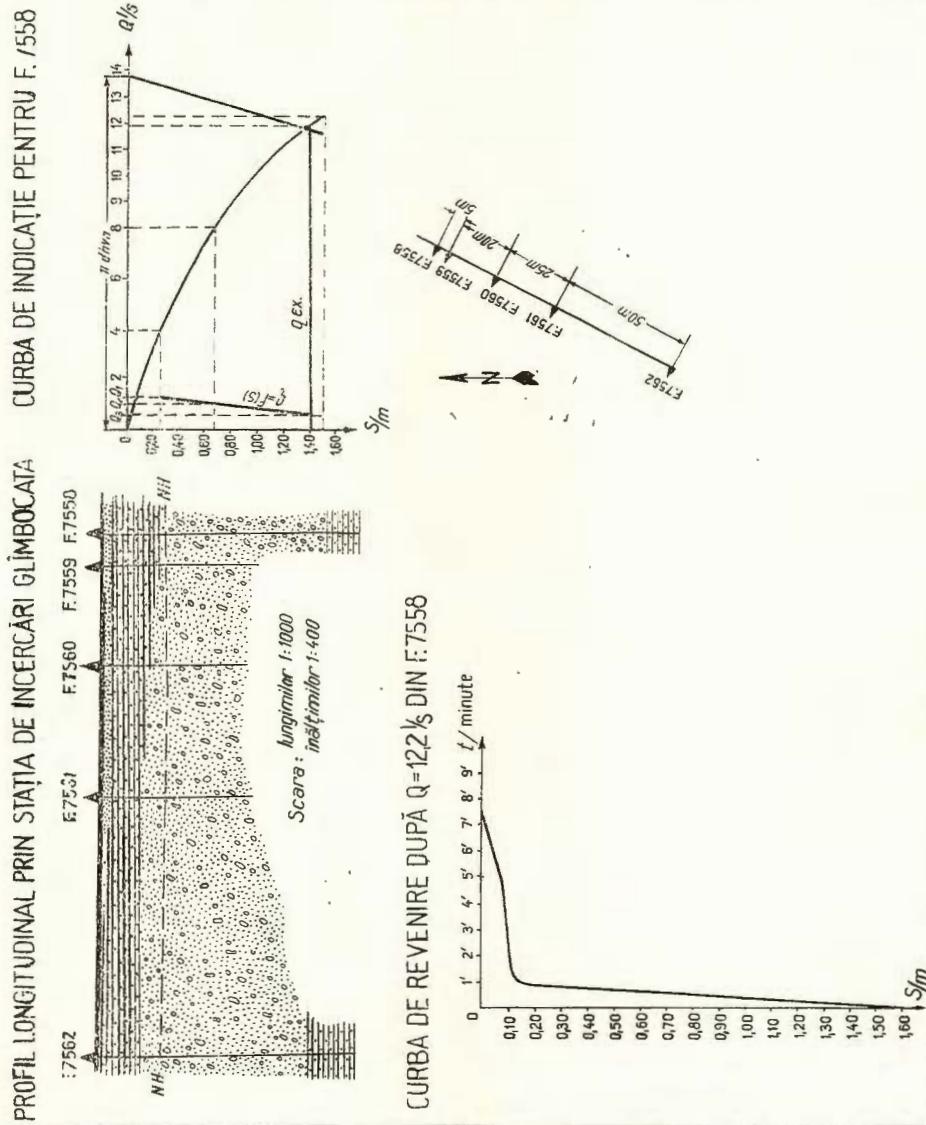


Fig. 6. — Profil longitudinal prin stația de incercări Glimbocata ; curba de indicație pentru forajul 7558 ; curba de revenire după $Q = 12,2$ l/s din forajul 7558.

Profil longitudinal de la station d'essais Glimbocata ; courbe d'indication pour le forage 7558 ; courbe du retour à l'état normal après $Q = 12,2$ l/s du forage 7558.

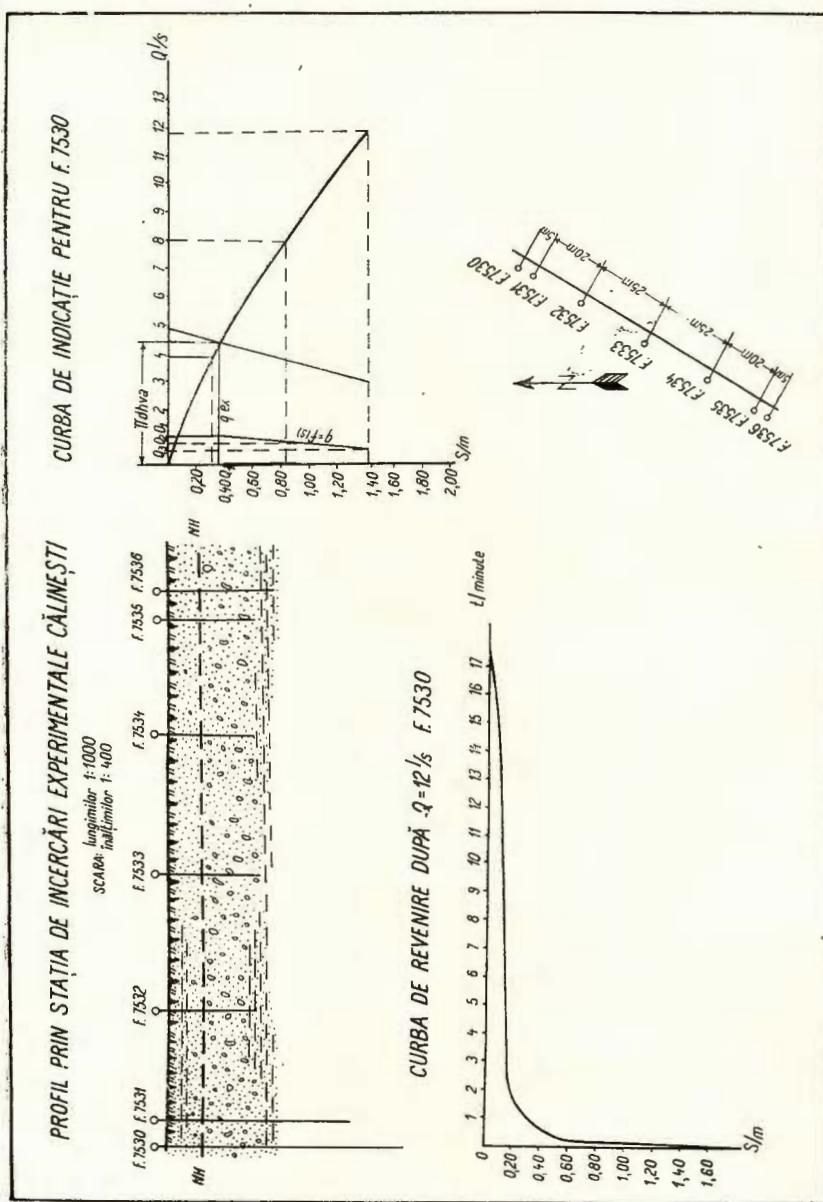


Fig. 7. — Profil prin stația de încercări experimentale Călinești; curba de indicație pentru forajul 7530; curba de revenire după $Q = 12 \text{ l/s}$ din forajul 7530.

Profil de la station d'essais expérimentaux Călinești ; courbe d'indication pour le forage 7530 ; courbe du retour à l'état normal après $Q = 12 \text{ l/s}$ du forage 7530.

TABELUL 4
Rezultatele încercărilor experimentale

Nr. crt.	Localitatea	Forajul	Nivelul hidrostatic NH (m)	Grosimea stratului acvifer H (m)	Debitul Q (l/s)	Denivelarea s (m)	Debitul specific q (l/s)
1	Gura Foii – Găești	7516	2,50	6,90	4	0,45	8,90
2	"	7516	2,50	6,90	8	0,97	8,25
3	"	7516	2,50	6,90	12	1,55	7,75
4	"	7516	2,50	6,90	16	2,10	7,62
5	"	7519	2,50	11,00	8	0,75	10,70
6	"	7522	2,50	6,00	8	1,10	7,27
7	Călinești	7530	2,08	4,62	4	0,32	12,48
8	"	7530	2,08	4,62	8	0,85	9,41
9	"	7530	2,08	4,62	12	1,44	8,33
10	"	7536	2,08	4,95	8	0,73	10,96
11	Gâmbocata	7558	4,49	11,11	4	0,28	14,30
12	"	7558	4,49	11,11	8	0,70	11,40
13	"	7558	4,49	11,11	12,2	1,55	7,88
14	"	7562	4,49	11,11	8	0,96	8,35
15	Mogoșani	7504	1,36	6,78	2	0,17	11,80
16	"	7504	1,36	6,78	4	0,55	7,25
17	"	7504	1,36	6,78	8	1,14	7,00
18	"	7504	1,36	6,78	12	2,30	5,20
19	"	7510	1,40	6,80	4	0,37	10,80
20	"	7510	1,40	6,80	8	0,78	10,30

Dispunindu-se de un număr mare de valori privind debitele și denivelările din puțurile centrale și de observație s-au calculat parametrii hidrogeologici ai stratului acvifer freatic (tab. 5).

Coeficientul de filtrare calculat, conform STAS 1628/50, are valori medii cuprinse între 107–147 m/24 ore, cu excepția zonei Călinești, unde atinge valori în jur de 200 m/24 ore.

Transmisivitatea (KH) a fost calculată analitic după metodologia stabilită de Institutul unional de cercetări științifice pentru hidrogeologie și geologie inginerească (VSEGHINGHEO) Moscova și anume :

$$K.m = 130 q \text{ — pentru stratele acvifere ascensionale ;}$$

$$KH = \frac{130 q}{1 - \frac{S}{2H}} \text{ — pentru stratele freatici ;}$$

în care :

q — debitul specific (l/s) ;

S — denivelarea (m) ;

H — grosimea stratului acvifer freatic (m).



TABELUL 5
Parametrii hidrogeologici ai stratului acuifer freatic

Nr. crt.	Localitatea	Foraj	Debit Q (l/s)	Transmisivitatea KH (m ² /25 h)	Coefficientul de filtratie k (m/24 h) mediu	Coefficientul de filtrare dedus din transmitisivitatea k (m/24 h) mediu	Raza de influenta dupa R (m)	K usat in R (m)	Raza de actiune efectiva R (m)	Durata de pompare t (h)	Coefficientul variatiei de nivel (a ⁿ m ² /24 h)	Coefficientul piezometric a (m ² /24 h)
1	Gura Foii - Găești	7516	4	1157	129	167	-	121	31	-	-	-
2	"	7516	8	1000	127	144	56	156	52	-	-	-
3	"	7516	12	1007	124	145	89	170	62	-	0,69 · 10 ⁵	1,77 · 10 ²
4	"	7516	16	990	112	143	114	103	26	-	-	-
5	"	7519	8	1391	114	126	52	216	72	-	-	-
6	"	7522	8	945	118	157	58	138	43	-	-	-
7	Călinești	7530	8	1340	223	274	53	180	65	6,7 · 10 ³	6,7 · 10 ³	6,3 · 10 ³
8	"	7530	12	1275	217	223	275	273	93	200	66	6,3 · 10 ³
9	"	7536	8	1340	225	270	48	180	52	6,7 · 10 ³	6,7 · 10 ³	6,7 · 10 ³
10	Gimbocata	7558	4	1870	112	166	32	206	47	6,3 · 10 ³	9,3 · 10 ³	9,3 · 10 ³
11	"	7558	8	1340	109	120	45	158	46	6,7 · 10 ³	6,7 · 10 ³	6,7 · 10 ³
12	"	7558	12,2	1100	85	98	100	121	81	95	18	5,5 · 10 ³
13	"	7562	8	1130	85	-	99	54	92	16	5,6 · 10 ³	5,6 · 10 ³
14	Mogoșani	7504	2	1560	103	140	-	145	16	7,8 · 10 ³	7,8 · 10 ³	7,8 · 10 ³
15	"	7504	4	980	145	88	32	187	65	4,9 · 10 ³	4,9 · 10 ³	4,9 · 10 ³
16	"	7504	8	915	116	120	82	107	69	118	33	4,57 · 10 ³
17	"	7504	12	820	99	74	121	159	69	4,10 · 10 ³	-	-
18	"	7510	4	1440	138	129	129	170	44	7,20 · 10 ³	-	-
19	"	7510	8	1420	128	84	-	150	34	7,10 · 10 ³	-	-



Valorile obținute sunt comparabile cu cele rezultate din reprezentarea grafică în regim tranzitoriu după metoda lui Iacob.

Observăm că prin deducerea coeficientului de filtrație din valoarea transmisivității se obțin valori comparabile cu cele obținute pe cale analitică cu relațiile corespunzătoare regimului permanent.

Determinarea coeficientului de cedare (μ) s-a făcut după Bindeman (1963), obținându-se valori de $0,16 - 0,18$, apropriate celei de $0,20$ pe care o recomandă același autor pe bază de calcul și date statistice pentru stratele acvifere freatiche localizate în rocile psamopsefítice.

Raza de influență (R) calculată după Kusakin are valori pînă la 100 m, însă din datele de observație înregistrate în forajele situate pe aliniamente lungi de cca 150 m, rezultă că aceasta depășește 100 m și chiar 150 m.

Pentru comparație, s-a calculat raza de acțiune echivalentă ale cărei mărimi variază în funcție de transmisivitatea stratului și de timpul de pompăre, obținându-se valori cuprinse între $92 - 206$ m.

Pentru caracterizarea stratelor acvifere s-a determinat coeficientul variației de nivel (a_n) și coeficientul piezometric (a) după metodologia stabilită de Bindeman (1963) și „indicațiile metodice privind evaluarea rezervelor exploataabile de ape termale,” Moscova 1966.

Coefficienții variației de nivel au mărimi cuprinse între $4,10 - 9,3 \cdot 10^3$ $m^2/24\text{ h}$, iar cel piezometric de $0,69 \cdot 10^{-5} - 1,77 \cdot 10^{-5} m^2/24\text{ h}$, valori caractristice strateelor acvifere freatiche și ascensionale.

După curbele de indicație ale debitelor s-au calculat debitele de exploatare conform STAS 2707/56 pentru filtre cu diametru de $8 \frac{5}{8}$ ”, obținându-se următoarele valori (tab. 6).

TABELUL 6

Stația	Debit l/s	Denivelare S (m)
Gura Foii – Găești	8,1	1,04
Călinești	4,3	0,36
Glimbocata	11,8	1,56
Mogoșani	6,7	0,88

B) Estimarea rezervelor de prognoză exploataabile din stratul acvifer freatic

Rezervele de prognoză exploataabile de ape subterane sunt strîns legate de resursele naturale de ape subterane și de sursele acvifere de suprafață.



În evaluarea rezervelor de prognoză s-a ținut seama de cantitatea de ape subterane conținută în porii rocilor permeabile în condiții naturale, de precipitațiile atmosferice care alimentează stratul prin infiltrății, precum și de alimentarea stratului acvifer freatic de către rîul Argeș. Aceste cantități de apă au fost exprimate în final prin modulul de exploatare ($M_{expl.}$) reprezentând debitul de apă exploataabilă dat în 1/s ce se poate obține de pe o suprafață de 1 km² și care constă din însumarea următorilor moduli de debit;

M_1 = modulul reprezentând cantitatea de apă exploataabilă ce se poate obține din resursele naturale de ape subterane;

M_2 = modulul de alimentare reprezentând cantitatea de apă infiltrată în strat din precipitațiile atmosferice;

M_3 = modulul de alimentare rezultat din filtrarea apei din riu.

Valorile modulilor respectivi s-au calculat după metodologia stabilită de Institutul unional de cercetări științifice pentru hidrogeologie și geologie inginerească, Moscova, astfel :

$$M_1 = \frac{0,048 \text{ KH}^2}{100 + 0,75 \text{ KH}} \text{ (1/s/km}^2\text{)}$$

$$M_2 = 0,02 \alpha N \frac{F_a}{F_s} \text{ (1/s/km}^2\text{)}$$

$$M_3 = 0,00018 \text{ KH}^2 \text{ (1/s/km}^2\text{)}$$

în care :

KH = transmisivitatea (m/24 h)

α = coeficient cu valori 0,2–0,3 corespunzător nisipurilor și pietrișurilor

N = valoarea medie a precipitațiilor anuale (mm/an)

F_a = suprafața de alimentare din precipitații (km²)

F_s = suprafața stratului acvifer (km²)

În deducerea valorii celor trei moduli de alimentare s-a ținut seama ca : denivelarea maximă la sfîrșitul perioadei de exploatare să nu depășească 0,5 H ; timpul de exploatare s-a considerat pentru o perioadă egală cu 50 ani ; raportul $\frac{F_a}{F_s} = 1$ întrucât suprafața de alimentare este egală cu suprafața pe care se extinde stratul acvifer freatic.

În calcule s-au luat în considerare următoarele date :

$$KH = 1253 \text{ m}^2/24 \text{ h}$$

$$H = 6 \text{ m}$$

$$\alpha = 0,3$$

$$N = 500 \text{ mm/an}$$

$$F_a = F_s = 200 \text{ km}^2$$



Rezultă că modulii au următoarele valori :

$$M_1 = 0,347 \text{ l/s/km}^2$$

$$M_2 = 4,5 \text{ l/s/km}^2$$

$$M_3 = 1,35 \text{ l/s/km}^2$$

Valoarea modulului de alimentare din rîu (M_3) s-a calculat pentru o lățime de 1 km față de rîu și o suprafață totală de 50 km^2 , iar valoarea lui M_1 s-a calculat pe o suprafață de 150 km^2 .

Media ponderată a celor doi moduli este :

$$M_{\text{mediu}} = \frac{0,347 \cdot 150 + 1,35 \cdot 50}{200} = \frac{52,05 + 67,50}{200} = \frac{119,56}{200} = 0,6 \text{ l/s/km}^2.$$

Valoarea modulului de exploatare ($M_{\text{expl.}}$) este :

$$M_{\text{expl.}} = M_2 + M_{\text{mediu}} = 4,5 + 0,6 = 5,1 \text{ l/s/km}^2$$

Debitul de exploatare ($Q_{\text{expl.}}$) ce se poate obține de pe întreaga suprafață a stratului acvifer freatic s-a determinat prin înmulțirea modulu lui de exploatare ($M_{\text{expl.}}$) cu suprafața stratului acvifer.

$$Q_{\text{expl.}} = 200 \times 5,1 = 1,020 \text{ l/s} = 1 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Întrucât în aprecierea rezervelor de exploatare de ape subterane trebuie ținut seama în afară de debitul de apă care trebuie asigurat pe întreaga perioadă de exploatare și de valoarea admisibilă a denivelării stabilită în funcție de considerente hidrogeologice și tehnice s-a calculat valoarea acesteia la sfîrșitul perioadei de exploatare în condițiile interacțiunii prizelor de apă.

S-a utilizat pentru aceasta metodologia de calcul expusă de B i n - d e m a n (1963) obținându-se următoarele valori (tab. 7).

TABELUL 7

Stația de experimentare	Denivelarea s (m)	Grosimea stratului acvifer H (m)
Găești	2,00	6,90
Călinești	1,54	4,62
Mogoșani	1,92	6,78

VIII. CONCLUZII

În zona cercetată pînă la adîncimea de 100 m se dezvoltă următoarele complexe litologice : complexul psamo-psefitic atribuit Holocenului ;



complexul psamo-pelitic atribuit Pleistocenului; complexul predominant pelitic atribuit Levantinului.

În complexul psamo-psefitic este localizat stratul acvifer freatic a cărei direcție de curgere este NW—SE și cu grosimi medii cuprinse între 5—10 m.

De asemenea s-au identificat strate acvifere arteziene în zona localităților Arsuri și Mătăsaru cu debite de 0,3—2 l/s.

S-a efectuat o zonare hidrochimică identificîndu-se ape din clasele A, B, C iar pe unele zone restrînse chiar D, datorită contaminării stratului acvifer freatic cu ape de zăcămînt provenite din platforma Cîndești.

Marea majoritate a apelor sunt bicarbonatace și în procente mai mici cloruro-sulfatice, clorurice și cloruro-bicarbonatice.

Pe baza coeficientului de irigare s-au conturat patru zone care se coreleză cu clasele de ape A, B, C, D.

Prin pompări experimentale s-au obținut în patru puncte debite de 2—4—8—12—16 l/s, în regim stabilizat; de asemenea s-au determinat parametrii hidrogeologici ai stratului acvifer freatic și debitele de exploatare.

Pe baza metodologiei aplicate la VSEGHINGHEO—Moscova, s-au estimat rezervele de prognoză exploataabile pentru ape potabile și industriale, obținîndu-se un modul de exploatare de 5,1 l/s/km² din care rezultă un debit de exploatare ce se poate obține de pe întreaga suprafață în valoare de 1 m³/s.

BIBLIOGRAFIE

- Bindeman N. N. (1963) Evaluarea rezervelor de exploatare ale apelor subterane. *Gos-geolchizdat*, (traducere I.D.T.) Moscova.
- (1964) Evaluarea regională a rezervelor de ape subterane potabile. *Sovetskaiia Gheologhia*, 1—1964. Moscova.
- Bochever F. M. (1961) Hydrogeological desings of the exploitation resources of undergroundwaters for water. *Suply Symposium of Athens groundwater in arid zonea*.
- Castany G. (1963) *Traité pratique des eaux souterraines*. Dunod-Paris.
- Liteanu E., Rotman S., Pricăjan A., Slăvoacă D., Bandrabur T. (1956) Raionarea apelor freaticice potabile și nepotabile din Cîmpia Română Orientală. *Acad. R.P.R. Bul. șt. al secției de Geol.-Geogr.*, I, 1—2. București.
- (1961) Aspectele generale ale stratigrafiei Pleistocenului și geneticii reliefului în Cîmpia Română, *Com. Geol. St. tehn. econ. E, Hidrogeologie*, 5. București.
 - (1961) Despre limita Cuaternar/Terțiар din Depresiunea Valahă. *Com. Geol. St. tehn. econ. E, Hidrogeologie*, 5. București.



- Schoeller H. (1962) Les eaux souterraines. Masson — Paris.
 Trupin Guy (1964) Manuel pratique d'essais de pompage (régime transitoire). B.R.G.M.
 Paris.
 Vîlsan G. (1916) Cîmpia Română, *Bul. Soc. Geogr.* Bucureşti.

RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES DANS LA PARTIE MOYENNE DU BASSIN DE L'ARGES ENTRE COSTEŞTI DIN VALE — PITEŞTI

(Résumé)

Les recherches effectuées dans la partie moyenne du bassin de l'Argeș nous relèvent, jusqu'à la profondeur de 100 m, la présence de trois complexes lithologiques.

Vers la surface se développe un complexe psammo-pséphitique, revenant à Holocène, ormé de sables, graviers et galets qui constituent les dépôts alluvionnaires de la plaine fluviale de l'Argeș.

Suit un complexe psammo-pélitique, attribué au Pléistocène, formé d'argiles sableuses et de sables argileux dans lesquels se développent, sous forme de lentilles 3—4 niveaux de sables moyens et grossiers ; l'épaisseur de ce complexe varie de 70 à 80 m vers la partie SE du bassin et de 23 à 45 m vers la partie NW du bassin.

Dans le NW de la zone investiguée, à la base du complexe psammo-pélitique, se développe un complexe prédominant pélitique attribué au Levantin.

La direction d'écoulement du courant souterrain est orientée du NW au SE, étant approximativement parallèle à celle de la rivière d'Argeș. Les hydroisobathes relèvent que la profondeur de la nappe phréatique dans presque toute la zone investiguée varie de 0 à 5 m, à l'exception de la zone de la plaine alluviale au voisinage du contact avec la zone collinaire, où la profondeur de la nappe phréatique varie de 5 à 10 m.

Dans cette région les hydroisopaques trahissent la présence de trois zones dans les quelles l'épaisseur de la nappe phréatique est comprise entre les valeurs suivantes : 1—5 m, 5—10 m et 10—15 m. L'hydroisopaque de 5—10 m est la plus répandue dans la zone investiguée, celle de 1 à 5 m se développe sur des surfaces restreintes au voisinage du contact entre la plaine alluviale et la zone collinaire, alors que celle de 10—15 m est plus développée dans le SE du bassin.

La couche aquifère profonde des environs d'Arsuri et de Mătăsaru présente des caractères artésiens ; par déversement libre ses débits maximums sont compris entre 2—3 l/s.

Les résultats des analyses chimiques relèvent une zonalité de la nappe phréatique suivant les conditions de potabilité et le coefficient d'irrigation. La classe A apparaît seulement du côté NW de la zone investiguée ; les classes B et C, admises au point de vue de la potabilité sont les plus développées. Dans ce bassin apparaissent aussi plusieurs zones avec eaux non-potables de la classe D.

L'existence de ces zones avec des eaux non-potables vient de la pollution de la couche aquifère par les eaux de gisement provenues des parcs de séparation du pétrole existants dans la zone des exploitations pétrolières situées dans la plate-forme de Cindeşti.



Les coefficients d'irrigation relèvent l'existence de quatre zones. Les zones avec des eaux propres aux irrigations ($K_a > 18$) correspondent aux zones avec eaux potables relevant aux classes A, B, C, alors que les zones avec des eaux qui nécessitent des travaux spéciaux pour les employer aux irrigations, ou avec des eaux très nocives correspondent aux zones avec des eaux non-potables de la classe D.

Les pompes expérimentales exécutées en régime stabilisé ont conduit à déterminer les paramètres hydrogéologiques de la couche aquifère.

Les valeurs moyennes des coefficients de filtrage (K_f) varient de 107 à 147 m/24 h. La valeur moyenne de la transmissivité (T) déterminée par des calculs analytiques est de $1253 \text{ m}^2/24 \text{ h}$.

La valeur moyenne du rayon d'influence (R) est de 100 m, néanmoins les observations directes effectuées au cours des pompes dans les puits d'observation nous renseignent qu'elle peut dépasser 150 m.

Le coefficient de la variation du niveau (a_n) propre à la couche aquifère connaît des valeurs qui varient de 4,10 à $9,3 \cdot 10^3 \text{ m}^2/24 \text{ h}$, alors que le coefficient piezométrique (a) propre aux couches aquifères profondes connaît des valeurs qui varient de 0,69 à $1,77 \cdot 10^5 \text{ m}^2/24 \text{ h}$.

À partir des paramètres hydrogéologiques on a pu estimer les réserves exploitables en eaux souterraines que l'on pourra obtenir par captages raisonnables au point de vue technico-économique durant 50 années.

À partir des valeurs de la transmissivité et des précipitations atmosphériques moyennes annuelles (500 mm) on fait le calcul des modules d'exploitation (M) représentant les réserves en eaux exploitables assurées par les ressources naturelles en eaux souterraines, par les précipitations atmosphériques et par les ressources de la surface (rivière de l'Argeș). Grâce à la valeur de ces trois modules on a fait le calcul du module d'exploitation ($M_{expl.}$) qui multiplié par la surface de la couche aquifère (200 km²) conduit au débit d'exploitation ($Q_{expl.}$) dont la valeur est de 1 m³/s et correspond à une dénivellation maximum de H/3.

On a également calculé la valeur des dénivellations que l'on obtiendra à la fin de la période d'exploitation dans les conditions de l'interaction des prises d'eau, les valeurs obtenues étant les suivantes :

Station expérimentale	Dénivellation s (m)	Épaisseur de la couche aquifère H (m)
Găești	2,00	6,90
Călinești	1,54	4,62
Mogoșani	1,92	6,78

EXPLICATION DE LA PLANHCE

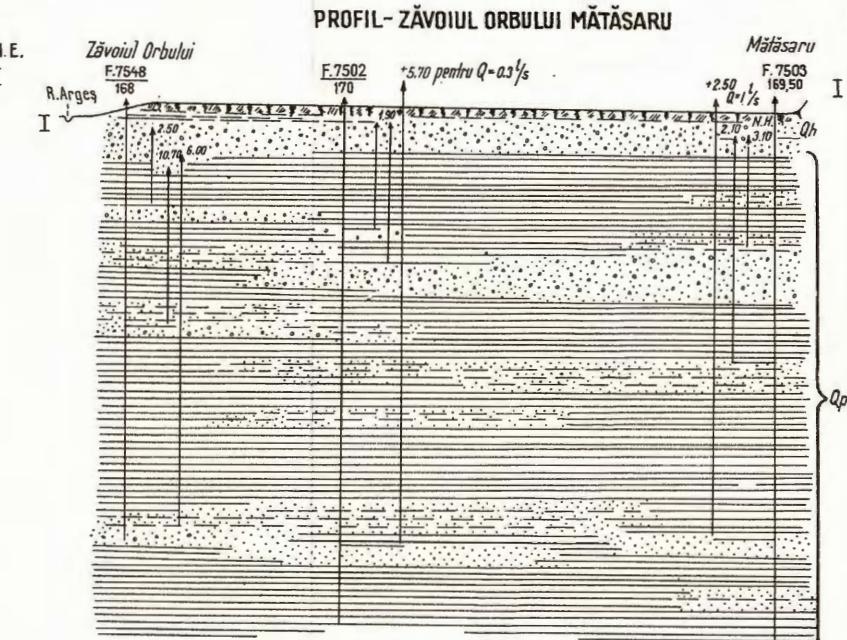
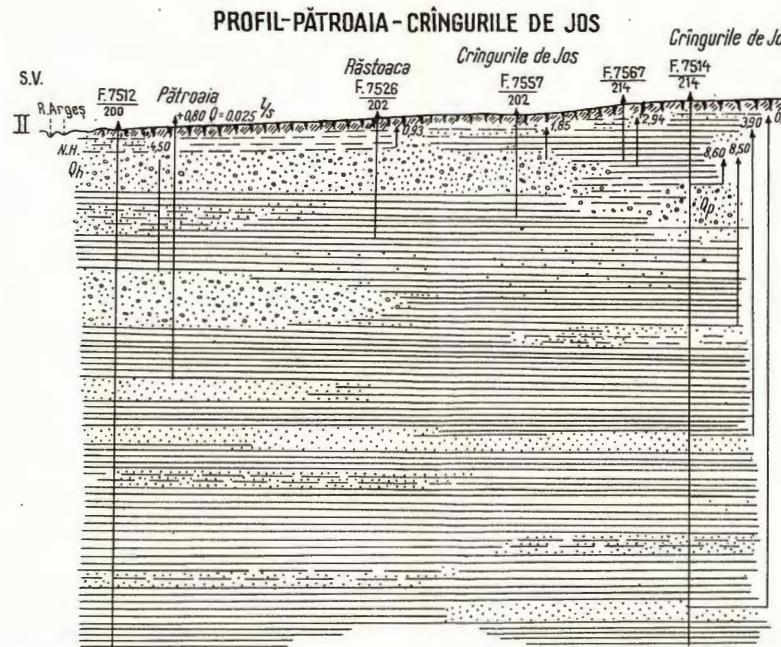
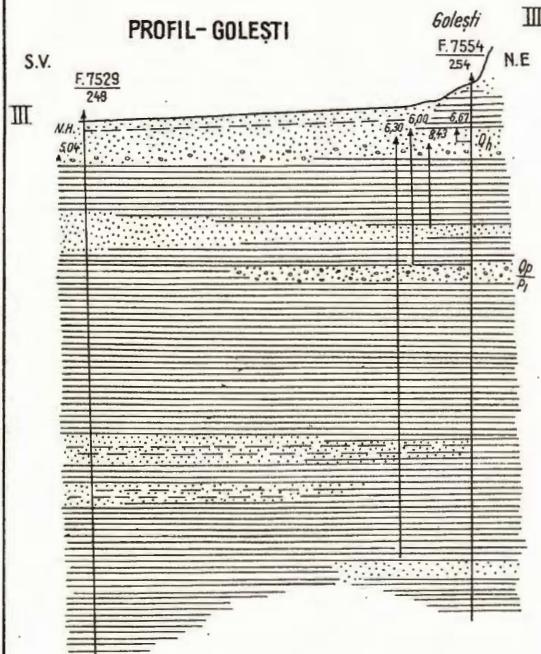
Profils hydrogéologiques :

1, sol végétal ; 2, graviers et éboulis ; 3, sable à graviers ; 4, sable argileux ; 5, argile sableuse ; 6, argile ; 7, niveau hydrostatique ; 8, niveau hydrostatique ascensionnel ou artésien ; 9, Q_h Holocène ; 10, Q_p Pléistocène ; 11, P₄ Levantin.



PROFILE HIDROGEOLOGICE

LUNG. 0 500 1000 m.
SCARA =
îNALT. 0 10 20 m.



LEGENDA

1	Sol vegetal	5	Argilă nisipoasă	9	Qh Holocen
2	Pietriș și bolovaniș	6	Argilă	10	Qp Pleistocen
3	Nisip cu pietriș	7	NH. — —	11	P ₄ Levantin
4	Nisip argilos	8	↓		Nivel hidrostatic ascensional sau artezian

REZULTATE OBTINUTE PRIN EXPERIMENTAREA METODEI
DE DETERMINARE A PARAMETRILOR HIDROGEOLOGICI AI
STRATELOR ACVIFERE DIN ZONA BUZĂU PRIN POMPARE ÎN
REGIM DE NEECHILIBRU¹

DE

VALERIU CONSTANTINESCU¹, MIHAI CROITORU, MARIUS ALBU²

Abstract

Results Obtained by Experimentation of the Method for Determining Hydrogeological Parameters of Aquifer Strata in the Buzău Zone by Pumpings under the Non-Equilibrium Regime Conditions. Owing to experimental pumpings, the hydrogeological parameters of the aquifer strata in the Buzău Zone (transmissibility, filtration coefficient, storage coefficient, fictitious influence range, piezometric coefficient) have been determined by means of the non-equilibrium formulas, which have been applied up to the apparent stabilization.

I. REGIMUL DE NEECHILIBRU. COMPARAREA CU REGIMUL STABILIZAT

Pompările experimentale urmăresc stabilirea unor relații între debitele pompeate și denivelările înregistrate în forajele de observație, relații care permit determinarea parametrilor hidrogeologici ai stratelor acvifere.

Regimul stabilizat presupune ca pompând cu un debit constant, nivelul apei în foraje să rămînă fix, stabilizat, pe cînd regimul de neechilibru consideră variația nivelului apei în foraje, la pomparea cu un debit constant.

În regimul permanent se caută a se face o corespondență între denivelarea și mărimea debitului; în acest caz timpul nu intervene, iar afluxul

¹ Susținută în ședința de comunicări a Întreprinderii Geologice de Prospecțiuni din 3 martie 1967.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Cal. Griviței nr. 64. București.



de apă subterană și viteza apei se consideră constante în stratul acvifer. Acest regim implică o egalitate între debitul care alimentează orizontul acvifer și debitul extras, este deci un regim de echilibru.

În regimul de neechilibru, din contra, relația dintre debitul pompat și denivelare nu are semnificație cînd nu se ține cont de timpul scurs de la începutul pompării ; condițiile de scurgere ale apei subterane sunt considerate ca variind în timp, iar AFLUXUL și viteza apei sunt variabile. Acest regim corespunde unei inegalități între debitul care alimentează orizontul acvifer și debitul pompat ; este deci un regim de neechilibru.

Cînd pomparea se prelungeste, menținînd debitul constant, se observă că nivelul apei în foraj scade din ce în ce mai lent și după un timp mai mult sau mai puțin îndelungat nivelul pare a se stabiliza. De fapt, nu este posibil a se demonstra că regimul permanent este riguros stabilizat, ci în realitate se ajunge la un regim cvasi-permanent, care evoluează din ce în ce mai lent.

Teoria lui D u p u i t , care consideră regimul permanent, presupune că suprafața liberă a stratului acvifer este inițial orizontală ; această ipoteză este incompatibilă însă cu aceea a regimului permanent. Pomparea în acest caz este imposibilă într-un strat acvifer cu suprafața orizontală, întrucît apa subterană nu ar curge, debitul său ar fi riguros nul și pomparea nu se poate realiza decit în regim de neechilibru care ar duce la epuizarea stratului.

Timpul necesar stabilizării unui regim cvasi-permanent asimilabil regimului permanent poate fi foarte lung. În plus trebuie ținut cont de riscul de a surveni fenomene perturbatoare cum sunt : fluctuațiile naturale ale nivelului hidrostatic ; posibilitatea că în timpul extinderii ariei de influență, aceasta să atingă zone cu permeabilități diferite sau cu grosimi variabile ale stratului acvifer ; posibilitatea apariției unor modificări ale condițiilor locale de alimentare ale stratului.

Regimul de neechilibru are loc de asemenea în cazul revenirii nivelului apei în puț după oprirea pompării. Viteza de revenire se diminuează cu timpul și în final rămîne o denivelare reziduală.

II. DETERMINAREA PARAMETRILOR HIDROGEOLOGICI CU AJUTORUL FORMULELOR REGIMULUI DE NEECHILIBRU

În 1935, C. V. Theis a stabilit o analogie a problemelor hidrodinamice cu propagarea căldurii într-un mediu izotop.

Formula care caracterizează regimul nepermanent este :

$$s = \frac{Q}{4 \pi T} \cdot W(u) \quad (1)$$



$$W(u) = -0,5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \dots \frac{(-u)^n}{n \cdot n!} \quad (2)$$

$$u = \frac{x^2 S}{4 T t}$$

în care:

- s = denivelarea (m);
 Q = debitul cu care se pompează (m^3/s);
 K_f = coeficientul de filtrare (m/s);
 H = grosimea stratului acvifer (m);
 T = $K_f \cdot H$ = transmisivitatea (m^2/s);
 x = distanță față de forajul central (m);
 S = coeficientul de înmagazinare;
 t = timpul scurs de la începutul pompării (s);
 W(u) = funcția caracteristică a lui Well.

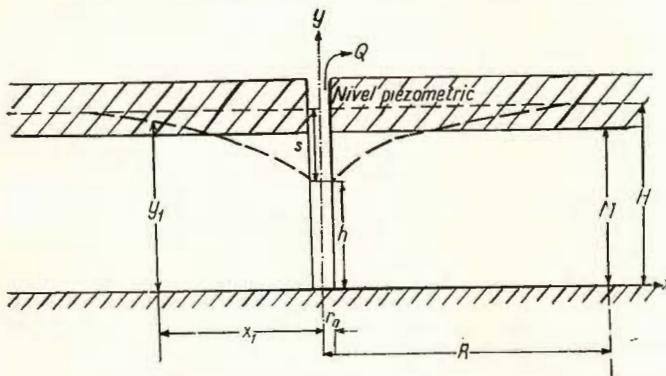


Fig. 1. — Denivelarea unui strat acvifer pompat.

Dénivellation d'une couche aquifère pompée.

A) Metoda curbei funcțiunii caracteristice, metoda exactă a lui Theis

1. Folosind „exponențialele integrale” $E_i(u)$, tabelele lui M. Boll ne dau valorile funcției $W(u)$ (tab. 1).

TABELUL 1

u	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,219								
10^{-1}	1,82	1,22	0,91	0,70	0,56	0,45	0,37	0,31	0,26
10^{-2}	4,04	3,35	2,96	2,68	2,47	2,30	2,15	2,03	1,92
10^{-3}	6,33	5,64	5,23	4,95	4,73	4,54	4,39	4,26	4,14
10^{-4}	8,63	7,94	7,53	7,25	7,02	6,84	6,69	6,55	6,44
10^{-5}	10,94	10,24	9,84	9,55	9,33	9,14	8,99	8,86	8,74
10^{-6}	13,24	12,55	12,14	11,85	11,63	11,45	11,29	11,16	11,04
10^{-7}	15,54	14,85	14,44	14,15	13,93	13,75	13,60	13,46	13,34

Cu ajutorul acestor valori se construiește curba de referință. Această curbă este trasată pe hîrtie dublu logaritmică unde pe ordonată se trec valorile $W(u)$, iar pe abscisă u (fig. 2).



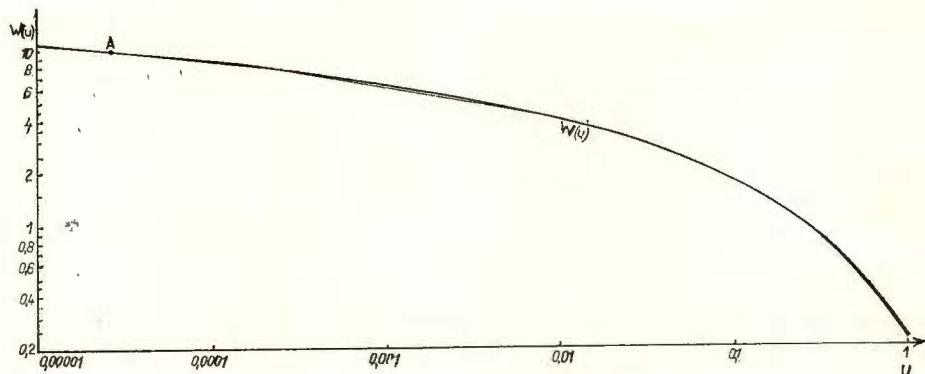


Fig. 2. — Curba de referință Theis.
Courbe de référence Theis.

2. *Curba reprezentativă a pompării.* Pe o hîrtie cu ambele axe de coordonate logaritmice, unde pe axa absciselor se trec valorile $\frac{1}{t}$ sau $\frac{x^2}{t}$, iar pe ordonată denivelarea s sau $\frac{s}{Q}$, se construiește curba reprezentativă cu ajutorul datelor obținute experimental (fig. 3).

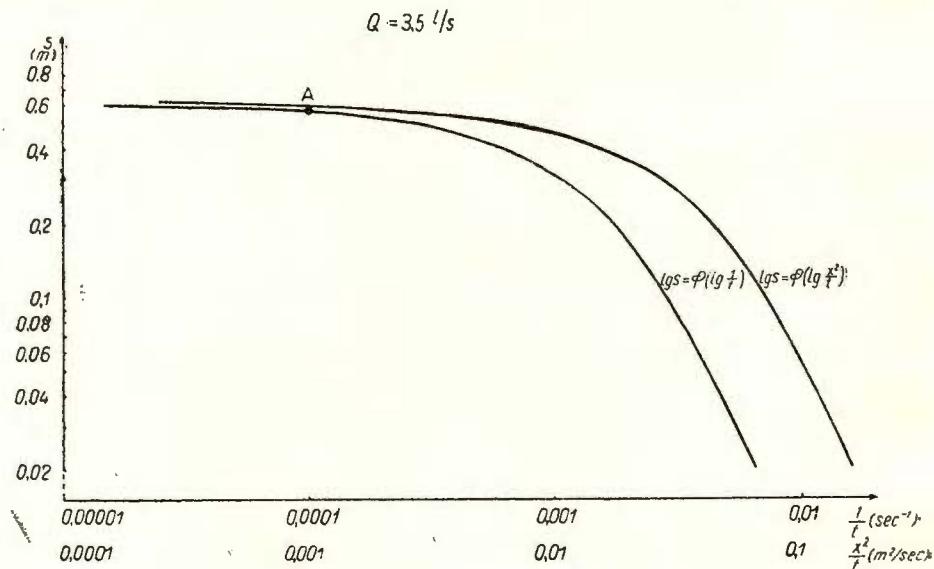


Fig. 3. — Curba reprezentativă — foraj de observație 9468.
Courbe représentative — forage d'observation 9468.

3. Determinarea valorilor u și $W(u)$. Se suprapune curba reprezentativă a pompării (fig. 3) peste curba de referință (fig. 2) și prin glisare se găsește coincidența cea mai bună și cea mai lungă posibilă a celor două curbe, supraveghind în special ca axele de coordonate a celor două diagrame să fie riguros paralele. Pe tronsonul de coincidență se alege un punct A, indiferent unde. Acestui punct A îi corespund pe diagrama curbei standard cîte o valoare pentru $W(u)$ și u , iar pe cea a curbei experimentale cîte o valoare pentru s (sau s/Q) și $\frac{1}{t} \left(\text{sau } \frac{x^2}{t} \right)$.

4. Exploatarea rezultatelor. Cunoscînd aceste 4 valori, putem calcula transmisivitatea T din formula (1);

$$T = \frac{Q}{4\pi s} \cdot W(u) \quad (\text{m}^2/\text{s}, \text{ m}^3/\text{zi}) \quad (3)$$

Coefficientul de filtratie va fi atunci :

$$K_f = \frac{T}{H} \quad (\text{m/s, m/zi})$$

Coefficientul de înmagazinare S se determină

din valoarea lui $u = \frac{x^3 s}{4 T t}$:

$$S = \frac{u \cdot 4 \cdot T \cdot t}{x^2} \quad (4)$$

B) Metoda aproximării logaritmice a lui Jacob

Cînd timpul de pompare t crește, în funcția (2) :

$u = \frac{u^2}{2.2.1} + \frac{u^3}{3.3.1} + \dots + \frac{(-u)^n}{n.n!}$ devine neglijabil în comparație cu termenii precedenți și tinde către zero. În acest caz formula devine :

$$s = \frac{0,183 Q}{T} \cdot \lg \frac{2,25 T t}{x^2 s} \quad (5)$$

1. Formula de aproximare logaritmică. Materialul grafic care se intocmește pentru a fi folosit la această metodă constă în diagrame semi-



logaritmice în care se trec pe abscisă valorile $\lg t$ sau $\lg(t/x^2)$, iar pe ordinată valorile denivelărilor s sau $\frac{s}{Q}$ (fig. 4).

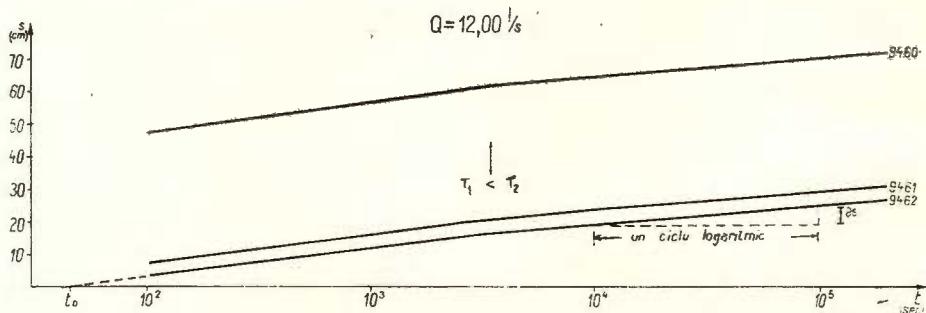


Fig. 4. — Variația în timp a denivelării la pompare.
Variation en temps de la dénivellation lors du pompage.

Formula de aproximare logaritmică se poate scrie :

$$s = \frac{0,183 Q}{T} \left(\lg \frac{2,25 T}{x^2 \cdot s} + \lg t \right)$$

Am obținut o funcție de forma : $y = a (\lg t + \lg x)$, unde $y = s$, $a = \frac{0,183 Q}{T}$, iar $\lg x = \lg t$. Deci curba care se obține pe diagramele semilogaritmice este o dreaptă.

2. *Exploatarea rezultatelor.* Panta dreptei este $a = \frac{0,183 Q}{T} = \tan \alpha = \frac{dy}{dx} = \frac{\partial s}{\partial (\lg t)}$.

Dacă considerăm variația denivelării ∂s numai pentru un ciclu logaritmice (fig. 4), atunci $\partial(\lg t) = 1$ și obținem :

$$\frac{0,183 Q}{T} = \partial s = c \quad (6)$$

C a l c u l u l t r a n s m i s i v i tă̄ii.

Din formula (5)

$$T = \frac{0,183 Q}{\partial s} = \frac{0,183 Q}{c} \quad (7)$$



Calculul coeficientului de înmagazinare S. Din graficul $s=f(lgt)$ putem determina punctul de intersecție al dreptei reprezentative cu axa absciselor. În acest punct, pentru o denivelare $s=0$, se obține un timp t_0 . Introducind valoarea t_0 în formula (5) deducem că :

$$S = \frac{2,25 T t}{x^2} \Big|_{t=t_0} \quad (8)$$

Calculul razei de acțiune (fictivă). Pîlnia de depresiune se va extinde în jurul puțului central pînă acolo unde denivelarea să ia valoarea zero. Folosind relația (5) și impunînd condiția $s = 0$ se obține :

$$R(t) = 1,5 \sqrt{\frac{T}{S}} \cdot t \quad (9)$$

3. Exploatarea datelor de revenire. Se întocmește mai întîi un grafic pe o hîrtie semilogaritmică în care se trec pe abscisă valorile $\lg(t/t')$, iar pe ordonată s (fig. 5). Formula de aproximare logaritmică, în cazul reve-

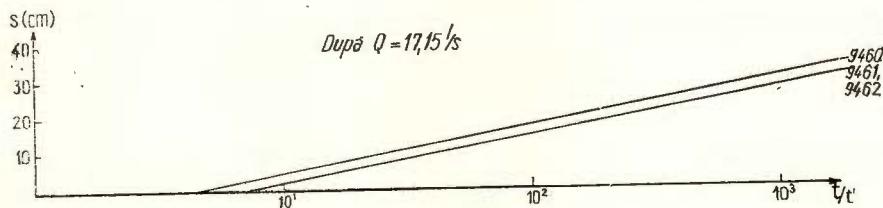


Fig. 5. — Variația în timp a denivelării la revenire.

Variation en temps de la dénivellation lors du retour au niveau normal.

nirii este :

$$s = \frac{0,183 Q}{T} \lg \frac{t}{t'} \quad (10)$$

unde t este timpul scurs de la începutul pompării, iar t' timpul scurs de la încetarea pompării.

Curba obținută va fi o dreaptă de forma $y = a \lg x$, unde :

$$a = \frac{0,183 Q}{T} = \operatorname{tg} \alpha = \frac{\partial s}{\partial (\lg t/t')}$$

Pentru un ciclu logaritmic, $\partial \left(\lg \frac{t}{t'} \right) = 1$ și atunci :

$$\frac{0,183 Q}{T} = \partial s = c, \text{ unde}$$

$$T = \frac{0,183 Q}{c}$$



Coefficientul de înmagazinare S nu apare în formula de aproximare logaritmică a curbei de revenire, deoarece fenomenul este independent de S .

Avantajele practice ale studiului revenirii sunt : nu apar perturbațiile datorite neregularităților de funcționare a pompelor, care fac parte din principalele dificultăți în realizarea corectă a încercărilor de pompare la debit constant ; măsurarea precisă a nivelului, planul apei fiind mai calm.

C) Determinarea coeficientului de filtrație și a coeficientului piezometric (sau al variației de nivel) după Bindeman

1. *Strate acvifere sub presiune.* Se pornește tot de la o formulă analogă cu (5), în care raportul $\frac{T}{S}$ (piezotransmisivitatea) este înlocuit prin coefficientul piezometric a (m^2/s). În acest caz :

$$s = \frac{0,183 Q}{T} \cdot \lg \frac{2,25 a}{r^2} \quad (11)$$

Formula este de forma $s = A + C \lg t$, unde

$$A = \frac{0,183 Q}{T} \cdot \lg \frac{2,25 a}{r^2} \text{ și } C = \frac{0,183 Q}{T}$$

Valoarea lui A se scoate direct din grafic (fig. 6), citindu-se ordonata

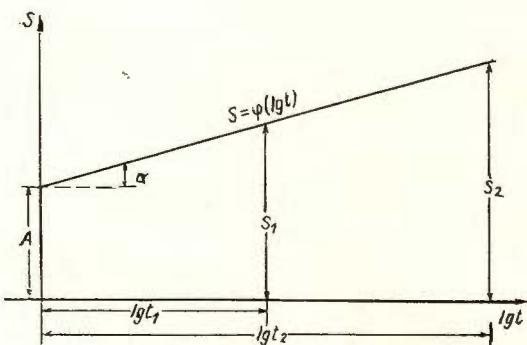


Fig. 6. — Graficul variației de nivel.
Graphique de la variation de niveau.

punctului de intersecție a dreptei cu axa ordonatelor.

$$\text{Panta dreptei ne dă valoarea. } C = \frac{s_2 - s_1}{\lg t_2 - \lg t_1} \\ \text{atunci; } T = \frac{0,183 Q}{C} \quad (12)$$



$$\text{iar } \lg a = 2 \lg r - 0,35 + \frac{A}{C}$$

unde r este distanța de la sonda centrală la sonda de observație.

2. *Strate acvifere fără presiune.* Se trasează graficul $s(2H-s) = f(lgt)$. Formula are forma : $s(2H-s) = A + C \lg t$ cu :

$$A = \frac{0,366 Q}{K_f} \cdot \lg \frac{2,25 \cdot a_n}{r^2} \text{ și } C = \frac{0,366 Q}{K_f}$$

unde a_n este coeficientul variației de nivel (m^2/zi). A se citește direct pe grafic (fig. 7), iar panta C are valoarea ; $C = \frac{s_2(2H-s_2) - s_1(2H-s_1)}{\lg t_2 - \lg t_1}$

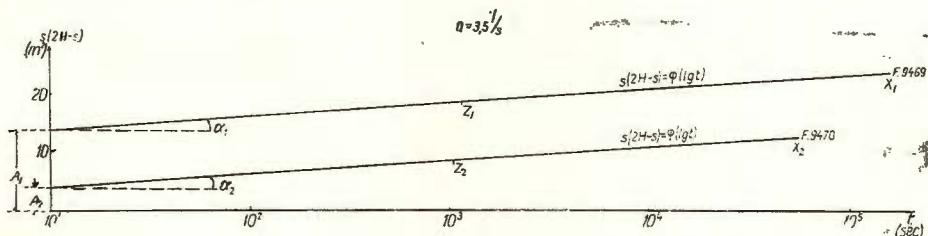


Fig. 7. — Folosirea graficului variației de nivel la pompare în forajele 9469 și 9470.
Emploi du graphique de la variation de niveau au pompage dans les forages 9469 et 9470.

$$\text{Se deduce } K_f = \frac{0,366 Q}{C} \text{ și } \lg a_n = 2 \lg r - 0,35 + \frac{A}{C} \quad (14)$$

3. *Calculul razei de influență fictivă se face la fel ca în cazul metodei lui Iacob : $R(t) = 1,5 \sqrt{a_n \cdot t}$*

A) Situația hidrogeologică și modul de lucru

Apelor subterane din zona Buzău sunt localizate în aluviuni și în stratele de Cîndești.

Forajele hidrogeologice executate în zonă au pus în evidență o mare variație în spațiu a litologiei stratelor de Cîndești.

La stația Lipia, amplasată la 5,5 km spre SW de orașul Buzău, există un singur complex acvifer freatic. Forajele executate aici indică o mare grosime a complexului acvifer ; ținând cont de condiții de ordin geologic (inclinare, direcții de variație a litologiei), adâncimea la care s-ar găsi un pat impermeabil este de circa 200 m.

Forajele de la stația Vernești amplasată la 7 km spre W de Buzău, au interceptat un strat acvifer freatic separat printr-o intercalație argiloasă de un complex acvifer ascensional.

La stația Buzău-est, amplasată la cca 1 km de limita estică a orașului Buzău, forajele au străbătut mai întâi un complex acvifer freatic, apoi o intercalație argiloasă care constituie acoperișul impermeabil al unui complex acvifer artezian (fig. 8).

Intercalațiile psefite cuprinse între adîncimile 54,60—59,90 m (strat artezian III) și 41,80—49,70 m (strat artezian II) au nivele hidrostatice la + 4,60 m deasupra solului, iar întreg complexul artezian străbătut: 28,90—59,90 m are nivelul hidrostatic la +3,85 m. În acest caz trebuie să presupunem că cel puțin intercalația argiloasă dintre stratele arteziene I și II 36,90—41,80 m este continuă spre NW.

Menționăm că pe malul stîng al rîului Buzău, un foraj executat la Focșănei a atins adîncimea de 98 m fără a intercepta un pat impermeabil al complexului artezian.

Deci cu toată variația în spațiu a stratelor de Cîndești, trebuie admisă continuitatea complexului argilos impermeabil care constituie acoperișul complexului artezian.

Datorită înclinării spre est a stratelor de Cîndești, complexul acvifer care în forajul 8204 este freatic, în forajele 9464, 8202, 8201 devine ascensional, iar în forajul 9468-artezian. Din secțiune se observă că partea estică a orașului Buzău are apă arteziană, iar cea vestică-ascensională.

Complexul acvifer ascensional-artezian este acoperit spre NW de aluviunile rîului Buzău și este alimentat de acest rîu.

Spre sud și sud-vest de Buzău, acoperișul complexului ascensional-artezian nu mai este continuu, astfel că la stația Lipia există doar un complex acvifer freatic.

În zona Buzău pompările experimentale s-au executat pînă s-a ajuns la regimul cvasi-stabilizat, astfel încît să avem posibilitatea de a aplica formulele regimului de neechilibru pentru intervalul pînă la stabilizarea aparentă a nivelelor (la debite constante) și formulele regimului stabilizat după aceea.

Pentru întocmirea în bune condiționi a diagramelor regimului de neechilibru a fost necesară o frecvență mai mare a măsurătorilor atât la începutul fiecărui debit de pompare cît și la reveniri. Timpii de citire trebuie aleși aproximativ după o scară logaritmică sau ca termeni ai unei progresii geometrice.



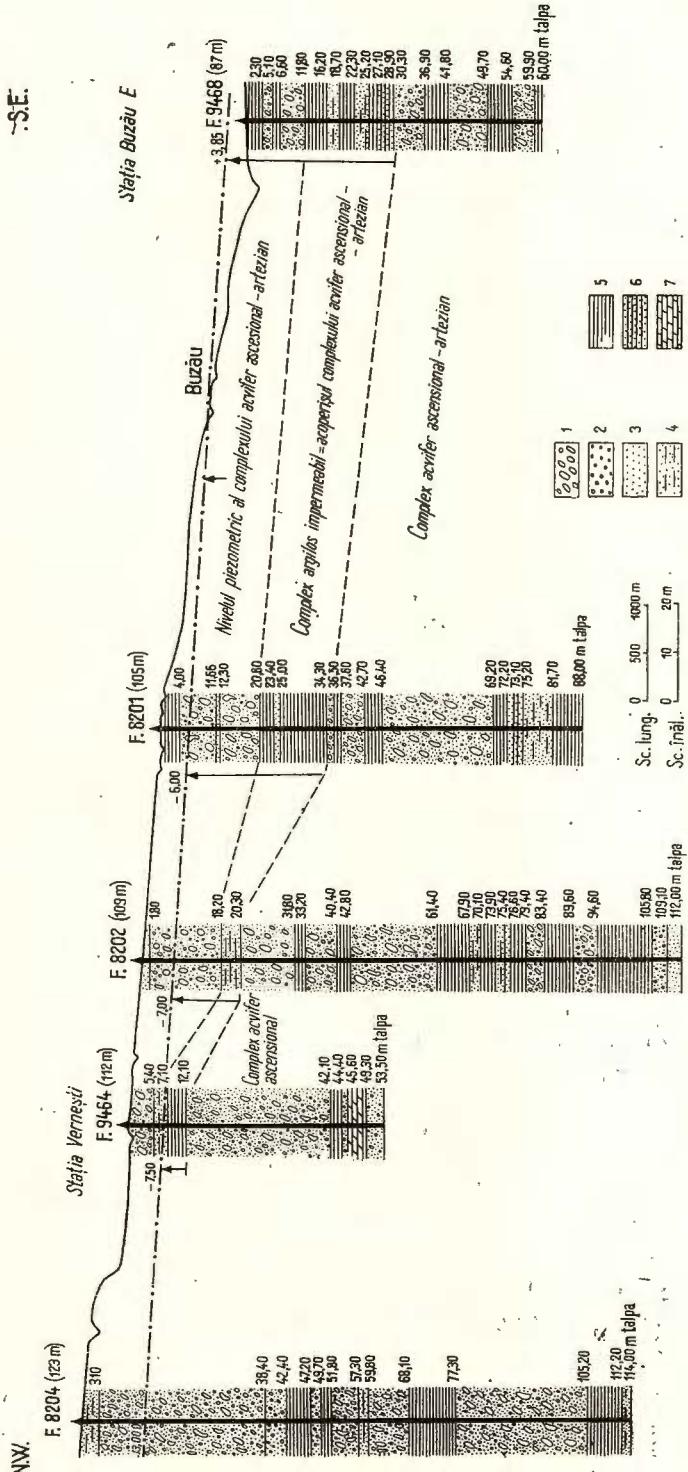


Fig. 8. — Secțiune hidrogeologică de-a lungul malului drept al râului Buzău.

1, bolovaniș; 2, piatră; 3, nisip; 4, nisip argilos; 5, argilă; 6, argilă nisiposă; 7, marnă.

Coupe hydrogéologique le long de la rive droite de la rivière Buzău.

1, éboulis; 2, graviers; 3, sable; 4, sable argileux; 5, argile; 6, argile sablonneuses; 7, marne.



B) Determinările hidrogeologice

În urma interpretării rezultatelor și a calculelor efectuate s-au întocmit tabelele 2, 3, 4, pentru un număr de trei stații experimentale execute în zona Buzău.

Pentru calculul parametrilor hidrogeologici în regim permanent s-au folosit următoarele notații :

- Q = debitul pompat (m^3/s);
- x_1, x_2 = distanțele de la forajul central la forajele de observație (m);
- H = grosimea stratului acvifer (m);
- M = grosimea stratului acvifer sub presiune (m);
- l = lungimea activă a filtrului (m);
- y_1, y_2 = înălțimile nivelerelor piezometrice (la regim stabilizat) în forajele de observație față de planul orizontal care trece prin jumătatea părții active a filtrului forajului central (m);
- l_0 = înălțimea nivelului hidrostatic (înainte de începerea pompării) față de capătul inferior al filtrului activ (m);
- s = denivelarea în forajul central (m);
- s_1, s_2 = denivelările în forajele de observație (m);
- K_f = coeficient de filtrație (m/s);
- R = raza de influență (m);
- r = raza forajului central (m);
- T = transmisivitatea (m^2/s);
- l'' = $l_0 - \frac{s_1 + s_2}{2}$

1. Stația Lipia (tab. 2)

Calculul transmisivității T în regim de neechilibru dă valori apropiate, în plus metoda lui Jacob indică două zone cu transmisivități diferite; una mai apropiată de forajul central cu $T_{med} = 2,7 \cdot 10^{-2} m^2/s$ (confirmată de datele revenirii) și alta mai depărtată cu $T_{med} = 4,2 - 4,4 \cdot 10^{-2} m^2/s$, deci de 1,6 ori mai mare decât în cazul primei zone.

Pentru calculul coeficientului de filtrație K_f în regim stabilizat am folosit un număr de 6 formule de diferiți autori, toate aplicabile în condițiile stației Lipia. S-au obținut pentru K_f valori cuprinse între $0,85 \cdot 10^{-3}$ și $11,26 \cdot 10^{-3} m/s$. Aceste diferențe mari de valori îngreuiază alegerea unui K_f mediu apropiat de cel real.

Ca valoare a coeficientului de înmagazinare S am obținut $1,77 \cdot 10^{-2}$, adică 1,77 %. Calculul coeficientului de înmagazinare prin metoda lui Theis a dat o valoare de cca 10 ori mai mare în com-



TABLEUL 2

Stația Lipia (Complex acvifer freatic)

Regim de neechilibru				Regim stabilizat			
Metoda Theis		Metoda Jacob		Autorul și formula		K $\left(\frac{m}{s} \right)$	
Metoda Theis	Pompare	Metoda Jacob	Revenire	Dobrovolski:	K = $\frac{0,366 Q (\lg x_2 - \lg x_1)}{(2l_0 - S_1 - S_2 - l)(S_1 - S_2)}$	4,22 · 10 ⁻³ 6,0 · 10 ⁻³	
$\left(\frac{m^3}{s} \right)$ 4,15 · 10 ⁻²	Q_2 Q_3	2,745 · 10 ⁻² 3,995 · 10 ⁻² 2,73 · 10 ⁻² 4,83 · 10 ⁻²	2,93 · 10 ⁻² 2,44 · 10 ⁻²	$K = \frac{0,366 Q (\lg x_2 - \lg x_1)}{(S_1 - S_2)(2S - S_1 - S_2 + l)}$	$K = \frac{0,366 Q (\lg x_2 - \lg x_1)}{(S_1 - S_2)(2S - S_1 - S_2 + l)}$	4,22 · 10 ⁻³ 6,0 · 10 ⁻³	
S 9,8 · 10 ⁻²				Babuskin: $K = \frac{0,316 Q}{y_2^2 - y_1^2 + \frac{1(y_2 - y_1)}{\text{arc sh } \frac{1}{2x_1}}}$ $2,3 \lg \frac{x_2}{x_1} - \text{arc sh } \frac{1}{2x_1} - \text{arc sh } \frac{1}{2x_2}$	$K = \frac{0,316 Q}{y_2^2 - y_1^2 + \frac{2(y_2 - y_1)}{1 1}}$ $2,3 \lg \frac{x_2}{x_1} - \frac{x_1}{x_2} - \frac{x_2}{x_1}$	$x_1 < 1,5 l$ 11,26 · 10 ⁻³	
Re (m)				Ghirinski: $K = \frac{Q}{2\pi l''(S_1 - S_2)} \left[\text{arc sh } \frac{l''}{x_1} - \text{arc sh } \frac{l''}{x_2} \right]$ $K = \frac{0,08 Q}{l''(S_1 - S_2)} \left[\left(\text{arc sh } \frac{0,4 l''}{x_1} + \text{arc sh } \frac{1,6 l''}{x_1} \right) - \right.$ $\left. - \left(\text{arc sh } \frac{0,4 l''}{x_2} + \text{arc sh } \frac{1,6 l''}{x_2} \right) \right]$	$1 < 0,3 H$ $x_2 < 0,3 H$ $l'' = l_0 -$ $\frac{S_1 + S_2}{2}$	0,915 · 10 ⁻³ 1,31 · 10 ⁻³ 0,85 · 10 ⁻³ 1,214 · 10 ⁻³	
				După 10 ore de pompare 354 m După 100 ore de pompare 1120 m			



parație cu cea obținută prin metoda lui Iacob; l-am ales pe cel obținut prin aproximare logaritmică (Iacob) întrucât se referă la o zonă cu mult mai largă și deci dă o valoare medie a lui S mai bună.

Prin formulele în regim de neechilibru, raza de influență fictivă este după 10 ore de pompare de 354 m, iar după 100 ore de pompare atinge 1.120 m. Calculul razei de influență R în regim stabilizat nu este posibil decit prin unele formule empirice, întrucât formula de determinare a lui R, pentru orizonturile acvifere cu nivel liber, presupune cunoașterea grosimii orizontului (H). În cazul stației Lipia s-a forat pînă la adîncimea de 60 m și nu s-a atins patul impermeabil. După considerațiile de ordin geologic acest pat se găsește la cca 200 m adîncime (complexul acvifer se găsește localizat în stratele de Cîndești).

2. Stația Buzău-Est (tab. 3)

TABELUL 3

Stația Buzău-Est (Complex acvifer freatic)

Regim de neechilibru			Regim stabilizat		
	Metoda Theis	Metoda Iacob		Metoda Bindeman	
$\frac{T}{\left(\frac{m^2}{s}\right)}$	$5,08 \cdot 10^{-3}$	$1,31 \cdot 10^{-3}$	$6,38 \cdot 10^{-3}$	$6,29 \cdot 10^{-3}$	$K = \frac{0,73 Q \lg(r_1/r_2)}{(2H - S_1 - S_2)(S_1 - S_2)}$
$\frac{K}{\left(\frac{m}{s}\right)}$	$H = 11m$		$5,8 \cdot 10^{-4}$	$5,72 \cdot 10^{-4}$	$4,93 \cdot 10^{-4} \quad 5,32 \cdot 10^{-4} \quad 5,03 \cdot 10^{-4}$
a_n	(m^2/S)			$6,87 \cdot 10^{-4}$	$6,75 \cdot 10^{-4} \quad 6,55 \cdot 10^{-4}$
R (m)	După 105 ore pompare 290			$\lg R =$ $= \frac{S_0 (2H - S_0) \lg r_1 - S_1 (2H - S_1) \lg r_0}{(S_0 - S_1) (2H - S_0 - S_1)}$ $R = 4460 m$ $K u s a k i n :$ $R = r_0 + 2S \sqrt{KH} = 99 m$	

Analizînd rezultatele obținute se constată că în regim de neechilibru, folosind pe lîngă metodele lui Theis și Iacob și metoda lui Bindeman, s-au obținut valori apropiate ale transmisivității: $5 - 6 \cdot 10^{-3} m^2/s$.



Valorile coeficientului de filtratie K_f sunt cuprinse intre $4,62 - 5,72 \cdot 10^{-4}$ m/s, pentru formulele in regim de neechilibru si $4,93 - 6,87 \cdot 10^{-4}$ m/s, folosind formula lui Dupuit. Se remarcă și în acest caz ecartul mai mare al valorilor obținute considerind regimul stabilizat.

Valoarea coeficientului variației de nivel a_n este de $0,0714$ m²/s.

Calculind raza de influență fictivă cu ajutorul coeficientului a_n se obține pentru un timp de 105 ore pompare $R(t) = 246,5$ m, iar folosind formula (9) $R(t) = 290$ m. Menționăm de asemenea că valorile lui T și S calculate prin metoda lui Thewis, indică caracteristicile hidrogeologice ale zonei apropiate de foraj și nu dă valori medii pe zone mai întinse ca în cazul metodei lui Iacob.

Valoarea razei de influență calculată în regim stabilizat nu este concludentă.

3. Stația Vernești (tab. 4)

La stația Vernești există două strate acvifere; unul freatic și altul ascensional, fiind separate printr-o intercalație argiloasă.

Stratul acvifer freatic. Datorită faptului că încercarea de pompare în cazul stratului acvifer freatic a fost de scurtă durată (s-a efectuat doar un debit informativ) și nu s-a ajuns la un regim evasi-stabilizat, am folosit doar datele regimului de neechilibru (metoda lui Iacob).

Complexul acvifer ascensional. Calculul transmisivității în regim de neechilibru ne indică două valori, una mai mică ($1,2 \cdot 10^{-2}$ m²/s) pentru zona apropiată de stație și una mai mare ($5,43 \cdot 10^{-2}$ m²/s) pentru zona mai depărtată. Întrucât nici pentru acest orizont nu se cunoaște adâncimea patului impermeabil (forajul a atins adâncimea de 53,50 m, iar după considerente de ordin geologic patul se găsește la cca 200 m) nu se poate determina coeficientul de permeabilitate K_f .

În regim stabilizat, folosind formula lui Hirschki, s-au obținut pentru K_f valori cuprinse între $1,585 - 1,910 \cdot 10^{-3}$ m/s.

Calculele în regim de neechilibru indică pentru coeficientul de înmagazinare S valoarea de 0,004 %.

Calculul razei de influență indică în regim de neechilibru, valori de ordinul kilometrilor, iar în regim stabilizat 93 m.



TABELUL 4
Stația Vernești (strat freatic)

T (m ² /s)	1,75 · 10 ⁻³
K (m/s)	0,875 · 10 ⁻³
S	0,0177 → 1,77 %
Re (m)	După 10 ore de pompare : 89,5 După 100 ore de pompare : 283,0

Complex acvifer ascensional

Regim de neechilibru			Regim stabilizat	
	Metoda Theis	Metoda Iacob	Autorul și formula	K $\left(\frac{m}{s} \right)$
	pompare	revenire		
T $\left(\frac{m^2}{s} \right)$	1,2 · 10 ⁻²	1,22 · 10 ⁻²	G h i r i n s k i :	1,910 · 10 ⁻³
		5,43 · 10 ⁻²	$K = \frac{Q}{2\pi l(S_1 - S_2)} \left(\operatorname{arc sh} \frac{1}{x_1} - \operatorname{arc sh} \frac{1}{x_2} \right)$	1,713 · 10 ⁻³
		5,48 · 10 ⁻²		1,735 · 10 ⁻³
	.	.		1,765 · 10 ⁻³
S	4 · 10 ⁻³		$K = \frac{Q}{4\pi l(S_1 - S_2)} \left[\left(\operatorname{arc sh} \frac{0,4l}{x_1} + \operatorname{arc sh} \frac{1,6l}{x_1} \right) - \left(\operatorname{arc sh} \frac{0,4l}{x_2} + \operatorname{arc sh} \frac{1,6l}{x_2} \right) \right]$	1,585 · 10 ⁻³
Re (m)	4930			1,604 · 10 ⁻³
			cu condițiile :	
			$x_1 = 0,3 x_2$	
			$l < 0,3 M$	
			$x_2 < 0,3 M$	
			$\lg R = \frac{S_1 \cdot \lg r_2 - S_2 \cdot \lg r_1}{S_1 - S_2} = 93 m$	

C) Calculul distanței la care se schimbă transmisivitatea unui strat acvifer

Pe graficele $s = f(lgt)$ se observă uneori că dreapta suferă schimbări de pantă (fig. 9 a, b). Aceste schimbări de pantă se datorează variațiilor



în granulometria stratului acvifer în zona de extindere a pîlniei de depresiune.

Presupunînd o zonă cu o transmisivitate scăzută T_2 situată la o anumită distanță de forajul central atîta timp cît unda nu atinge această zonă, pîlnia de depresiune va evoluă după dreapta (1) (fig. 9 a, b). Cînd

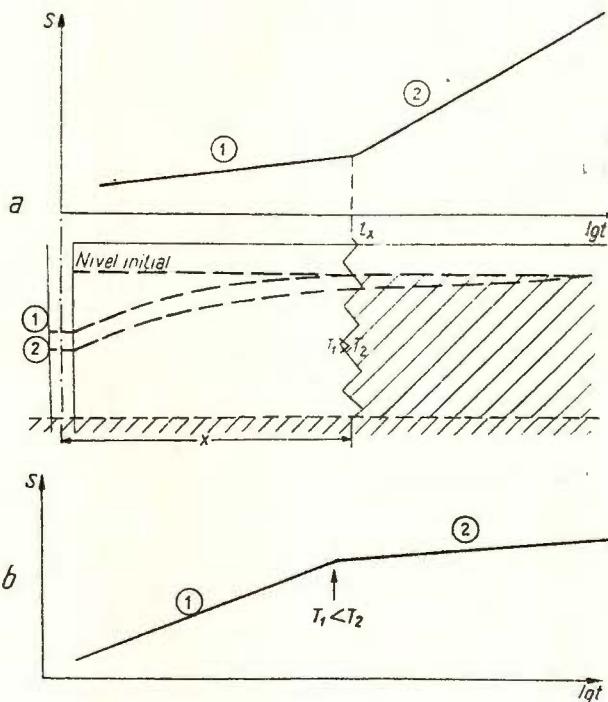


Fig. 9. — Evoluția denivelării cînd la propagarea mișcării radiale a apei intervine o schimbare a transmisivității.

L'évolution de la dénivellation lorsque dans la propagation du mouvement radial de l'eau intervient un changement de la transmissibilité.

unda de propagare a pîlniei de depresiune atinge zona de transmisivitate T_2 , această pîlnie nu va mai fi simetrică, ci va crește mai mult spre zona mai puțin permeabilă. Creșterea denivelării se manifestă printr-o accentuare a pantei.

Distanța x (fig. 9 a) la care se schimbă transmisivitatea este parcursă de undă în timpul t_x . La această distanță denivelarea $s = 0$ (aici este limită pîlniei de depresiune la momentul t_x). Din relația (5) pentru $s = 0$, obținem :

$$\lg \frac{2,25 \cdot T \cdot t_x}{x^2 S} = 0 ; \quad x = 1,5 \sqrt{\frac{T_1 \cdot t_x}{S_1}} \text{ (m)}$$

Menționăm că valorile lui T și S din relație sunt cele corespunzătoare porțiunii (1) pe care a străbătut-o unda pînă în momentul t_x .

Pentru stabilirea direcției în care apare schimbarea de transmisivitate ne folosim de observațiile în diferite foraje la care vitezele de denivelare sănătări atât în funcție de distanța față de forajul central cît și de valoarea transmisivității pe direcția respectivă.

Comparind astfel denivelările din două foraje de observație situate la distanțe egale de forajul central, ne putem da seama după modul în care evoluează, de diferențele de transmisivitate pe cele două direcții. Uneori situația este și mai concludentă (fig. 10). Deși forajul de observație 9470 este situat la o distanță dublă față de forajul central în com-

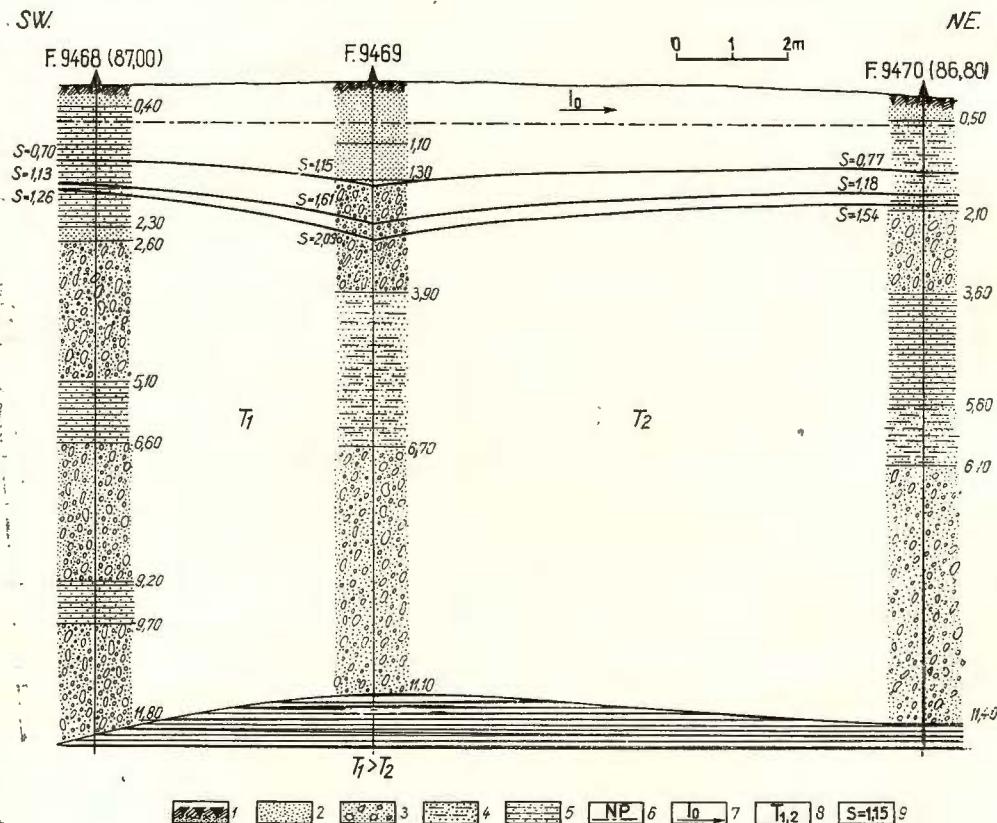


Fig. 10. — Secțiune hidrogeologică prin forajele stației Buzău—Est
1. sol nisipos; 2. nisip; 3. bolovaniș cu pietris și nisip; 4. nisip argilos; 5. argilă nisipoasă; 6. nivel piezometric; 7. pantă hidraulică; 8. transmisivitate; 9. denivelare.

Coupe hydrogéologique dans les forages de la station Buzău—Est
1. sol sableux; 2. sable; 3. éboulis avec graviers et sable; 4. sable argileux; 5. argile sableuse; 6. niveau piézométrique; 7. pente hydraulique; 8. transmissibilité; 9. dénivellation.

parație cu forajul de observație 9468, totuși atât viteza de scădere a nivelului cât și nivelul hidrodinamic stabilizat sunt mai mari în forajul de observație mai depărtat (9470). De aici se trage ușor concluzia că transmisivitatea în direcția forajului 9470 este mai mică decât cea de pe direcția forajului 9468. Cele două zone de transmisivități deosebite sunt notate în figura 10 cu T_1 și T_2 .

Să calculăm spre exemplu distanța x la care, pe direcția forajului 9468 se schimbă transmisivitatea. Din figura 11 și tabelul 3 extragem următoarele date: $T_1 = 1,31 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$; $t_0 = 112 \text{ s}$; $t_x = 1100 \text{ s}$. Distanța de la forajul central la forajul 9468 este $r = 5,0 \text{ m}$.

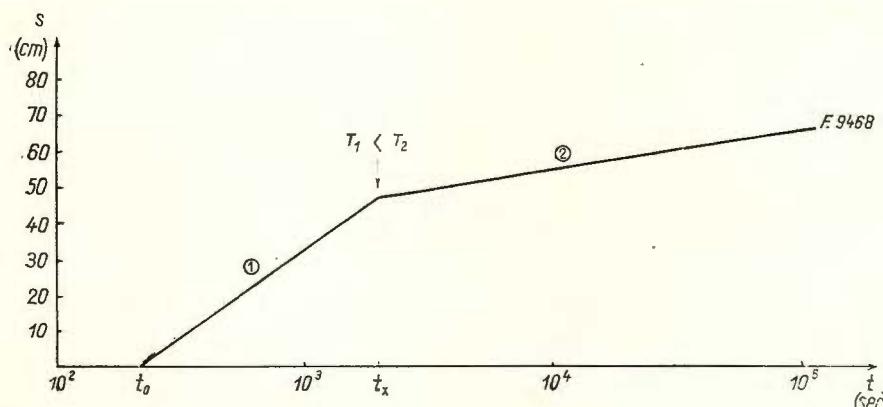


Fig. 11. — Variația denivelării în forajul de observație 9468 la pomparea forajului 9469.
Variation de la dénivellation dans le forage d'observation 9468 lors du pompage du forage 9469.

$$S_1 = \frac{2,25 \cdot T \cdot t_0}{r^2} = \frac{2,25 \cdot 1,31 \cdot 10^{-3} \cdot 112}{25} = 1,32 \cdot 10^{-2} (1,32\%)$$

$$\text{Atunci: } x = 1,5 \sqrt{\frac{T_1}{S_1}} \cdot t_x = 1,5 \sqrt{\frac{1,31 \cdot 10^{-3}}{1,32 \cdot 10^{-2}}} \cdot 1100 = 15,7 \text{ m}$$

IV. AVANTAJELE FOLOSIRII REGIMULUI DE NEECHILIBRU ȘI VALIDITATEA METODELOR SALE

Metoda exactă a lui Theis redă regimul de neechilibru veritabil, adică înainte ca unda de denivelare să întâlinească un ecran de permeabilitate diferită care poate fi apropiat de foraj. Limita de aplicare a acestei metode este pentru un timp scurt de la începutul pompării sau pentru forajele de observație situate la o distanță mare de forajul central ($R <$

$< x < 2R$; R fiind raza de acțiune fictivă) unde este necesar un timp îndelungat pentru ca regimul să devină evazi-stabilizat. Metoda lui Theis dă valoarea transmisivității absolute a forajului, dar fiind valabilă un timp uneori foarte scurt, presupune a se efectua la începutul pompării măsurători foarte frecvente.

Metoda lui Jacob nu este totdeauna valabilă la începutul pompării, dar ea poate fi reprezentată pe un timp infinit; ea pune în evidență schimbările de transmisivitate și reprezentarea sa grafică sub forma unei drepte, permite în anumite limite, prevederea comportării orizontului acvifer dincolo de timpul real de pompare.

Cele două metode (Theis, Jacob) se completează reciproc și sunt indispensabile pentru studiul conștiincios al unei încercări experimentale.

Datorită faptului că după un timp relativ scurt, oscilațiile nivelelor sunt aşa de mici încât nu mai pot fi măsurabile, am putea trage concluzia nejustificată despre stabilizarea curgerii și aplicând formulele pentru regimul stabilizat am ajunge la o supraestimare a rezervelor exploataabile. Din acest motiv, este bine să se calculeze denivelarea cu ajutorul formulei (5), pentru curgerea nestabilizată. Dacă valoarea observată la timpul t este mai mică decât cea calculată, s-a realizat deja o stabilizare efectivă și se pot folosi formulele lui Dupuit. Dacă denivelarea observată este mai mare sau aproximativ egală cu cea calculată, stabilizarea este aparentă.

Folosirea metodei de aproximare logaritmică (Jacob) permite delimitarea zonelor cu transmisivități diferite.

Remarcăm faptul că folosind regimul de neechilibru, un număr redus de foraje de observație ne pot da indicații asupra dezvoltării în spațiu a litologiei stratului acvifer pe distanțe ce pot ajunge uneori de ordinul kilometrilor (pentru o singură stație), putindu-se extrage de asemenea datele necesare determinărilor parametrilor hidrogeologici dintr-un singur debit informativ.

Stabilizarea nivelului hidrodinamic la debit constant sau a debitului la nivel constant se poate produce în timp îndelungat (luni sau chiar ani). De aceea este eronată părerea că pomparea care a fost întreruptă pînă la stabilizarea nivelelor trebuie considerată necorespunzătoare sau ratată. Din contra, cînd pomparea se face în regim de neechilibru se pot obține datele care justifică previziunea dezvoltării în timp a pîlniei de depresiune.

Pentru pompările de scurtă durată (6,8 sau 24 ore) este bine a se utiliza unul sau două foraje, sau puțuri deja existente, care permit scădereea prețului lucrărilor pentru studiu, dar transmisivitatea și coefi-



cientul de înmagazinare astfel obținute sunt valabile în direcția forajelor sau puțurilor respective pe distanțele care le separă de forajul central.

Este indispensabil ca forajele de observație să fie amplasate în toate direcțiile și să fie practic situate la distanțe crescînd aproximativ în progresie geometrică.

Limitele de validitate ale metodelor în regim de neechilibru

Rezultatele sunt greu interpretabile în următoarele cazuri : grosimea stratului acvifer foarte variabilă ; grosimea stratului acvifer foarte redusă ; terenul acvifer foarte puțin permeabil ; o limită a stratului acvifer foarte apropiată ; puternică anizotropie după direcția de curgere a apei.

Avantaje economice : posibilitatea reducerii timpului de pompăre ; recuperarea pompărilor întrerupte din diferite motive înainte de a se ajunge la un regim cvasi-stabilizat ; posibilitatea obținerii de date asupra caracteristicilor hidrogeologice și chiar litologiei stratelor acvifere pe spații întinse, ceea ce conduce la micșorarea numărului de stații de pompăre în cadrul unui primetru dat.

BIBLIOGRAFIE

- Bindeman N. (1962) Metodica de determinare a capacității de cedare a apei pe baza datelor pompărilor experimentale. *Rozvetkoi i ohrana nedri* 2. Moscova.
- Castany G. (1963) *Traité pratique des eaux souterraines*. Dunod. Paris.
- Costache Gh. (1963) Forajul hidrogeologic. Ed. Tehnică. București.
- Crăstea N. (1956) *Hidraulica subterană*. I, Ed. Tehnică. București.
- Margat J. (1964) Notions générales sur l'Hydraulique de puits. *Guides pratiques d'Hydrogéologie*. Bureau de recherches géologiques et minières. 74, Rue de la Fédération, XV, D S 64. A 60. Paris.
- Rognon Ph. (1965) L'Interprétation d'un essai de pompage dans un puit située à proximité d'une rivière. *L'eau*. 52 année; P. 405 à 456 9. Paris.
- Rothe R. (1949) Matematici superioare. II și IV. *Departamentul C.F.R. Of. de Presă, edit. și document. C.F.R.* București.
- Trupin G. (1964) Manuel pratique d'essais de pompage (Reginie transitoire). *Guides pratiques d'Hydrogéologie*. Bureau de recherches géologiques et minières XV, D S 64. A 60. Paris.



RÉSULTATS OBTENUS EN EXPÉRIMENTANT LA MÉTHODE DE DÉTERMINATION DES PARAMÈTRES HYDROGÉOLOGIQUES DES COUCHES AQUIFÈRES DE LA ZONE DE BUZĂU PAR POMPAGES EN RÉGIME DE NON-ÉQUILIBRE

(Résumé)

Dans ce compte-rendu les auteurs présentent les résultats les plus importants obtenus par la détermination des paramètres hydrogéologiques des couches aquifères de la zone de Buzău, par les méthodes de calcul en régime non-équilibre.

Grâce aux moyens de ces méthodes on a déterminé la transmissivité ($T - m^2/jour$), le coefficient de filtration ($K-m/jour$), le coefficient d'emmagasinage (S), le rayon d'influence fictive ($R(t)-m$), le coefficient piézométrique ($a-m^2/jour$) et le coefficient de la variation du niveau ($a_n-m^2/jour$).

Les pompages expérimentaux ont été effectués jusqu'à l'obtention d'un régime quasi-stabilisé. Les formules du régime de non-équilibre ont été appliquées à l'intervalle jusqu'à la stabilisation apparente et les formules correspondant au régime permanent, après cette stabilisation.

Les résultats obtenus ont révélé une plus grande précision dans la détermination des paramètres hydrogéologiques par les moyens des méthodes de non-équilibre ainsi que par la comparabilité des valeurs obtenues.



APELE TERMOMINERALE DIN PARTEA DE VEST A DOBROGEI.
CENTRALE ȘI POSIBILITĂȚILE DE VALORIZARE ALE
ACESTORA¹
DE
MIRCEA ULPIU FERU²

Abstract

Thermomineral Waters in the Western Part of the Central Dobrogea and the Possibilities of their turning to Account. Hydrogeological investigations carried out along the Dobrogean slope of the Danube led to the statement that two important lines of thermomineral springs with temperatures ranging from 20°–26° and 35°–50°C are widespread between the Capidava and Vadu Oii localities. Owing to the study of their chemical composition, thermal characters and geological conditions, the conclusion was reached that these waters are conditioned by the presence of Jurassic limestones which facilitated the rapid ascension along the vertical line of some hyperthermal waters proceeding from depth, and whose thermal characters could be assigned to the existence in the basement of a region comprising some more-recent magmatic masses.

Existența unor ape termominerale în partea de vest a Dobrogei a fost semnalată mai de mult, însă toate mențiunile se refereau numai la izvoare izolate, cercetate sumar, fără analize chimice.

Astfel, Pascu (1928) amintește la Topalu, în malul Dunării, de „un mic izvor de apă alcalină sulfuroasă”.

Informația este reluată de către Orasu, Manole, Coceașu (1953), care menționează, tot la Topalu, existența a 12 izvoare de ape alcaline sulfuroase și semnalează un izvor de apă sulfuroasă și iodurată la Hîrșova.

¹ Susținută la Simpozionul „Protectia și exploatarea rațională a zăcămintelor de ape minerale”, 16 mai 1967, Brașov–Borcea.

² Întreprinderea Geologică de Prospecții, Cal. Griviței nr. 64, București.



În cursul anului 1960, s-a pus în evidență, printr-un foraj săpat de Comitetul Geologie în aluviunile Dunării³ și prin cîteva foraje executate de către I.C.S.E. în albia Dunării și pe ostrovul Gîsca, prezența, atât în aluviunile Dunării de pe anumite sectoare, cît și în calcarurile jurasice, a unor ape termominerale, cu temperaturi de 30—50°C.

Nicolaeșcu (1965) descrie apele termominerale interceptate în forajele din zona Hîrșova-Vadu Oii, menționînd la rîndul său izvoarele de la Topalu și semnalînd în plus, existența unor emanații de vaporî de apă în dealurile Celea Mare și Celea Mică, de la sud-est de Hîrșova.

În sfîrșit, Constantinescu, Croitoru (1966) întreprind, cu ajutorul a numeroase foraje manuale amplasate de o parte și de alta a canalului Puturosu, un studiu amănunțit al apelor termominerale din lunca Dunării de la nord-vest de Hîrșova.

Cercetările efectuate de noi în același an⁴ de-a lungul versantului drept al Dunării dintre Cernavodă și Vadu Oii, ne-au dus la constatarea că ivirile de ape termominerale de la Topalu și cele din zona Hîrșova nu constituie manifestări izolate, ci se înscriu de-a lungul unei mari linii de izvoare, ce se întinde între localitățile Capidava și Vadu Oii (fig. 1).

În cele ce urmează vom prezenta cele mai importante iviri de ape termominerale începînd de la Capidava spre nord.

Menționăm în prealabil că, deși cercetările au fost executate la sfîrșitul lunii august, nivelul apelor Dunării era ridicat, astfel încît majoritatea punctelor de emergență a apelor de adîncime se aflau încă sub apă. Din această cauză, nu se pot face aprecieri exacte asupra debitelor, iar cele indicate trebuie considerate ca fiind mult mai mici decît în realitate.

Capidava

La Capidava, chiar sub ruinele cetății romane a fost identificată de noi, o linie de izvoare ce se poate urmări pe o distanță de cca 200 m. Izvoarele, care apar din calcarurile jurasice pe care a fost construită cetatea, sunt bine individualizate mai ales atunci cînd apele Dunării sunt scăzute. Debitele măsurate au variat între 0,5—1,0 l/s, apa fiind hipotermală, cu temperaturi de 21-23°C.

³ A. Pricăjan, Maria Mocanu, N. Năstase. Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni prin foraje pentru geologia Cuaternarului din Cîmpia Română și Bălțile Brăilei. 1960. Arh. Com. Geol., București.

⁴ M. U. Feru. Prospecțiuni hidrogeologice pentru ape minerale în zona Hîrșova-Cernavodă. 1966. Arh. Com. Stat Geol., București.



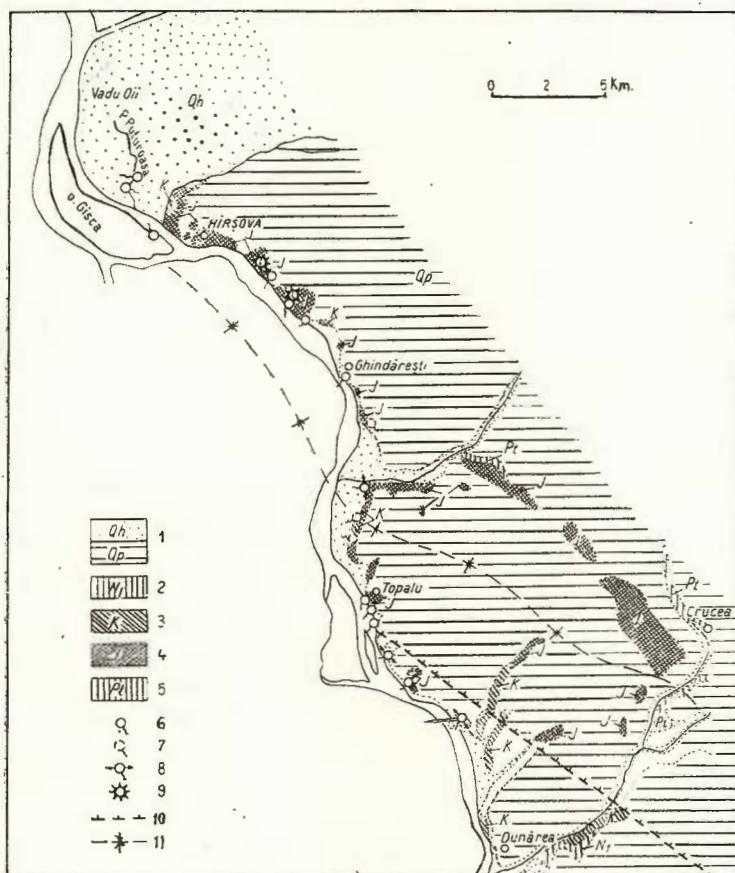


Fig. 1. — Schiță geologică a zonei Dunărea—Hîrșova cu izvile de ape termominerale (geologia după harta Institutului Geologic scara 1: 200.000)

I. Geologie; 1, a) Holocen; b) Pleistocene; 2, Sarmatian; 3, Cretacic; 4, Jurasic; 5, Paleozoice. II. Hidrogeologie: 6, izvor sau grup de izvoare termominerale; 7, izvoare neidentificate din cauza nivelului ridicat al apelor Dunării; 8, linie de izvoare; 9, emanări de vapori; 10, pinza de sariaj; 11, ax de sinclinal

Esquiss géologique de la zone Danube—Hîrșova avec les sources thermominérales (géologie d'après la carte de l'Institut géologique à l'échelle de 1 : 200.000).

I. Géologie: 1, a) Holocène; b) Pléistocène; 2, Sarmatiens; 3, Crétacé; 4, Jurassique; 5, Paléozoïque. II. Hydrogéologie: 6, source ou groupe de sources thermominérales; 7, sources non identifiées à cause du haut niveau du Danube; 8, alignement de sources; 9, émanations de vapeurs; 10, nappe de charriage; 11, axe de synclinal.

TABEL

Rezultatul analizelor chimice ale unor ape termominerale din zona Capidava-Hîrșova

Nr. probetă și localizarea	Pr. 788 – Capidava			Pr. 789, 2,5 km NW Capidava			Pr. 790 S Topalu			Pr. 791 Topalu			Pr. 792 Ghindărești			Pr. 865 Puturosu (Hîrșova)		
	mg/l	mili-echiv.	%	mg/l	mili-echiv.	%	mg/l	mili-echiv.	%	mg/l	mili-echiv.	%	mg/l	mili-echiv.	%	mg/l	mili-echiv.	%
Rezultatul analizei																		
Anioni																		
Cl ⁻	99,3	2,8000	13,9	189,6	5,6000	23,1	205,7	5,8000	23,1	219,8	6,2000	23,7	567,4	16,0000	31,9	1 081,5	30,5000	37,6
Br ⁻	1,0	0,0125	—	1,0	0,0125	—	1,0	0,0125	—	1,0	0,0125	—	3,0	0,0375	0,1	2,0	0,0250	—
I ⁻	0,2	—	—	urne	—	—	urne	—	—	urne	—	—	0,1	0,0007	—	0,6	0,0047	—
NO ₃ ⁻	90,2	1,8779	9,3	92,2	1,9195	7,9	92,2	1,9195	7,7	107,5	2,2380	8,7	139,9	4,0389	8,0	174,7	3,6370	4,5
SO ₄ ²⁻	329,4	5,4000	26,8	280,6	4,6000	19,0	292,8	4,8000	19,2	280,6	4,6000	17,6	365,0	5,0000	10,0	390,4	6,4000	7,9
HCO ₃ ⁻																		
Cationi																		
Na ⁺	80,9	3,5173	17,4	122,8	5,3431	22,0	126,4	5,4977	22,0	137,6	5,9809	22,9	344,1	14,9597	29,8	595,6	25,8942	32,0
K ⁺	3,1	0,0792	0,4	5,9	0,1508	0,6	6,3	0,1611	0,6	6,1	0,1560	0,6	13,8	0,3529	0,7	—	—	—
NH ₄ ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	urne	—	—	15,0	0,8314	1,0
Ca ⁺⁺	62,9	3,1387	15,6	68,9	3,4381	14,2	70,5	3,5179	14,9	70,5	3,5179	13,5	111,4	5,5588	11,1	163,5	8,1586	10,0
Mg ⁺⁺	40,8	3,3552	16,6	38,9	3,2000	13,2	40,8	3,3553	13,4	41,3	3,4000	13,0	51,1	4,2000	8,4	69,1	5,6825	7,0
Fe ⁺⁺	—	—	—	abs.	—	—	abs.	—	—	abs.	—	—	0,1	0,0036	—	urne	—	—
H ₂ SiO ₃	12,9	—	—	12,9	—	—	12,9	—	—	12,9	—	—	18,1	—	—	6,4	—	—
HBO ₃	abs.	—	—	abs.	—	—	abs.	—	—	abs.	—	—	10,1	—	—	4,0	—	—
CO ₂ liber	17,6	abs.	—	17,6	abs.	—	17,6	abs.	—	17,6	abs.	—	26,4	12,6	—	75,0	—	—
H ₂ S liber	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	57,8	—	—
Fenoli	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Acizi naftenici	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Miner. totală	738,1	839,4	—	866,2	865,2	—	900,7	900,7	—	900,7	900,7	—	1 657,2	1 657,2	—	2 635,6	2 635,6	—
Durată totală	18° germ.	18,5° germ.	—	19° germ.	19° germ.	—	19° germ.	19° germ.	—	19° germ.	19° germ.	—	27° germ.	27° germ.	—	38,7% germ.	38,7% germ.	—
pH	7,9	7,6	—	7,9	7,6	—	7,9	7,9	—	7,9	7,9	—	7,4	7,4	—	7,0	7,0	—
Temperatură	22,8°C	21,0°C	—	23,0°C	23,0°C	—	23,0°C	23,0°C	—	23,0°C	23,0°C	—	22,0°C	22,0°C	—	36,0°C	36,0°C	—



La aproximativ 2,5 km nord-vest de Capidava, sub Dealul Pietrosu, alcătuit tot din calcare jurasice, au mai fost descoperite două izvoare. Unul dintre acestea are apă rece, însă cel de al doilea este hipotermal (21°C) și prezintă un miros de hidrogen sulfurat.

Chimismul apelor hipotermale menționate este prezentat în tabel.

Topalu

În zona localității Topalu, au fost identificate de noi, numeroase izvoare hipotermale, dispuse pe mai multe linii de izvoare ce se însiră de-a lungul malului drept al Dunării, atât în dreptul comunei, cît și în amonte și în aval de aceasta.

1. Prima linie mai importantă este situată la cca 1 km sud de comună, în dreptul confluenței văii Alvănești cu Dunărea și imediat în amonte de aceasta, unde pe o distanță de aproximativ 200 m apar o serie de izvoare al căror debit total depășește 10 l/s. Apa este inodoră și insipidă, dar prezintă temperaturi variind între $21,5\text{-}23,0^{\circ}\text{C}$ (proba 790, vezi tabelul).

2. Cea de a doua linie de izvoare se află chiar la marginea de sud a localității Topalu și are o lungime de aproximativ 300 m. Izvoarele situate spre capătul de nord al acesteia prezintă un miros slab de H_2S , pe cind cele dinspre sud sunt inodore. Temperatura variază între 24 și 26°C .

3. În dreptul comunei, au fost identificate trei grupuri de izvoare bine individualizate :

a) unul dintre acestea este situat la aproximativ 100 m amonte de ponton, izvoarele ivindu-se dintr-un pinten de calcare jurasice și având debite de $0,50\text{-}0,75$ l/s; temperatura variază între 24 și 28°C (proba 791, vezi tabelul) ;

b) imediat în aval de ponton s-a întîlnit cel de al doilea grup de izvoare, ce se întinde pe o distanță de 100 m. Apa prezintă un pronunțat miros de H_2S , iar temperatura descrește de la sud spre nord (spre aval), de la 25° la $23,5^{\circ}\text{C}$;

c) cel de al treilea grup este situat la aproximativ 200 m mai la nord de precedentul, temperatura izvoarelor continuând să descrească spre nord ($21,3$ la $19,7^{\circ}\text{C}$).

4. După spusele localnicilor, în perioadele cînd apele Dunării sunt scăzute, ar mai apărea 2-3 linii de izvoare hipotermale și la nord de Topalu, de-a lungul malului drept al privalului Veriga, alcătuit din calcare jurasice.



La data cînd au fost executate cercetările însă, nu am identificat decît o singură linie de izvoare, aflată în dreptul carierei de piatră de la 4 km nord de Topalu. Apa izvoarelor este inodoră și insipidă, dar are o temperatură de 20-21°C.

Ghindărești

În continuare spre nord, în zona localității Ghindărești, au mai fost întîlnite o serie de izvoare hipotermale, majoritatea sulfuroase, după cum urmează :

1. Din informațiile culese de la locitorii, la cca 2 km sud de Ghindărești, în punctul de confluență al privalului Veriga cu Dunărea, ar exista un izvor sulfuros, care era însă, la data cercetării, acoperit de apele Dunării.

2. La marginea de sud a localității Ghindărești, a fost identificat de noi, la baza versantului de calcare jurasice, un grup de izvoare avînd debite maxime de 0,250 l/s. Toate au un miros pronunțat de H_2S și prezintă temperaturi de 20—22°C (proba 792, vezi tabelul).

Din cele relatate de localnici, majoritatea izvoarelor se aflau însă la acea dată sub nivelul Dunării.

3. În aval de Ghindărești, la jumătatea distanței dintre această localitate și Hîrșova, au mai fost întîlnite alte grupuri de izvoare hipotermale :

a) În zona dealului Celea Mare, apar din aceleasi calcar jurasice o serie de izvoare, aliniate pe o distanță de 200 m. Temperatura acestora nu depășește 18-20°C ; în centrul liniei de izvoare, apele au miros de H_2S , lateral însă apele se răcesc (16,5°C) și devin inodore.

b) Imediat mai spre nord-vest, în dreptul carierei din dealul Celea Mare și în amonte 100 m de aceasta, s-a identificat o altă linie de izvoare cu temperaturi de 19-21,5°C, cele de la sud de carieră fiind slab sulfuroase. După spusele muncitorilor din carieră, cînd apele Dunării sunt mai scăzute, izvoarele au debite ridicate și prezintă un miros sulfuros mult mai pronunțat.

În peretele de calcare jurasice al carierei, se pot observa pe timp rece, din cîteva crăpături, emanații de vaporii.

c) La baza versantului dunărean al dealului Celea Mică, în partea de sud a acestuia, a mai fost identificat de noi un izvor sulfuros cu temperatură de 23,5°C.

Alte izvoare situate mai în aval, în zona peretelui de calcare, erau acoperite încă de apă la data cercetării.



Și în acest sector, pe timp rece, apar vaporii de apă la partea superioară a peretelui calcaros.

Hîrșova

În literatură este menționată existența la Hîrșova a unui „izvor de apă sulfuroasă și iodurată, careiese dintr-o stâncă, printr-o deschizătură largă de 4 cm” (C r a s u et al., 1953). Acest izvor nu a putut fi identificat de noi, probabil din cauza nivelului ridicat al apelor Dunării.

Apariții mult mai importante de ape termominerale se întâlnesc însă la aproximativ 2 km nord-vest de Hîrșova, în zona canalului Puturosu din lunca Dunării, unde, la cca 400–500 m de vârsarea în Dunăre, se ivesc, de o parte și de alta a gîrlei, cîteva izvoare sulfuroase cu temperaturi maxime de 36–37°C (proba 865, vezi tabelul). Numeroase alte izvoare ascendente apar și în talvegul canalului, unde se mai pot observa și puternice emanății de gaze.

ACESTE IZVOARE SE GÂSESC SITUATE PE O LINIE CARE SE CONTINUĂ SPRE SUD ȘI ÎN ALBIA DUNĂRII, FAPT DEMONSTRAT DE PREZENȚA APELOR TERMOMINERALE ÎN OSTROAVELE GÎSCA ȘI 23 AUGUST.

Intr-adevăr, pe ostrovul Gîsca, la aproximativ 150 m sud de amplasamentul forajelor I.C.S.E., care la adîncimea de 85 m (la intrarea în calcarale jurasice) au interceptat ape arteziene cu temperaturi de 45–52°C, în perioadele cînd apele Dunării sunt scăzute, apar izvoare sulfuroase, mezotermale. În timpul cercetărilor efectuate de noi, izvoarele erau acoperite încă de apele Dunării, însă pe alocuri nisipul plajei prezenta o temperatură sensibil mai ridicată față de cea a nisipului din jur, înregistrîndu-se la o adîncime de numai 30 cm temperaturi de 35–38°C.

O situație similară, după relatăriile pescarilor, o prezintă și ostrovul 23 August, iar cîteva foraje executate de către I.C.S.E. în raza portului Hîrșova, au interceptat la rîndul lor ape mezotermale (40°C) imediat după intrarea în calcarale jurasice.

Observăm de asemenea, că o parte dintre sondajele efectuate de către I.G.P. la vest de canalul Puturosu în anul 1965, au semnalat la intrarea în calcarale jurasice ape arteziene mezotermale, cu temperaturi de 40–42°C. Mai menționăm, că în zona canalului Puturosu, chiar complexul acvifer care circulă prin aluviunile vechi ale Dunării, ce au grosimi de 30–70 m, prezintă o termalitate ridicată (36–40°C) în unele cazuri manifestîndu-se chiar artezian, cu debite măsurate prin deversare liberă, de 0,3–7,0 l/s (Constantinescu, Croitoru, 1966).



La cele arătate se mai adaugă și constatarea că temperatura ridicată a complexului acvifer din aluviunile Dunării este în strînsă dependență de prezența calcarelor jurasice în culcușul acestora.

Într-adevăr, în timp ce spre est de canalul Puturosu, unde culcușul aluviunilor îl constituie argilele aptiene, temperatura stratului acvifer menționat variază numai între 11–16°C, spre vest, în zona în care sub aluviuni apar calcare jurasice, și în vecinătatea limitei, argile-calcare, temperatura stratului acvifer urcă pînă la 36–40°C.

Reținem de asemenea observația că manifestarea arteziană, în unele foraje, a complexului acvifer din aluviunile Dunării este limitată la aceeași zonă în care a fost semnalată prezența calcarelor sub aluviuni.

Față de cele expuse, noi considerăm că, atât termalitatea ridicată a complexului acvifer din aluviunile vechi ale Dunării, cât și caracterul artezian al acestuia în unele puncte, se datorează unor puternice emergențe de ape fierbinți, cu presiune ridicată, care provin din calcarurile jurasice. Caracterul artezian ar mai putea fi pus, în unele cazuri, și pe seama gazelor, care determină în stratul acvifer din aluviuni, curenți verticali.

Privitor la chimismul apelor termominerale cercetate, prezentat în tabel și grafic într-o diagramă semilogaritmică după Scholler (1962) (fig. 2), constatăm că, fără excepție, acestea sunt ape alcaline, cu un conținut ridicat de cloruri de sodiu, care variază între 159,0–1.512,0 mg/l.

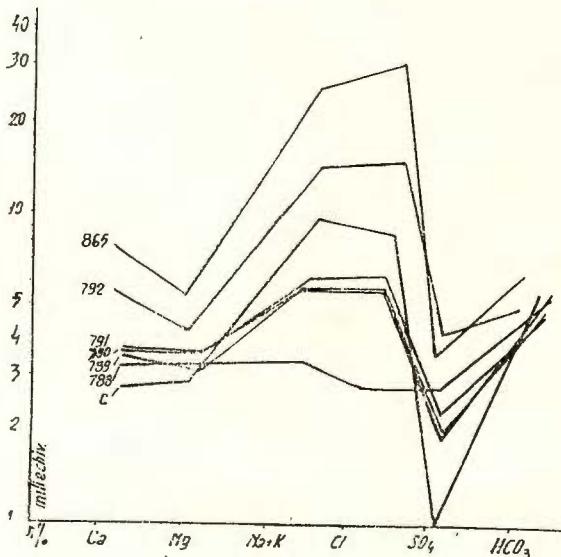


Fig. 2. — Reprezentarea grafică a chimismului apelor termominerale din partea de vest a Dobrogei centrale (zona Capidava–Hîrșova–Vadu Oii).

788, Capidava (t 21°); 789, 2,5 km NW de Capidava (t 21°); 790, sud Topalu (t 22°); 791, Topalu (t 24°); 792, Ghindărești (t 26°); 793, canal Puturosu (t 36°).

Représentation graphique du chimisme des eaux thermominérales de l'ouest de la Dobroudja centrale (zone Capidava–Hîrșova–Vadu Oii).
788, Capidava (t 21°); 789, 2,5 km NW de Capidava (t 21°); 790, au S de Topalu (t 22°); 791, Topalu (t 24°); 792, Ghindărești (t 26°); 793, canal Puturosu (t 36°).

788, Capidava (t 21°); 789, 2,5 km NW de Capidava (t 21°); 790, sud Topalu (t 22°); 791, Topalu (t 24°); 792, Ghindărești (t 26°); 793, canal Puturosu (t 36°).

Menționăm de asemenea, prezența în toate aceste ape a bromurilor și a iodurilor, precum și a hidrogenului sulfurat în majoritatea cazurilor (în proba 865 din zona canalului Puturosu este semnalată și existența acizilor naftenici : 27,8 mg/l).

Din compararea chimismului apelor termominerale cu cel al apelor freatici din depozitele loessoide sau din aluvioanele Dunării mai spre aval, se constată că acesta este net diferit la cele din urmă, care sunt ape bicarbonatace calcice și magneziene.

După cum s-a arătat, uneori apele termale sunt însorite de gaze libere, așa cum se pot observa în talvegul canalului Puturosu.

Analiza unei probe de gaz colectată din acest punct indică următoarea compoziție chimică⁵ :

	%
Oxigen	lipsă
Bioxid de carbon	2,0
Azot	94,0
Metan	2,1
Etan, propan, izobutan . .	lipsă
Argon	1,9

Din examinarea compoziției chimice prezentate, se pot trage următoarele concluzii :

a) Cantitatea foarte redusă de CO_2 și CH_4 (de numai 2%) nu ridică probleme deosebite de geneză, putând fi explicată prin diagenizarea depunerilor actuale (mîluri) care căptușesc fundul văii.

b) Rămîne în discuție problema ridicată de raportul $\frac{\text{N}_2}{\text{Ar}}$ care indică, în cazul gazelor libere, geneza acestora. Dacă cele două gaze sunt în același raport ca în atmosferă, valoarea acestuia este de 80–83; în cazul cînd valoarea acestui raport este mai mică se presupune o îmbogățire în Ar, rezultat în urma unor fenomene de dezintegrare radioactivă în profunzime, iar în cazul cînd raportul este mai mare, îmbogățirea în azot se explică prin existența unor procese de origine biogenă.

În cazul de față, valoarea raportului fiind 49, apare clar un exces de argon care nu poate fi pus decît pe seama unei activități radioactive în subsolul regiunii.

Datele observațiilor noastre de teren și cele rezultate din forajele executate în lunca Dunării de la nord-vest de Hîrșova, ne mai permit cons-

⁵ Analiza a fost executată în laboratorul de gaze al I.G.P., sub conducerea lui M. F. Lipescu.



tarea că există un raport direct între termalitatea și gradul de mineralizare al apelor termominerale.

Într-adevăr, în timp ce apele din zona localităților Capidava-Topalu-Ghindărești, a căror minerizație totală nu depășește de regulă 1 g/l, au o temperatură ce variază între 20–26°C, cele de la nord-vest de Hîrșova, a căror temperatură atinge 40–42°C, au o mineralizație de peste 2 g/l.

Din cele expuse, rezultă că atât termalitatea, cât și gradul de mineralizare al apelor este în funcție de un aport de ape de adâncime fierbinți și foarte mineralizate, care circulă prin calcarile jurasice. Acestea sunt apoi mult diluate și răcite, fie de către apele superficiale provenite din Dunăre, care circulă prin golurile carstice de la partea superioară a calcarelor, în cazul izvoarelor hipotermale din versantul drept al Dunării dintre Capidava și Ghindărești, fie, în mai mică măsură, datorită circulației mai lente de către apele stratului acvifer din aluviunile vechi ale Dunării, în cazul apelor mezotermale din zona canalului Puturosu și a ostrovului Gisca. Este de presupus deci, că mai în adâncime, prin calcarile jurasice circulă ape hipertermale, puternic mineralizate, care ar putea fi captate prin foraje de adâncime, în care apele superficiale, sau cele aparținând stratului acvifer din aluviunile Dunării, să fie izolate.

În diagrama semilogaritmică a apelor termominerale (fig. 2) a fost reprezentată și o probă de apă provenită din izvorul hipotermal numit „din grotă” de la băile sulfuroase de la Mangalia (proba „C” după Crasu et al., 1953) în care se constată identitatea dintre chimismul acesteia și cel al apelor hipertermale din zona Capidava-Hîrșova.

Din această cauză, socotim utilă, pentru stabilirea originii apelor termominerale din partea de vest a Dobrogei centrale, analizarea ipotezelor emise pînă în prezent pentru explicarea termalității și a hidroge-nului sulfurat în apele de la Mangalia.

Una dintre primele ipoteze, care aparține lui Voitești (1933), consideră că hidrogenul sulfurat rezultă prin oxidarea și probabil reducerea ulterioară a sulfațiilor formați prin oxidarea piritelor diseminatelor în calcarile sarmațiene.

Autorul, observînd că reacția de oxidare a piritelor este o reacție exotermă, presupune că temperatura apelor să ar datora căldurii degajate cu această ocazie.

Atanasiu (1939) arată că prin oxidarea piritelor nu poate să rezulte o căldură în măsură să ridice temperatura apei de la 10–12° cît este normal în regiune, la 22° și, adăugăm noi, cu atât mai mult la 40–



50°, temperatură pe care o au apele întâlnite în forajele din lunca Dunării de la nord-vest de Hîrșova și din ostrovul Gîsca.

Pentru înlocuirea ipotezei lui Voitești, care putea să explice cel mult miroslul de H_2S , dar nu și termalitatea apelor, Atanasiu admite că apa vine de la o adâncime de peste 300 m, unde conform gradientului geotermic, ar putea atinge o temperatură de 20–22°C.

Această ipoteză a fost acceptată întru totul de Ciocîrdel (1955) pentru apele de la Mangalia.

Constantinescu, Croitoru (1966) contopesc cele două ipoteze, explicind termalitatea apelor întâlnite în forajele de la vest de canalul Puturosu prin adâncimea de la care provin, unde se încălzesc conform gradientului geotermic și punând prezența hidrogenului sulfurat pe seama oxidării piritelor din șisturile verzi, cu care autorii presupun că vin în contact aceste ape.

În sfîrșit, într-o ultimă ipoteză aparținând lui Preeda (1964) în care se reiau și unele idei exprimate anterior de Stanciu, Stoicovici (1944), se consideră că izvoarele termominerale de la Mangalia „se găsesc situate pe o linie de falie profundă”, termalitatea lor fiind pusă deci tot pe seama adâncimii de la care provin, însă autorul leagă temperatura ridicată și constantă de „mase eruptive terțiare din adâncime”.

În concluzie, apele termominerale din partea de vest a Dobrogei centrale (linia Capidava-Vadu Oii) trebuie legate de un sistem de fracturi de mare adâncime, care favorizează ieșirea spre suprafață a unor ape hipertermale de-a lungul unei linii care urmărește aproximativ axul sinclinalului Hîrșova-Topalu și se continuă apoi în zona faliei Capidava între Topalu și Capidava.

Constatările noastre ne permit afirmația că, toate ivirile de ape minerale din acest sector sunt condiționate de prezența calcarelor jurasice, care facilitează la rîndul lor ascensiunea rapidă pe verticală a unor ape foarte fierbinți, din moment ce își păstrează o temperatură de 20–26°C, chiar după amestecul lor cu complexul acvifer de la partea superioară a calcarelor, sau chiar cu infiltratiile directe din Dunăre, cum este cazul liniei de izvoare Capidava-Ghindărești, sau sănt capabile să ridice cu 20–25° temperatura stratului acvifer din aluvioniile vechi ale Dunării, care are o grosime de 30–70 m, aşa cum indică forajele din zona Vadu Oii-Hîrșova.

De altfel, faptul că forajul I.G.E.X. amplasat în lunca Dunării în apropierea canalului Puturosu, care a intrat la 130 m în șisturile verzi,



fără a fi întlnit calcarale jurasice și nici ape hipertermale⁶, în timp ce acestea au fost semnalate în forajul 403, aparținând Ministerului Petrolului, la Piua Pietrii, care au interceptat în apropierea contactului dintre calcarale cretacice și cele jurasice, la adâncimea de 280–300 m, ape cu temperatură de 50°C și debit de cca 5 l/s, confirmă cele de mai sus.

Menționăm că forajul I.G.E.X., amintit, a pus în evidență în afara de stratul acvifer mezotermal din aluviunile vechi ale Dunării, semnalat și de forajele I.G.P., numai un orizont calcaros intercalat în argilele apțiene între adâncimile de 89,10–95,10 m prin care circulă tot ape mezotermale (36°C), cu nivel hidrostatic ascensional (pînă la suprafața terenului) și cu un debit specific de 22,4 m³/24 ore/1 m denivelare. Același foraj a indicat că orizontul grezos al Albianului și partea superioară a șisturilor verzi, practic nu debitează.

Din cele expuse pînă în prezent rezultă că izvoarele termominerale care se înșiră de-a lungul malului drept al Dunării dintre Capidava și Hîrșova nu reprezintă decît preaplinul complexului acvifer acumulat în calcarale jurasice și deci izvoare cu debite mult mai ridicate și, după cum s-a arătat, mult mai calde, se găsesc situate chiar în talvegul Dunării.

Noi considerăm că termalitatea ridicată a apelor din acest sector se datorește probabil și existenței în adâncime, în fundamentul calcarelor mezozoice a unor mase magmatice mai noi, care nu s-au ridicat pînă la suprafață, care ar favoriza încălzirea rapidă și pronunțată a apelor vadouase infiltrate în adâncime, la care eventual ar putea să se asocieze și ape de origine juvenilă.

Privitor la originea acestor ape, ele trebuie considerate ca venind din zona flancului vestic al sinclinalului Hîrșova-Topalu, dinspre platforma moesică unde calcarale mezozoice au o mare extindere, fapt demonstrat de altfel și de absența apelor termale în forajele hidrogeologice de adâncime, executate în Dobrogea centrală și de sud⁷.

Posibilitățile de valorificare a apelor termominerale

Aapele termominerale identificate de-a lungul liniei Capidava-Vadu Oii își pot găsi multiple întrebuițări, fie captindu-se direct izvoarele hipo- și mezotermale existente, fie captind prin foraje de adâncime apele hipotermale care circulă prin calcarale jurasice.

⁶ G. h. Vasilescu, Maria Pirvu. Cercetări hidrogeologice prin forajul 5095 în zona orașului Hîrșova. 1967. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁷ G. h. Vasilescu. Informație verbală.



a) Apele sulfuroase mezotermale de tipul celor din zona canalului Puturosu își pot găsi o largă întrebunțare în terapeutică, ele putând fi folosite în cura externă și anume: în afecțiuni ale aparatului locomotor, reumatisme articulare cronice, în dermatoze cronice, leziuni tuberculoase osteoarticulare, afecțiuni ale aparatului genital la femei etc.

Aceste ape pot fi captate direct în zona stației de pompare de pe canalul Puturosu (în apropiere de dig) unde există și cantități apreciabile de nămol, sau prin foraje de 100–150 m adâncime, amplasate la sud de localitatea Vadu Oii (la vest de canalul Puturosu), unde la interceptarea calcarelor jurasice se pot obține ape arteziene cu debite de 1–5 l/s și temperaturi de 36–42°C.

Apele cu o mineralizație nu prea ridicată, de felul celor din zona Capidava-Topalu-Ghindărești, pot fi întrebunțate și în cura internă, deoarece acestea exercită o acțiune de normalizare asupra secreției gastrice, acceleră tranzitul gastro-intestinal, favorizează fixarea glicogenului în ficat și exercită o ușoară acțiune diuretică, ele putând fi deci utilizate în gastrite ușoare, în constipația cronică obișnuită, în hepatite cronice, în afecțiunile căilor biliare, inflamatorii sau litiazice, în insuficiență ușoară a glandei hepatici, în cura de diureză, în cazuri de nisip urinar, pielite sau pielonefrite (Crasu et al., 1953).

Privitor la întrebunțarea acestor ape în scopuri terapeutice, considerăm că este util ca ele să fie cercetate pe viitor și din punct de vedere al radioactivității, deoarece prezența argonului radiogen în gazele libere de la Vadu Oii (canalul Puturosu) indică probabilitatea ca apele să posede și o radioactivitate ridicată.

b) Apele mezotermale de felul celor cunoscute în zona Hîrșova-Vadu Oii, cu temperaturi de 36–42°C, pot fi folosite de asemenea cu o mare rentabilitate economică în asigurarea cu puieți a unor crescătorii de pește, așa cum sunt utilizate în prezent apele termale de la Băile Felix, unde prin grăbirea ecloziunii icrelor se ajunge la obținerea într-un singur an a unor pești în greutate de 1 kg, greutate care se atinge în mod normal în crescătorii în doi ani.

Această operație va presupune însă o aerare prealabilă a apei, încit aceasta să fie eliberată de hidrogenul sulfurat toxic.

c) Considerăm că prin executarea unor foraje de adâncime amplasate în zona de extensiune a calcarelor jurasice s-ar putea capta ape hipertermale, care izolate de apele superficiale sau freatiche, ar putea găsi o largă utilizare în asigurarea încălzirii permanente a unor construcții agricole (sere, grajduri etc.) sau eventual în scopuri industriale.



Din datele de care dispunem pînă în prezent rezultă că aceste foraje ar trebui amplasate, pentru a se putea obține rezultate optime, fie în zona malului stîng al Dunării pe porțiunea cuprinsă în fața localităților Capidava-Vadu Oii (în zona localităților Lădești-Vlădeni-Piua Pietrii), cu adîncimi de 500—700 m, fie în lunca Dunării, de la nord-vest de Hirșova, cu adîncimile 200—400 m, excludîndu-se însă porțiunea cuprinsă la est de canalul Puturosu, unde în fundamentalul aluviuilor Dunării apar șisturi verzi și argile aptiene, sectorul cel mai indicat fiind situat la sud de localitatea Vadu Oii în zona cotului pe care-l face șoseaua Vadu Oii-Hirșova spre est (în vecinătatea forajului 8522 I.G.P.).

BIBLIOGRAFIE

- Airinei S.t. (1955) Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de sud și estul Cimpiei Române. *Bul. Șt. Acad. R.P.R. secția Șt. Biol. Agr. Geol. Geogr.* VIII, I București.
- Atanasiu I. (1939) Distribuția regională și geneza apelor minerale din România. *Iașul Medical, An. IV*, Iași.
- Ciocirlă R., Protopopescu M. (1955) Considerații hidrogeologice asupra Dobrogei. *Com. Geol. St. tehn. econ. E* 3, București.
- Constantinescu V., Croitoru M. (1966) Cercetări hidrogeologice pentru ape termominerale în zona Hirșova—Vadu Oii. *Com. Stat. Geol. D. S. LIII/3*, București.
- Crasu V., Manole V., Cociașu E. (1953) Apele minerale din R.P.R. partea V-a (reg. Constanța). *Com. Geol. St. tehn. econ. B* 38, București.
- Filipescu M. G. (1958) Date noi în problema vulcanismului extracarpatic. *An. Univ. Parhon*, 17, 5, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1963) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Asoc. Carp. Balk. Congr. V, Ghid excursiei*, D. București.
- Nicolescu M. (1965) Apele termominerale din zona orașului Hirșova. *Hidrotehnica, Gosp. Apelor, Meteorologia*, 3, 1965, București.
- Pascu R., Cochino Gh. D. (1928) Mine și cariere în Dobrogea. *Vol. festiv Dobrogea 1878—1928*, București.
- Preda D. M. (1964) Vorlandul orogenului carpatic și poziția lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei. *An. Com. Geol. XXXIII*, București.
- Stanciu V., Stoicovici E. (1944) Filonul eruptiv de la Blaj. *Rev. Muz. min. geol. Univ. Cluj*, VIII/1, Cluj.
- Schoeller H. (1962) Les eaux souterraines, Masson et Cie, Paris.
- Voitești I. P. (1933) Mangalia. *Rev. Muz. Geol. Miner. din Cluj*.



LES EAUX THERMOMINÉRALES DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA DOBROGEA CENTRALE ET LEUR MISE EN VALEUR

(Résumé)

Les recherches hydrogéologiques exécutées le long de la rive droite du Danube entre Cernavoda et Vadu Oii ont porté à constater qu'entre Capidava et Hirșova se trouvent des sources thermominérales rattachées à la présence des calcaires jurassiques. Y sont décrites plusieurs sources situées dans les environs de Capidava, Topalu, Ghindărești, Hirșova, à débits maximums de 1 l/s et températures oscillant de 20 à 26°C, la plupart sentant fortement le H₂S.

Au NW de Hirșova apparaît, à même la plaine alluviale du Danube, bon nombre de sources à caractère ascensionnel, à partir du canal de Puturosu (température de 36–37°C) se poursuivant vers le S outre le lit du Danube jusque dans les îlots alluviaux de Gisca et de 23 Août, où certains forages lors de la pénétration dans les calcaires jurassiques ont intercepté des eaux artésiennes à température de 45 à 52°C.

Les sondages exécutés à l'W du canal de Puturosu, lors de leur pénétration dans les calcaires jurassiques, signalent également la présence des eaux artésiennes à température de 40 à 42°C. Il y a lieu de mentionner que dans la zone du canal de Puturosu le complexe aquifère même, cantonné dans les anciennes alluvions du Danube, surmontant immédiatement les calcaires jurassiques épais de 30 à 70 m, a une température de 36 à 40°C, présente parfois des caractères artésiens, à débits maximums de 5–7 l/s. La température bien élevée de ce complexe aquifère est en étroite liaison avec la présence des calcaires jurassiques de son lit.

Les observations ci-dessus nous ont porté à conclure que dans quelques endroits, la thermalité du complexe aquifère autant que son caractère artésien (faits qui expliquent d'ailleurs aussi l'apparition des sources ascensionnelles de la plaine alluviale du Danube) sont dus à certaines émergences fortes d'eaux bouillantes, sous pression élevée, parfois accompagnées de gaz libres, provenues des calcaires jurassiques, qui déterminent dans la nappe aquifère alluvionnaire des courants ascensionnels.

Quant au chimisme des eaux, elles sont toutes alcalines, ayant une teneur élevée en chlorures de Na variant de 160 à 1500 mg/l. Il est également à signaler la présence dans les eaux des bromures, des iodures et de l'H₂S dans la plupart des cas. Les gaz libres qui accompagnent parfois les eaux thermales présentent une teneur très élevée en azote (94%).

Si l'on tient compte du fait qu'il y a un rapport direct entre la thermalité et le degré de minéralisation des eaux, il s'ensuit que celles-ci sont en fonction de l'apport des eaux de profondeur chaude et fortement minéralisées qui circulent à travers les calcaires jurassiques. Celles-ci sont ensuite diluées et refroidies soit par les eaux superficielles venues du Danube qui circulent à travers les creux karstiques de la partie supérieure des calcaires (cas des eaux hypothermales entre Capidava et Hirșova), soit par les eaux de la nappe aquifère des alluvions du Danube (eaux mésothermales de la zone du canal de Puturosu et de l'îlot de Gisca).

Il est donc à présumer qu'en profondeur à travers les calcaires jurassiques circulent des eaux hyperthermales, fortement minéralisées, qui pourraient être captées par les forages profonds.

Quant à l'origine des eaux thermominérales de la partie occidentale de la Dobrogea centrale, l'auteur conclut, qu'on doit les rattacher à un système des fractures très profondes qui ont permis à certaines eaux souterraines d'accéder vers la surface le long d'une ligne



qui poursuit approximativement l'axe du synclinal de Hirşova—Topalu et se poursuit ensuite dans la zone de la faille de Capidava, entre Topalu et Capidava.

Ces faits nous permettent d'affirmer que toutes les émergences d'eaux minérales du secteur décrit sont en fonction de la présence des calcaires jurassiques qui facilitent l'ascension rapide, en sens vertical, de certaines eaux extrêmement chaudes du moment qu'elles ont encore une température de 20 à 26 °C après leur mélange avec des eaux superficielles ou du complexe aquifère logé dans la partie supérieure des calcaires et du moment qu'elles peuvent faire monter de 20 à 25°C la température d'une nappe aquifère épaisse de 30 à 70 m.

Il s'ensuit que les sources thermominérales qui longent la rive droite du Danube depuis Capidava jusqu'à Hirşova ne représentent que le trop plein du complexe aquifère accumulé dans les calcaires jurassiques et que par conséquence des sources avec des débits de beaucoup plus élevés et probablement plus chaudes s'écoulent en dessous du niveau des eaux du Danube voire même dans son thalweg.

L'auteur considère que la thermalité élevée des eaux de ce secteur viendrait de l'existence en profondeur, dans le soubasement des calcaires mésozoïques, de certaines masses magmatiques plus récentes, qui favoriseraient le chauffage rapide et marqué des eaux vadeuses infiltrées en profondeur, accompagnées éventuellement des eaux d'origine juvénile.

Finalement l'auteur fait des appréciations sur les possibilités de la mise en valeur des eaux thermominérales.



GENEZA APELOR MINERALE DE LA TUŞNAD¹
DE
DAN SLĂVOACĂ²

Abstract

Genesis of Tuşnad Mineral Waters. After a brief description of the geological situation of the Tuşnad Băi Zone, the problem of the CO₂ emanations is tackled, as the latter represent the determining factor in the genesis of carbon-gaseous waters; the hydrogeological problems directly related to the genesis and the circulation of these waters are likewise studied. The analysis of all the geological and hydrogeological data allowed to state that the carbon-gaseous waters, occurring west of the Olt river, are generated at small depths due to the impregnation with CO₂ of the infiltration waters which circulate through the fissures of andesites. The chemical composition and the thermal character of mineral waters, east of the Olt river, led to the conclusions that the former are generated at greater depths in the sedimentary deposits, Cretaceous in age, located within the basement.

Stațiunea Tuşnad Băi este situată la extremitatea de sud a lanțului eruptiv Harghita, în defileul Oltului dintre munții Harghita și munții Bodocului (masivul Sfânta Ana).

I. GEOLOGIA REGIUNII

La constituția geologică a zonei Tuşnad iau parte formațiuni eruptive și depozite sedimentare.

Formațiunile eruptive sunt reprezentate prin andezite, aglomerate andezitice și piroclastite.

Andezitele și aglomeratele andezitice se împart în două tipuri distincte atât macroscopic cât și microscopic : andezite și aglomerate andezitice

¹ Susținută în ședința de comunicări a Întreprinderii Geologice de Prospecționi din 18 martie 1969.

² Întreprinderea Geologică de Prospecționi, Cal. Griviței nr. 64, București.



cu amfibol și piroxen, andezite și aglomerate andezitice cu amfibol și biotit.

Nu vom intra în descrierea petrografică și mineralologică a celor două tipuri de andezite și aglomerate andezitice, ci ne vom referi foarte pe scurt numai la repartiția lor în regiune. Astfel, andezitele și aglomeratele andezitice cu amfibol și piroxen ocupă partea inferioară a versantului drept al Oltului, depășind rareori firul apei spre est. Excepție fac două iviri situate la cote ceva mai ridicate (Stînca Ludmila și Stînca Apor).

Andezitele și aglomeratele andezitice cu amfibol și biotit se dezvoltă în partea superioară a versantului stîng al Oltului și nu coboară niciodată la cote inferioare curbei de nivel de 900 m.

Piroclastitele din zona Tușnad sunt depozite sedimentare de origine eruptivă alcătuite din nisipuri și pietrișuri andezitice dispuse în alternanțe. După aspectul lor au fost sedimentate într-un mediu acvatic. O caracteristică a piroclastitelor este prezența pietreiponce, provenită din fragmentarea bombelor vulcanice. În ceea ce privește răspîndirea piroclastitelor, se constată că au o foarte largă dezvoltare la est de Olt. Pe dreapta rîului apar doar în cîteva puncte dintre care cel mai important este în zona Stînca Șoimilor. În general se poate spune că piroclastitele se îngroașă dinspre vest spre est. Un foraj executat la strand a început să caroteze la adîncimea de 25 m în marne de culoare cenușie. Un alt foraj, executat deasupra șoselei (la cantina nr. 2), a străbătut piroclastitele pe o grosime de 56 m, oprindu-se în marne. Forajul executat în spatele băilor calde a străbătut piroclastitele pe o grosime de 92 m după care a intrat în marne.³

Depozitele sedimentare sunt reprezentate prin marnele de culoare cenușie întîlnite în cele 3 foraje, pe care le cunoaștem numai din profilele de foraj unde sunt descrise ca „marne cenușii foarte frămîntate, cu intercalări subțiri grezoase și fragmente colțuroase de gresii cu diaclaze umplute cu calcit”. Cele 3 foraje au înaintat prin aceste marne pe o grosime de 50—55 m fără să le străbată în întregime, astfel încît nu se cunoaște grosimea lor.

Tot în cadrul depozitelor sedimentare trebuie menționate formațiunile cuaternare reprezentate prin depozitele aluvionare, conurile de dejecție, depozitele deluviale și depozitele de precipitație chimică. Acestea au o importanță redusă în ceea ce privește geneza apelor minerale, aşa încît nu insistăm asupra lor.

³ C. Radu. Studii hidrogeologice în zonele Tușnad Sat și Tușnad Băi pentru explorări de noi izvoare de ape minerale. 1956. Arh. Com. Geol., București.

Pentru a stabili succesiunea cronologică a formațiunilor care iau parte la alcătuirea geologică a zonei Tuşnad nu pot fi folosite decât argumente geometrice. Pe baza acestora, cele mai vechi formațiuni eruptive considerăm că sunt andezitele și aglomeratele andezitice cu amfibol și piroxen de la partea inferioară a versantului drept al Oltului. La vest de Olt acestea sunt acoperite de andezite cu amfibol și biotit, iar la est de Olt de către piroclastite peste care stau andezitele și aglomeratele andezitice cu amfibol și biotit. Succesiunea ar fi deci : andezite bazice, piroclastite, andezite acide.

În ceea ce privește marnele cenușii întâlnite în foraje, pentru faptul că nu conțin fragmente de andezite trebuie să le considerăm mai vechi decât acestea.

II. MANIFESTĂRI MOFETICE

Factorul determinant, căruia îi datorează Tuşnadul calitatea de stațiune balneară, este prezența emanățiilor de CO_2 foarte abundente în această zonă, care la rîndul lor condiționează existența apelor carbogazoase.

Teoriile privitoare la geneza CO_2 (vorbind în general) nu pot fi verificate și astfel nu pot fi confirmate sau infirmate în întregime. În cazul situației geologice în care se află Tuşnadul este admisă teoria mofetică, aceasta presupunând că CO_2 reprezintă ultima formă de manifestare a unui vulcanism stins.

Căile de acces ale CO_2 spre suprafață sunt reprezentate prin zone de fracturi profunde, iar mai la suprafață prin cele de fisurărie sau porozitate, fapt care determină manifestarea CO_2 pe anumite aliniamente sau pe anumite zone.

Emanățiile de CO_2 ce nu se dizolvă în apa subterană sunt cunoscute sub denumirea de mofete. Mofetele uscate sunt foarte greu de detectat atunci cînd au un debit redus de gaze și cînd se produc pe suprafețe restrînse. Mofetele umede, care apar în zone cu apă superficială, sunt mult mai ușor de detectat și sunt singurele care de obicei sunt puse în valoare.

În regiunea Tuşnad singura zonă de mofete cunoscută și exploataată este situată pe malul drept al Oltului în amonte de podul de cale ferată de la sud de stațiune. Aici apar trei mofete dintre care una este exploataată în scopuri curative. Analiza unei probe recoltată dintr-una din acestea a pus în evidență următoarea compoziție : CO_2 —80% ; N_2 —15,29% ; O_2 —4,12% ; CH_4 —0,39% ; Ar —0,18%.

Pe întreaga zonă situată între cele trei mofete la cea mai mică săpătură apar degajări slabe de CO₂.

Emanării de CO₂ neînsoțit de apă minerală și cu debit redus pot fi observate în lacul Ciucaș în colțul dinspre est al debarcaderului.

Sonda I.G.E.X. 17502, săpată pe malul lacului Ciucaș, a manifestat emanării destul de importante de CO₂. Forajul 17501, de la cantina nr. 2, a avut emanării extrem de slabe, iar în forajul 14902, din spatele băilor calde, nu au fost observate emanării.

Din cele expuse privitor la mofetele pe care le cunoaștem în zona Tușnad, reiese că toate sunt de-a lungul Oltului în imediata apropiere a acestuia și cu cît ne îndepărțăm spre est de Olt, cantitatea de CO₂ liber scade repede (cazul forajelor).

Apare clar că aproximativ de-a lungul Oltului există o zonă în care CO₂ a găsit condiții favorabile de a ieși la zi. Față de situația geologică existentă explicăm apariția CO₂ cu preponderență de-a lungul văii Oltului în felul următor :

În timp ce pachetul de piroclastite constituie o rocă foarte permeabilă în care CO₂ poate să disperseze, orizontul de marne cenușii constituie un ecran pentru CO₂. Aproximativ de-a lungul Oltului, orizontul de marne pare să se întrerupă sau chiar să nu se mai continue spre vest. În același timp se subțiază și apoi dispar și piroclastitele, astfel încât aici CO₂ scăpat de sub pătura impermeabilă ieșe la zi fără să mai difuzeze în piroclastite și astfel să piardă din intensitatea manifestării.

III. CONDIȚII HIDROGEOLOGICE GENERALE

Cel de al doilea factor, care concură împreună cu CO₂ la existența apelor minerale carbogazoase, este reprezentat prin stratele (complexele) acvifere ce se dezvoltă în formațiunile geologice din regiune. Dintre acestea nu prezintă nici o importanță (exceptând situația în care se amestecă cu apă minerală) stratele acvifere freatiche ce se dezvoltă în depozitele cuaternare, motiv pentru care le omitem din discuție.

Andezitele și aglomeratele andezitice de pe versantul drept al Oltului alcătuiesc un complex de roci permeabile prin fisuri, în care apă are o circulație destul de rapidă pînă la nivelul bazei locale de eroziune. Complexul acvifer este pus în evidență prin izvoare repartizate dezordonat, cu debite în general reduse.

Piroclastitele, care iau parte în mare măsură la alcătuirea geologică a versantului stîng al Oltului, reprezintă prin structura lor clastică un depozit cu o mare permeabilitate, din care cauză acumulările de apă sunt



localizate la baza lui, deasupra orizontului marnos pus în evidență prin foraje. Facilitate de înclinările spre vest a acestui pat impermeabil, acumulările din piroclastite suferă drenajul văii Oltului.

Întreaga suprafață a versantului vestic al masivului Sfânta Ana, reprezintă zona de alimentare a stratului acvifer, fapt atestat prin lipsa totală a izvoarelor. În schimb, în zona de drenare situată de-a lungul Oltului, apar numeroase izvoare cu debite destul de importante. Unele dintre acestea sunt folosite pentru alimentarea cu apă potabilă a stațiunii.

În formațiunile geologice situate sub marnele cenușii sunt cantonate cu siguranță complexe acvifere sau strate acvifere despre care însă la data actuală nu avem informații.

IV. APE MINERALE

Prin acțiunea CO_2 asupra apelor subterane, atunci când există condiții favorabile, iau naștere apele minerale carbogazoase.

În sectorul situat la vest de Olt, căile de acces ale CO_2 care urcă din profunzime, sunt reprezentate prin fisurile aflate în rocile eruptive din această zonă. Aceste fisuri constituie și căile de acces ale apei de infiltratie, astfel încât la o adâncime pe care o apreciem la cîteva zeci de metri, CO_2 întilnind apa de infiltratie foarte slab mineralizată, se dizolvă conferindu-i acesteia caracterul de apă carbogazoasă. Astfel mineralizată apare la suprafață prin gazliftare de către CO_2 rămas în exces. Așa se explică mineralizația totală scăzută ($0,1 - 0,2 \text{ g/l}$) a apelor minerale de la vest de Olt.

În zona situată la est de Olt, chimismul mai complex al apelor minerale, combinat în unele cazuri și cu o ușoară termalitate (23°C) scoate în evidență existența unor situații mai complicate.

În această zonă, după cum s-a mai arătat, piroclastitele alcătuiesc o rocă foarte permeabilă atât pentru CO_2 cît și pentru apele de infiltratie. O importanță deosebită o are existența la baza piroclastitelor a pachetului de marne care constituie un ecran pentru CO_2 și pentru apă. Repartiția izvoarelor minerale în această zonă considerăm că se datorează modului de dezvoltare al acestui ecran. Se constată că de-a lungul Oltului, pe versantul său drept, poate fi urmărită o linie aproape continuă de izvoare minerale. Apreciem că aceasta corespunde în mare unei eventuale discontinuități sau chiar a limitei vestice a marnelor și se datorează posibilității bioxidului de carbon scăpat de sub pătura impermeabilă, de a se ridica spre suprafață împreună cu apa pe care a impregnat-o. Faptul că cea mai mare parte dintre izvoarele de apă minerală de la Tușnad prezintă un caracter hidrochimic mai mult sau mai puțin pronunțat clorosodic-calcic,



ne face să considerăm că locul în care iau naștere apele carbogazoase trebuie căutat sub pătura de marne, în depozitele sedimentare de la adâncimi relativ mari.

Față de situația geologică existentă și față de caracterele fizico-chimice pe care le prezintă apele minerale, situația hidrogeologică a acestora este următoarea :

Sub pătura de marne cenușii întinute în forajele executate la Tușnad la baza piroclastitelor, se găsesc cu siguranță complexe acvifere localizate în depozitele sedimentare, probabil de vîrstă cretacică, cu un chimism specific pentru o circulație lentă. Caracterul hidrochimic predominant al acestor ape este probabil clorurat — tipul clorocalcic. Acest tip de ape vine în contact cu CO_2 care urcă din profunzime pe o linie de fractură majoră ce se găsește foarte probabil în apropierea Oltului având aceeași orientare. Bioxidul de carbon se dizolvă adăugind astfel apei caracterul carbogazos, caracter care o face agresivă în special față de carbonați, imprimîndu-i astfel prin circulație și caracterul de apă bicarbonatată calcică. În același timp, datorită scăderii densității prin gazliftare datorită accesului de CO_2 , apa minerală urcă spre suprafață și ieșe deasupra păturei impermeabile de marne, fie pe marginea acesteia, fie în anumite zone în care este întreruptă din cauza reliefului fundamentalului. După ce apa minerală carbogazoasă-clorosodică-calcică-bicarbonatată scapă într-un fel sau altul de sub pătura impermeabilă de marnă, infiltrîndu-se în piroclastitele ce au o mare permeabilitate, pierde presiune, se degazeifică în parte și astfel depune carbonați care colmatează și cimentează piroclastitele din zona respectivă, formînd un ecran impermeabil care separă zona de circulație ascensională a apei minerale de zonele din jur. În acest fel se creează o zonă de protecție a traseului apei minerale pînă la punctul de emergență, care menține presiunea, împiedică degazeificarea și amestecul intens cu apele freatice nemineralizate. Pe traseul străbătut în rocile de origine eruptivă (piroclastite), apa minerală agresivă, atacă mineralele cu conținut de Fe (amfiboli, biotit) pe care-l iau în soluție devenind astfel feruginoasă.

Se constată că toate izvoarele minerale de la est de Olt au același caracter chimic bicarbonatat-clorosodic-calcic, prezintînd variații numai în ceea ce privește mineralizarea. Aceasta se explică prin amestecul apei minerale în ascensiune cu apă nemineralizată. Un chimism cu totul deosebit îl prezintă două izvoare foarte apropiate, care pot fi considerate de fapt două emergențe ale aceleiași surse de apă. Este vorba de izvoarele Stănescu și Stănescu bis, la care ne vom referi ca la un singur izvor. Apa acestuia are un caracter net bicarbonatat sodic, căruia î se adaugă caracterul calcic, nelipsit tuturor apelor carbogazoase. Se constată o asemănare



flagrantă între compoziția chimică a izvorului Stănescu și compoziția chimică a izvoarelor minerale de la Malnaș, care circulă în depozitele flișului cretacic. Din acest motiv considerăm că apei acestui izvor î se imprimă caracterele în timp ce circulă prin aceleași depozite ale flișului cretacic care cu siguranță se găsesc în zona Tușnad la adâncimi nu prea mari. Chismismul dobîndit pune în evidență o circulație activă. Caracterul sodic îl punem pe seama schimbului de ioni între apă și depozitele argiloase pe care le spală în cursul circulației sale.

Un caracter deosebit al unora din apele minerale din la Tușnad este termalitatea. Se observă că toate izvoarele mezotermale (izvoarele 1 și 2 de la băile calde, izvorul Ileana, Baia Săracilor și grupul de izvoare de la valea Tisei) prezintă din punct de vedere hidrochimic caracter clorosodic. Cele două caractere (termal și clorosodic) atestă o circulație profundă. Se constată că toate izvoarele termale au debite ridicate, fapt care le ajută să păstreze caracterul termal pînă la apariția lor la suprafață. Diferența dintre acestea și celelalte izvoare din stațiunea Tușnad Băi (care sunt toate clorosodice) constă numai în faptul că cele atermale au probabil o circulație mai lentă și mai lungă prin depozitele pe care le străbat în apropiere de suprafață, fapt care duce la pierderea temperaturei.

V. CONCLUZII

Tinînd seama de mecanismul de formare al apelor minerale din zona Tușnad-Băi, noțiunea de „rezervă de apă minerală” primește un sens deosebit de înțelesul ei clasic. Vom înțelege deci prin aceasta acumulările dinamice de ape cu caracter chimice definite cunoscute, reprezentate prin debitele tuturor izvoarelor din zonă.

Un calcul estimativ, luînd în considerare numai sursele naturale, ne dă următoarea situație :

Rezerva totală, cca $620 \text{ m}^3/24 \text{ h}$ din care $257 \text{ m}^3/24 \text{ h}$ pot fi folosiți în cură internă, iar $363 \text{ m}^3/24 \text{ h}$ pot fi folosiți în cură externă. Din întreaga cantitate, în prezent este folosit numai un procent de 25%, restul de 75% fiind total neutilizat.

Tinînd seama de geneza și modul de circulație al apelor minerale se pot trage următoarele concluzii practice :

a) Debitul actual de bioxid de carbon poate fi mărit (atunci cînd va fi necesar) prin săparea unui sau a mai multor foraje a căror amplasamente trebuie fixate în apropierea Oltului între actuala mofetă în exploatare și lacul Ciucas.



b) Lucrările de captare ale izvoarelor minerale, care urmează să fie făcute în viitor, precum și eventualele lucrări care vor afecta actualele captări, trebuie să fie urmărite direct de un specialist hidrogeolog, deoarece posibilitățile de tulburare ale echilibrului existent sunt foarte mari.

c) Obținerea unor noi surse de apă minerală (în prezent nu se pune această problemă) se poate face prin săparea unor foraje a căror adâncime o apreciem între 200 și 400 m. Prin asemenea foraje apreciem că ar putea fi obținută apă carbogazoasă-clorosodică-calcică cu concentrație ceva mai mare decât cea a izvoarelor folosite în prezent la băile calde.

BIBLIOGRAFIE

Slăvocă D., Avramescu C. (1956) Observații geologice, litologice și hidrogeologice în masivul Sf. Ana. *Comunicările Acad. R.S.R.*, VI, 3. București.

GENÈSE DES EAUX MINÉRALES DE TUŞNAD

(Résumé)

L'ouvrage débute par une succincte présentation de la géologie de la zone de Tuşnad Băi, constituée de formations éruptives représentées par des laves, agglomérats andésitiques et pyroclastites reposant sur des dépôts sédimentaires revenant au flysch interne qui dans la zone mentionnée est complètement recouvert. On constate que le CO₂ est un facteur déterminant pour la genèse et la circulation des eaux minérales carbogazeuses.

Les analyses de l'ensemble des données géologiques et hydrogéologiques trahissent que les sources minérales situées à l'W de l'Olt, à caractère carbogazeux bicarbonato-calcique et manganésien et avec une faible concentration, ont pris naissance à de faibles profondeurs, par l'imprégnation de CO₂ des eaux d'infiltration qui circulent dans les formations éruptives.

Dans la zone située à l'E de l'Olt, le chimisme plus complexe des eaux minérales, par endroits légèrement thermales (23°C), met en évidence l'existence de certaines situations plus compliquées. Dans les dépôts sédimentaires du soubassement, probablement d'âge crétacé, sont cantonnées des complexes aquifères avec un chimisme spécifique à une circulation lente (chlorurés — type chlorocalcique). Prenant contact avec le CO₂, qui monte des profondeurs, l'eau devient carbogazeuse et ensuite bicarbonato-calcique. Le long de son trajet ascensionnel, traversant les dépôts pyroclastiques très perméables, l'eau minéralisée cède une partie des carbonates qui vont colmater et cimenter les pyroclastites en constituant un écran imperméable qui sépare la zone de circulation ascensionnelle des zones environnantes. Toujours dans les dépôts pyroclastiques, par l'altération des niveaux mélano-crates, l'eau minérale s'enrichit en fer.

En vue d'élever le potentiel économique de la station l'auteur propose d'exécuter certains captages de sources et donne des indications sur les possibilités de forer des puits pour les eaux minérales.



CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE ȘI HIDROCHIMICE ÎN CUPRIN- SUL FOILOR ORADEA-ALEŞD ¹

DE

NICOLAE MIHĂILĂ ²

Abstract

Hydrogeological and Hydrochemical Research Work within the Oradea - Aleşd Sheets. The geological investigations are referring to the Pannonian and especially to the Quaternary formations. The Pannonian deposits have been divided into two horizons: the first lower, lutitic assigned to the Portaferrian, and the second arenitic ascribed to the Upper Pliocene. The Quaternary is represented by all its terms from the Lower Pleistocene up to the Holocene inclusively. The geological mapping allowed to distinguish some hydrogeological sectors corresponding to the main geological complexes of the region. Various permeability degrees of the water collecting formations are pointed out by their lithological classification. Thus, the first large category comprises waters localized within porous rocks (gravels, blocks, conglomerates, sands). The following separated category of ground waters includes accumulations of compact rocks (limestones, dolomites, sandstones). Slightly permeable grounds, in which crystalline schists, sandy marls, clayey sands and clays were also included, fall into the last category.

CONSIDERAȚII GENERALE

Programarea studiilor hidrogeologice în cîmpia pannonică a avut drept scop acumularea datelor necesare pentru întocmirea hărților hidrogeologice a R. S. România scara 1 : 100.000.

Datele geologice și hidrogeologice obținute constituie un material primar care va servi în cele din urmă drept bază de plecare în lucrările cu caracter practic legate de alimentarea cu apă a așezărilor omenești, a unităților industriale, unităților agricole sociale, etc.

¹ Depusă la Serviciul Publicații la 16 aprilie 1969.

² Institutul Geologic, şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.



Pe harta hidrogeologică care o prezentăm am căutat să punem în evidență legătura dintre structura geologică și condițiile hidrogeologice, caracteristicile hidrogeologice principale și extensiunea stratelor acvifere mai importante.

Suprafața cercetată este situată în interfluviul Crișul Repede-Barcău, fiind delimitată astfel: la nord de aliniamentul comunelor Diosig-Fănicica-Abram, la est de o linie ce ar uni localitățile Săldăbagiu de Barcău și Groși, la sud de paralela ce trece prin comunele Butani-Livada-Cheresig, și în sfîrșit la vest de granița cu R. P. Ungaria.

Morfologia regiunii

Regiunea cercetată este situată în zona de contact morfologic dintre cîmpia Crișurilor și dealurile vestice. De asemenea o suprafață însemnată este ocupată de luncile și terasele rîurilor Crișul Repede și Barcău.

Partea centrală și sudică aparține zonei colinare, care include ultimele prelungiri ale munților Plopișului și Pădurea Craiului. Dealurile au coame înguste, ușor rotunjite, cu cote ce variază între 300—700 m și cu versanți drepți, afectați uneori de alunecări de teren.

Un alt relief caracteristic îl constituie formele de eroziune-acumulare, create de Crișul Repede și Barcău.

În lungul Crișului Repede și Barcăului pe malul stîng, s-au identificat următoarele terase: nivelul de 65—70 m; 45—50 m; 25—28 m; 13—15 m; și cel de 5—7 m.

Nu insistăm asupra extinderii teraselor din regiune, ele fiind descrise într-o lucrare anterioară (Mihăilă et al., 1969). Menționăm totuși că amândouă rîurile au caracteristici comune: sistemul de terase dezvoltat pe partea stîngă și tendința de afundare a unor nivele de terase spre vest, datorită influenței mișcărilor neotectonice negative.

Partea de vest a teritoriului studiat este ocupat de o cîmpie joasă ce reprezintă zona de divagare holocenă a Crișului Repede, Barcăului și Nirului. Pe suprafața ei se găsesc vechi meandre părăsite, albi seci și zone mlăștinoase.

Date climatice

R e g i m u l t e r n i c . Din punct de vedere climatic regiunea aparține unei clime continentale moderate caracterizată printr-o temperatură medie anuală de +10°, +11°, cu ierni relativ blînde (ianuarie -1°, -2°) și veri moderate (iulie 20°, 21°).



R e g i m u l p l u v i o m e t r i c . Cantitatea medie de precipitații anuale variază între 600—700 mm, maximele fiind în mai-iunie (600—900 mm) iar minimile în lunile ianuarie-martie (350—500 mm).

Scurgerea medie multianuală este cuprinsă între 25—50 mm în zona de cîmpie și între 50—100 mm în zona colinară. Alimentarea nivală este cuprinsă între 40—60%, predominând scurgerea de primăvară și cea de vară.

Istoric

Descifrarea structurii geologice a zonei de contact dintre Munții Apuseni și depresiunea pannonică în care se încadrează și zona cercetată de noi a constituit obiectul a numeroase studii geologice. Primele referințe geologice le datorăm lui H a u e r (1852).

Contribuții importante privitoare la clasificarea Neogenului din partea de vest a țării au fost aduse de P a u c ă (1959, 1964); P a u c ă et al. (1968); M i h a i et al. (1962)³; I s t o c e s c u et al. (1967)⁴; I s t o c e s c u și I o n e s c u (1970).

Din punct de vedere hidrogeologic regiunea a fost studiată mai puțin. Date importante privitoare la formațiunile purtătoare de ape hipertermale ne sint furnizate din lucrările lui L i t e a n u et al. (1965) și V a s i - l e s c u et al. (1969).

Remarcăm de asemenea studiul hidrogeologic de sinteză privitor la cîmpia Crișurilor elaborat de C.S.A.⁵.

În sfîrșit pentru interpretarea structurii fundamentului pretertiar am utilizat și rezultatele unor foraje adânci executate de I.G.E.X. și Ministerul Petrolului.

GEOLOGIA REGIUNII

Structural, regiunea de care ne ocupăm face parte din marea unitate a depresiunii pannonice în a cărei constituție geologică intră formațiuni mezozoice, terțiare și cuaternare, ce stau peste un fundament cristalin.

³ A. Mihai, D. Istoceșcu, M. Diaconu, Valeria Boceanu, Cornelia Conea, Felicia Popescu. Prospecții pentru hidrocarburi, sare, săruri de potasiu, în zona de la est de Oradea întră Crișul Repede și Crișul Negru. 1963. Arh. Inst. Geol., București.

⁴ D. Istoceșcu, M. Diaconu, S. Dinescu, M. Savul, C. Onceșcu. Revizuire și sinteză pentru hidrocarburi în depresiunea pannonică și rama de vest a Munților Apuseni. 1967. Arh. Inst. Geol., București.

⁵ R. Cădere, I. Enea, S. Tenu, E. Pirvănescu, E. Frugină. 1967. Studiul hidrogeologic de sinteză al Cimpiei Crișurilor. Arh. C.S.A., București.



Formațiunile cristaline au fost întâlnite atât la foraje cât și la zi, în partea estică a regiunii.

Fundamentul cristalin

Forajele care au interceptat cristalinul sănt cele de la Borș (2500 m), Roșiori, (2050 m) și Biharia (2170 m) (Istoceanu et al., 1970).

Din descrierea carotelor rezultă că șisturile cristaline au în general un facies epizonal reprezentat prin șisturi cuarțitice, șisturi sericitoase cu porfiroblaste de albit, cuarțite, micașisturi și șisturi cloritoase.

Formațiunile cristaline care apar la zi sănt alcătuite în cea mai mare parte din micașisturi în general foarte alterate care sănt străbătute de gnaise, paragnaise cu biotit, amfibolite și filoane de cuarț.

Triasie

Depozitele triasicice apar la zi pe un sector restrîns în jurul localităților Groși, Pestis, Lungașu și Butani.

Triasicul inferior este alcătuit în general din conglomerate, gresii cuarțitice, microconglomerate, șisturi argiloase, marne, argilite roșii, dolomite și mai rar calcare (Istoceanu et al., 1970).

Triasicul mediu este reprezentat în bază prin calcare, calcare dolomitice, dolomite, care suportă la partea superioară șisturi marno-argiloase ficioase.

Prezența unor depozite raportabile Triasicului a fost pusă în evidență și în forajele săpate la Oradea, Toboliu și Borș (Istoceanu et al., 1970).

Jurasie

Depozitele jurasicice se întâlnesc numai în terminația nordică a munților Pădurea Craiului, în zona Butani-Subpiatra.

În cadrul munților Pădurea Craiului și Bihor, Patruliș, 1956, Bleahu et al., 1957 și Istoceanu et al., 1970 au distins în succesiunea depozitelor jurasicice o serie de subdiviziuni, asupra căroră noi nu insistăm.

Jurasic inferior. După autorii menționați, Jurasicul începe în bază printr-un orizont de gresii cuarțitice cenușii, gălbui, cu intercalării de argile roșii, gros de cca 100 m. Peste acestea se dispune orizontul calcarelor cu *Gryphaea*, gros de cca 15 m, reprezentat prin calcare grezoase cenușii, gresii



calcaroase și calcare spatice. Acest orizont a fost întlnit și în forajul de la Toboliu (adincimea 2715–2790 m).

În partea superioară, calcarele și gresiile trec gradat la marne, calcar marnoase, gresii glauconitice cu numeroase accidente silicioase. Orizontul stratelor cu accidente silicioase a fost pus în evidență în forajul de la Sîntandrei fiind constituit din marnocalcare negricioase cu accidente silicioase. Succesiunea jurasic-inferioară se încheie cu marne, marnocalcare, gresii marnoase, bogate în cefalopode.

Jurasic mediu. Depozitele medio-jurasice, groase de 5–10 m, apar pe versantul stîng al Crișului Repede la sud de Aștileu, fiind alcătuite din marne, gresii, calcare negre, calcare spatice (Istoceșcu et al., 1970).

Jurasic superior. Depozitele neojurasice au o grosime ce depășește 200 m și sint constituite din calcare cenușii noduloase, cu accidente silicioase, calcare masive coraligene, cenușiu-albicioase. Depozitele jurasic-superioare au fost întlnite și în forajele de la Oradea și Sîntandrei fiind alcătuite din calcare cenușii, compacte, dure (Istoceșcu et al., 1970).

Cretacic

Peste depozitele juarasice se dispun formațiunile cretacice în cadrul cărora Patrulius (1956) și Istoceșcu et al., 1967⁶ au făcut o serie de separații lito-stratigrafice.

Depozitele cretacice apar la vest de meridianul localităților Aștileu (munții Pădurea Craiului) și pe extremitatea sudică a munților Plopiș, în jurul localității Pestiș. De asemenea ele au fost întlnite și în forajele de la Borș, Giriș, Oradea, Biharia și Sîntandrei.

Cretacic inferior. Formațiunile cretacic-inferioare sunt reprezentate prin calcare alb-cenușii, dure, cu pahiodonte; marnocalcare, calcare negre, gresii și conglomerate (Istoceșcu et al., 1970).

Cretacic superior. Cretacicul superior îmbracă un facies epicontinental constituit din conglomerate detritice, calcare recifale, în care se intercalează gresii și sisturi marno-argiloase.

Paleogen

Seriei paleogene îi revin depozitele în facies de fliș întlnite în forajele de la Chislaz, Tămășeu, Biharia, Borș și Giriș. Acestea sunt alcătuite

⁶ Op. cit. pct. 4.



dintr-o alternanță de argilite negricioase cu conglomerate poligene și gresii cu hieroglife (Istoceșcu et al., 1970).

Mioen

Depozitele miocene au fost interceptate de numeroase foraje : Biharia, Borș, Sintandrei, Chislaz, Giriș, Oradea, Toboliu, Tămășeu și Tauteu.

Burdigalian-Helvetician

Prezența unor depozite burdigaliene și helvețiene reprezentate prin conglomerate, marne grezoase și gresii, a fost pusă în evidență în forajele amintite mai înainte (Istoceșcu et al., 1970).

Tortonian

În aceleași foraje a fost atribuit Tortonianului un pachet de strate alcătuite din tufuri, argile, marne și mai rar calcare (Istoceșcu et al., 1970).

Sarmatian

Sarmatianul din regiune a fost împărțit de către Păucă et al. (1968) în trei orizonturi : orizontul inferior, gros de cca 300 m, apare între localitățile Groși și Lungaș și este alcătuit predominant din marne și argile cenușiu-negricioase, cu intercalații de tufuri și strate de lignit în care apar frecvent resturi de *Congeria*, *Hydrobia*, *Tapes*, *Cardium*, etc.; orizontul mediu gros de 150—200 m, este reprezentat prin calcare detritice, nisipuri, bolovănișuri, tufuri, tufite și argilite ; orizontul superior, se dezvoltă la nord de Groși pînă spre Cuiejd și este alcătuit preponderent din bolovănișuri poligene în care se intercalează tufuri și argile roșii pătate. La compoziția petrografică a galetelor participă în general elemente angulare de micașisturi, gnaise, amfibolite, prinse într-o matrice argilosipoasă.

Prezența Sarmatianului a mai fost pusă în evidență și în forajele de la Borș, Sântion, Oradea și Toboliu. Acestea îmbracă un facies grezo-calcaros alcătuit din calcare albe, cretoase, marne slab grezoase și gresii fine (Istoceșcu et al., 1970).

Pannonian

Formațiunile neogene superioare în facies pannonic din această regiune au preocupat încă din secolul trecut pe o serie de geologi. Denu-



mirea stratigrafică sub care au fost descrise aceste formațiuni însă a variat foarte mult.

Analiza sumară a lucrărilor privitoare la stratigrafia depozitelor pannoniene arată că problema orizontării acestor depozite nu este pe deplin rezolvată și că ea comportă încă unele discuții. Acestea sănt datorate pe de o parte faciesului petrografic, iar pe de alta, conținutului paleontologic diferit de cel întâlnit în bazinul dacic.

Ridicările geologice pe care le-am întreprins ne-au permis a separa nă drul Pannonianului două mari complexe litologice.

La partea inferioară, un complex lutitic cu intercalății de arenite. În jumătatea superioară a acestui complex se găsesc și zăcăminte de lignit și nisipurile impregnate cu asfalt de la Derna-Vivozi. Succesiunea se încheie cu o serie predominant arenitică în care lutitele apar cu totul subordonat. Complexul inferior descris apare de obicei în estul regiunii pe văile care sapă adinc în aceste formațiuni.

Complexul superior ocupă în general culmile dealurilor și este reprezentat prin arenite în care se intercalează rudite și mai rar lutite.

Depozitele pannoniene au mai fost întâlnite și în forajele executate la Biharia, Borș, Roșiori, Sântion, Chislaz, Sintandrei, Giriș, Toboliu, Oradea, pe grosimi ce variază de la 560 m (Oradea) la 2050 m (Roșiori).

În continuare prezentăm cîteva puncte fosilifere noi descoperite cu ocazia cercetărilor efectuate.

La Săbolciu, în malul stîng al Crișului Repede apare următorul profil: în bază pe o grosime de cca 6–7 m apar argile marnoase fin nisipoase, cenușii, fin micacee din care Mihăilă și Marinescu (1970) citează următoarea faună:

Congeria cžžeki Hörnnes, C. cf. C. hörnnesi Brusina, C.ungulacaprae Münter, C. sp. (aff. C. ungułacaprae Münter), C. partschi globosatesta Papp, C. partschi partschi Cžžek, C. partschi firmocarinata Papp, C. subglobosa Partsch, Limnocardium brunnense (Hörnnes) Andrusov, L. cf. L. carnuntinum (Partsch), L. pseudoseussi (Halavats), L. (Pannonicardium) mihaili Marinescu, Mihăilă, L. (Arpadicardium) cf. L. majeri (Hörnnes), L. (Bosphoricardium) sp.

În partea nordică a localității Urvind am întâlnit peste depozitele sarmatiene, pietrișuri și bolovanișuri, care trec la partea superioară, la

⁷ N. Mihăilă, F.I. Marinescu. Limnocardium (Panonicardium) mihaili sp. n. în fauna cu Congeria subglobosa din bazinul Crișului Repede (sub tipar).

nisipuri cenușiu-gălbui, micaferică, din care am recoltat resturi de : *Congeria czecheki* Hörnes, *Limnocardium* cf. *L. schmidti* (Hörnes).

Poziția stratigrafică a acestor depozite pare a fi superioară celei de la Săbolciu.

La nord de Uileacu de Criș, în dealul Rojoș, din nisipurile complexului superior al Pannonianului am recoltat resturi de : *Anancus arvernensis* Croizet et Jobert, *Hipparium* sp.

În continuare ne propunem să discutăm pe scurt cîteva probleme legate de vîrstă formațiunilor descrise anterior.

Numărul relativ mai mare de exemplare aparținând speciilor *Congeria partschi* și *Congeria subglobosa*, plasează fauna de la Săbolciu în partea superioară a Pannonianului s. str. Elementele comune în partea superioară cu fauna de la Cîmpulung arată că argilele marnoase de la Săbolciu sunt sincrone depozitelor din Banatul meridional, care pot fi considerate Pannonian s. str. terminal, echivalent aproximativ al zonei E a Pannonianului vienez (Pap, 1953).

Fauna citată de Păucă (1952) după diferiți autori, pentru complexul inferior care apare în zona Derna-Tătăruș, se poate încadra în fauna de tip Rădmănești ce reprezintă Portaferianul (Ponțianul mediu), respectiv zona F a lui Pap.

Poziția depozitelor de la Săbolciu în axul bazinului Crișului Repede ne face să bănuim că mai spre ramă, probabil acoperite de terasele Crișului Repede, se pot găsi și depozite aparținând unor nivele mai vechi ale Pannonianului.

Complexul superior, arenitic, caracterizat prin fauna de mamifere menționată mai înainte ar situa orizontul respectiv în partea terminală a Pliocenului, corespondentul probabil al intervalului Dacian-Levantin din bazinul dacic.

Aceeași orizontare o găsim și la geologii unguri care susțin existența tot a 2 etaje : Pannonian și Levantin s. l., în ideea că ultimul etaj, pe care îl împart în 2–3 orizonturi înglobează și depozitele echivalente Dacianului și Levantinului din bazinul dacic.

Cuaternar

Depozitele cuaternare au o mare extindere, alcătuind aproape în exclusivitate formațiunile geologice ce aflorează în jumătatea vestică a regiunii și aparțin Pleistocenului și Holocenului.



Pleistocen

Pleistocenul este reprezentat prin depozitele ruditice din zona colinară, complexul psamo-psefitic, argila roșie și depozitele de terasă.

a) *Depozitele ruditice din zona colinară și complexul arenitic.* Depozitele ruditice le găsim dispuse peste formațiuni de vîrstă diferită (cristalin, Cretacic, Sarmatian, Pannonian) și suportă la partea superioară argila roșie.

Elementele petrografice din alcătuirea ruditelor au un grad de rulare mic și sunt alcătuite în principal din roci cristaline, paleozoice și mezozoice.

Originea acestor depozite o punem pe seama paleotorenților care au transportat materialul dezagregat din formațiunile cristaline și mezozoice al munților Pădurea Craiului și Plopis.

Gradul intens de alterare al galețiilor presupune trecerea unui timp îndelungat de la depunerea lor. Pentru acest motiv am atribuit depozitele ruditice întâlnite în zona colinară, Pleistocenului inferior.

Forajele executate de I.G.P. (Feru și Eleck, 1967)⁸ au pus în evidență sub argila roșie și deasupra depozitelor argiloase cu cărbuni (pliocen-superioare) un complex arenitic alcătuit preponderent din nispuri, cu o grosime de 40–50 m, grosime ce crește pe măsură ce înaintăm de la E spre W.

Poziția stratigrafică a acestui complex de strate a determinat pe autorii menționați să-l atribuie Pleistocenului inferior.

b) *Argila roșie.* Un depozit cuaternar cu o mare răspândire în regiune este argila roșie. Acest depozit se recunoaște ușor după culoarea sa gălbuiie roșcată și mai ales după prezența concrețiunilor fero-manganoase și calcaroase.

În zona colinară se constată prezența unei argile roșii corespunzătoare tipului primar al lui Sümgely (1944), iar pe terase și luncă, a unui depozit argilos nisipos, generat prin acțiunea apelor de șiroire și probabil prin spălarea argilei primare. Menționăm că în masa argilei am găsit și elemente mai grosiere care pot atinge dimensiuni de 0,5–1 cm. Existența acestui material nu poate fi explicat decât prin procese deluviale-proluviale.

Privitor la vîrsta acestei argile, arătam într-o lucrare anterioară (Mihăilă et al., 1969) că grosimea mare a argilei în zona colinară

⁸ M. Feru, P. Eleck. Prospecții hidrogeologice pentru cărbuni în zona Oradea. 1967. Arh. Com. Stat. Geol., București.

(20–30 m) și existența a 2–3 intercalății de depozite loessoide, nu poate fi explicată decât printr-o depunere într-un timp mai îndelungat a acesteia în care să fie inclusă partea superioară a Pleistocenului mediu și întreg Pleistocenul superior. Argila roșie de pe terasele superioare aparține diferitelor nivele ale Pleistocenului superior.

c) *Depozitele de terasă*. Nu vom insista asupra descrierii depozitelor de terasă din regiune, aceasta fiind făcută cu altă ocazie (Mihăilă et al., 1969). Înem să precizăm că cercetările din ultimul timp au dus la descoperirea de noi resturi de mamifere în depozitele de terasă ale Dunării și Oltului. Astfel prezența lui *Archidiskodon meridionalis* Nesti în terasa de 80–100 m (Bandrabur et al., 1969)⁹ *Paraelephas troghonteri* Pohlig, în terase de 60–70 m (Mihăilă, 1968)¹⁰ și *Mammuthus primigenius* Blumb. în terase de 5–10 m (Bandrabur, 1968)¹¹ impune revizuirea vîrstei teraselor respective.

Tinând seama de aceste noi date prezentăm în continuare un tabel centralizator (tab. 1) privind cronologia depozitelor de terasă din interfluviul Crișul Repede-Barcău.

TABELUL 1

Denumirea depozitului	Litologia depozitelor	Grosimea în m	Vîrstă depozitelor
Depozitele luncilor	nisipuri prăfoase, nisipuri argiloase, nisipuri fine pietrișuri și nisipuri	5–15 3–5	Holocen
Depozitele terasei de 5–7 m	nisipuri prăfoase, nisipuri fine pietrișuri și nisipuri	2–4 3–5	Pleistocen superior
Depozitele terasei de 13–15 m	prafuri argiloase pietrișuri și nisipuri	2–4 3–5	Pleistocen superior
Depozitele terasei de 25–28 m	nisipuri prăfoase, prafuri argiloase pietrișuri și nisipuri	3–7 4–6	Pleistocen superior
Depozitele terasei de 45–50 m	nisipuri argiloase, prafuri argiloase pietrișuri și nisipuri	9–5 4–6	Pleistocen superior
Depozitele terasei de 60–70 m	prafuri nisipoase pietrișuri și nisipuri	2–5 2–4	Pleistocen mediu

⁹ T. Bandrabur, Rozetta Ianc. Studii geologice și hidrogeologice în zona de confluență a Jiului cu Dunărea. 1969. Arh. Inst. Geol., București.

¹⁰ N. Mihăilă. Stratigrafia depozitelor pliocene și cuaternare dintre valea Oltului și valea Vâlsanului. 1968. (autoreferat).

¹¹ T. Bandrabur. Studii geologice și hidrogeologice în partea de sud a interfluviului Jiu–Olt. 1968. Arh. Inst. Geol., București.



D e p o z i t e l e l o e s s o i d e. În afară de intercalăriile loessoide din argila roșie au mai fost întâlnite depozite loessoide în partea nord-vestică a regiunii. Acestea sunt reprezentate mai ales prin prafuri nisipoase, argiloase, gălbui, macroporice, sfărămicioase, cu concrețiuni calcaroase. Ca vîrstă le-am atribuit Pleistocenului superior pe considerentul că în regiuni învecinate, S ü m e g h y (1950) citează prezența în aceste depozite a unor resturi de *Mammuthus primigenius* B l u m b.

Holocen

În regiunea cercetată au fost raportate Holocenului, aluviunile recente ale șesurilor aluvionare și luncilor văilor principale precum și depozitele de mlaștină.

CONSIDERAȚII TECTONICE

Interfluviul Crișul Repede-Barcău este situat pe un fundament cristalin intens fracturat, încadrat de o parte și de alta de unitățile structurale mai ridicate ale munților Plopiș și Pădurea Craiului. Umplutura sedimentară a acestor bazine este constituită din depozite mezozoice, paleogene, neogene și cuaternare.

Cele două unități care mărginesc bazinul Crișului Repede, par să fi fost afectate de mișcări oscilatorii repetitive și de sens contrar. Astfel într-o primă fază (Sarmațian) s-a ridicat unitatea munților Plopiș, în timp ce unitatea munților Pădurea Craiului a funcționat ca zonă de subsidență. Dimpotrivă în timpul Pliocenului, unitatea munților Plopiș a fost antrenată în subsidență în timp ce unitatea munților Pădurea Craiului a rămas în poziția ridicată (Istoceșcu et al., 1967)¹².

HIDROGEOLOGIE

La baza întocmirii hărții hidrogeologice au stat datele a peste 100 de foraje. Menționăm însă că densitatea forajelor nu este uniformă și pentru acest motiv unele formațiuni nu au putut fi bine caracterizate din punct de vedere hidrogeologic.

Cartarea geologică-hidrogeologică ne-a permis separarea unor secțoare hidrogeologice corespunzătoare principalelor complexe geologice din regiune (pl. I, II). Diferitele grade de permeabilitate a formațiunilor colectoare de ape reies din clasificarea litologică a acestora. Astfel prima mare categorie cuprinde apele localizate în roci poroase. În funcție de

¹² Op. cit. pct. 4.

granulația stratelor acvifere, rocile poroase au fost împărțite în două subgrupe : una corespunzătoare pietrișurilor, bolovănișurilor, conglomeratelor și nisipurilor grosiere, iar alta nisipurilor fine. Următoarea categorie de ape subterane separată pe hartă cuprinde acumulările din rocile compacte. Apele subterane localizate în astfel de roci, au fost grupate în două : rețele acvifere dezvoltate în roci carstice (calcare, calcar dolomitice, dolomite) și ape accumulate în roci fisurate (gresii, calcare, dolomite, marnocalcare).

Ultima categorie separată pe hartă revine terenurilor slab permeabile, în care am inclus : șisturile cristaline, marnele, argilele, șisturile marno-argiloase din partea inferioară a Triasicului mediu și din baza Sarmățianului.

Cercetarea detaliată a punctelor de observație (puțuri, izvoare, captări) precum și a forajelor din regiune a pus în evidență două grupe de strate acvifere și anume : strate acvifere de adâncime și strate acvifere freatice.

STRATE ACVIFERE DE ADÂNCIME

I. Strate acvifere în roci poroase

a) *Stratele acvifere în roci poroase cu granulație mare.* În raionul rocilor poroase cu granulație mare, am inclus complexul de strate ce încheie succesiunea stratigrafică a Sarmățianului, depozitele pannoniene superioare și orizontul arenitic-ruditic Pleistocen inferior. Granulația mare a formațiunilor menționate permite o bună infiltrare și acumulare a apelor care dau naștere unor importante strate acvifere. Studiul succesiunii litologice a Sarmățianului pe intervalul 1904–1910 m, în sondă de la Toboliu, a pus în evidență existența unui pachet de strate permeabile constituite din nisipuri și gresii. Stratul acvifer cuprins în tronsonul menționat prezintă o apă incoloră cu slabe urme de gaze, având o temperatură de 36°. Nivelul hidrostatic este artezian, iar debitul indică valori de 72 m³/24 h.

Spre deosebire de formațiunile din partea inferioară a Pannonianului, partea superioară este alcătuită din nisipuri și pietrișuri în care se intercalează argile și marne. Aceste depozite favorizează infiltrarea apelor de suprafață și formează un complex acvifer identificat în numeroase puncte din zona cercetată.

Odată cu afundarea orizonturilor permeabile ale Pannonianului superior sub depozite mai noi din cîmpia joasă (sectorul Toboliu—



—Oradea—Roșiori) se observă și creșterea presiunii de strat, pusă în evidență prin nivelul hidrostatic, mai întâi ascensional și apoi artezian.

Nivelul artezian al acestor strate a fost constatat în zonele joase cum sunt lunca Crișului, la vest de Aleşd, lunca Barcăului și Nirului și în zona de divagare a acestor râuri. În majoritatea cazurilor apa are și un conținut ridicat de CO_2 și H_2S .

În continuare, redăm în tabelul 2 caracteristicile hidrogeologice principale ale orizonturilor acvifere întâlnite în forajele săpate în formațiunile pannoniene superioare de către C.S.A. și I.G.P.

TABELUL 2

Amplasament	Adâncimea la care s-a întâlnit stratul acvifer în m	Debit l/s	NH în m față de sol	Obs.
Oradea	60,20—61,20	—	0,30	CH_4
	112,50—124,50	—	0,40	
	139—162,5	—	2,80	
	166,5—169,5	—	—	
	231,7—234,3	—	—	
Ep. Bihor	252	0,35	artezian	CO_2
	90	0,4	„	
Tămășeu	330	0,11	„	
Diosig	100—150	0,01—0,6	„	
Sântimreiu	150	2	„	
Sălard	25,80—34,40	—	„	
	106,4—44,40	—	„	
Sâniob	150	0,01	artezian	
Fegernicul				H_2S
Nou	28,80—112	0,5—5	„	
Păulești	200	0,15	„	
Borș	57—62,00	1,5	0,80	
	92—96,00	—	21,40	
	32,6—35,2	—	3,85	
Paleu	41,6—44,7	—	3,80	
	50,3—54,7	—	5,70	
Toboliu	60,4—63,2	—	1,18	
	79,6—82,4	—	1,51	
	150	0,5	artezian	
Oșorhei	150	0,06	„	H_2S
Biharia	63,4—67,2	2,60	„	
Aleșd	72,2—87,5	—	4,00	
	29—32,00	27/1	5,00	
	321—370			

Depozitele pleistocen-inferioare sunt reprezentate prin pietrișuri, bolovănișuri în care se intercalează argile, argile nisipoase, marne și marne nisipoase. Constituția litologică a formațiunilor pleistocen-infe-



rioare permită o bună infiltrare și acumulare a apelor de precipitații care dău naștere la strate acvifere însemnate. Apele din aceste formațiuni se caracterizează printr-o importantă presiune de strat care le determină un caracter ascensional sau în unele puncte chiar artezian. Aceste strate acvifere au fost identificate prin cîteva foraje săpate în regiune de către C.S.A. și I.G.P. Astfel forajul executat la Borș a interceptat stratele acvifere din depozitele pleistocen-inferioare la adîncimea de 21–35,00 m; nivelul hidrostatic al stratului este ascensional (0,80 m de la sol), iar debitul obținut este de 54 m³/h.

La Sântion, forajul a întlnit la adîncimea de 25,80–27,80 m un strat acvifer cu un debit de 1 l/s și cu nivel ascensional, care s-a stabilit la 5,80 m de la sol.

Stratele acvifere din Pleistocen sunt exploataate și la Toboliu, unde forajele au interceptat apa la adîncimile de 17,90–19,70 m și 29,40–34,80 m. Nivelul hidrostatic al acestor strate este de 1,45 m și respectiv 1,51 m de la sol. La stratul doi a fost măsurată și capacitatea de debitare care a arătat valori de 1 l/s, corespunzător unei denivelări de 0,39 m.

b) *Strate acvifere în roci poroase cu granulație fină.* După cum a reieșit din caracterizarea geologică a regiunii, depozitele pannoniene au o largă răspîndire în zona cercetată. Dintre acestea, cele echivalente Portaferianului au în constituția lor marne, argile, în care se intercalează nisipuri, tufuri și cărbuni. Prezența intercalațiilor de nisip în complexul de roci pelitice, facilitează acumularea unor strate acvifere. Informații asupra acestor strate acvifere avem destul de puține. Menționăm doar pe cele din sectorul Derna–Budoi, unde necesitățile exploatarii strătelor de cărbuni a determinat și o cercetare hidrogeologică prin foraje (Maciu et al., 1967)¹³. Prin forajele de cercetare hidrogeologică executate s-a stabilit existența a trei complexe acvifere de adîncime. Granulația fină a depozitelor în care sunt situate stratele acvifere, determină o circulație redusă a apei și debite mici.

II. Strate acvifere în roci compacțe

a) *Raion hidrogeologic cu rețele acvifere în roci carstice.* Formațiunile mezozoice din cuprinsul teritoriului studiat sunt deosebit de interesante

¹³ Silvia Maciu, Eliconda Vilceanu, Dumitra Moise, V. Burza, I. Capsali. Studii geologice și hidrogeologice de sinteză în zona Derna–Budoi. 1967. Arh. Com. Stat. Geol., București.



din punct de vedere hidrogeologic. Ele cuprind calcare, dolomite, calcare dolomitice depuse în intervalul Triasic-Cretacic. Aceste roci conțin în golarile carstice sau în fisuri, importante acumulări de ape subterane ce apar prin izvoare, sau puse în evidență de foraje. Alimentarea cu apă a rețelei carstice se face din precipitațiile atmosferice și din pierderile de apă a diverselor piraie, care traversează masivele calcaroase.

Ceea ce caracterizează izvoarele din această zonă este variația sezonieră a debitelor, precum și ordinul de mărime a lor ($Q = 1,00 - 100 \text{ l/s}$).

În vederea cercetării depozitelor mezozoice, în facies calcaros, I.G.E.X-ul a săpat o serie de foraje, la care a executat și pompări experimentale (Vasilescu et al., 1969).

Orizonturile acvifere întâlnite au fost grupate în 3 complexe acvifere corespunzătoare celor trei formațiuni geologice purtătoare de ape: triasice, jurasice și cretacice. Formațiunile triasice au fost cercetate prin forajele săpate la Toboliu și Oradea.

Rezultatele obținute de cercetătorii menționați sunt redate în tabelul 3.

TABELUL 3

Forajul	Intervalul incercat m	Presiunea apei la gura sondei în atm.	Debitul artezian m ³ /24 ore	Temperatura apei la gura sondei
4005 Oradea	2 052 – 2 700	7,00	820	87°
4006 Oradea	2 160 – 2 813	6,00	800	80°
4018 Toboliu	2 900 – 2 956	6,00	240	92°

Compoziția chimică a apelor din depozitele triasice este redată în tabelul centralizator (tab. 9).

Depozitele jurasice au fost încercate prin forajul de la Toboliu, tronsonul 2774 – 2788 m. Stratul acvifer întâlnit are caracter artezian, o temperatură de 89° și un debit de 240 m³/24 ore.

Date cu privire la stratele acvifere de adâncime localizate în formațiunile cretacice ne sunt furnizate de forajele săpate la Oradea, Băile 9 Mai și 1 Mai.



Aceste foraje au pus în evidență 1–3 strate acvifere cu caracter arțezian și cu temperaturi ce variază între 30°–50°.

Rezultatele obținute de Vasilescu et al., 1969, sunt redate în tabelul 4.

TABELUL 4

Forajul	Intervalul încercat m	Presiunea la gura sondei în atm.	Debitul arțezian m ³ /24 ore	Temperatura apei la gura sondei
4006 Oradea 4011	1 096–1 360	2,0	40°	138
Băile Victoria (9 Mai)	152,8	1,4	49,5°	7000
4012 Orizontul I	110–280	1,5	29,5°	17000
Băile Victoria Orizontul II	400–650	2,00	43°	4400
Orizontul IIII	11 00–1 579	0,8	34°	260
4013				
Băile Victoria (9 Mai)	340–410	0,06	33°	2100

Prezența apelor hipertermale în cea mai mare parte a depresiunii pannonic este cunoscută de mult timp. Datorită absenței aproape complete a rocilor efusive tinere, termalitatea apelor subterane n-a putut fi pusă în legătură cu procese vulcanice. Cercetările recente aparținând lui Fotopoulos et al., 1967¹⁴ și Istoescu et al., 1970, au stabilit că fundamentalul cristalin al bazinului pannonic este subțire, iar suprafața Mohorovič se găsește la adâncimi de cca 10 km. Această particularitate determină pentru cuvertura sedimentară un gradient geometric scăzut ce ar explica gradul ridicat de încălzire al apelor subterane. Se mai consideră de unii autori (Mihai et al., 1962)¹⁵, (Vasilescu et al., 1969) că termalitatea apei s-ar datora și unui apport de substanțe fluide supraîncălzite din formațiuni mai adânci decât aceleia în care sunt localizate stratele acvifere, ceea ce ar explica și conținutul în elemente radioactive ale acestor ape.

b) *Raion hidrogeologic cu rețele acvifere în roci fisurate.* Formațiunile mezozoice mai cuprind o serie de roci de vîrstă diferită (Triasic,

¹⁴ S. Fotopoulos, Doina Fotopoulos. Rezultatele prospectiunilor gravimetrice în zona Borș–Oradea. Comunicare în sesiunea 1967.

¹⁵ Op. cit. pct. 3.



Jurasic, Cretacic) reprezentate prin calcare, marnocalcare, gresii și conglomerate.

Aceste roci prezintă un grad de fisurație avansat care pot permite infiltrarea și circulația apei de precipitație evidențiată prin apariția de izvoare. Debitul acestora este însă redus, fiind cuprins între 0,005—1 l/s.

De asemenea depozitele ce intră în alcătuirea geologică a orizontului mediu al Sarmațianului, reprezentate prin calcare, tufuri și argile, au fost incluse în categoria rocilor fisurate.

III. Zone cu roci slab permeabile

Formațiunile cristalofiliene alcătuite din roci epi- și mezometamorfice, roci care prin masivitatea lor nu permit infiltrarea apei în subteran decât accidental (prin fisuri supracapilare, pori, litoclaze, planuri de șistozitate, linii de fracturi), le-am inclus în categoria terenurilor slab permeabile.

În complexul rocilor cristaline apa acumulată din precipitațiile atmosferice circulă în zona de alterare, constituind în unele locuri zone de emergență, cu debite mici, ce variază între 0,020—0,050 l/s. Acestea au fost puse în evidență în cîteva puncte. De la fabrica de sticlă din localitatea Pădurea Neagră, spre sud, pe valea Gritz apare un izvor captat cu un debit de 0,050 l/s. În amonte de fabrică la cca 1 km—1,5 km între valea Muchea și valea Țiganului, lîngă sanatoriul de copii, se află un izvor captat cu un debit de 0,020 l/s.

În aval de fabrică la cca 1 km, spre vest, există 6 izvoare cu debite slabe ce variază între 0,020—0,050 l/s.

Caracteristica principală a acestor ape o constituie conținutul ridicat în CO_2 (132,7—409,2 mg/l).

Mineralizarea apei are loc prin amestecul CO_2 provenit din adâncime pe diverse linii de fractură și apele de infiltratie care circulă în sens invers. O parte din CO_2 trece în soluție sub formă de HCO_3 , iar alta se degăjă sub formă de CO_2 liber.

Depozitele din baza Triasicului mediu și cele din orizontul inferior ale Sarmațianului sunt reprezentate printr-un facies pelitic alcătuit din argile, marne, șisturi marno-argiloase în care se intercalează calcare, tufuri și cărbuni. Predominarea fractiei fine, determină caracterul slab permeabil al acestor roci pentru care motiv ele au fost incluse în cadrul regiunilor cu permeabilitate redusă.



STRATELE ACVIFERE FREATICE

În funcție de caracterele litologice ale stratelor purtătoare de ape am separat următoarele raioane hidrogeologice : raion hidrogeologic cu strate acvifere freatice localizate în roci poroase cu granulație mare ; raion hidrogeologic cu strate acvifere freatice cantonate în roci poroase cu granulație fină.

1. Strate acvifere în roci poroase cu granulație mare

Din această categorie fac parte stratele acvifere localizate în depozitele de luncă și de terasă.

a) **Stratele acvifere freatice acumulate în depozitele de luncă.** În luncile dezvoltate de-a lungul rîurilor, alcătuite din pietrișuri, bolovănișuri și nisipuri se dezvoltă un strat acvifer freatic alimentat atât din precipitațiile atmosferice cât și din infiltratiile provenite din stratele acvifere cantonate în depozitele de terasă.

Aceste strate au fost cercetate printr-o serie de foraje executate de I.G.P., C.S.A., și I.F.A.A. (tab. 5).

TABELUL 5

Localizare	Stratul captat sau grosimea lui	NH m	Debit l/s	Denivelare
Aleșd	3,60–5,20	1,34–2,04	0,65–9,58	10,1–0,95
Aleșd	7,4	0,2; 0,4; 0,5	0,2; 0,4; 0,7	—
Tileagd	2,9	1,98	4,4; 7,4	0,7; 1,4
Tileagd	4,0	0,53	0,8; 1,2; 1,5	1; 2; 3
Tileagd	5,5	2,10	1,2; 2,00; 2,5	1,43; 2,86; 4,30
Ineu de Criș	0,50–5,50	0,50	39,60 m ³ /h	—
Husasău de Criș	1,30–5,50	1,80	1,2 l/s	—
Podgoria	2,30–7,40	2,00	—	—
Oradea	1,20–10,50	2,5	7,0	1,00
Oradea	4,50–7,70	1,60	15,40 m ³ /h	—
Sântion	11,20	2,8	5,66; 9,5; 13,3 l/s	0,2; 0,4; 0,7
Sântion	3,40–20,30	3,10	1,035	—
Biharea G.A.S.	3 – 6,00	2,65	2,60 m ³ /h	—
Ep. Bihor	2,20–16,20	6,80	4,4; 8,0	6,4; 1,0
Ep. Bihor	2,80–11,20	4,60	—	—
Borș	1,80–19,30	3,60	—	—
Borș	19,20	1,80	5,8; 9,6;	0,08; 0,15; 0,25;
Sântandrei	1,60–9,80	5,40	—	—
Giriș	5 – 33	6,50	—	—
Giriș	5 – 12,10	2,90	2,5 m ³ /h	—
Toboliu	14,3	2	1,5; 2,5; 3,3	1,6; 2,5; 4,02
Toboliu	6,90–9,60	3,60	—	—



Forajele executate în lunca Barcăului indică debite mult mai reduse ca cele din lunca Crișului Repede. Debitele specifice măsurate au arătat valori cuprinse între 0,1–0,5 l/s.

Dăm mai jos situația forajelor executate de către C.S.A. și I.G.P. pe lunca râului Barcău (tab. 6).

TABELUL 6

Localizare	Strat captat	NH în m	Debit l/s	Denivelare
Chiraleu	—	1,50–3,20	0,32 ; 0,95	1,2–2,2
Chiraleu	2,30–5,20	0,75–2,50	1,05 ; 2,50	2,00–2,20
N Abram	—	1,60–2,50	0,67–5,40	1,3–2,9
Sălard	3,20	1,4	2,0 ; 2,86 ; 1,46	1 ; 1,46 ; 2,20
Sălard	4,80	1,95	1,05 ; 1,5 ; 2,4	0,7 ; 1,05
Sălard	8,40	0,63	2,0	4,0
Tămășeu	4,5	1,02	4,41 ; 8,00 ; 11,00	1,2 ; 2,4 ; 3,6
Tămășeu	1,48	1,35	6 ; 10,5 ; 14,2	8,5 ; 7,5 ; 7,0

Stratul acvifer din lunca văii Niuloș a fost interceptat de forajul executat de I.G.P. la Siniob. Depozitele aluvionare ale acestei văi sunt constituite din nisipuri fine și grosiere, cu lentile de pietrișuri, cu o grosime de 1–1,60 m. Nivelul hidrostatic al stratului acvifer cantonat în aceste depozite este situat între 0–2 m, iar debitul măsurat a arătat valori de 0,35 l/s.

Stratul acvifer din lunca văii Fertișagului a fost cercetat printr-un foraj hidrogeologic săpat la sud de Biharia. Acesta prezintă un nivel hidrostatic de 0,3–2 m și un debit specific de 0,1–0,2 l/s.

Lunca pîrîului Bistra a fost cercetată printr-o serie de foraje executate de C.S.A. Majoritatea forajelor au fost amplasate în jurul fabricii de sticlă din localitatea Pădurea Neagră. Grosimea stratului acvifer este de 0,30–2,25 m iar nivelul său hidrostatic nu depășește 2 m. Pompările experimentale au arătat debite de 0,23–1,54 l/s corespunzătoare unei denivelări de 0,40–0,97 m.

b) Stratul acvifer freatic din depozitele de terasă. Terasele Crișului Repede și Barcăului ocupă o largă suprafață din regiunea cercetată.

Fragmentarea intensă a teraselor, de către văile ce le traversează provoacă un drenaj activ asupra straturilor acvifere freatice. Din această



cauză debitul relativ ridicat al unor izvoare ce apar la baza terasei înalte și al terasei superioare din zona localităților Șiștera și Tautelec care atinge valori de $0,1 - 0,250$ l/s considerăm că este datorat unui aport substanțial de apă provenită din depozitele permeabile de vîrstă pannonian-superioară, deasupra cărora se situează depozitele de terasă. Stratele acvifere freatiche localizate în depozitele de terasă sunt alimentate în general din precipitațiile atmosferice. Nivelul hidrostatic este cuprins între $2 - 10$ m pe terasele inferioare și de $10 - 20$ și chiar > 20 m pe terasele superioare.

În continuare dăm cîteva caracteristici hidrogeologice puse în evidență de forajele săpate în zona de terase.

Forajele executate la W de Oradea de către I.F.A.A., au interceptat stratul acvifer freatic din terasa inferioară a Crișului Repede pe intervalul $10,00 - 17,50$ m. Apa subterană din aceste depozite are un nivel hidrostatic ce variază între $7,30 - 11,00$ m.

Debitul obținut prin pompări experimentale a arătat valori de $3,33$ l/s, corespunzător unei denivelări de $4,15$ m.

Între Uileacul de Criș și Tileagd s-a executat de către C.S.A. un profil de foraje care a traversat lunca și terasele Crișului Repede. Rezultatele obținute sunt prezentate în tabelul 7.

TABELUL 7

Unitatea morfolo-gică	Stratul cap-tat în m	NH m	Debit l/s	Denivelare în m
Terasa 5—7 m	3—7	2—5		
Terasa 13—15 m	3—10	3—10	$0,33 - 7,40$	$0,6 - 1,40$
Terasa 45—50 m	3—11	5—15		

Un foraj executat de I.G.P. la Episcopia Bihorului pe terasa inferioară, a pus în evidență stratul acvifer freatic la o adâncime de $3,00 - 11,00$ m; nivelul hidrostatic al stratului acvifer fiind stabilizat la $4,60$ m.

În zona de terase s-au mai executat și alte foraje de către I.G.P. și C.S.A. Rezultatele obținute sunt redate în tabelul 8.



TABELUL 8

Localitatea	Stratul captat în m	NH m	Debit l/s	Denivelare m
Chiraleu	2,30–8,40	6,19	2,85	2,30
Livada	13,00–34,00	15,50	—	—
Nojorid	13,90–16,60	15,40	—	—
Ep. Bihor	10,20–17,10	10,20	0,24	
Tămășeu	12,40 (grosime strat acvifer)	2,27	7,11 ; 10 ; 13,30	0,44 ; 0,86 ; 1,30
Oradea	5,60–6,20	2,35	2,00–11,00	0,24–1,20
Oradea	1,20–15,80	6,80	8,00	1
G.A.S. Oradea	7,50–15,80	6,30	120 m ³ /h	
Ep. Bihor	2,20–16,00	6,80	4,4–8	4,4–1,00

2. Stratul acvifer freatic din roci poroase cu granulație fină

Forajele executate în zona colinară din partea de nord și nord-est a regiunii au interceptat la diferite adâncimi cuprinse între 5–30 m, o serie de depozite constituite din prafuri nisipoase, nisipuri fine prăfoase, argile nisipoase, nisipuri argiloase etc. în care apar și acumulări de ape freaticice.

Capacitatea de debitare a acestui strat este relativ redusă. Aceasta se datorează pe de o parte granulației fine a stratului acvifer, iar pe de alta, acțiunii de drenaj care exercită văile ce traversează zona colinară.

Această acțiune de drenare este pusă în evidență de existența, mai ales în zona colinară din interfluviul Barcău–Crișul Repede, a numeroase izvoare al căror debit este în general scăzut.

Am considerat util să facem o zonare informativă a surselor de apă în vederea orientării eventualelor exploatari (pl. II).

Principiul care a stat la baza acestei raionări a fost stabilirea unor sectoare în care principaliii parametri hidrogeologici să varieze foarte puțin.

Sectoarele separate sunt : Sectorul A ; corespunde zonei în care alimentarea cu apă este posibilă din depozitele holocene și pleistocene-superioare. Sectorul B ; cuprinde zona în care este posibilă alimentarea cu apă din depozitele pleistocene s.l. Sectorul C ; ocupă partea de la S de Oradea și N de Biharia în care alimentarea cu apă se face din depozitele pannonien-superioare cu caracter artezian și ascensional și pleistocen-inferioare ; acest sector constituie potențialul productiv principal.

CONSIDERAȚII HIDROCHIMICE

Pentru stabilirea caracteristicilor hidrochimice a stratelor acvifere am prelevat un număr de 65 probe de apă (tab. 9, 10).



TABELA
Ape de

Nr. crt.	Punctul de recoltare	Mineraliza- ția totală mg/l	Anioni			
			Cl		SO ₄	
			mg/l	% me	mg/l	%me
1	Pădurea Neagră ¹	1096,3	6,7	0,9	43,8	4,1
2	Pădurea Neagră ¹	734,0	5,7	2,1	14,0	3,3
3	Toboliu ²	5159,9	14,2	3,8	36,5	7,4
4	Oradea ²	1398,0	16,0	1,2	736,4	41,7
5	Oradea ²	1259,8	19,5	1,6	637,1	39,7
6	Oradea ²	4179,6	1994,6	41,9	63,4	1,0
7	Siniob ¹	307,7	9,9	3,6	30,0	8,1
8	Toboliu ¹	347,6	13,5	4,5	16,0	3,9
9	Cheresig ¹	391,2	9,6	3,1	13,2	3,1
10	Paleu ¹	475,3	32,3	9,7	42,0	9,1
11	Oradea ¹	1112,4	242,5	20,4	214,4	13,4
12	Fănicica ¹	581,7	68,9	12,8	33,7	7,6
13	Episcopia Bihor ¹	459,8	10,6	3,0	14,0	4,1
14	Rosiori ²	343,3	7,1	1,6	17,3	2,8
15	Vaida ²	531,9	14,2	3,0	30,7	4,8
16	Tămășeu ²	764,8	17,7	2,6	9,6	1,1
17	Sintimreu ²	7504,0	14,2	0,3	9,6	0,1
18	Tămășeu ²	7339,4	14,2	0,3	7,7	0,1
19	Diosig ²	628,2	10,6	2,0	11,5	1,6
20	Sântăul Mic ¹	662,9	45,0	7,8	14,6	1,8
21	Șistera ²	835,9	34,0	4,3	25,5	2,5
22	Sirbi ²	887,2	20,0	2,4	56,4	5,1
23	Hodoș ²	563,0	12,4	2,6	13,3	2,0
24	Sălard ²	5303,9	11,0	0,4	2,9	—
25	Sălard ²	1907,4	8,8	0,8	3,8	0,3
26	Fegernic ²	658,6	7,1	1,3	46,1	6,0
27	Fegernic ¹	903,3	7,1	1,0	—	—
28	Fegernic ²	437,9	10,6	2,9	1,9	0,4
29	Sântăul Mare ²	517,1	26,0	5,7	27,6	4,4
30	Sântăul Mic ¹	359,2	14,0	4,3	64,6	14,8
31	Cetariu ²	719,7	66,0	10,1	35,0	3,9
32	Cetariu ²	581,1	74,0	13,3	46,5	6,2
33	Sirbi ²	604,1	10,0	2,0	23,9	3,5
34	Biharea ²	458,3	12,0	3,0	20,2	3,9
35	Burzuc ¹	646,3	14,0	2,5	25,1	3,3
36	Uileacu de Munte ²	556,2	10,0	2,0	21,8	3,3
37	Brusturi ²	451,9	12,0	3,2	4,5	0,7
38	Biharea ²	629,1	16,0	2,9	19,8	2,7
39	Cetariu ²	416,1	8,0	2,3	16,9	3,7
40	Hodoș ²	458,0	8,0	2,1	14,8	2,7
41	Cauaceu ¹	505,5	10,0	2,3	33,7	5,8
42	Oradea ¹	971,6	64,2	7,3	130,8	11,0
43	Oradea ¹	517,1	26,0	11,4	27,6	8,8
44	Episcopia Bihor ²	407,8	5,3	1,6	11,5	2,5
45	Biharea ¹	604,1	21,2	4,0	38,4	5,2
46	Episcopia Bihor ¹	417,8	14,1	7,0	59,5	10,9
47	Husasău de Criș ¹	8871,4	21,3	3,4	21,1	2,5
48	Paleu ³	5778,8	3,5	0,9	23,0	4,2

¹ Probe recoltate de noi și analizate de Rozetta Ianc de la Institutul Geologic

² Analize din arhiva M.I.M.G. – D.G.

³ Analize din arhiva C.S.A.



LUL 9

adîncime

HCO ₃		C a t i o n i						Duritatea in gr. hid	Vîrstă depoz. magaz.
		Na		Ca		Mg			
mg/l	%me	mg/l	%me	mg/l	%me	mg/l	%me		
627,1	45,0	68,8	13,1	126,7	27,7	25,6	9,2	23,6	Crs
201,3	44,6	0,9	0,5	47,0	31,6	15,2	17,9	10,1	Crs
24,4	38,8	27,8	21,8	29,1	14,4	15,5	13,8	7,6	T
158,6	7,1	4,76	5,6	248,5	33,7	46,2	10,4	46,3	T
176,9	8,7	36,5	4,7	228,4	34,1	44,3	10,9	42,0	T
587,7	7,1	1344,6	43,5	90,6	3,4	41,3	2,5	22,1	Crs
179,9	38,3	79,3	44,8	4,0	2,6	2,4	2,6	1,1	Pls
213,5	41,6	20,2	10,4	41,5	24,6	15,3	15,0	9,3	Pls
235,5	43,8	20,7	10,2	56,9	32,3	8,0	7,5	9,8	Pls
196,4	31,2	4,4	1,5	94,0	38,2	13,4	10,3	16,7	Pls
262,9	16,2	21,6	2,8	188,4	28,2	277,3	19,0	44,2	Pls
226,9	29,6	4,8	1,4	137,4	45,4	5,9	3,2	20,0	Pls
262,9	42,5	114,8	43,8	8,5	6,2	—	—	2,0	Pls
366,0	45,6	80,0	20,2	42,5	16,0	22,1	13,8	11,0	Pls
341,6	42,2	74,2	24,7	36,1	13,6	18,9	11,7	9,0	Pls
536,8	46,3	132,7	31,1	40,0	10,5	19,4	8,4	10,0	Pls
4684,8	49,6	793,4	22,5	236,0	7,6	373,1	19,8	119,0	Pls
4819,0	49,6	794,3	30,0	158,7	50,	347,8	15,0	102,0	Pls
414,8	46,4	163,9	48,6	3,2	1,1	0,5	0,3	0,5	Pls
402,7	40,4	161,5	43,3	9,2	2,8	7,3	3,7	2,9	Pls
530,0	42,8	37,0	7,2	96,3	23,6	46,7	19,2	24,6	Pls
594,0	42,5	36,8	6,6	104,2	32,4	29,6	10,7	21,8	Pls
378,3	45,4	140,6	33,0	26,9	9,8	12,0	7,2	6,5	Pls
2586,8	49,6	40,3	1,8	294,2	17,2	321,0	30,9	115,0	Pls
902,9	48,9	54,9	7,6	156,1	25,8	61,0	16,6	35,9	Pls
414,9	42,7	68,8	18,3	59,9	18,8	24,7	12,8	14,1	Pls
616,2	49,6	156,7	32,7	31,9	7,7	23,4	9,6	9,6	Pls
292,8	46,7	106,7	45,0	10,4	5,0	—	—	1,4	Pls
312,5	39,9	60,1	19,6	45,4	17,8	19,3	12,6	11,0	Pls
170,0	30,8	33,1	14,4	38,5	21,3	15,5	14,3	9,1	Pls
410,0	36,0	42,2	8,9	83,2	22,4	41,9	18,7	21,7	Pls
290,0	30,4	79,5	20,8	57,0	18,2	20,8	11,0	13,0	Pls
380,0	44,3	39,1	11,5	80,1	28,5	17,0	10,0	15,4	Pls
287,0	43,1	30,9	11,9	56,8	26,3	15,4	11,8	11,7	Pls
424,0	44,2	59,9	15,7	72,8	23,3	20,7	11,0	15,3	Pls
370,0	44,7	75,1	23,0	49,3	18,1	14,6	8,9	10,5	Pls
287,0	45,9	111,7	42,2	13,2	6,0	2,2	1,7	2,4	Pls
415,0	44,4	52,2	13,6	75,5	24,7	21,5	11,7	15,8	Pls
257,0	44,0	91,9	36,1	18,7	9,7	4,8	4,2	3,8	Pls
284,0	45,0	32,4	12,4	61,6	29,7	9,9	7,9	11,1	Pls
305,0	41,7	20,8	6,8	69,3	29,0	20,3	14,2	14,6	Pls
480,1	31,6	105,1	18,9	92,3	19,1	39,3	12,9	22,0	Pls
312,5	29,8	60,1	18,4	45,4	18,6	19,3	13,0	11,0	Pls
268,4	45,7	92,2	41,7	15,2	7,9	—	—	2,1	Pls
378,2	40,8	28,2	8,1	80,1	27,3	26,7	14,0	17	Pls
244,0	32,1	7,3	2,8	36,0	16,9	41,3	30,3	14,5	Pls
475,8	44,0	90,3	22,2	56,1	15,1	24,3	12,0	1,3	Pls
317,2	44,9	69,3	26,9	32,0	13,8	13,1	9,3	7,4	Pls



TABELUL 10
Ape freaticе

Nr. crt.	Punctul de recoltare	Miner- aliza- tia totală mg/l	Anioni						Cationi						Durata în gr. hid.	Vîrstă depoz. magaz.
			Cl			SO ₄			HCO ₃			Na				
			mg/l	%me	mg/l	mg/l	%me	mg/l	%me	mg/l	%me	mg/l	%me	Mg	mg/l	%me
1 Sântău Mare ²		739,8	16,0	2,5	29,2	3,4	475,2	44,1	63,0	14,5	87,8	25,0	22,2	10,5	17,7	CD ₃
2 Tautulec ²		677,3	20,0	3,5	74,5	9,4	373,0	37,0	68,0	17,0	74,7	22,8	19,3	9,8	15,2	CD ₂
3 Biharea ²		1507,5	136,0	9,8	183,5	9,8	730,5	30,2	230,1	24,6	129,4	16,4	42,4	9,0	28,4	CD ₃
4 Cauăceu ²		814,4	46,0	6,3	38,3	3,9	487,5	39,7	81,1	17,0	91,6	22,7	25,0	10,3	18,9	CD ₃
5 Spiniș ¹		1851,3	295,7	16,6	247,7	13,3	620,4	20,2	324,8	28,2	209,9	20,8	7,3	1,0	30,8	qh
6 Spiniș ¹		549,3	20,9	4,4	41,6	8,5	296,5	36,7	43,9	14,4	71,9	27,1	13,7	8,5	13,2	qh
7 Chislaș ¹		596,8	62,8	13,6	57,2	10,8	235,5	25,2	36,6	10,4	90,5	29,5	18,8	10,1	17,0	Th
8 Mîscă ¹		559,2	107,2	29,4	48,6	6,6	99,4	14,0	4,8	1,4	114,4	37,4	20,8	11,2	20,8	CP ₃
9 Chiraleu ¹		397,5	46,9	13,8	22,6	4,8	127,5	31,4	21,2	6,4	62,4	34,6	10,8	9,0	11,2	qh
10 Tautuleu ¹		580,6	41,1	8,6	58,0	8,1	288,0	33,3	40,0	11,8	75,9	25,7	22,4	12,5	15,8	CP ₃
11 Biharea ¹		1925,9	270,9	13,9	277,9	10,6	689,3	25,5	16,1	1,3	343,8	31,3	113,8	17,1	74,4	CP ₃
12 Siniob ¹		505,6	45,8	10,4	49,0	9,0	237,9	30,5	37,5	12,7	72,9	28,5	13,6	8,8	13,3	qh
13 Marginea ¹		561,7	43,7	8,9	68,3	12,9	210,4	28,1	35,4	10,8	91,0	31,7	13,1	7,5	13,8	qh
14 Săldăbagiu de Barcău		457,6	34,4	10,8	19,3	4,6	207,9	34,7	28,1	11,0	63,4	28,5	14,1	10,5	12,1	qh
15 Cheresig ¹		1304,4	99,4	8,0	200,8	16,0	515,4	28,0	129	16,1	153,9	21,9	51,6	12,0	33,4	qh
16 Borș ¹		1709,6	120,3	7,7	199,2	9,5	800,3	33,0	286,2	28,6	145,9	16,6	25,6	4,8	26,3	qh
17 Ciuteleac ¹		931,5	121,0	13,5	101,2	8,3	431,2	28,2	89,7	15,5	126,4	25,0	28,9	9,5	24,4	qh
18 Popesti ¹		781,7	81,3	11,0	144,8	14,4	246,4	24,6	66,2	13,8	112,9	21,2	23,5	9,2	21,2	CP ₃
19 Cuzap ¹		2506,9	25,2	1,0	140,2	40,3	384,9	8,7	59,6	3,6	479,7	33,0	119,7	13,4	94,5	CP ₁
20 Ceanalos ¹		525,2	41,5	8,8	76,1	11,8	177,5	29,4	48,3	15,4	71,9	26,4	13,6	8,2	13,2	qh
21 Rosiori ¹		606,2	10,6	2,0	30,7	4,2	402,6	43,8	31,0	9,1	82,5	27,3	24,3	13,3	17,7	CP ₃
22 Vaida ²		176,0	248,7	14,0	297,6	12,4	719,9	23,5	192,0	16,7	219,6	21,9	69,5	11,4	46,7	qh
23 Diosig ²		851,4	148,3	18,3	13,4	1,2	427,0	30,5	115,9	21,4	81,7	17,9	29,6	10,7	18,0	CP ₃
24 Parhida ²		720,5	42,6	6,6	51,8	5,9	414,8	37,5	39,3	9,5	90,4	25,1	33,6	15,4	20,0	qh
25 Hodoș ²		80,7	49,6	8,0	45,1	5,3	390,4	36,2	0,5	2,2	121,8	34,4	28,7	13,4	23,0	CP ₃
26 Palota ²		668,3	14,2	2,6	6,7	0,9	439,2	46,5	50,1	14,1	73,3	23,7	22,8	12,2	15,0	CP
27 Biharea ¹		1323,4	174,0	13,2	327,5	18,2	420,0	18,4	165,7	18,9	141,5	18,9	53,8	12,0	32,8	qh
28 Tămășeu ²		503,8	15,9	4,0	30,7	5,6	420,6	40,4	33,3	12,5	57,9	25,4	15,9	11,5	11,8	qh
29 Hodoș ²		480,7	10,6	2,8	9,6	1,8	292,8	44,5	21,8	8,6	62,4	28,9	16,4	12,5	12,5	qh
30 Sălard ²		819,7	14,2	2,3	6,7	0,8	488,1	46,9	18,1	4,4	72,0	21,0	51,0	24,6	21,8	qh
31 Feghericul Nou ²		750,6	42,5	6,4	74,9	8,3	402,7	35,1	38,1	8,6	114,1	30,3	25,4	11,1	21,8	qh
32 Sântău Mic ²		701,9	40,0	6,2	101,6	11,7	348,5	31,7	63,6	14,2	97,8	27,1	18,9	8,7	18,4	qh



33	Biharea ¹	569,1	8,0	2,0	28,8	5,2	293,6	42,6	27,1	9,3	66,9	29,8	14,0	10,3	12,8
34	Cufeşd ¹	598,8	69,2	14,8	51,0	9,0	203,7	26,2	34,7	10,0	121,2	40,0	—	—	17,0
35	Brusturi ¹	572,8	112,9	19,8	69,5	9,6	148,8	19,6	48,5	12,6	84,5	25,0	23,6	12,4	17,2
36	Lungasu de Jos ¹	900,1	144,5	17,4	150,1	15,8	193,4	16,8	42,5	7,2	168,9	33,4	41,0	9,4	30,8
37	Astileu ¹	722,0	41,2	23,4	56,0	8,8	350,7	34,6	49,2	11,3	129,5	35,7	5,5	3,0	19,4
38	Butani ¹	556,3	126,7	70,8	9,8	143,3	16,8	43,7	12,0	91,5	29,0	17,1	9,0	16,7	qp ₃
39	Cauceniciu ¹	1170,3	166,1	14,6	82,6	8,2	524,6	27,2	151,8	20,6	139,9	22,0	27,7	7,4	7,4
40	Hiotar ¹	1152,3	60,7	7,1	132,9	9,9	513,6	33,0	164,9	23,5	165,1	26,5	—	—	23,1
41	Tilecuș ¹	9603	52,2	7,7	80,2	10,4	397,7	30,9	113,6	21,4	127,9	27,5	3,2	1,1	18,6
42	Tilecuș ¹	629,0	5,7	2,3	317	8,7	314,7	39,9	70,4	22,1	74,8	27,1	1,3	0,8	10,8
43	Girişu de Criș ¹	812,2	59,3	8,4	118,1	11,4	318,4	29,8	49,7	10,3	137,9	32,7	17,9	7,0	23,4
44	Livada ¹	655,9	82,0	17,2	13,6	3,4	276,9	29,4	14,9	3,6	123,9	36,9	20,0	9,5	22,0
45	Sinandrei ¹	614,4	21,6	4,0	91,8	12,0	312,9	34,0	38,6	11,0	102,9	33,0	10,2	6,0	16,7
46	Simmartin ¹	935,7	57,1	7,8	131,7	12,8	401,4	29,4	88,8	16,0	145,9	30,6	10,7	3,4	22,9
47	Cheriu ¹	1267,4	322,3	23,6	213,6	12,8	154,3	13,6	49,7	5,6	257,9	35,1	43,6	9,3	46,2
48	Alparea ¹	533,5	26,6	6,4	11,1	1,8	339,8	41,2	32,0	11,2	80,5	30,2	14,0	8,6	14,5
49	Fughiu ¹	672,4	61,4	9,8	58,8	7,0	353,2	33,2	47,4	12,3	100,9	27,6	20,0	10,1	18,7
50	Săcădat ¹	683,6	38,7	6,3	39,1	5,2	303,8	38,5	82,3	22,1	85,8	26,4	2,9	1,5	12,7
51	Tileagd ¹	882,8	97,3	12,0	117,7	10,6	378,2	28,4	71,3	13,0	135,0	28,6	25,0	8,4	24,6
52	Oradea ¹	790,2	14,2	2,2	90	1,0	518,6	46,4	179,6	42,6	6,0	1,6	9,6	4,3	5,9
53	Ineu de Criș ¹	714,4	63,8	9,9	107,5	12,4	305,0	27,7	3,7	1,8	88,1	28,3	38,9	19,7	21,2
54	Episcopia Bihor ²	496,4	7,0	1,6	88,3	14,2	268,4	34,2	29,0	9,8	11,0	6,6	86,0	33,6	13,4
55	Sântion ¹	244,1	8,3	0,40	146,4	39,5	6,5	10,7	3,1	1,3	13,1	17,7	—	—	7,4
56	Bors ²	506,9	45,6	10,3	67,2	10,3	244,0	29,4	39,8	12,7	64,1	23,5	21,8	13,4	13,9
57	Ineu de Criș ³	9038,5	63,8	9,9	107,5	12,4	305,0	27,7	3,7	0,8	88,1	29,3	48,9	19,4	21,2
58	Ciuholi ¹	1242,7	48,0	51	135,4	8,8	705,0	36,1	67,0	8,9	183,5	29,1	45,7	12,0	36,0
59	Bihareca SW ¹	433,9	14,5	4,3	46,7	9,3	231,8	36,4	28,3	11,1	58,5	28,0	13,8	10,9	11,3
60	Borș ²	298,6	17,7	6,8	38,5	10,8	146,4	32,4	9,6	5,2	45,7	31,3	11,9	13,5	9,1
61	Bihareca ²	615,5	6,0	1,1	9,5	1,3	418,0	37,1	33,2	9,3	82,4	28,2	21,9	12,5	16,9
62	Sălard ²	579,4	20,0	4,2	41,6	6,4	320,6	39,2	28,4	8,1	84,7	31,6	16,5	10,3	16,0
63	Sirbi ²	485,3	20,0	5,2	33,3	6,2	26,0	38,2	20,4	7,6	69,3	30,8	15,5	11,6	13,5
64	Cetariu ²	633,3	50,0	8,8	19,4	2,5	377,0	38,2	38,6	9,6	96,5	30,0	20,2	10,4	18,5
65	Sistera ²	734,4	26,0	4,2	25,5	3,1	450,2	42,7	25,8	6,0	124,0	36,1	16,5	7,9	21,6
66	Sistera ²	323,3	8,0	2,5	21,0	6,8	185,5	41,6	21,3	11,8	40,8	27,3	8,5	9,5	8,8
67	Biharea ¹	721,9	12,0	1,9	16,9	2,0	488,0	45,9	25,0	6,0	112,0	32,1	24,7	11,8	> qp ₂

¹ Probe recoltate de noi și analizate de Rozetta Ianc de la Institutul Geologic,

² Analize din arhiva M.I.M.G.—D.G.,

³ Analize din arhiva C.S.A.



Institutul Geologic al României

Pentru clasificarea chimică a apelor s-a folosit diagrama în romb a lui Filatov (1948) îmbunătățită de Maroși (1967) (pl. III). Criteriile de bază ale clasificării hidrochimice adoptate sunt prezentate schematic în tabelul 11.

TABELUL 11

Tipul de apă	Ionii principali, exprimați în % echivalente		
	predominant „a”	predominant secundar „b”	predominant accesoriu „c”
Ape pure	>33,3	<16,7	<16,7
Ape intermediare	34,3–20,8	25,0–8,3	<8,3
Ape mixte	33,3–16,7	20,8–8,3	16,8–8,3

Observație : Simbolurile a, b, c, vor fi înlocuite cu cei 3 anioni și respectiv cationii principali, în ordinea valorilor crescănde.

Prelucrarea materialului analitic după metoda amintită ne-a permis întocmirea unei raionări hidrochimice diferențiate pe anioni și cationi, atât pentru stratele acvifere de adâncime cât și pentru stratele acvifere freatică (pl. IV, V).

Pe aceste schițe se pot distinge pe lîngă tipuri pure (predominarea unui singur element) și tipuri intermediare și mixte.

Din zonalitatea hidrochimică a apelor freatică întocmită pe baza anionilor (pl. IV) se poate observa că majoritatea apelor din această categorie se încadrează în categoria apelor de tip intermediar bicarbonat-clorurat și bicarbonat-sulfat, exceptând doar sectorul vestic al regiunii (Tămășeu—Săntăul Mare, Oradea—Paleu) unde predomină apele pure, bicarbonatate. Subordonat apar și ape mixte de tipul clorurat-sulfat-bicarbonat sau clorurat-bicarbonat-sulfat.

Tipul de ape pur-sulfatare are o răspîndire teritorială redusă apărind doar în jurul localităților Sântion—Sântandrei. Tipul de ape intermediare sulfatat-bicarbonatate a fost întîlnit doar în estul regiunii (Cuzap—Voivozi).

Din punct de vedere al cationilor (pl. IV), o răspîndire mai mare are tipul de ape mixte : calcice-magneziene-sodice, calcice-sodice-magneziene și intermediare, calcice-sodice, toate întîlnindu-se cu precădere în zonele șesului aluvionar și a teraselor Crișului Repede și a Barcăului.

Tipul de ape pur-sodice, intermediare, magneziene-sodice și mixte, sodice-magneziene-calcice, ocupă în general un teritoriu redus cuprins între localitățile Oradea, Paleu și Husasău-de Criș.



În ceea ce privește stratele acvifere de adîncime, zonalitatea hidrochimică întocmită pe baza anionilor apare într-un tablou mult mai monoton și mai puțin expresiv (pl. V).

Tipul predominant este cel al apelor pur-bicarbonatate și numai puține probe indică prezența tipului intermediar, bicarbonat-sulfat și mixt-bicarbonat-clorurat-sulfat.

În aceste tipuri se încadrează majoritatea apelor din depozitele pannoniene și pleistocen-inferioare. Apele intermediare, sulfat-bicarbonatate și mixte, clorurat-sulfat-bicarbonatate se întâlnesc în stratele acvifere din depozitele mezozoice.

Din punct de vedere al cationilor (pl. VI) din apele de adîncime, o răspândire mai mare o are tipul de ape intermediare, calcice-magneziene și mixte, calcice-sodice-magneziene, calcice-magneziene-sodice, localizate în depozitele pannoniene și pleistocen-inferioare.

Tipurile de ape pure : sodice și mixte (sodice-calcice-magneziene) apar în extremitatea nordică a regiunii și pe un culoar central situat de-a lungul localităților Sântău Mic—Oradea—Husasău de Criș. Aceste tipuri caracterizează apele localizate în depozitele pannoniene.

CONCLUZII

Cercetările întreprinse în interfluviul Crișul Repede—Barcău ne-a permis să aducem unele contribuții de ordin morfologic și să emitem un nou punct de vedere la stratigrafia depozitelor pannoniene.

Găsirea unor noi forme de moluște și de mamifere fosile în depozitele pannoniene ne-a permis împărțirea acestora în două orizonturi : unul inferior lutitic, atribuit Poraferianului și altul superior arenitic, raportat Pliocenului superior, respectiv Levantinului *s.l.*, după geologii unguri.

Quaternarul este reprezentat prin toți termenii săi de la Pleistocen inferior pînă la Holocen inclusiv și are grosimi ce variază între 30—100 m.

Cartarea hidrogeologică și forajele executate, a pus în evidență existența mai multor strate acvifere de adîncime localizate în depozitele mezozoice, miocene, pannoniene și pleistocen-inferioare și strate acvifere freaticе, cantonate în depozitele aluvionare ale luncilor și teraselor, precum și în depozitele loessoide.

Dintre acestea cele mai importante sunt stratele acvifere localizate în formațiunile mezozoice care au un grad de termalitate ridicat și debite apreciabile. Din datele de foraj a rezultat că sectorul cel mai favorabil

pentru prospectare în continuare a apelor hipertermale se găsește situat în extremitatea vestică a regiunii (Toboliu—Borș—Roșiori) (pl. II).

Din punct de vedere al potențialului productiv și al potabilității, stratele acvifere cele mai însemnante sănt localizate în formațiunile pannoniene superioare, care în unele puncte prezintă și un caracter artezian.

Pe baza ridicărilor hidrogeologice și a datelor de foraj am întocmit harta hidrogeologică a teritoriului cuprins pe foile Oradea și Aleșd (scara 1 : 100.000). Harta exprimă concluziile lucrării de față obținute prin coroborarea datelor geologice, litologice, hidrogeologice, hidrografice și morfologice.

Harta hidrogeologică întocmită pune la dispoziție date privind distribuția pe diferite sectoare a celor mai potrivite surse de exploatare a apelor potabile sau industriale cu indicarea formațiunilor în care sănt acumulate. Din acest punct de vedere ea are o valoare practică pentru toate unitățile interesate în probleme de alimentări cu ape.

BIBLIOGRAFIE

- Bartha F. (1966) Examen biostratigraphique des couches pannoniennes de la montagne Mecsek. *Acta Geologica Hung.* X. Budapest.
- Bethlen G. A. (1933) A bihor ozilogyé Rézhelyegysag ejszaki pereménei földtani esöslíntani viszonyai. *Földt. sz. melléklete*. Budapest.
- Bleahu M., Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. *An. Rom. Sov. (Geol. Geogr.)* 2. București.
- Conea Ana, Volovici C., Mucenic I., Nițu I. (1962) Solurile cîmpiei și dealurile Oradiei. *D. S. Inst. Geol. XLVIII*. București.
- Chivu Maria, Dragu Valentina, Enache Gh., Isac D., Mărgărit Eugenia (1966). Contribuții la stratigrafia neogenului din bazinul Silvaniei. *D. S. Inst. Geol. LII/1*. București.
- Filatov V. K. (1948) O graficeskon izobrajenii himiceskikh analizov vadî. *Trudi. Labor. Ghidrogeol. problem. AN SSSR III*. Edit. AN. SSSR. Moscova—Leningrad.
- Hauer Fr. (1852) Über die geologische Beschaffenheit des Körösthales im Österreichischen Teil des Biharer Komitates. *Jahrb. d.k.u.R.A.* III. Wien.
- Istocescu D., Ionescu Gh. (1970) Geologia părții de nord a depresiunii pannonică. *D. S. Inst. Geol. LV/5*. București.
- Liteanu E., Vasilescu Gh., Opran C. (1965) Fundamentarea cercetărilor hidrogeologice pentru descoperirea de noi surse de ape hipertermale. *D. S. Inst. Geol. LI/2*. București.
- Maroși P. (1967) Originea mineralizării apelor freatici din cîmpia interfluvială Buzău—R. Sărat. *St. tehn. și econ. E. (Hidrogeologie)* 7. București.
- Mihăilă N., Feru M., Ianc Rozetta (1969) Cercetări hidrogeologice în zona Oradea—Diosig—Săldăbagiu de Barcău. *D. S. Inst. Geol. LIV/3*. București.



- Papp A. (1953) Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. *Mitt. d.g.g. in Wien* 44. Wien.
- Patrulius D. (1956) Contribuții la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D. S. Inst. Geol.* XL. București.
- Paucă M. (1952) Cercetări geologice în regiunea Tătărăuș—Derna—Budoi. *D. S. Inst. Geol.* XXXVI. București.
- (1957) Izvoarele termale de la vest de Munții Apuseni. *Rev. Natura* 2. București.
 - (1964) Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVII. București.
 - Istoceșcu D., Istoceșcu Felicia (1968) Bazinul neogen al Vadului. *D. S. Inst. Geol.* LIV/1. București.
- Stevanović P. (1960) Das Neogen in Jugoslavia in seinen Beziehungen zum Wiener Becken. *Mitt. Geol. Geogr.* 22. Wien.
- Sümeghy I. (1944) A Tiszantul. Die geologische Beschreibung ungarischer Landschaften. *Földt. Int.* IV. Budapest.
- (1950) Contributions to the geology of the Er vallei and surroundings. *Jahrb. d. ung. geol. R. A. über das Jahr* II. Budapest.
- Vasilescu Gh., Nichiti Gr. (1969) Cercetări hidrogeologice în zona stațiunilor 1 Mai și 9 Mai. *St. tehn. econ. E (Hidrogeologie)* 8. București.
- Nichiti Gr., Szabó A. (1969) Contribuții la cunoașterea radioactivității apelor termale din zona Oradea, Băile Victoria. *St. tehn. econ. E (Hidrogeologie)* 8. București.

RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES ET HYDROCHIMIQUES SUR LE TERRITOIRE COUVERT PAR LES FEUILLES ORADEA ET ALEŞD

(Résumé)

Les recherches entreprises dans l'interfluve du Crișul Repede-Barcău ont conduit à quelques contributions d'ordre morphologique et à un point de vue nouveau en ce qui concerne la stratigraphie des dépôts pannoniens.

Ainsi les dépôts pannoniens qui participent à la constitution géologique de la zone collinaire ont été attribués à deux horizons : l'horizon inférieur pélitique revenant au Portaférien et l'horizon supérieur arénitique revenant au Pliocène supérieur, respectivement au Levantin s. l. selon les géologues hongrois. Le Quaternaire est représenté par tous ses termes à partir du Pléistocène inférieur jusqu'à l'Holocène y compris. Son épaisseur varie de 30 à 100 m.

Le levé géologique-hydrogéologique a permis la séparation de quelques secteurs hydrogéologiques correspondant aux principaux complexes géologiques de la région. Les différents degrés de perméabilité des formations magasin d'eau sont révélés par la classification lithologique de celles-ci. La première grande catégorie contient les eaux logées dans les roches poreuses. Fonction de la granulation des couches aquifères, les roches poreuses reviennent à deux sous-groupes : l'un correspondant aux graviers, cailloux, conglomérats et sables grossiers, et l'autre aux sables fins.



La suivante catégorie d'eaux souterraines séparées sur la carte contient les accumulations emmagasinées dans les roches compactes. Les eaux souterraines cantonnées dans pareilles, roches sont groupées en : réseaux aquifères développés dans les roches karstiques (calcaires calcaires dolomitiques et dolomies) et les eaux accumulées dans les roches fissurées (grès, calcaires, dolomies et marnocalcaires).

La dernière catégorie séparée sur la carte revient aux terrains faiblement perméables ; y sont inclus les schistes cristalins, les marnes, les argiles, les schistes marno-argileux situés à la partie inférieure du Trias moyen et à l'extrême base du Sarmatien.

Au point de vue chimique, les eaux de la région investiguée reviennent aux suivantes types hydrochimiques : eaux sulfato-calciques emmagasinées dans des dépôts triasiques, eaux chloro-sodiques, bromo-iodurées cantonnées dans les calcaires crétacés, eaux bicarbonato-alcalines cantonnées dans des dépôts pannoniens et eaux bicarbonato-calciques magnésiennes accumulées dans des dépôts quaternaires.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte hydrogéologique de la zone Oradea—Aleșd

1, Holocène : a, graviers, terrains pierreux et sables aquifères participant à la formation des plaines alluviales couvertes d'argiles poussiéreuses sans accumulations importantes en eau ; 2, Pléistocène supérieur : b, graviers, sables grossiers et moyens, aquifères, participant à la constitution de la terrasse de 4 à 7 m, à la partie supérieure il y a de la poussière argileuse sans eau ; c, graviers et sables aquifères participant à la constitution de la terrasse de 13 — à 15 m, couverts de poussière argileuse, sans accumulations en eau ; d, graviers et sables aquifères participant à la constitution de la terrasse de 25 à 28 m, couverts de poussière argileuse sans accumulations en eau ; e, poussière sableuse faiblement argileuse, sables poussiéreux, argiles sableuses faiblement aquifères ; f, graviers et sables aquifères, participant à la constitution de la terrasse de 40 à 50 m, couverts de poussière argileuse, sans accumulations en eau ; 3, Pléistocène moyen : g, sables fins, sables poussiéreux, intercalés dans l'argile rouge, faiblement aquifères ; h, graviers et sables aquifères participant à la constitution de la terrasse de 65 à 70 m, à la partie supérieure il y a de la poussière argileuse, sans accumulation en eau ; 4, Pléistocène inférieur : i, graviers, terre pierreux, sables aquifères ; 5, Pannionien : j, complexe supérieur détritique, aquifère, couvert d'argile rouges ; k, complexe inférieur ; marnes, argiles, charbons, à intercalations de sables, sans accumulations importantes en eau ; 6, Sarmatien ; l, horizon supérieur ; sables et terre pierreux à intercalations minces d'argiles et de tufs, aquifères ; m, horizon moyen ; calcaires détritiques, sables, terre pierreux, tufs, argiles imperméables à intercalations de tufs et de charbons ; 7, Crétacé : o, conglomérats, grès, argiles sableuses, sables, calcaires crétacés-supérieurs faiblement aquifères ; p, calcaires blanchâtres crétacés-inférieurs, karstifiés ou fissurés, à importantes accumulations en eau ; 8, Jurassique : r, calcaires massifs, blanchâtres, jurassique-supérieurs, karstifiés ou fissurés à importantes accumulations en eau ; s, calcaires, grès, marnes, jurassique-moyens à faibles accumulations en eau ; t, calcaires, grès, marnes, jurassiques-inférieurs à faibles accumulations en eau ; 9, Trias : u, schistes marno-argileux de la base du Trias moyen sans accumulations en eau ; v, calcaires dolomitiques et dolomies de la partie médiane du Trias moyen et inférieur, karstifiés et fissurés, à importantes accumulations en eau ; z, calcaires, marnocalcaires, grès de



la partie supérieure et inférieure du Trias inférieur et moyen ; 10, cristallin ; c, schistes cristallins (paragneiss, gneiss, quartzites, schistes chloriteux) à faibles accumulations en eau ; 11, isobathes à la base des dépôts pannoniens (en régions où la densité des forages a permis leur tractement) ; 12, isobathes dans le toit des dépôts crétacés (en régions où la densité des forages a permis leur tractement) ; 13, isobathes dans le toit des dépôts triasiques (en régions où la densité des forages a permis leur tractement) ; 14, hydrogéologie ; 15, cours d'eau permanent ; 16, cours d'eau temporaire ; 17, marais ; 18, terrains inondables ; 19, signs concernant les eaux souterraines ; 20, hydroisohypsés de la couche aquifère phréatique (prélèvement du niveau hydrostatique effectué entre 1967 et 1968) ; 21, direction d'écoulement de la couche aquifère phréatique ; 22, hydroisobathes (lignes d'égal profondeur de l'eau phréatique) ; 23, points d'eau ; 24, sources ; 25, puits ; 26, forage ; 27, forage artésien ; 28, forage à eau thermominérale ; 29, signs ; 30, limite de la plaine du Nir ; 31, limite de la zone collinaire ; 32, front de la terrasse de 65 à 70 m ; 33, front de la terrasse de 45 à 50 m ; 34, front de la terrasse de 25 à 28 m ; 35, front de la terrasse de 13 à 15 m ; 36, front de la terrasse de 4 à 7 m ; 37, faille ; 38, limite de formation géologique ; 39, digues ; 40, zones à eaux artésiennes des dépôts pannoniens.

Planche II

Carte hydrogéologique de la zone Oradea-Aleşd.

I. Couches aquifères en roches poreuses. 1, Couches aquifères en roches poreuses à granulométrie grande : a, sables, graviers et terre pierreux de l'horizon supérieur du Sarmatiens ; b, sables, grès, graviers, argiles de l'horizon supérieur du Pannonien : c, graviers, éboulis, sables, Pléistocène inférieur ; d, graviers, éboulis et sables de la constitution des terrasses ; e, graviers, éboulis et sables holocènes ; 2, Couches aquifères en roches poreuses à granulométrie fine : a, marnes, argiles, tufs, charbons, sables de l'horizon inférieur du Pannonien : b, dépôts loessoïdes. II. Couches aquifères en roches compactes, 3, secteur hydrogéologique à réseaux aquifères en roches karstiques ; a, calcaires dolomitiques et dolomies triasiques-inférieurs et moyens ; b, calcaires jurassiques-supérieurs : c, calcaires crétacés-inférieurs : 4. secteur hydrogéologique à réseaux aquifères en roches fissurées : a, calcaires et marnocalcaires de la partie supérieure du Trias inférieur et moyen ; b, calcaires, grès, marnes, jurassiques-inférieurs : c, calcaires, grès, marnes, Jurassique moyen : d, calcaires crétacés-supérieurs : e, conglomérats, grès, calcaires, argiles crétacés-supérieurs : f, calcaires, tufs, argiles de l'horizon moyen du Sarmatiens. Secteurs à roches ayant la perméabilité réduite ; 5, a, schistes cristallins : b, marnes, argiles, charbons, sables de la constitution de l'horizon inférieur du Sarmatiens ; c, schistes marno-argileux de la base du Trias moyen ; 6, signs ; 7, failles ; limites géologiques entre formations ; III. Établissement des zones des exploitations probables à eaux hyperthermales. A) Zones dans lesquelles les eaux thermales dépassent 80°. B) zones dans lesquelles, la température des eaux thermales se situe entre 40° et 60°, peut-être, plus grande. C) zones dans lesquelles la température des eaux thermales se situe entre 30° et 50°. IV. Indication des zones d'où l'on pourrait exploiter des eaux potables. D) zone d'alimentation des dépôts holocènes et pléistocènes-supérieurs : composition granulométrique ruditico-arénitique ; profondeur du complexe aquifère : inférieure à 30 m ; niveau libre ou ascensionnel. E) Zone d'alimentation des dépôts pléistocène-inférieurs et supérieurs : composition granulométrique ruditico-arénitique ; profondeur du complexe aquifère au-dessous de 100 m ; niveau ascensionnel. F) zone d'alimentation des dépôts pléistocènes et pliocènes-supérieurs : composition granulométrique arénitique faiblement ruditique, profondeur des complexes aquifères au-dessous de 350 m ; niveau artésien et ascensionnel.



G) zones à eaux de profondeur localisées dans les dépôts pannoniens et plus anciens : couches aquifères minces et faiblement productives, exceptant les zones de karst des dépôts mésozoïques.

Planche III

Classification hydrochimique (selon Filatov) des eaux phréatiques et de profondeur appartenant aux feuilles Oradea-Aleșd. 1, eaux phréatiques ; 2, eaux de profondeur ; 3, numéro du tableau centralisateur.

Planche IV

Carte de la compartimentation des eaux de profondeur comprises dans les feuilles Oradea-Aleșd, selon le type de la minéralisation.

A) anions ; 1, ion ; HCO_3 , SO_4 , Cl : a, prédominant ; b, prédominant secondaire ; c, prédominant accessoire. B) cations ; 1, ion ; Ca ; Mg ; Na : a) prédominant ; b, secondaire ; c, accessoire.

Planche V

Carte de la compartimentation des eaux de profondeur comprises dans les feuilles Oradea-Aleșd, selon le type de la minéralisation.

A) anions : 1, ion ; HCO_3 ; SO_4 ; CL : a, prédominant ; b, prédominant secondaire ; c, prédominant accessoire. B) cations : 1, ion ; Ca ; Mg ; Na : a, prédominant ; b, prédominant secondaire ; c, prédominant accessoire.



N. MIHAILĂ
**HARTA HIDROGEOLOGICĂ A ZONEI
ORADEA - ALEŞD**

HOLOCEN (qh)	1	 qh 5	Pietrișuri, bolovănișuri și nisipuri, acvifere, din alcătuirea luncilor, acoperite de argile prăfoase lipsite de acumulări importante de ape	31
	2	 qp3 4	Pietrișuri, nisipuri grosiere și medii, acvifere, din alcătuirea terasei de 4-7 m, la partea superioară profuri argiloase lipsite de ape	32
	3	 qp3	Pietrișuri și nisipuri, acvifere, din alcătuirea terasei de 13-15 m, acoperite de profuri argiloase, lipsite de acumulări de ape	33
PLEISTOCEN SUPERIOR (qp3)	4	 qp3 5	Pietrișuri și nisipuri slab acvifere, din alcătuirea terasei de 25-28 m, acoperite de profuri argiloase, lipsite de acumulări de ape	34
	5	 qp3	Profuri nisipoase slab argiloase, nisipuri prăfoase, argile nisipoase slab acvifere	35
	6	 qp3	Pietrișuri și nisipuri slab acvifere, din alcătuirea terasei de 40-50 m, acoperite de profuri argiloase, lipsite de acumulări de ape	36
PLEISTOCEN MEDIU (qp2)	7	 qp2 qp3	Nisipuri fine, nisipuri prăfoase, intercalate în argilă răzie, slab acvifere	37
	8	 qp2	Pietrișuri și nisipuri slab acvifere, din alcătuirea terasei de 65-70 m, la partea superioară profuri argiloase, lipsite de acumulări de ape	38
PLEISTOCEN INFERIOR (qp1)	9	 qp1	Pietrișuri, bolovănișuri, nisipuri slab acvifere	39
PANNONIAN (pnx)	10	 Rb	Complex superior detritic, acvifer, acoperit de argile roșii	40
	11	 R	Complex inferior; marne, argile, cărunci cu intercalății de nisipuri lipsit de acumulări importante de ape	41
	12	 smg	Orizontul superior; nisipuri și bolovănișuri cu intercalății subțiri de argile și tufuri, acvifere	42
SARMATIAN (sm)	13	 smg	Orizontul mediu: calcare detritic, nisipuri, bolovănișuri, tufuri, argile, slab acvifere	43
	14	 smg	Orizontul inferior: marne, argile cu intercalății de tufuri și cărunci impermeabile	44
CRETACIC (k)	15	 K2	Conglomerate, gresii, argile nisipoase, nisipuri, calcare cretacic superiorie, slab acvifere	45
	16	 K1	Calcare albicioase, cretacic inferioare, carstificate sau fisurate, cu acumulări importante de ape	46
	17	 J	Calcare masive, albicioase, jurasic-superioare, carstificate sau fisurate cu acumulări importante de ape	47
JURASIC (J)	18	 J	Calcare, gresii, marne, jurasic - mediu cu acumulări slabe de apă	48
	19	 J	Calcare, gresii, marne, jurasic-inferioare cu acumulări slabe de ape	49
	20	 ř	Șisturi marno-argiloase din baza Triasicului mediu lipsite de acumulări de ape	50
TRIASIC (T)	21	 ř	Calcare dolomitic și dolomite din partea mijlocie a Triasicului mediu și inferior, carstificate și fisurate, cu acumulări importante de ape	51
	22	 ř	Calcare, marnocalcare, gresii din partea superioară și inferioară a Triasicului inferior și mediu, slab acvifere	52
CRISTALIN	23	 Crs	Șisturi cristaline (paragneise, gnaiss, cuarțite, șisturi cloritoase) cu acumulări slabe de ape	53
	24	500	Izolate la baza depozitelor pannoniene (în regiuni unde densitatea forajelor a permis trăsarea lor)	54
	25	1500	Izolate la adâncimea depozitelor cretacie (în regiuni unde densitatea forajelor a permis trăsarea lor)	55
	26	2000	Izolate la adâncimea depozitelor triasice (în regiuni unde densitatea forajelor a permis trăsarea lor)	56

SEMNE PRIVIND APELE SUBTERANE

31 Hidrozohiposele stratului acvifer freatic (cartarea nivelului hidrostatic efectuată în anii 1967-1968)

32 Direcția de curgere a stratului acvifer freatic

33 ——5— Hidroizobate (linii de egală adâncime a apei freactice)

PUNCTE DE APĂ

34 ♀ $\frac{100}{0,4}$ izvor { 100 = Altitudinea (cota izvorului)
0,4 = Debit l/sec.

35 ♂ $\frac{96,0}{8,50}$ Put { 96,0 = Cota absolută a NH
8,50 = Adâncimea NH în m față de sol

36 ● $\frac{100}{25} \frac{35}{1,2}$ Foraj { 100 = Cota absolută a NH
25 = Adâncimea NH în m față de sol
35 = Debitul stratului acvifer în $m^3/oră$
1,2 = Denivelarea

37 Foraj artezian

38 Foraj cu apă termominerală

SEMNE

39 —— Limita cimpiei Nirului

40 —— Limita zonei colinore

41 —— Fruntea terasei de 65-70 m

42 —— Fruntea terasei de 45-50 m

43 —— Fruntea terasei de 25-28 m

44 —— Fruntea terasei de 13-15 m

45 —— Fruntea terasei de 4-7 m

46 —— Falie

47 —— Limită de formațiune geologică

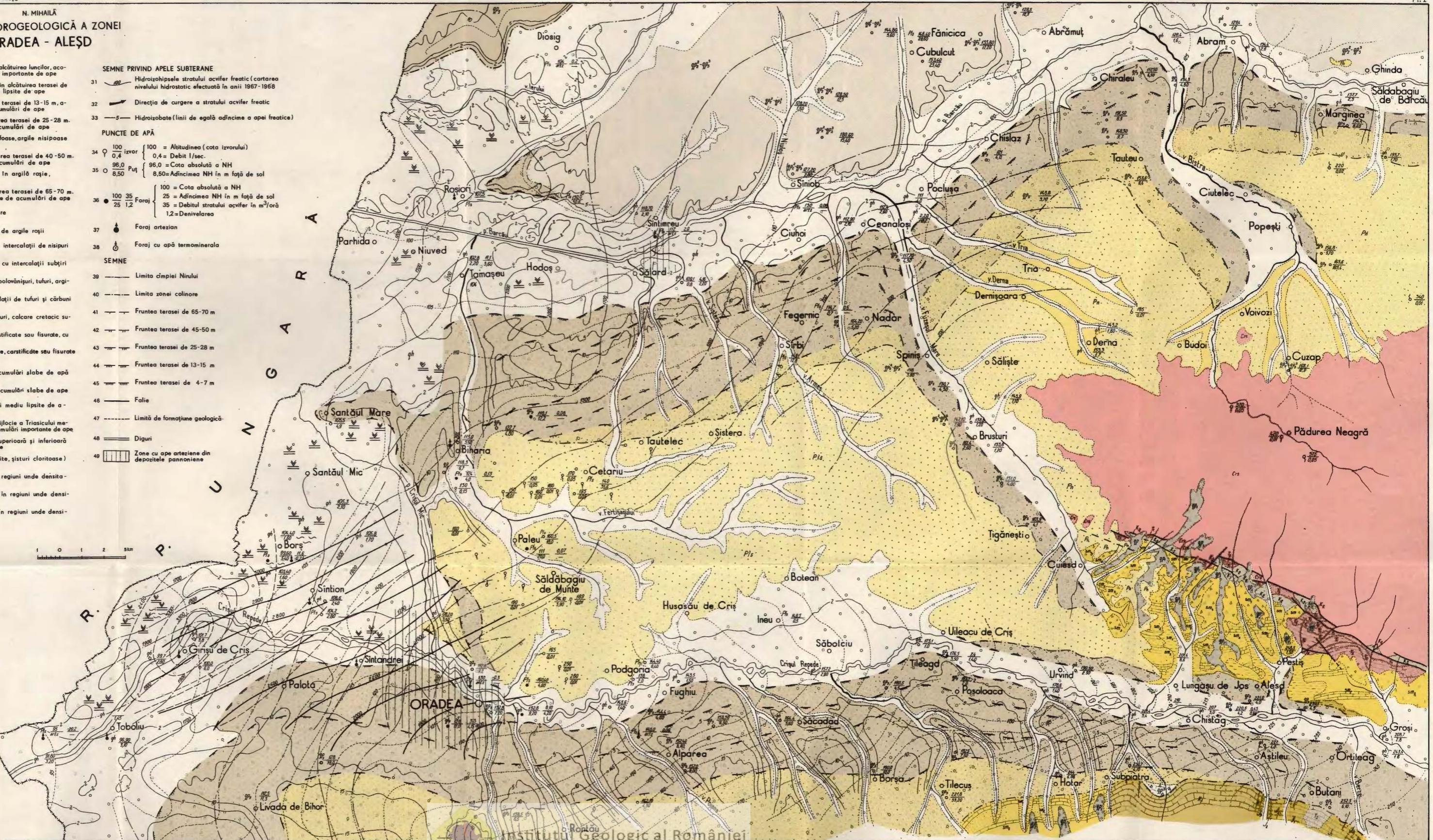
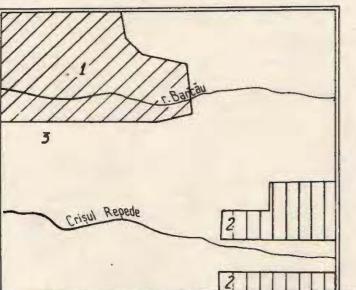
48 —— Diguri

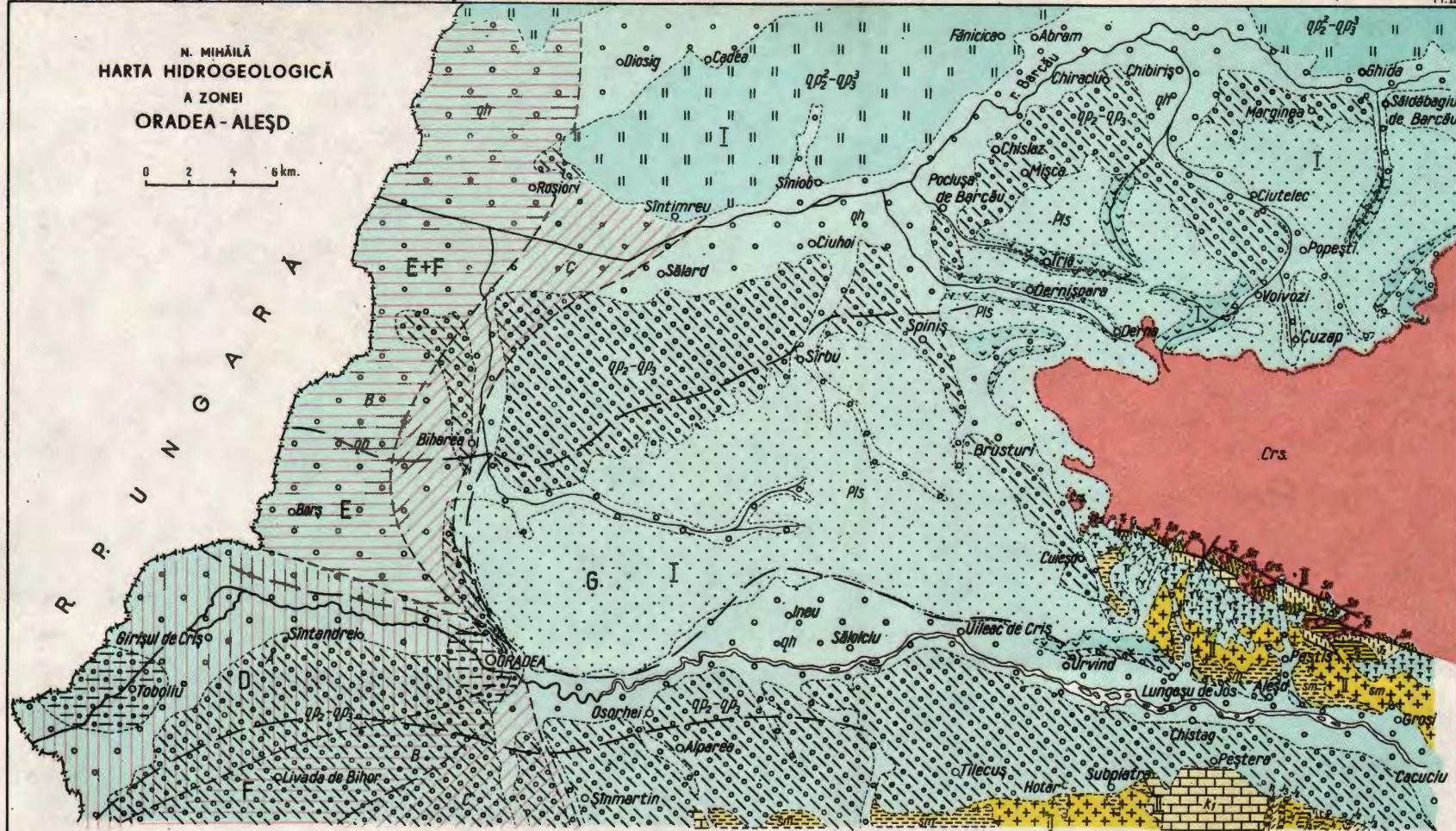
49 Zone cu ape arțeziene din depozitele pannoniene

24 500 Izolate la baza depozitelor pannoniene (in regiuni unde densitatea forajelor o permis trasarea lor)
 25 1500 Izolate la acoperisul depozitelor cretace (in regiuni unde densitatea forajelor a permis trasarea lor)
 26 2000 Izolate la acoperisul depozitelor triasice (in regiuni unde densitatea forajelor a permis trasarea lor)

HIDROLOGIE
 7 ————— Curs de apă permanent
 28 ----- Curs de apă temporar
 29 ~~Σ~~ ~~Σ~~ Mlaștini
 30  Terenuri inundabile

SCHEMA MATERIALELOR FOLOSITE
Limitele geologice luate după:
M. Feru (1966)
D. Istoescu et al (1966)
N. Mihăilă (1967, 1968)



**LEGENDA****SECTOARE CU APE SUBTERANE****I. STRATE ACVIFERE ÎN ROCI POREOASE**

1. Strate acvifere în roci poroase cu granulație mare
 a) Nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri din orizontul superior al Sarmatiului
 b) Nisipuri, gresii, pietrișuri, argile din orizontul superior al Pannonianului
 c) Pietrișuri, bolovănișuri, nisipuri, Pleistocen inferior
 d) Pietrișuri, bolovănișuri și nisipuri din alcătuirea teraselor
 e) Pietrișuri, bolovănișuri și nisipuri halocene
2. Strate acvifere în roci poroase cu granulație fină.
 a) Marme, argile, tufuri, cărunci, nisipuri din orizontul inferior al Pannonianului
 b) Depozite loessoide

II. STRATE ACVIFERE ÎN ROCI COMPACTE

3. Sector hidrogeologic cu rețele acvifere în roci carstice
 a) Calcare dolomitice și dolomite, triasic-inferior și mediu
 b) Calcare, jurasic-superior
 c) Calcare, cretacic-inferior
 4. Sector hidrogeologic cu rețele acvifere în roci fisurate
 a) Calcare și marmo-calcare din partea superioară a Triasicului inferior și mediu
 b) Calcare, gresii, marme, jurasic-inferior
 c) Calcare, gresii, marme, jurasic-mediu
 d) Calcare, cretacic-inferior
 e) Conglomerate, gresii, calcare, argile cretacic-superior
 f) Calcare, tufuri, argile din orizontul mediu al Sarmatiului

IV. ZONAREA EXPLOATĂRILOR POSIBILE DE APE POTABILE

D. Zona de alimentare din depozitele holocene și pleistocen-superior

Compoziție granulometrică ruditic-arenitică
 Adâncimea complexului acvifer sub 30 m.
 Nivel liber sau ascensional

E. Zona de alimentare din depozitele pleistocen-inferior și superior

Compoziție granulometrică ruditic-arenitică
 Adâncimea complexului acvifer sub 100 m.
 Nivel asponsonal

F. Zona de alimentare din depozitele pleistocene și pliocen-superior

Compoziție granulometrică arenitică slab ruditică
 Adâncimea complexului acvifer sub 350 m.
 Nivel artizian și ascensional

G. Zone cu ape de adâncime localizate în depozitele pannoniene și mai vechi

Strate acvifere subterane și slab productive,
 exceptând zonele de carst din depozitele mezozoice

SECTOARE CU ROCI AVÎND PERMEABILITATE REDUSĂ

- a) Sisturi cristaline
 b) Marme, argile, cărunci, nisipuri din alcătuirea orizontului inferior al Sarmatiului
 c) Sisturi marmo-argiloase din baza Triasicului mediu

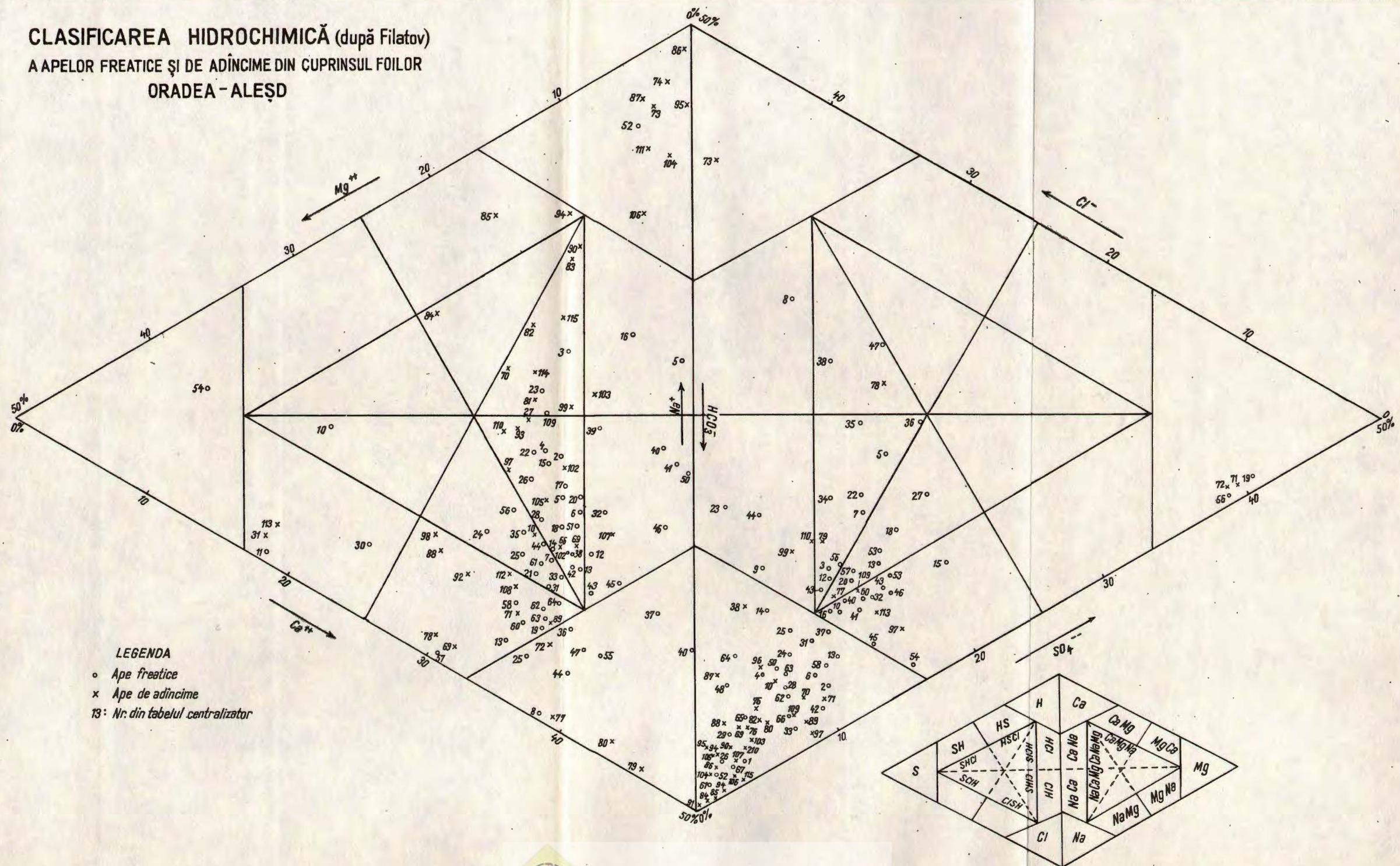
SEMNE

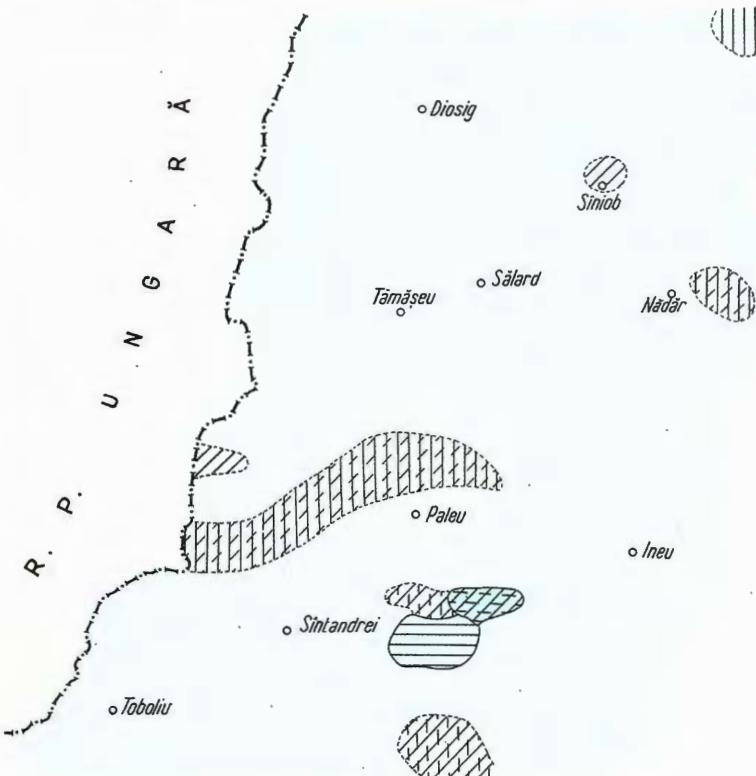
6. Falii
 7. Limite geologice între formațiuni

III. ZONAREA EXPLOATĂRILOR PROBABLE CU APE HIPERTERMALE

- A. Zone în care apele termale au temperaturi care depășesc 80°
 B. Zone în care apele termale au o temperatură cuprinsă între 40°-80° și eventual mai mari
 C. Zone în care apele termale au o temperatură cuprinsă între 30°-50°

CLASIFICAREA HIDROCHIMICĂ (după Filatov)
A APELOR FREATICE ȘI DE ADÎNCIME DIN ȚUPRINSUL FOILOR
ORADEA - ALEŞD





N. MIHĂILĂ
HARTA RAIONĂRII APELOR DE ADÎNCIME
DIN CUPRINSUL FOILOR SC. 1:100.000
ORADEA-ALEŞD
DUPĂ TIPUL MINERALIZAȚIEI

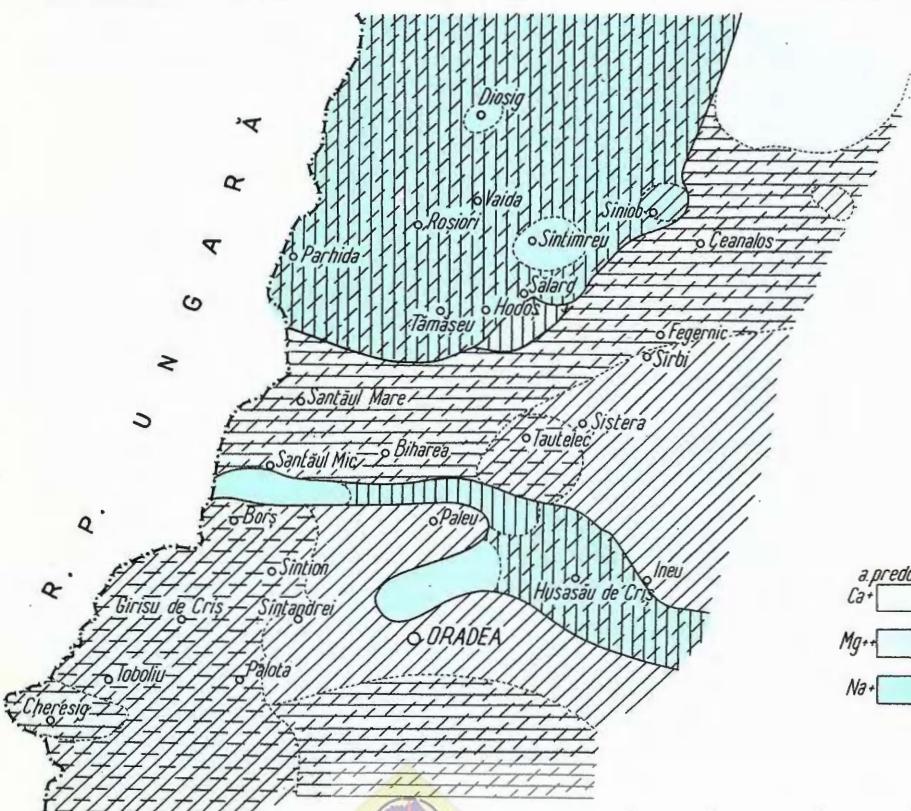
0 2 4 km.

Pădurea Neagră

LEGENDA

A. ANIONI

Ionul		
a. predominant	b. secundar	c. accesoriu
HCO_3^-		
SO_4^{2-}		
Cl^-		

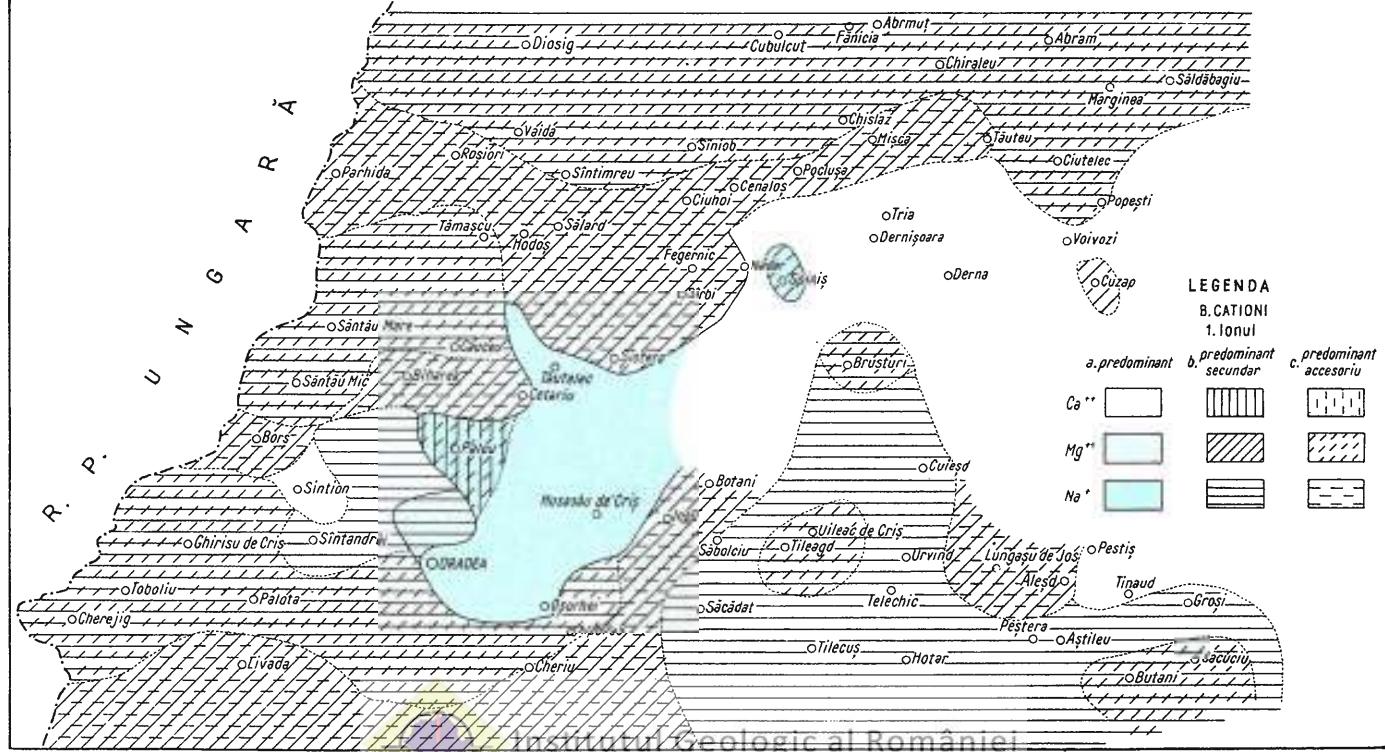
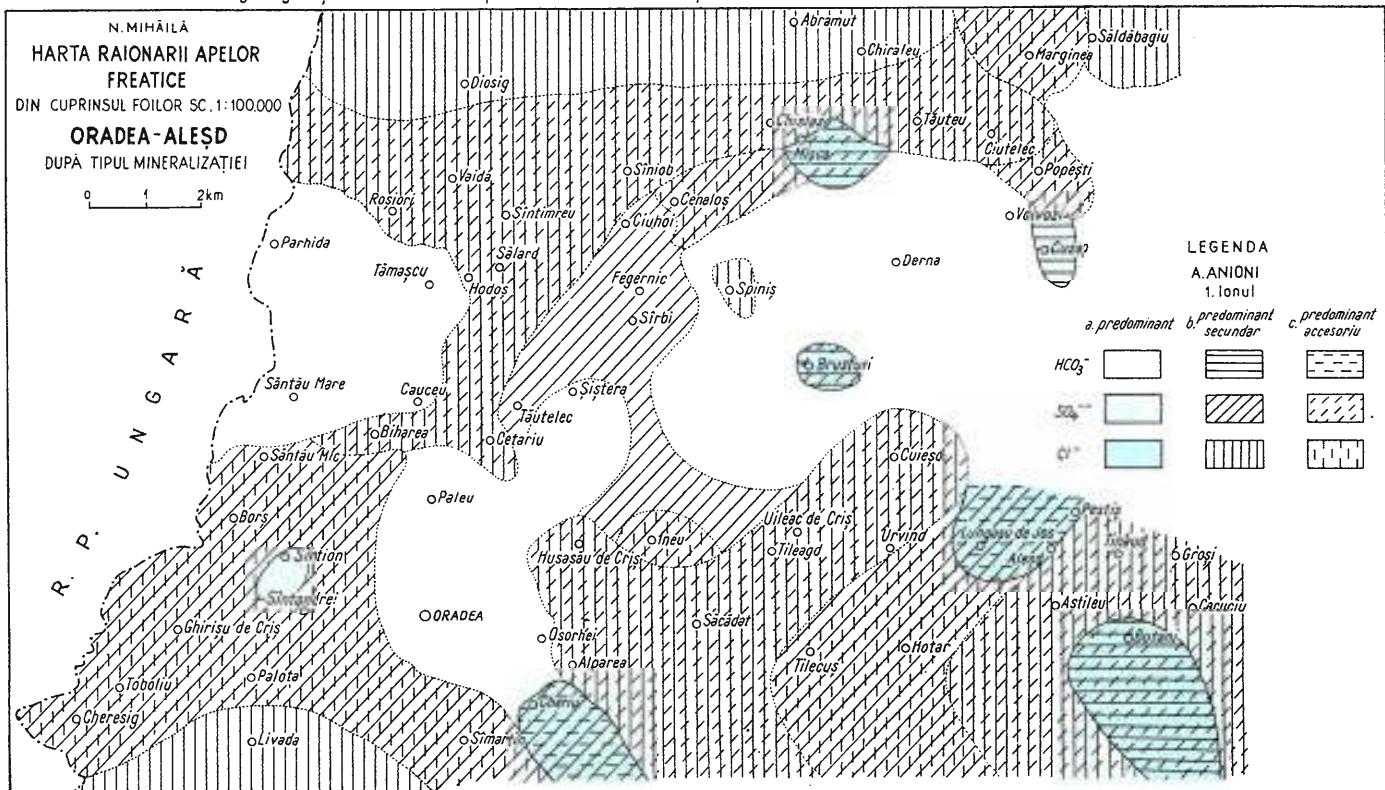


LEGENDA

CATIONI

Ionul		
a. predominant	b. secundar	c. accesoriu
Ca^{++}		
Mg^{++}		
Na^{+}		

Pădurea Neagră



**MANIFESTĂRI CARBOGAZOASE ÎN APELE SUBTERANE DE LA
EXTERIORUL FLIȘULUI CARPATIC ÎNTRE VALEA TAZLĂUL
MARE ȘI VALEA ZĂBALA²**

DE

NICOLAE GEAMĂNU, VERONICA GEAMĂNU, PETRU LUNGU, ION LAZU²

Abstract

Carbon-Gaseous Manifestations in the Ground Waters of the Outside of the Carpathian Flysch between the Tazlăul Mare and Zăbală Valleys. After having reviewed the springs of carbon-gaseous waters with their main characteristics, the conclusion was reached that CO₂ of these waters is proceeding from a magmatic chamber located somewhere in the western part, within the eruptive Neogene, from where it marks a migration process by diffusion. According to this interpretation, the part of the protecting screen is assigned to the deposits of the median-marginal unit, whereas the part of the acces surface, to the median-marginal zone. The carbon-gaseous waters of the outside of the Carpathian flysch represent the result of the dissolving of this carbon dioxide in waters showing various types and various mineralization degrees, which have formed their mineral load in a different mode. The paper also points to some new springs of carbon-gaseous waters presenting a serious balneary interest.

Introducere

În ultima vreme am efectuat în cuprinsul unităților externă și pericarpatică prospecțiuni hidrogeologice și hidrochimice pentru săruri de potasiu și magneziu și săruri de bor. Cu această ocazie în atenția noastră s-au aflat și apele carbogazoase de la Slănic Moldova și din alte cîteva puncte cu condiții similare.

¹ Susținută în ședința de comunicări a Întreprinderii Geologice de Prospecțiuni din 6 martie 1968.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.



Problema în jurul căreia s-a discutat și se discută încă, fără a se fi ajuns la o explicație unică și satisfăcătoare, este aceea a originii bioxidului de carbon din aceste ape, care apar în plină zonă sedimentară, departe de centre vulcanice cunoscute.

Prin corelarea și interpretarea datelor de ordin hidrogeologic și hidrochimic, lucrarea pe care o prezentăm încearcă să precizeze sursa generatoare a bioxidului de carbon din aceste ape, precum și căile de migrare ale acestuia.

Fără pretenția de a lămuri definitiv aceste probleme, lucrarea va încerca să arate că fenomenul bioxid de carbon nu apare numai în izvoarele de la Slănic Moldova, ci este prezent în zona flișului și în zona miocenă, atât la N cât și la S, în ape al căror chimism se asemănă sau diferă total de cel al apelor de la Slănic Moldova.

La N de Slănic, bioxidul de carbon este prezent în apa unor izvoare ce apar pe pîrîul Ciunget și pe pîrîul Sălăriei, afluenți ai văii Doftana. În valea Oituzului apar două izvoare în ale căror ape se găsește bioxid de carbon, unul pe pîrîul Brezaia, puțin amonte de confluența cu Oituzul și altul pe versantul drept al văii Oituzului la aproximativ 300 m de gura pîrîului Haloș. Mai spre S, iviri de ape carbogazoase apar în valea Putnei pe un affluent stîng (pîrîul Lepșa Potop) și pe valea Zăbala, în aval de confluența cu pîrîul Murdaru.

Alte cîteva apariții, cu totul izolate, de ape în a căror compoziție chimică bioxidul de carbon apare în cantități ce merită a fi discutate, se găsesc pe pîrîul Limpegioru în apropierea comunei Tazlăul Mare, mai spre S pe pîrîul Sării la Andreiașu de Jos și pe versantul drept al văii Zăbala în dreptul satului Spulber.

În afara apelor de la Slănic Moldova și a celor de pe văile Sălăriei, Ciunget, pentru toate celelalte iviri, analizele chimice sunt prezentate pentru prima dată.

Studiul compozitiei chimice a acestor ape va fi corelat cu cel al gazelor libere colectate din aceleasi surse.

Au fost colectate probe de gaze din aparițiile de la Slănic Moldova, pîrîul Sălăriei, Pîrîul lui Tudorache, pîrîul Brezaia (Poiana Sărata), valea Milcovului (Andreiașu de Jos).

Analizele chimice complete ale probelor de apă au fost efectuate de către laboratorul de ape al Întreprinderii geologice de prospecțiuni, iar analizele de gaze de către laboratorul de analize gaze al aceleiași întreprinderi. Aducem pe această cale mulțumiri chimiștilor celor două laboratoare conduse de G. Pitulescu și M. G. Filipescu.



Seură prezentare a situației geologice

Ceea ce aseamănă, din punct de vedere geologic, aparițiile de ape carbogazoase de la Ciunget—Slănic cu cele din bazinile văilor Oituz, Putna și Zăbala este localizarea lor în părțile cele mai vestice ale semiferestrelor Slănic—Oituz și Putna—Vrancea.

Izvoarele de la Ciunget, Sălăriei și Slănic Moldova apar pe flancurile unor anticlinale orientate aproximativ N-S, constituite din roci oligocene (gresie de Kliwa și sisturi disodilice).

Emergențele de ape carbonice din semifereastra Putna—Vrancea apar tot din gresie de Kliwa.

Apele cu bioxid de carbon de pe pîrul Limpegișor apar din roci oligocene aparținând semiferestrei Bistriței (menilite, marne brune și gresie de Kliwa).

Izvorul de la Spulber apare în depozite miocene aparținând unității pericarpatic (Helvețian cenușiu) probabil pe o linie de fractură.

La Andreiașu de Jos, izvorul apare pe dislocația Cașin—Bisoca din roci tortoniene purtătoare de sare și gips.

CONDIȚII HIDROGEOLOGICE

Manifestările carbogazoase de care ne ocupăm sunt legate, aşadar, în majoritate de depozitele Oligocenului aparținând unității externe (Băncilă, 1958), constituite din marne brune și menilite, sisturi disodilice și gresie de Kliwa.

Cu aceste caractere litologice, Oligocenul se prezintă din punct de vedere hidrogeologic ca o formațiune cu permeabilitate redusă.

Reținem deci faptul că aceste iviri hidrominerale nu sunt legate de strate acvifere dezvoltate normal, prin acumularea apei în porii rocilor; circulația prin aceste depozite este facilitată numai de prezența fisurilor, diaclazelor, falilor, fetelor de strat.

Cercetarea variației în timp a debitelor izvoarelor și a chimismului acestora permite separarea, după modul de circulație în depozitele descrise mai sus, a două tipuri de ape:

ape care circulă și se mineralizează în zone superficiale și ape care circulă și se mineralizează în zone mai profunde.

Prima categorie de ape prezintă debite variabile în timp (Peterscu, 1956) și o cantitate mică de săruri dizolvate (maxim 2,6 g/l-izvorul 8 bis Slănic).



Cea de a doua categorie de ape se caracterizează printr-o mai mare constanță a debitelor (Petrесcu, 1956) și o compoziție chimică specifică zonelor mai profunde în care a circulat apa.

Oricare ar fi însă domeniul lor de circulație, date fiind particularitățile hidrogeologice ale depozitelor oligocene a căror parte superficială este destul de fisurată, permisând pe o arie largă pătrunderea apelor superficiale, toate aceste manifestări de ape carbogazoase reprezintă de fapt ape vadoase, infiltrate în subsol, care circulă discontinuu la nivele diferite cu activitate dinamică medie și se mineralizează diferit în funcție de drumul parcurs și de profunzimea zonelor prin care circulă.

Zonele de alimentare sunt reduse în suprafață cuprinzând în mod strict doar cuta în cadrul căreia apar izvoarele, sau chiar numai porțiuni din aceasta.

Izvoarele de pe pîrîul Sării (Andreiașu de Jos) și de pe valea Zăbala (Spulber) apar din depozite aparținînd Miocenului, caracterizat litologic prin roci argilo-marnoase, cunoscute în general ca roci cu permeabilitate redusă. Primul reprezintă de fapt apa ce spală un zăcămînt de săruri complexe din Tortonian, iar cel de al doilea o ivire de apă de zăcămînt apărută probabil pe o linie tectonică.

CHIMISMUL APELOR

Privite sub aspectul cantității de bioxid de carbon, apele carbogazoase pot fi separate astfel :

ape cu conținut ridicat de CO_2 care se grupează fără excepție în imediata vecinătate a liniei medio-marginale (valea Ciungel, valea Sălăriei, Slănic Moldova, valea Oituzului, pîrîul Lepșa Potop, valea Zăbala) ;

ape cu conținut mai mic de CO_2 , care apar dispersat și accidental în cuprinsul unității externe și unității pericarpatic (pîrîul Limpegiu, sat Spulber, comuna Andreiașu de Jos).

Întrucît cantitățile de bioxid de carbon (tab. 1) din această a doua categorie de ape nu prezintă interes balneologic, ne vom mărgini să le cităm ca existente în regiunea studiată și să facem mențiunea că boxidul de carbon din aceste ape este un produs secundar, rezultat al unor reacții de reducere a sulfatilor cu ajutorul materiei organice.

Caracterul carbogazos al apelor cu conținut ridicat în CO_2 se suprapune peste o compoziție ionică destul de variabilă atât calitativ cât și cantitativ.

Acest caracter îl vom întîlni deci suprapus unor ape carbonatate, clorurate sau sulfatate (Schöeller, 1962) cu mineralizații care va-



TABELUL 1

Compoziția chimică a apelor carbogazoase de la exteriorul flișului carpatic

Nr. crt.	Localizarea	Mineralizația totală g/l	Cl g/l	SO ₄ g/l	HCO ₃ g/l	Na g/l	Ca g/l	CO ₂ g/l
1	P. Limpigioru	1,0053	0,0088	0,3626	0,0876	0,0235	0,0689	0,3960
2	V. Ciungetului	7,4380	0,4780	0,0040	3,8180	1,6350	0,0469	1,2390
3	V. Sălăriei aval	7,4710	1,1340	0,0040	2,9520	1,6910	0,0690	1,3840
4	V. Sălăriei	10,1580	2,2870	0,0269	3,8180	2,6500	0,1360	0,9340
5	V. Slănic aval confl. P. Putul	16,8690	6,5770	0,0576	2,7510	5,0840	0,0680	1,9110
6	Izvor 1 Slănic	8,0340	2,1450	0,0729	1,6830	1,9290	0,0360	1,8910
7	Izvor 1 bis Slănic	11,5750	3,7940	0,0749	2,8540	3,3700	0,0540	0,9320
8	Izvor 3 Slănic	16,5720	5,4140	0,0710	4,1480	4,8700	0,0753	1,1700
9	Izvor 5 Slănic	2,2770	0,0510	0,1110	0,0480	0,0890	0,0035	1,9360
10	Izvor 6 Slănic	20,8600	7,1450	0,0442	5,4650	6,3270	0,1000	0,8970
11	Izvor 8 Slănic	13,1090	4,2550	0,0710	3,2570	3,7810	0,0593	1,1520
12	Izvor 8 bis Slănic	2,6330	0,0567	0,4600	—	0,1920	0,0120	1,8350
13	Izvor 10 Slănic	9,7180	3,1550	0,0845	2,3910	2,7930	0,0681	0,0827
14	Izvor 14 Slănic	16,5550	5,3610	0,0144	4,0930	4,7600	0,0870	1,6030
15	Izvor 15 Slănic	13,2000	3,6940	0,0192	3,5380	3,4680	0,0870	1,9810
16	P. Brezaiă	14,2230	6,4530	0,01540	2,2300	4,7420	0,1200	0,3790
17	P. Lepsa Potop	2,5960	0,0090	—	0,5610	0,0172	0,1100	1,7900
18	Malul drept V. Oituzului	2,1380	0,0106	0,0134	1,1710	0,1340	0,0179	0,5450
19	Spulber	199,5750	121,9820	0,4600	0,1220	55,6840	17,7310	0,5630
20	Andreișu	432,7820	186,8740	83,5200	0,6710	159,4420	0,6010	0,6070



riază între 2,13 g/l (valea Oituzului — mal drept) și 20,8 g/l (izvor 6 — Slănic Moldova).

Caracterul carbonatat este întâlnit în patru dintre izvoarele studiate (pîrîul Ciunget, pîrîul Sălăriei, valea Oituzului — mal drept, pîrîul Lepșa Potop).

În primele două izvoare caracterul apei este net bicarbonat sodic.

În apa izvorului din valea Oituzului — mal drept, caracterul bicarbonat-sodic apare destul de pregnant, dar de al doilea ordin, fiind depășit de cel bicarbonat-calcic, apărut ca rezultat al unui aport mare de apă superficială bicarbonatată calcică.

Izvorul de pe pîrîul Lepșa Potop este de fapt o apă superficială (bicarbonatată calcică) cu aport masiv de bioxid de carbon (din mineralizarea totală de 2,596 g/l, 1,79 este reprezentat de bioxid de carbon).

Bioxidul de carbon nu apare deci neapărat legat de ape cu conținut ridicat de sodiu.

Apele clorurate sunt reprezentate în majoritatea ivirilor de ape carbogazoase studiate (izvoarele din zona Slănic Moldova, pîrîul Sălăriei).

Prezența în exces a clorurii de sodiu în aceste ape apare ca rezultat al unui aport de ape de zăcămînt; nu excludem însă ideea unui aport de ape sărate din depozitele miocene din zona Slănic.

Amestecul dintre apele vadoase și apele clorosodice este facilitat desigur de aspectul tectonic al regiunii în care apar izvoarele carbogazoase (Băncilă, Hristescu, 1963).

Peste caracterul clorosodic al acestor ape, secundar dar destul de aproape de conținutul în clorură de sodiu, apare bicarbonatul de sodiu.

Cauzele îmbogățirii în sodiu a apelor de toate tipurile chimice studiate le vom găsi în schimburile negative de baze, posibile să avea loc între aceste ape și rocile înconjurătoare (Ca din apă contra Na din roci).

Absența totală a CaCl_2 între combinațiile prezumute să existe în ape, pledează pentru o sărăcire a apelor în calciu, deci în favoarea acestui schimb.

Pentru toate apele studiate ionul Cl^- nu depășește valoarea de 500 mg/l, condiție de asemenea necesară pentru să avea loc un schimb de baze.

Așadar, apele clorurate carbogazoase reprezintă un amestec de ape vadoase cu ape sărate de diferite proveniențe, amestec metamorfizat cu ajutorul unor fenomene modificatoare, mai ales schimburi de baze, care împreună cu un aport de bioxid de carbon, au dus la formarea unor ape cu un caracter chimic specific: clorobicarbonat-carbogazos, total diferit de cel al apelor cu care s-au amestecat.



Apele sulfatate însoțesc fenomenul carbogazos în izvoarele 5 și 8 bis de la Slănic Moldova. Mineralizația lor nu depășește 2,6 g/l. La originea sunt ape vadoase cu circulație în părțile superficiale ale depozitelor oligocene din care au dizolvat sulfații (CaSO_4 apărut secundar pe fețele sisturilor disodilice).

În toate cazurile în afara dizolvărilor intervin însă și fenomene modificatoare care aduc în ape H_2S sau chiar H_2SO_4 cum este cazul izvorului 8 bis (Petrescu, 1956).

GAZELE LIBERE

Din zona studiată s-au colectat și o serie de probe de gaze libere.

În ceea ce privește compoziția chimică a lor se pot distinge două tipuri: gaze carbonice (proba de pe pîrîul Sălăriei și cea din valea Slănicului) și gaze metanice (Andreiașu—Vlădaia—Focu Viu).

Se observă însă și o categorie de gaze cu compoziție mixtă care conțin atât bioxid de carbon (pînă la 27%) cât și metan (64—74%), probele de pe Pîrîul lui Tudorache, valea Oituzului la confluența cu pîrîul Brezaia.

TABELUL 2
Compoziția chimică a probelor de gaze

Nr. crt.	Localizare	Oxigen %	Bioxid de carbon %	Azot %	Metan %	Argon %
1	Pîrîul Sălăriei (cu proba de apă nr. 4)	lipsă	85,0	15	lipsă	0,15
2	Pîrîul Slănic (cu izvorul 3)	lipsă	89,0	11	lipsă	0,12
3	Pîrîul lui Tudorache	1,8	13,0	10	74	0,12
4	Pîrîul Brezaia (cu proba de apă nr. 16)	0,4	27,0	7,6	64,8	0,052
5	Focu Viu-Andreiașu-Vlădaia	lipsă	1,59	6,1	89,1	0,061

Repartiția teritorială a acestor două tipuri de gaze este următoarea:

Spre W și însoțind linia medio-marginală, apare CO_2 . La E de această linie, caracterul carbonic se diminuează prin amestec cu gaze de alt tip, ajungîndu-se la gaze metanice pure.

Vom menționa că ivirea de gaz metan de la Andreiașu nu este singura de tip metanic din regiune; gaze de acest tip se întâlnesc destul de frecvent legate de structurile petrolifere cunoscute³.

³ N. Geamănu, Veronica Geamănu, I. Lazu, P. Lungu. Prospecțiuni hidrogeologice și hidrochimice pentru săruri de potasiu și săruri de bor în zona Tg. Ocna—Băile Slănic—Poiana Sărătă—Soveja—Cimpurile—Cașin—Orașul Gh. Gheorghiu-Dej. 1963. Arh. Com. Stat. Geol., București.



**CONCLUZII ASUPRA GENEZEI APELOR MINERALE CARBOGAZOASE
ȘI ORIGINII CO₂**

Asupra genezei apelor carbogazoase de la Slănic Moldova, Sălăriei și Ciunget și mai ales asupra originii CO₂ au avut loc discuții încă din anul 1916, an în care L. M r a z e c presupune că izvoarele de la Slănic Moldova reprezintă un aport juvenil venit din Harghita pe o falie ce străbate transversal structurile flișului carpatic.

Ipoteza lui M r a z e c a fost susținută și de C a n t u n i a r i (1937).

Reluînd în 1953 problema genezei apelor minerale de la Slănic, Sălăriei și Ciunget, P e t r e s c u în opoziție cu ideea lui M r a z e c, pe care o găsește greu de admis, presupune existența în subsolul regiunii a unui bloc eruptiv „pe seama căruia se elaborează constituenții juvenili și bicarbonații alcalini” (P e t r e s c u, 1956) din apele de la Slănic Moldova. Acidul carbonic este considerat de autor ca un produs fumero-lian din porțiunile mai profunde ale acestui bloc.

În 1954, M o l n a r - A m ā r ă s c u întreprinde cercetări hidrogeologice în stațiunea Slănic Moldova, ajungînd la concluzia că „apele vadoase circulînd prin anticlinalul Băilor Slănic se încarcă pe de o parte cu cloruri și pe de alta cu CO₂” (M o l n a r - A m ā r ă s c u, 1957).

După ce discută o serie de ipoteze asupra originii CO₂ se pare că în final se asociază celei emise de P e t r e s c u.

În ceea ce ne privește, în urma observațiilor făcute pe întreaga zonă de la exteriorul flișului carpatic între valea Tazlăului și valea Zăbalei, am ajuns la următoarele concluzii:

Apele minerale carbogazoase de la exteriorul flișului carpatic reprezintă soluții rezultate :

a) Prin simpla dizolvare a CO₂ în ape vadoase care circulă în zone superficiale ale scoarței și din care au luat naștere ape bicarbonatace calcice, carbogazoase (izvorul de pe pîrîul Lepșa Potop, izvorul din valea Oituzului, mal drept—tabelul 1, proba 17, 18).

b) Prin dizolvarea CO₂ în ape vadoase cu circulație superficială care solubilizează sulfatii ce apar secundar în depozitele oligocene și care dău în final ape sulfatace, carbogazoase (izvoarele 5 și 8 bis Slănic Moldova — tabelul 1, proba 9, 12).

c) Prin dizolvarea CO₂ în ape bicarbonatace calcice care au circulat un timp mai îndelungat la adîncimi relativ mai mari și în care au avut loc schimburi negative de baze care au dus la formarea de ape bicarbonatace sodice, carbogazoase (izvoarele din valea Ciungetului, valea Sălăriei — tabelul 1, proba 2, 3).



d) Prin dizolvarea CO_2 într-un amestec de ape vadoase cu ape clorosodice (ape de zăcămînt sau ape ce spală zăcămînte de sare) supus de asemenea unui schimb de baze negativ, dizolvare din care au luat naștere ape cloro-bicarbonatace sodice-carbogazoase (valea Sălăriei, izvoarele 1, 1 bis, 3, 6, 8, 10, 14, 15 — Slănic Moldova, izvorul de pe pîrîul Brezaia — tabelul 1, proba 4, 6, 7, 8, 10, 11, 13, 14, 15, 16).

e) Prin apariția CO_2 secundar în ape mai mult sau mai puțin mineralizate ca urmare a unei reduceri incomplete a sulfaților cu ajutorul carbonului materiei organice, reducere care ar avea loc după următoarea reacție :

- $$(1) \text{SO}_4\text{Ca} + 2\text{C} = \text{CaS} + 2\text{CO}_2, \text{ care în continuare va da ;}$$
- $$(2) \text{CaS} + 2\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{H}_2\text{S} \quad (\text{Scholler}, 1962).$$

Asemenea ape se întîlnesc în izvoarele de pe pîrîul Limpegișor, de la Andreiașu și de la Spulber. Cantitatea de CO_2 din aceste ape nu depășește în general 0,6 g/l, dată fiind existența celei de a doua reacții care duce la formarea H_2S .

Această din urmă grupă are o importanță secundară și nu va face obiectul discuțiilor care vor avea loc în continuare.

În legătură cu originea CO_2 din apele carbogazoase consemnăm că :

a) Bioxidul de carbon apare în cantități aproximativ egale în ape cu compoziție chimică variabilă (cloro-bicarbonatace, sodice, sulfatace sau bicarbonatace sodice și calcice).

b) Izvoarele cu CO_2 apar dispersate pe o suprafață largă care nu se limitează strict la zona Slănic, Sălăriei, Ciunget, ci ajung spre S pînă la paralela văii Zăbala. Subliniem localizarea acestor apariții de ape carbogazoase și CO_2 liber în apropierea liniei medio-marginală și întotdeauna în fundul semiferestrelor. Legat de această situație este imposibil de presupus un corp eruptiv extracarpatic a cărui aureolă să se manifeste la suprafață numai într-o singură direcție (de-a lungul liniei medio-marginală) pe aproximativ 40 km și numai prin emanații de CO_2 .

Elementele chimismului apelor, puse exclusiv pe seama existenței acestui corp eruptiv, pot fi căutate foarte bine în natura rocilor sedimentare din zonele de apariție ale izvoarelor. Prezența Na a fost explicată în referirile asupra chimismului apelor, iar prezența Al, B, Sr, Ba, Li, se explică de asemenea prin contactul apelor cu roci sedimentare-caustobiolite, roci argiloase, depozite de evaporite (Ciortan, 1937; Goldschmidt, 1954).

Noi presupunem, reluind ideea lui Mrazec, că bioxidul de carbon provine dintr-o vatră magmatică situată undeva la W (în eruptivul neogen), dar că migrația acestuia are loc prin difuzie pînă în zonele



de apariție ale apelor carbogazoase. În această accepțiune acordăm sti-
velor de depozite ale unității medio-marginală rolul de ecran protector,
iar liniei medio-marginală rolul de suprafață de acces. În situații ase-
mănătoare apar și izvoarele carbogazoase de la Covasna, Băile Cașin
etc., situate în imediata apropiere a liniei de Audia; linia medio-margi-
nală reprezintă cea mai estică dintre suprafetele de acces.

În concluzie, considerăm că izvoarele carbogazoase de la exteriorul
flișului carpatic reprezintă rezultatul dizolvării unui bioxid de carbon
provenit prin difuzie, ca ultimă manifestare estică a acestuia, din zonele
vestice cu vulcanism tînăr în ape cu diferite tipuri și grade de mine-
ralizare, care și-au format sarcina minerală pe căile arătate.

Semnalăm pentru prima dată sursele de ape carbogazoase din
malul drept al văii Oituzului de la Poiana Sărată, cea de pe pîrîul Lepșa
Potop și cea de pe valea Zăbala, al căror conținut mineral le situează
în seria apelor de interes balneologic.

BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Șt. București.
 — Hristescu E. (1963) Linia externă și linia pericarpatică dintr-o valea Sucevei și
 valea Trotușului (Carpații Orientali). *Asoc. Geol. Carp. — Balc. Congr. V*, secț. tec-
 tonică. București.
 Cantuniari St. (1937) Études hydrogéologiques des sources minérales de Slănic Moldova.
C. R. Acad. Sci. Roum. I. București.
 Ciortan G. (1937) Contribuții la metoda de dozare a litiului în apele minerale. București.
 Goldschmidt M. V. (1954) Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente. Oxford.
 Molnar - Amărăscu R. (1957) Cercetări hidrogeologice în stațiunea Slănic Moldova.
St. Cerc. Balneolog.-Climatolog., București.
 Petrescu P. (1956) Manifestările hidrominerale carbogazoase bicarbonatate alcaline din văile
 Slănicul Moldovei, Sălăriei și Ciungetului. *An. Com. Gcol. XXIX*. București.
 Schoeller H. (1962) Les Eaux souterraines. Ed. Masson. Paris.

MANIFESTATIONS CARBOGAZEUSES DES EAUX SOUTERRAINES SITUÉES À L'EXTÉRIEUR DU FLYSCH CARPATIQUE ENTRE LA VALLÉE DE TAZLĂUL MARE ET LA VALLÉE DE ZĂBALA

(Résumé)

Par la corrélation et l'interprétation de certaines données d'ordre hydrogéologique et hydrochimique les auteurs essaient de préciser l'origine du bioxyde de carbone contenu par les



eaux carbogazeuses cantonnées à l'extérieur du flysch carpatique, ainsi que ses voies de migration.

Le bioxyde de carbone n'apparaît pas seulement dans les eaux de Slănic Moldova ; il est présent tout aussi bien au N qu'au S de cette localité dans des eaux dont le chimisme ressemble ou diffère complètement de celui des eaux de Slănic Moldova. Toute une série de sources carbogazeuses apparaissent depuis la vallée du Tazlăul Mare jusque dans la vallée de Zăbala (ruisseau Limpegiu, vallées de Sălăriei, Ciunget, ruisseau Brezaia, vallée de l'Oituz, ruisseau Lepșa Potop, vallée de la Zăbala, la commune Andreiașu, le village Spulber).

La composition chimique de ces eaux a été corrélée à celle des gaz libres récoltés des mêmes sources.

L'une des particularités géologiques des émergences carbogazeuses de la zone dans son ensemble est le fait qu'elles sont cantonnées à l'extrémité occidentale des demi-fenêtres d'Oituz-Slănic et de Putna-Vrancea.

La plupart de ces émergences se rattachent aux dépôts oligocènes. On y cite aussi deux émergences à excès de CO_2 dans l'unité péricarpatique.

Les manifestations carbogazeuses examinées, dans la plupart des cas, se rattachent donc aux dépôts oligocènes constitués de marnes brunes et de ménilites, de schistes dysodiliques et de grès de Kliwa.

Étant donné ces caractères lithologiques l'Oligocène se présente au point de vue hydrogéologique comme une formation faiblement perméable ; la circulation à travers ces dépôts n'a lieu que le long des fissures, des diaclases, des failles et des surfaces de stratification.

Dans cette catégorie de roches on distingue deux types d'eaux : eaux qui circulent en se minéralisant dans des zones superficielles et eaux qui circulent en se minéralisant dans des zones plus profondes.

Toutefois, à l'origine, toutes ces manifestations d'eaux carbogazeuses ne sont que des eaux vadeuses infiltrées dans le sous-sol, qui circulent d'une manière discontinue, à des niveaux différents, présentant une activité dynamique moyenne, eaux qui se minéralisent différemment, en fonction du parcours et de la profondeur des zones qu'elles traversent.

En surface, leurs zones d'alimentation sont restreintes, se réduisant uniquement au pli où apparaissent les sources ou seulement à des secteurs de ce pli.

Les émergences à excès de bioxyde de carbone qui apparaissent dans les unités péricarpatiques représentent soit des eaux de gisement soit des eaux des structures salifères.

Quant à la teneur en bioxyde de carbone les eaux carbogazeuses peuvent être séparées en : eaux à teneur élevée en bioxyde de carbone qui, sans exception, se réunissent au voisinage immédiat de la ligne médio-marginale (zones de Ciunget, Sălăriei, Slănic Moldova, Poiana Sărătă, ruisseau Lepșa Potop, vallée de la Zăbala) ; eaux à teneur réduite en bioxyde de carbone apparaissant accidentellement ça et là dans la zone investiguée. Le bioxyde de carbone renfermé par ces eaux est le produit de certaines réactions de réduction des sulfates à partir du carbone de la matière organique (ruisseau Limpegiu, Andreiașu, Spulber).

Le caractère carbogazeux des eaux à teneur élevée en bioxyde de carbone s'ajoute aux eaux carbonatées, chlorurées ou sulfatées.

Dans la zone qui a fait l'objet de cette étude on a analysé aussi quelques échantillons de gaz libres qui sont représentés par : du gaz carbonique (seulement au voisinage de la ligne médico-marginale de la vallée de Sălăriei et à Slănic Moldova), du gaz méthane (Andreiașu-Focu Viu) et du gaz mixte (la teneur en bioxyde de carbone et gaz méthane est en proportion presque égale — Vallée de Tudorache, ruisseau Brezaia).



Après un aperçu des hypothèses sur l'origine du bioxyde de carbone des eaux carbogazeuses de Slănic Moldova, les auteurs concluent que :

Les eaux carbogazeuses situées à l'extérieur du flysch carpatique sont le résultat :

a) de la dissolution du CO₂ dans les eaux vadeuses qui traversent les zones superficielles, générant des eaux bicarbonato-calciques, carbogazeuses ;

b) de la dissolution du CO₂ dans les eaux où se solubilisent des sulfates générant des eaux sulfatées, carbogazeuses ;

c) de la dissolution du CO₂ dans les eaux bicarbonato-calciques qui traversent des zones profondes où a lieu un échange en bases fait qui conduit à des eaux bicarbonato-sodiques, carbogazeuses ;

d) de la dissolution du CO₂ dans un mélange d'eaux vadeuses et d'eaux chlorosodiques, mélange soumis, lui aussi, à un échange de bases générant des eaux chloro-bicarbonato-sodiques, carbogazeuses ;

e) de l'accumulation en CO₂ généré par certaines réactions de réduction des sulfates dans les eaux fortement chlorurées qui conduit à des eaux chlorurées à excès de CO₂.

Quant à l'origine du bioxyde de carbone des eaux carbogazeuses il y a lieu de mentionner que le CO₂ apparaît dans les eaux à chimisme bien variable et que pareilles émergences sont disséminées sur de très vastes surfaces en dehors de la zone de Slănic, mais seulement le long de la ligne médio-marginale. Ce fait porte les auteurs à présumer que le bioxyde de carbone provient d'un vâtre magmatique situé quelque part à l'W (dans l'éruptif néogène) d'où, par diffusion, il a migré dans les zones d'émergence des sources carbogazeuses.

Dans cette acceptation on confère aux piles de dépôts de l'unité médio-marginale le rôle d'écran protecteur et à la ligne médio-marginale le rôle de surface d'accès.

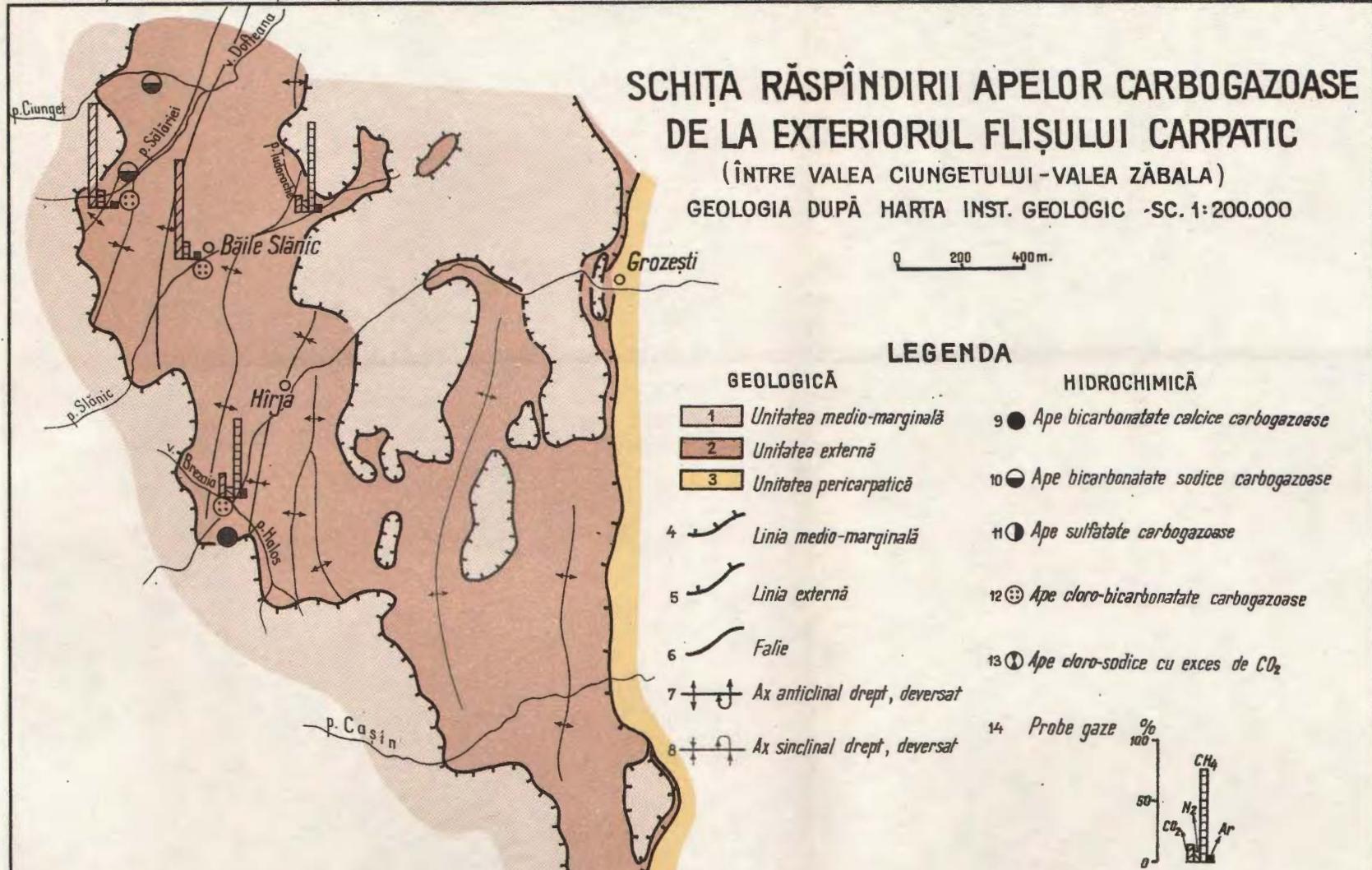
Dans le présent ouvrage sont signalées pour la première fois quelques émergences d'eaux carbogazeuses qui à cause de leur teneur en minéraux sont intéressantes au point de vue balnéologique.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

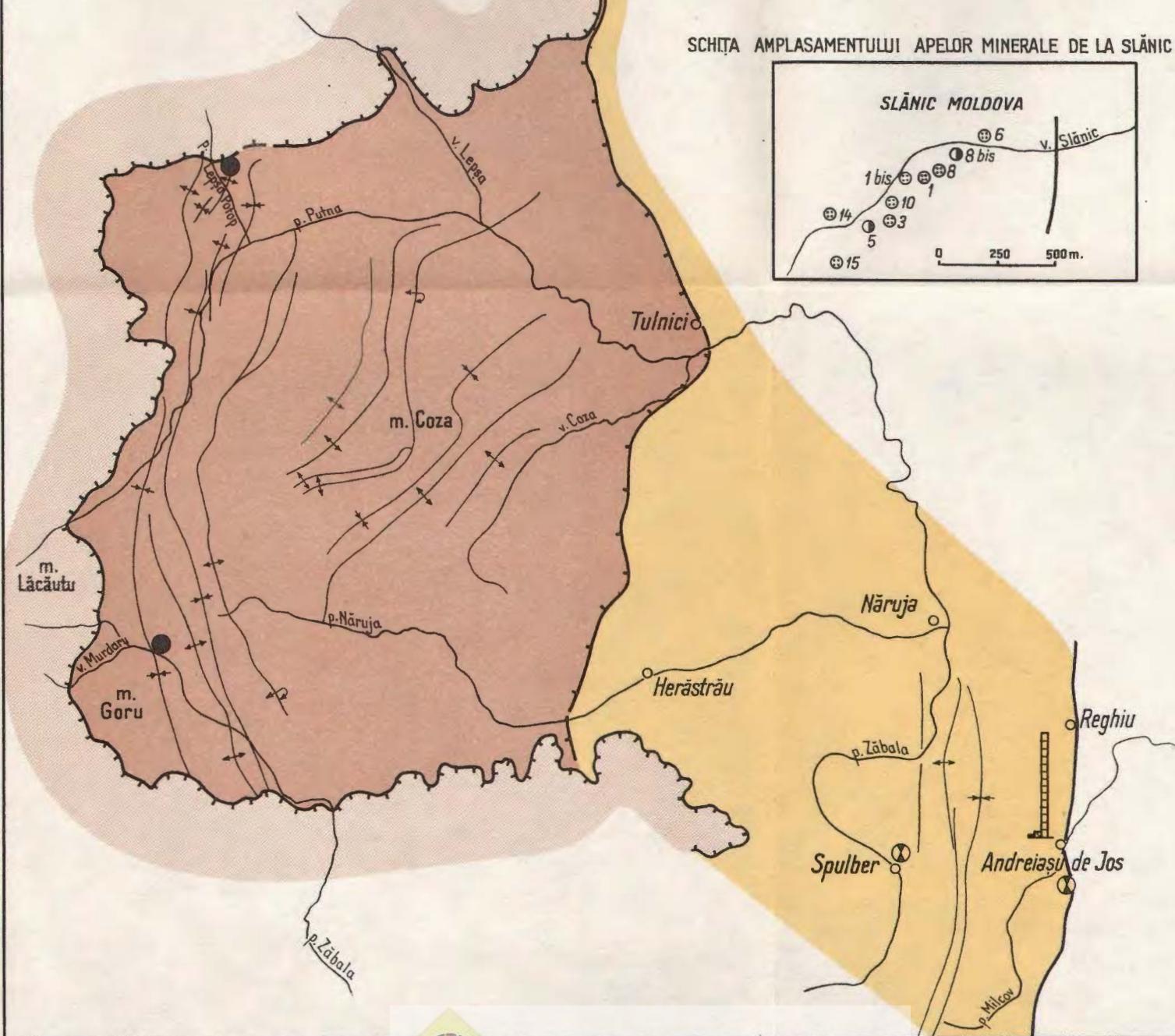
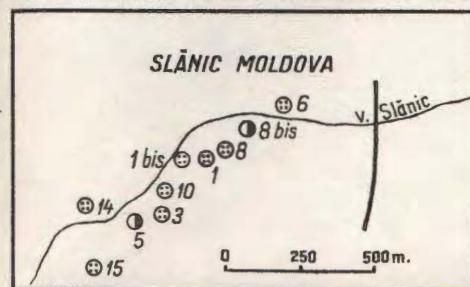
Schéma de la répartition des eaux carbogazeuses à l'extérieur du flysch carpatique (entre la vallée Ciungetul et la vallée Zăbala). Géologie d'après la carte de l'Institut Géologique à l'échelle de 1 : 200.000.

I. Géologie : 1, unité médio-marginale ; 2, unité externe ; 3, unité péricarpatische ; 4, ligne médio-marginale ; 5, ligne externe ; 6, faille ; 7, axe anticlinal droit, déversé ; 8, axe synclinal droit, déversé ; II. Hydrochimie : 9, eaux bicarbonatées calciques carbogazeuses ; 10, eaux bicarbonatées sodiques carbogazeuses ; 11, eaux sulfatées carbogazeuses ; 12, eaux chloro-bicarbonatées carbogazeuses ; 13, eaux chloro-sodiques avec excès de CO₂ ; 14, échantillons de gaz.





SCHIȚA AMPLASAMENTULUI APELOR MINERALE DE LA SLĂNIC MOLDOVA



Redactori: MARGARETA PELTZ, ELENA BANDRABUR
Traducători: MARIANA SAULEA, MARGARETA HÂRJEU,
FLORIAN CHIUTU
Illustrația: V. NITU

*Dat la culegere: august 1970. Bun de tipar: iunie 1971. Tiraj: 950 ex. Hărți
scrise I. A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar 9 $\frac{1}{4}$. Com. 371. Pentru bibli-
oteci indicele de clasificare 55(058).*

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația” str. Brezolanu
nr. 28-25, București - România.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României