

**INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ  
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE**

---

SERIA E

*Hidrogeologie*

Nr. 12

---

**LUCRărILE SIMPOZIONULUI  
INTERNAȚIONAL DE APE MINERALE  
ȘI TERMALE**

Eforie 7—14 iunie 1974



BUCUREŞTI  
1975

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICA  
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

---

SERIA E

*Hidrogeologie*

Nr. 12

---

LUCRĂRILE SIMPOZIONULUI  
INTERNAȚIONAL DE APE MINERALE  
ȘI TERMALE

Eforie 7—14 iunie 1974

BUCUREȘTI  
· 1975 ·



Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE  
ÉTUDES TEHNQUES ET ÉCONOMIQUES

---

SÉRIA E

*Hydrogeologie*

No. 12

---

TRAVEAUX DU SYMPOSIUM  
INTERNATIONAL DES EAUX  
MINÉRALES ET THERMALES

Eforie 7—14 juin 1974

BUCAREST  
1975



Institutul Geologic al României

## CONTENU

	<u>Page</u>
S. A irinei, A. P ricăjan. Connexions génériques entre les eaux minérales carbogazeuses mises en corrélation avec la structure géologique profonde des Carpates Orientales (Roumanie) . . . . .	19
J. F. A lbert-B eltran. Thermal Springs in the Catalonian Pyrenees (Spain)	21
M. A libu, A. Hinculov. Aspects of Determination of Mineral Water Reserves . . . . .	27
A. A postol, D. E isenburger, D. R omănescu, S. S pinoché, V. V ijd e a. Geophysical Contributions to the Clearing up the Hydrogeological Structure of the Băile Moneasa Spa Underground . . . . .	33
J. D ow gia ɿ o. Les eaux thermales des Sudètes et leur origine dans la lumière des investigations isotopiques et géochimiques . . . . .	51
M. U. F eru. Observations on the Variation of the CO <sub>2</sub> Concentrations in Mineral Waters from Buziaș . . . . .	59
O. F ranko. Division and Classification of Hydrogeological Structures of Mineral Waters . . . . .	67
N. G eamănu, V eronica G eamănu, P. L ungu, I. L azu. Chemic al Differentiations in Mineral Waters of the Undercarpathian Zone, between the Suceava and the Buzău Valleys. . . . .	77
G alina G ollovina. Studies and Estimations of Reservoirs of Thermal Waters in USSR . . . . .	85
C. A. I onescu, E lena C ostin-D eleanu. Study of Reduction-Oxidation Potentials of Mineral Waters from Borsec (Carbon -Dioxide Waters)	91
V. I. K ononov. Juxtaposition of the Main Types of Hydrothermal Fields in Kamchatka and Iceland . . . . .	95
K. K orim. Eaux minérales et thermales dans les roches poreuses du bassin de la grande plaine de Hongrie . . . . .	103
P. L iebe. Hydrodynamic Investigations of Mineral and Thermal Waters in Hungary. . . . .	107
D. Paraschi v, C. Ghenea, G. Vasilescu, C. Opran, A. P ricăjan, N atalia G olită. Stade des recherches concernant les eaux thermales de Roumanie et perspectives de mettre en évidence de nouveaux aquifères . . . . .	111
I. P reda. Hypotesis Concerning the Genesis of the Herculane Thermal Waters	139
E. S obotha. Researches on the Situation of Thermal Springs . . . . .	149
G. Vasilescu, C. Opran. Remarks on the Structures of Thermal Waters of Romania . . . . .	155
M. Visarion, V. V ijd e a, ř. V eliciu, A. A postol. Recherches géophysiques complexes à l'appui des études hydrogéologiques en Roumanie . . . . .	161
T. B andrabur. Simpozionul internațional și lucrările comisiei pentru ape minrale și termale — România 1974 . . . . .	175



## CUPRINS

	<u>Pag.</u>
S. A irinei, A. Pricăjan. Some Geological Connections between the Mineral Carbon and Thermal Waters and the Post-Volcanic Manifestations Correlated with the Deep Geological Structure of the East Carpathians Territory — Romania . . . . .	7
J. F. Albert-Beltran. Les sources thermales des Pyrénées Catalanes (Espagne) . . . . .	21
M. Albu, A. Hinculov. Aspects de la détermination des réserves en eaux minérales . . . . .	27
A. Apostol, D. Eisenburger, D. Romanescu, S. Spănoche, V. Vijdea. Beiträge der Geophysik zur Klärung des hydrogeologischen Bau des Untergrundes im Kurort Băile Moneasa . . . . .	33
J. Dowgiallo. The Sudetic Thermal Waters and their Origin in the Light of Isotopical and Geochemical Investigations. . . . .	51
M. U. Feru. Remarques sur les concentrations de CO <sub>2</sub> dans les eaux minérales carbogazeuses de Buziaș . . . . .	59
O. Franko. La division et la classification des structures hydrogéologiques des eaux minérales . . . . .	67
N. Geamănu, Veronica Geamănu, P. Lungu, I. Lazu. Différenciations chimiques dans les eaux minérales de la zone subcarpatique entre la vallée de la Suceava et la vallée du Buzău . . . . .	77
Galina Golovina. Études et evaluation des gisements d'eaux minérales en URSS . . . . .	85
C. A. Ionescu, Elena Costin-Deleanu. L'étude des potentiels d'oxydo-réduction des eaux minérales d'Olănești et de Borsec . . . . .	91
B. И. Кононов. Сравнительная характеристика главнейших типов гидротермальных месторождений Камчатки и Исландии	95
K. Korm. Mineral and Thermal Waters in Porous Rocks in the Basin of the Great Hungarian Plain . . . . .	103
P. Liebe. Hydrodynamische Untersuchungen der Mineral- und Thermalwasser	107
D. Paraschiv, C. Ghenea, G. Vasilescu, C. Opran, A. Pricăjan, Natalia Goliță. The Research Stage of Thermal Waters in Romania and Possibilities to Evidence New Aquifers . . . . .	111
I. Preda. Hypothèses sur la genèse des eaux thermales de Băile Herculane . .	139
E. Sobotha. Recherches sur la situation des sources thermales et à acide carbonique. . . . .	149
G. Vasilescu, C. Opran. Remarques concernant les structures à eaux thermales en Roumanie . . . . .	155
M. Visarion, V. Vijdea, Ș. Veliciu, A. Apostol. Complex Geophysical Studies and Consequences for Mineral Waters Exploration in Romania	161
T. Bandrabur. Simpozionul Internațional și lucrările comisiei pentru ape minerale și termale — România 1974 . . . . .	175





Institutul Geologic al României

SOME GEOLOGICAL CONNECTIONS BETWEEN THE  
MINERAL CARBONIC AND THERMAL WATERS AND  
THE POST-VOLCANIC MANIFESTATIONS CORRELATED  
WITH THE DEEP GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE  
EAST CARPATHIANS TERRITORY — ROMANIA

BY

ȘTEFAN AIRINEI<sup>1</sup>, ARTEMIU PRICĂJAN<sup>2</sup>

Résumé

Connexions génétiques entre les eaux minérales carbogazeuses mises en corrélation avec la structure géologique profonde des Carpates Orientales (Roumanie). On présente la distribution zonale des manifestations postvolcaniques (les émanations mofettiques et solfatariennes, l'activité thermale et celle de précipitation des roches carbonatées) par rapport aux massifs éruptifs néogènes (Harghita-Călimani-Tibleș-Oaș) et à la géologie profonde des Carpates Orientales. Les manifestations mofettiques et solfatariennes sont sporadiques dans l'aire éruptive proprement-dite; toutes ces manifestations sont plus complexes, plus fréquentes et plus intenses dans les zones voisines de celle-ci marquant une décroissance progressive dans les zones plus éloignées des massifs éruptifs. Tous les systèmes de dislocations (crustales, régionales, locales et de couverture) ont contribué d'une manière prédominante et différente à l'installation des ces zonalités périphériques relativement aux masses éruptives et même aux émergences des manifestations volcaniques dans leurs aires. Cinq séries de flux mofettiques y sont distinguées, chacune caractérisée par des ondulations successives de maximums et minimums à longueurs d'onde (plusieurs années, mois, semaines, jours et/ou heures) et les amplitudes qui leur sont propres ( $\pm$  dizaines de centimètres).

Introduction

In four previous papers there were qualitatively established some relations between the post-volcanic manifestations of the Neogene erup-

<sup>1</sup> University of Bucharest, Faculty of Geology and Geography Bd. N. Bălcescu nr. 1. Bucharest — Romania.

<sup>2</sup> M.M.P.G., Str. Mendeleev nr. 36. Bucharest — Romania.



tive of Harghita—Călimani—Tibileş—Oaş, geologically mapped, and the major structural elements of the substratum, geophysically defined (Airinei, Pricăjan, 1970, 1972, a, b, c). There have been considered the following post-volcanic manifestations: moffetic emanation ( $\text{CO}_2$ ), solfatarian emanation, thermal activity and sedimentation of carbonate rocks (travertines). The elements of the deep geological structure in the investigated territory were taken from the deep geological structure map of Romania (Gavăt, et al., 1965), subsequently completed with new data<sup>3</sup>. The latter refer to the patterns of crustal fracture fields (noted  $G_7$ ,  $G_8$ ,  $G_9$ ,  $G_{11}$  and  $G_{13}$ ), regional ones (noted  $g_7$ ,  $g_8$ ,  $g_{27}$ ,  $g_{26}$  and  $g_{25}$ ), local ones (noted from  $l_1$  to  $l_{11}$ ) and of faults of the sedimentary cover or crystalline and volcanic formations (partially figured without symbols) (see the map). In the developed interpretations there was also considered the entire system of heavy geological masses in the Earth crust, petrographically differentiated, as well as the relations between them.

The relations established within the separately investigated territories have a common nature, and are thus liable to be generally analysed for the entire surface of the East Carpathians. That is what the present paper aims at.

The initial starting point was the premise, that manifestations of the physico-geological type, we are concerned with, are genetically related to the Neogene eruptive of the volcanic range situated behind the central crystalline massif of the East Carpathians. On the surface, Neogene eruptive masses cover an area of about 4000 sq. km, and the post-volcanic manifestations, particularly the moffetic manifestation, are spread over an area of almost 13,000 sq.km.

The authors do not preclude the possibility of the existence in parallel of other genetical reasons for the post-volcanic manifestations, too: some deep, having the seat at the upper crust-mantle level, others, situated at specific rock levels in the Earth crust. The problem of the post-volcanic manifestation genesis remains wide open to further investigations.

### **Distribution of the Post-Volcanic Manifestations as Against the Neogene Eruptive Masses and in Correlation with Elements of the Deep Geological Structure**

The relationships between the more than 1500 points known at the surface, in wells and mining works with post-volcanic manifestations, and the Neogene eruptive masses as well as those elements of the deep structure, can be grouped in the following way:

a) There is a close correlation between the area of the moffetic aureola — on a surface of about 13,000 sq.km, and defined by free  $\text{CO}_2$  emanations or dissolved in underground waters — and the linear distribution of the Neogene eruptive, of the pattern of crustal fractures, respec-

<sup>3</sup> I. Gavăt, S. Airinei, J. Andrei, R. Botezatu, S. Stoeneşcu. Gravimetric reconsiderations on the deep geological structure study of the S. R. R. territory (in preparation for printing).



tively, that affects the substratum of the East Carpathians territory.  $\text{CO}_2$  gas circulation occurs along the deep (crustal, regional and local) fractures, being taken up by the fault system of the cover and differentially led towards the surface. The way of the  $\text{CO}_2$  gas circulation depends on the degree of opening and mobility, on segments of the deep fractures, as well as on the degree of opening of the cover faults on the surface. The subsurface origin of free carbon dioxide in the moffetic aureola of the East Carpathians is demonstrated also by its chemical composition. Chemical analyses performed on numerous samples of free moffetic gas show the following composition :  $\text{CO}_2$  between 73–99 %,  $\text{O}_2$  between 2–7 %,  $\text{N}_2$  between 3–25 %, Ar between 0.05–0.4 %  $\text{CH}_4$  – traces. The value of ratios between  $\text{CO}_2$  and some of its accompanying components (O, Ar a.o.) show the latter to originate from the atmosphere, and which are successively added, in the vicinity of the soil surface, to the  $\text{CO}_2$  gas emerging from the depth.

The presence of nitrogen is preferential in thermal zones (e.g. at the thermal springs of Toplița), being, presumably of internal origin ; methane is frequent to the west from the Neogene eruptive masses, on the eastern and northern flanks of the Transylvania Depression, likely to be in connection with the deposit of gaseous hydrocarbons in the central part of the basin. The circulation waters, mineralized specifically to the rock chemism they are circulating through, and being intercepted by carbon dioxide, become carbogaseous. Their supersaturation with dissolved  $\text{CO}_2$  induces emanations of free  $\text{CO}_2$ . When  $\text{CO}_2$  does not meet any aquiferous strata up to the surface, it occurs dry moffete-like.

b) The distribution frequency at the surface of post-volcanic manifestations, facilitated conventionally the grouping of the latter into four zones, aligned as follows : three, to the east of the Neogene eruption line (situated on the area of intramontane depressions, of the Crystalline and the Cretaceous-Paleogene Flysch), and one, to the west of it (on the eastern and northern flanks of the Transylvania Depression). On the map, these areas are numbered by Roman figures from I to IV. The relatively thick Neogene sediments with impervious horizons and with clogged cover fractures on the eastern and northern flanks of the Transylvania Depression lower, to a great extent, the frequency of post-volcanic surface manifestations in the area to the west of the Neogene eruptions line. On the contrary,  $\text{CO}_2$  gas was met with in some wells, at the level of the crystalline basement, in remarkable flows and pressures (up to 200 atmospheres). The lateral diffusion of  $\text{CO}_2$  gas, as against the masses of the Neogene eruptive, occurs on greater distances in the East than in the West of them : to the east, up to about 40–55 km on the southern segment, and up to 15–20 km on the northern segment of the East Carpathians ; to the west, between 15–20 km on the eastern flank and to 10–15 km on the northern flank of the Transylvania Depression. This situation is closely conditioned by the differentiated frequency of fractures of all categories : more numerous in the east of the Neogene eruptive masses, than in their west.

c) The seldomness or lack, on wide areas, of moffetic manifestations on the area proper of the Neogene eruptive, is very likely due to

the scarceness or lack of open circulation ways, as well as to the lack of accumulation conditions of the carbon dioxide. In the eruptive mass the CO<sub>2</sub> gas circulates in deep fracture patterns or shallower ones outcropping on the surface only when such a fracture is open from nature or due to minings. Generally, carbon dioxide appears as a dry emanation and only randomly impregnated by underground circulation waters. The lack of geological accumulation conditions under pressure of the CO<sub>2</sub> gas, brings about its lateral diffusion. It is very likely this situation to build one of the great frequency explanations of moffetic manifestations in the immediate neighbourhood of the Neogene eruptive masses, as well as of their becoming more seldom with the distance off. The metamorphic and sedimentary deposits display more frequently accumulation conditions under pressure of carbon dioxide (caverns, fissured zones, pervious horizons, etc.). Similarly to natural hydrocarbons, carbon dioxide can be accumulated in actual deposits, which, when opened are gushing out under a pressure of tens of atmospheres (the instance of wells bored in the Flysch zone of the Crystalline in the Tulgheş area, and those on the eastern flank of the Transylvania Depression).

d) The solfatarian activity, opposite to the moffetic activity is manifesting only on the eruptive rock surface in the Căliman—Harghita Massif. Better known manifestations are to be found at Turia (Zone II), at Pucioasa Sântimbru (Zone III), at Băile Chirui (Zone IV). At Turia, on the andesitic mountain, Puturosu, there are five spots of strong moffetic-solfatarian gas emanations, located in caverns formed by the weathering of eruptive rocks. At Pucioasa Sântimbru, solfatarian gas appeared also associated with carbon dioxide and is manifesting in the surface at springs captured for cure or in minings and wells. The solfatarian manifestation of Băile Chirui is signaled in the local cave — Peştera Impuştă — (The Stinking Cave).

e) The thermal activity is manifesting through meso-and hypothermal water springs, situated in the immediate neighbourhood of the eruptive massives on the areas of zones III and IV. The discrete, at least Quaternary occurrences of thermomineral springs, indicate the presence of a presumably continuous belt of thermal activity, around the Neogene eruptive masses. The relatively low temperature of the thermomineral waters known today, represents the prolongation in time of an old thermal activity, characterized by higher temperatures, as it results from some fossil markers, represented by some carbonate deposits of an aragonitic aspect (Bodoc, Corund and Singeorz-Băi). On the area of Zone III, there are better known the waters of Biesad (23°C), the Ileana spring of Tuşnad-Băi (21—23°C), the wells of Tuşnad-Băi and Tuşnad-Sat (21—23°C), Miercurea Ciuc and Jigodin (18—24°C), Racu (21°C), Mădăraş (23°C), Dăneşti (23°C), Topliţa (26°C) and Ilva (23°C). On the area of Zone IV, the known thermomineral waters are located in two sectors : a southern one and a northern one. In the southern sector there are known those of Cristuru Secuiesc, Lueta (22°C), Homorod (20°C), Corund (19°C), Vlă-

hița (19°C) and Prajd (26°C), and in the northern one, at Baia Sprie (40.3°C), Cavnic (45°C), Săsar (30°C) and Tăuți-Magheruș (30°C).

Genesis and evolution in time of the thermal activity, assigned to the Neogene eruptive, is another problem, that remained wide open to further investigations. Interesting possibilities are provided by geological exploring operations. Thus, in the hydrogeological boring at Tușnad-Băi being carried out by IPEG—Harghita, 45°C temperatures were measured at a depth of 345 m, which corresponds to a very low geothermal step ( $\sim 7.7$  m/1°C).

f) The precipitation activity of carbonate rocks is developing only on the area of moffetic aureola, in zones where some particular geological conditions are fulfilled: cold or thermal carbogaseous mineral springs, which beginning in the Quaternary, elutriated deep or more shallow carbonate rocks. Sedimentation through precipitation is a rhythmical process, taking place in the aerated zone of rocks and along the ascending circulation lines of the carbogaseous mineral water. The carbonate precipitation occurs at the moment of contact of the carbo-gaseous waters with the atmosphere. The precipitated deposits from mamelons, extended in surface up to 1 sq. km and up to 100 m in highness.

Calcareous tuffs or carbonate rocks of an aragonitic aspect are signaled on the areas of Zones II, III and IV. In Zone II, there are known those of the SW slope of the St. Anna Massif, of Borsec, Bilbor and Sinegeorz-Băi. In Zone III, there are signaled those of Bodoc, Ciuc-Singeorgiu, Izvorul Oltului, Toplița, Fântâna and Baja Borsă. Finally, in Zone IV, there are known three calcareous tuff mamelons and carbonate rocks of aragonitic type, situated between the localities of Corund and Prajd. The relatively large volume of aragonitic type carbonate rocks, containing here and there Quaternary flora and fauna, are the markers of a very intense old activity, characterized by thermal and carbogaseous springs with considerable flows.

g) Along the four zonalities the frequency and more complex distribution of post-volcanic manifestations increase in the NW part of the volcanic range (Oaș—Gutii—Tibileș) towards its south-eastern part (Călimani—Harghita). On the eruptive formation area, the moffetic and solfatarian manifestations appear sporadically, and merely in the southern section; frequency, complexity and maximum intensity of post-volcanic manifestations occur in the immediately adjacent zones to the east and west of the Neogene eruptive masses; in more remote zones, the post-volcanic manifestations decrease progressively. In wells, in the south-eastern most zone (Covasna district), located on Flysch formations, CO<sub>2</sub> manifestations were intercepted at pressures ranging from 1.7 to 70 atmospheres.

h) Increase of frequency, diversification and intensity of post-volcanic manifestations from the NW sector towards the SE one, seems to be in a close relation with the differentiated age of the Neogene eruptions and the geological accompanying events in ever more recent stages in this sense of development (from NW to SE). In the northern sector of the East Carpathians, besides the moffetic activity, thermality

appears sporadically; in the central sector there are added dry carbon dioxide occurrences and carbonate rock sedimentations, whereas in the southern sector a complex post-volcanic activity, including the solfatarian one, intensely and strongly laterally diffused on the fracture patterns of the substratum does exist. Especially is drawing attention the south-eastwards prolongation of the moffetic activity, in full centre of the Carpathians Bend, towards the seismic zone of Vrancea, presumably entailed by the masked prolongation of the crustal fracture field of the Neogene eruptions ( $G_{13}$ ).

### Rhythmicity of the carbon dioxide emanation

Carbon dioxide represents for the Romanian economy a significant natural wealth, with multiple uses. What is known until now in its connection, is that the spreading area of moffetic manifestations is exceedingly large, that their presence is always noted in the vicinity of young eruptions, that the lateral diffusion of carbon dioxide occurs on open fracture fields, and finally when there are fulfilled some geological conditions, it accumulates under pressure, forming deposits of  $CO_2$ . The results obtained from correlating carbon dioxide outcroppings with elements of deep geological structure, useful to the revaluation prognosis of  $CO_2$  gas and carbogaseous water, put forth the question, whether the moffetic emanation process is constant or variable in time. The preliminary investigations performed to the present date by the authors, show that the moffetic emanation is a rhythmic, very complex process (S. Airinei et al., 1975).

The available observation material consisted of readings „of the dry  $CO_2$  level”, at four moffetic sources; two situated at Băile Pucioasa—Sintimbru and two at Băile Harghita, as well as free  $CO_2$  dosings contained in the carbogaseous water of Borsec (the Main Spring) and Sîncrăieni (bottling station). The pairs of dry  $CO_2$  sources, both on the eastern flank of the Harghita Massif, are at a distance of 20 km from each other; the carbogaseous water spring of Sîncrăieni is in the Ciuc Depression, at about 10 km east from Băile Pucioasa—Sîncrăieni, while the Main Spring of Borsec is 80 km north from the latter. Readings „of the dry  $CO_2$  level” were performed daily for 19 months, at the springs of Pucioasa—Sintimbru, and for 13 months at those of Băile Harghita (between January 1971 and July 1972). Free  $CO_2$  dosings contained in the carbogaseous waters of Sîncrăieni and Borsec have a more heterogeneous regime: daily for those of Sîncrăieni, for the period March 1970 to July 1973, a few monthly at Borsec, during the period June 1965—July 1973. Parallel to this, temperature and atmospheric pressure readings were performed at a fixed spot, in view of establishing eventual connections between the variance of these physical amplitudes and the variance of the  $CO_2$  gas emanation.

The diagrams drawn on these observational data, revealed from the first moment, that we are in the presence of a complex and rhythmic



phenomenon, and that the  $\text{CO}_2$  flux variations are not conditioned by temperature and atmospheric pressure variances. To decipher the variation diagrams of the dry  $\text{CO}_2$  level or of  $\text{CO}_2$  dosings contained in the carbogaseous waters, some techniques were made use of, practised with the processing of magnetograms recorded at geomagnetic observatories, and for the separation of anomalies with different regionality degrees in primary gravimetric and magnetic maps.

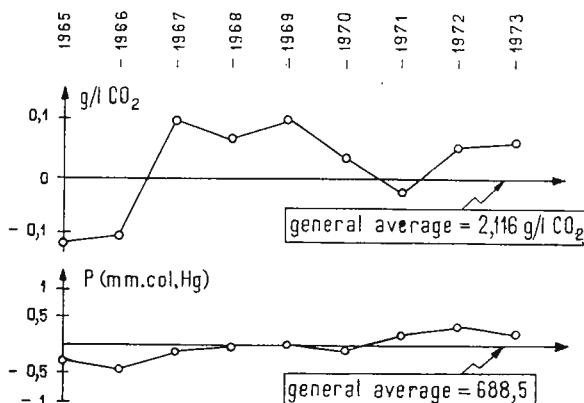


Fig. 1. — Variance graph of the annual average value of carbon dioxide contained in the carbogaseous water of the Main Spring of Borsec, parallel with the variance of the annual average value of temperature and atmospheric pressure.

The results of the performed processings established the emanation rhythmicity of free carbon dioxide (dry or contained in carbogaseous waters) to the surface to originate, or appear to originate from the summing up of at least five  $\text{CO}_2$  fluxes, characterized by successive maxima and minima undulations with wave length or average periods proper to each of them. They appear to be differentiated also by amplitudes as results at least, from the extreme variation limits of each type of separate undulation. The maximum and minimum undulations are progressively subordinated, i.e. those of a shorter period to those of a longer period and so on.

The small amount of available observations grants the results a preliminary character. The authors fulfil their duty as to signal them, without having the objective possibility, at least to sketch an explanation. The complexity of the phenomenon reveals a complexity of causes that are not able to be determined except by a very great number of observations, systematically developed on many spots, as far from each other as possible, and during a very long time.

Due to the same situation, the naming of  $\text{CO}_2$  fluxes characterized by oscillation periods of the order of several years, months, weeks, days

or hours, was made by analogy with the entitling of geophysical anomalies with different regionality degrees, as follows:

a) The basic moffetic emanation, placed in a sequence of maxima and minima oscillations with periods of several years. It is too little known, and could be parallelized with the anomaly of a continental type. This variance type, illustrated in Figure 1, was revealed by the annual averages of CO<sub>2</sub> content in the carbogaseous water of the Main Spring of Borsec, in the interval June 1965 — June 1973. We would observe, that the CO<sub>2</sub> dosings were not of a continuous character, that some years had not all months covered (Table 1), which grants the yearly averages a different

TABLE 1

*Annual Averages of the Variance of Carbon Dioxide Contained in the Carbogaseous Water of the Main Spring of Borsec, as well as of Local Temperatures and Atmospheric Pressures*

Year	Number of months observed	Number of CO <sub>2</sub> dosings performed	Average CO <sub>2</sub> g/l	P (mm Hg col)	T (°C)
1965	7	136	1,939	683,5	10°
1966	11	242	2,012	682,5	10°
1967	12	39	2,225	688,0	6°
1968	11	42	2,186	688,5	7°
1969	12	37	2,227	688,5	6°
1970	10	24	2,149	688,0	—
1971	12	43	2,097	691,0	—
1972	12	43	2,109	693,0	—
1973	6	21	2,178	692,0	5°
Total			General average		
	93	627	2,116	688,5	7,5

reliability degree. Even such, the maximum undulation signaled, has a period of about 4 years, while the variances of CO<sub>2</sub> contained in carbogaseous water versus the average of CO<sub>2</sub> content (2.116 g/l), range at  $\pm 0.1$  g/l.

b) Carbon dioxide fluxes of the „regional anomaly” type, with maxima and minima oscillations, having average periods of about 8 months, and extreme variance values between +30 and -70 cm (Fig. 2). These undulations were determined by monthly averages of the free carbon dioxide level of Băile Pucioasa-Sintimbru and Băile Harghita. For the investigated time, all four diagrams of the monthly average variance of the free CO<sub>2</sub> level recorded, almost simultaneously, an extended central minimum, versus the general average of each spring for an average period of 8 months, flanked by two not fully known maxima. The fact that the maxima and minima of the free CO<sub>2</sub> level do not coincide with the minima or maxima of the monthly averages of temperature and atmospheric pres-



sure, indicates that between the dry moffetic manifestation and these atmospheric physical factors there is not direct and immediate connection.

The same situation is revealed also by the content dosing of free  $\text{CO}_2$  in the carbogaseous water of Sincrăieni (at the bottling station).

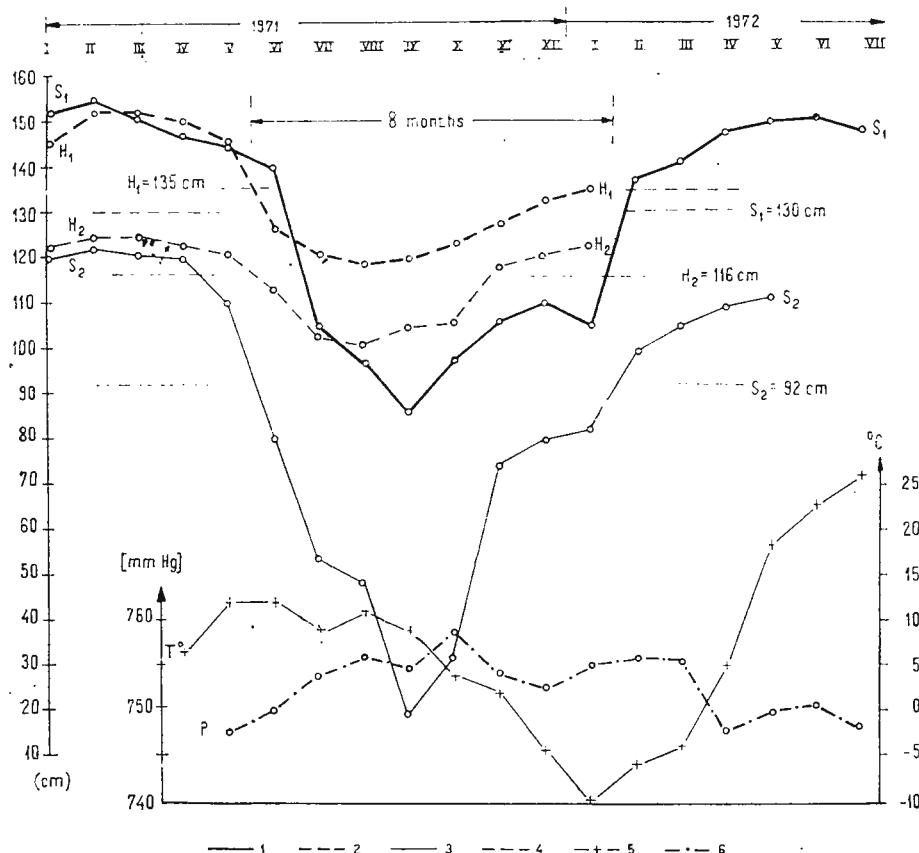


Fig. 2. — Variance graphs of monthly average values of the dry  $\text{CO}_2$  level, temperature and atmospheric pressure for the moffetic sources of Băile Pucioasa-Sintimbru ( $S_1$  and  $S_2$ ) and Băile Harghita ( $H_1$  and  $H_2$ ). The central minimum on the  $\text{CO}_2$  graphs, with an average period of 8 months, is framed by maxima of the dry  $\text{CO}_2$  level, not yet completely known.

The variance diagram of monthly averages makes obvious several minima and maxima of the „regional anomaly” type, of which one minimum approximately coincides with the central minimum in figure 2. This fact forms a first index, showing the rhythmic phenomenon of  $\text{CO}_2$  gas emanation to be a general one, and that its simultaneity is conditioned by local physico-geological factors, as well as by the conditions under which carbon dioxide (free dry, or contained by carbogaseous waters) was caught by the observation.

c) Fluxes of the „intermediate anomaly” type with maxima and minima oscillations, having in the average a period of 15 days and amplitudes ranging between +40 and -80 cm free CO<sub>2</sub> level versus the monthly average of the carbon dioxide source. The duration of the flux of an „intermediate anomaly” type is considered between two minima peaks. One minimum peak lasts between 1—4 days. In Figure 3 there are reproduced

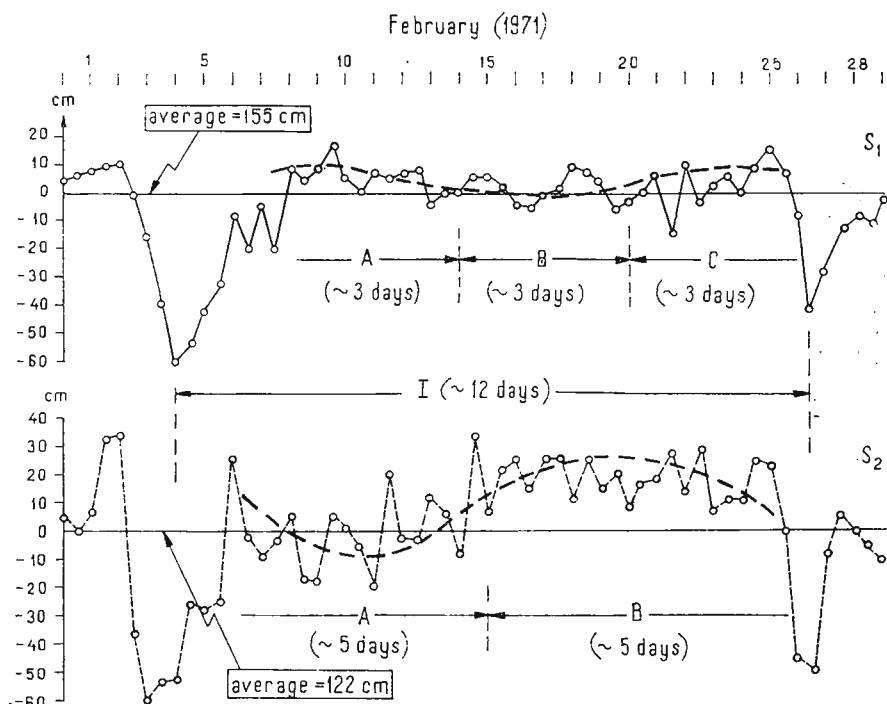


Fig. 3. — Variance graph of the CO<sub>2</sub> level during the month of February 1971, as against the monthly average of the dry moffete levels of Băile Pucioasa-Sintimbru (S<sub>1</sub> and S<sub>2</sub>), of which result: an „intermediate anomaly” type oscillation (between the 5th and 26th February); three and two, respectively, „local anomaly” type oscillations, having average periods for 3 and 5 days; a daily type oscillation, developed along the preceding ones.

free CO<sub>2</sub> level variances of the two springs of Băile Pucioasa—Sintimbru of the month for February, versus their monthly averages (S<sub>1</sub> = 155 cm and S<sub>2</sub> = 122 cm). In this case, the flux duration of the „intermediate anomaly” type is of 12 days. Between the two minimum peaks, the free CO<sub>2</sub> level variance ranges in the vicinity of the respective monthly average oscillation.

d) Fluxes of the „local anomaly” type, with successive maxima and minima oscillations of periods ranging between 2 and 5 days. In Figure 3 there are contoured three such undulations for source S<sub>1</sub> and

two for source S<sub>2</sub>, with average periods for 3 and 5 days, respectively. The amplitude of these undulations ranges at  $\pm 25$  cm dry CO<sub>2</sub> level.

e) Fluxes of daily variance proper, too little known at present, and which are subordinated to the flux of „local anomaly” type. The presence of this variance type of the dry CO<sub>2</sub> level was contoured but for the springs of Băile Pucioasa—Sintimbru, where for a period of some months, two daily observations were performed (in the morning and towards evening). In Figure 3, oscillations of the „daily variance” type, show as against the average level of oscillation of the „local anomaly” type, amplitudes up to  $\pm 20$  cm dry CO<sub>2</sub> level. The „daily variance” diagram of the dry CO<sub>2</sub> level, e.g. for observations from hour to hour, would be exceedingly useful for the very knowledge of evolution of the phenomenon, as well as for parallelizations on short intervals with the temperature and atmospheric pressure variances.

### Insteated of conclusions

The synthesis character of the paper leaves no place for any preferential emphasis of some conclusions. The whole text represents a systematization of the main results, stepwise arrived at by the authors during several years of concern as to these problems, and which, being re-estimated by the authors, were sought to be revealed as to their generality character. Even the unified map brings an amount of new field information, highlighted by numerous researches and revalued within the interdiscipline, they belong to.

The dual aspect of these investigations of a thorough knowledge and practical application, was steadily held in view.

From a fundamental viewpoint, explanations were sought for and qualitative clearings were brought in connection with some relations between internal and surface physico-geological factors contributing to the formation and spreading of carbogaseous and thermal mineral springs on the territory of the East Carpathians. There were revealed and discussed some correlation relations between the internal physico-geological factors, mainly concretized by elements of the deep geological structure, and by post-volcanic manifestations. The moffetic aureole, generally, and the structure of the entire image of carbogaseous and thermal mineral springs of dry CO<sub>2</sub> and solfatarian emanations, of travertine sedimentations, etc., particularly is a result of these correlation relations of internal physico-geological factors, in which take part, with their, characteristic weight, geological surface factors. Of the physico-geological surface factors, we would emphasize : the mineral nature of the sedimentary metamorphic and eruptive formations, the amount of precipitation waters, that wash them in their process of underground circulation, the precipitation conditions, etc., as well as what controls the accumulation under pressure of mineralized gases or waters, forming deposits of such useful mineral substances.

From an applicative viewpoint numerous contributions were brought, both for the improvement of the CO<sub>2</sub> revaluation conditions and of those of the known carbogaseous waters, and for the contouring of new zones in view of deciphering through prospectings and explorations, carbogaseous, thermal mineral water deposits, dry moffetes, etc., unknown yet.

We consider among the results of the work also the problems that remained open to further investigations. And among these, we would reveal in the first place, the rhythmic emanation regime of carbon dioxide. It remains to the investigations of future generations to establish, whether the emanation regime of carbon dioxide has to be inscribed on a linear mean or on a curve in descending slope, the generality and simultaneity degree of the different emanation stages, and especially to decipher the complex nature and play of internal and external factors, that control the complex rhythmicity of this phenomenon.

## REFERENCES

- Airinei S., Pricăjan A. (1970) Corelații între structura geologică adincă și aureola mofetică din județul Covasna, cu privire la zonele de apariție a apelor minerale carbogazoase. *Bul. Soc. Științ. Geol. Rom.*, XII, București.
- Pricăjan, A. (1972 a) Corrélations entre la structure géologique profonde et les manifestations postvolcaniques de l'éruptif néogène Călimani-Harghita sur le segment sud des Carpates Orientales. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Sér. Géoph.*, 16, 1, Bucarest.
  - Pricăjan A. (1972 b) Corelații între structura geologică adincă și aureola mofetică a județului Harghita, cu privire la zonele de apariție a apelor minerale carbogazoase. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Ser. Geol.*, 17, 2, București.
  - Pricăjan A. (1972 c) Corrélations entre la structure géologique profonde et les manifestations postvolcaniques de l'éruptif néogène de Călimani-Tibleș-Gutăi sur le segment nord des Carpates Orientales. *Rev. roum. géol. géophys., géogr. Sér. Géoph.*, 16, 2 Bucarest.
  - Pricăjan A., Ștefănescu M., Sete I. (1975) Variația manifestării bioxidului de carbon mofetic de la Băile Pucioasa-Sintimbru și Harghita. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Ser. Geol.*, 20, 1 București.
- Gavăt I., Airinei S., Botezatu R., Socolescu M., Stoinescu S., Venecov I. (1965) Contributions de la gravimétrie et de la magnétométrie à l'étude de la structure profonde du territoire de la R. P. Roumaine. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Sér. de Géol.*, 9, 1, Bucarest.
- Pricăjan A. (1972) Apelor minerale și termale din România. Edit. Tehn. București.



**UNELE LEGĂTURI GENETICE ÎNTRÉ APELE MINERALE  
CARBOGAZOASE ȘI TERMALE ȘI MANIFESTĂRILE POST-  
VULCANICE CORELATE CU STRUCTURA GEOLOGICĂ ADÎNCĂ  
A CARPAȚILOR ORIENTALI  
(ROMÂNIA)**

(Rezumat)

---

Este prezentată distribuția zonală a manifestărilor postvulcanice (emanării mofetice și sulfatariene, activitatea termală și aceea de precipitare a rocilor carbonatate recente) în legătură cu masivele eruptive neogene (Harghita – Călimani – Târileș – Oaș) și cu geologia profundă a teritoriului Carpaților Orientali. Manifestațiile mofetice și sulfatariene sunt sporadice pe aria eruptivului propriu-zis, toate manifestările sunt mai complexe, mai frecvente și mai intense în zonele învecinate maselor vulcanice și în regim de scădere progresivă pe zonele mai îndepărtate de acestea.

Toate sistemele de dislocații (crustale, regionale, locale și de euvertură) au o contribuție predominantă și diferențială la instalarea acestor zonări periferice maselor eruptive și chiar la apariția manifestărilor postvulcanice pe ariile lor.

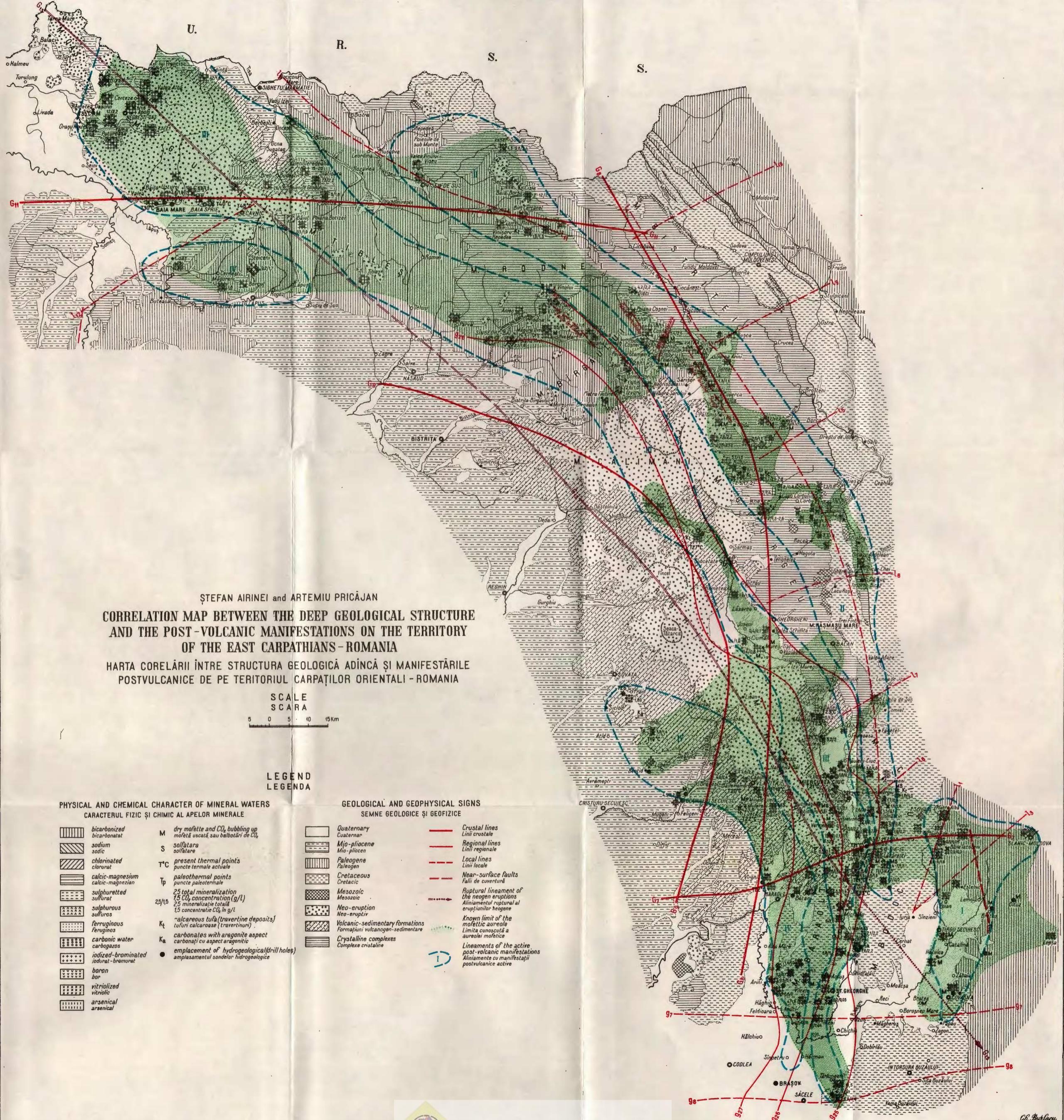
Ca o ultimă problemă este prezentat și analizat fenomenul ritmicității complexe a emanării mofetice. Se disting cinci serii de flux mofetic, fiecare caracterizat prin ondulații succesiive de maxime și minime cu lungimi de unde (de mai mulți ani, mai multe luni, săptămâni, zile și/sau ore) și amplitudini de ordinul zecilor de centimetri) proprii.

---





Institutul Geologic al României



LES SOURCES THERMALES DES PYRÉNÉES CATALANES  
(ESPAGNE)  
PAR  
JOSÉ F. ALBERT-BELTRAN

---

### Abstract

Thermal Springs in the Catalonian Pyrenees (Spain). There are presented the first data yielded by the so far carried out study on thermal springs in the Spanish Pyrenees. One must notice the very pronounced sodium character of waters, and the almost total lack of  $K^+$  and  $Mg^{++}$  as well as their low mineralization degree. Concomitantly the author points out the correlation between the recent neotectonics phenomena and their thermic regime and yields.

---

### 1. Introduction

Dans la zone axiale pyrénéenne les sources thermales sont considérées comme un important objet d'études du domaine hydrogéologique. Leur distribution est plutôt irrégulière puisque on les trouve avec une plus grande profusion dans le versant français que dans celui espagnol. Dans ce dernier elles sont localisées intégralement dans la partie orientale, correspondant aux Pyrénées Catalanes.

Dans cette étude on présente les résultats obtenus jusqu'à présent par les recherches effectuées sur les eaux thermales pyrénnées; ces recherches font partie d'un programme plus large dans lequel on étudie toutes les sources thermales de la Catalogne.

On considère eau thermale une eau dont la température est de  $5^{\circ}C$  supérieure à la moyenne annuelle de l'air ambiant. Pour la Catalogne cette température moyenne oscille autour de  $15 \pm 3^{\circ}C$ . En conséquence, à partir de  $20^{\circ}C$  on peut considérer les eaux comme thermales à condition que cette température soit supérieure à celle des autres eaux souterraines de leur voisinage immédiat.

---

<sup>1</sup> Departamento de Geomorfología y Tectónica. Universidad de Barcelona. España.



En Catalogne sont connues 12 stations hydrothermales. Les eaux thermales des profondeurs montent le long des failles et vers la surface elles envahissent les systèmes de fissures et les diaclases émergeant dans une zone plus ou moins restreinte.

## 2. Géologie régionale

La zone pyrénéenne où sont localisées les sources thermales est formée par une série de massifs granitiques hercyniens posttectoniques et par une succession de dépôts sédimentaires faiblement métamorphosés d'âge paléozoïque. La principale caractéristique structurale de ces dépôts est la dysharmonie existente entre le style de plissement des sédiments du Cambro-Ordovicien et de ceux du Dévonien et du Carbonifère préhercynien, imputable à la plasticité des schistes silurieus qui ont fonctionné comme surface de décollement.

Les dépôts cambro-ordoviciens forment d'énormes structures plissées qui atteignent généralement des longueurs d'onde de 6 à plus de 20 km. Dans les synclinaux les sédiments du Dévonien et du Carbonifère, relativement peu épais, constituent des plis dont la longueur d'onde varie de 50 à 200 m. Ces différences conditionnent une structure de grands anticlinaux et synclinaux avec une direction générale E-W et qui sont affectés par d'importantes failles hercyniennes tardives de même direction. De Sitter (1953) et plus tard Kleinsmiede (1960) ont confirmé leur réactivation dans une ou plusieurs phases de déformation alpine.

Dans quelques stations hydrothermales on trouve des témoins de tectonique quaternaire récente (moraines déformées, activité sismique dans une époque historique, etc.) qui justifient la présence des sources mentionnées.

## 3. Conditions d'émergences des eaux thermales

*a) Localisation.* Les sources thermales des Pyrénées catalanes apparaissent constamment le long des fractures et des contacts intrusifs qui semblent constituer les voies de circulation ascensionnelle préférentielles. Dans quelques cas cette circulation ascensionnelle est déterminée par des dykes qui peuvent agir à la façon de barrages ou, par contre, comme des zones de perméabilité plus élevée le long desquelles l'eau circule jusqu'à la surface.

Dans beaucoup de localités l'eau thermale dans son circuit ascendant envahit près de la surface le réseau de diaclases donnant lieu à des griffons avec plusieurs émergences, dans une zone relativement réduite.

On peut affirmer que les sources se trouvent ordinairement dans les fonds des vallées et dans les talwegs des rivières, là où le circuit hydrothermal ascendent a une charge hydraulique plus faible.

*b) Débits.* Les débits des sources thermales pyrénéennes présentent une grande stabilité puisqu'ils n'ont pas de variations et ils ne sont



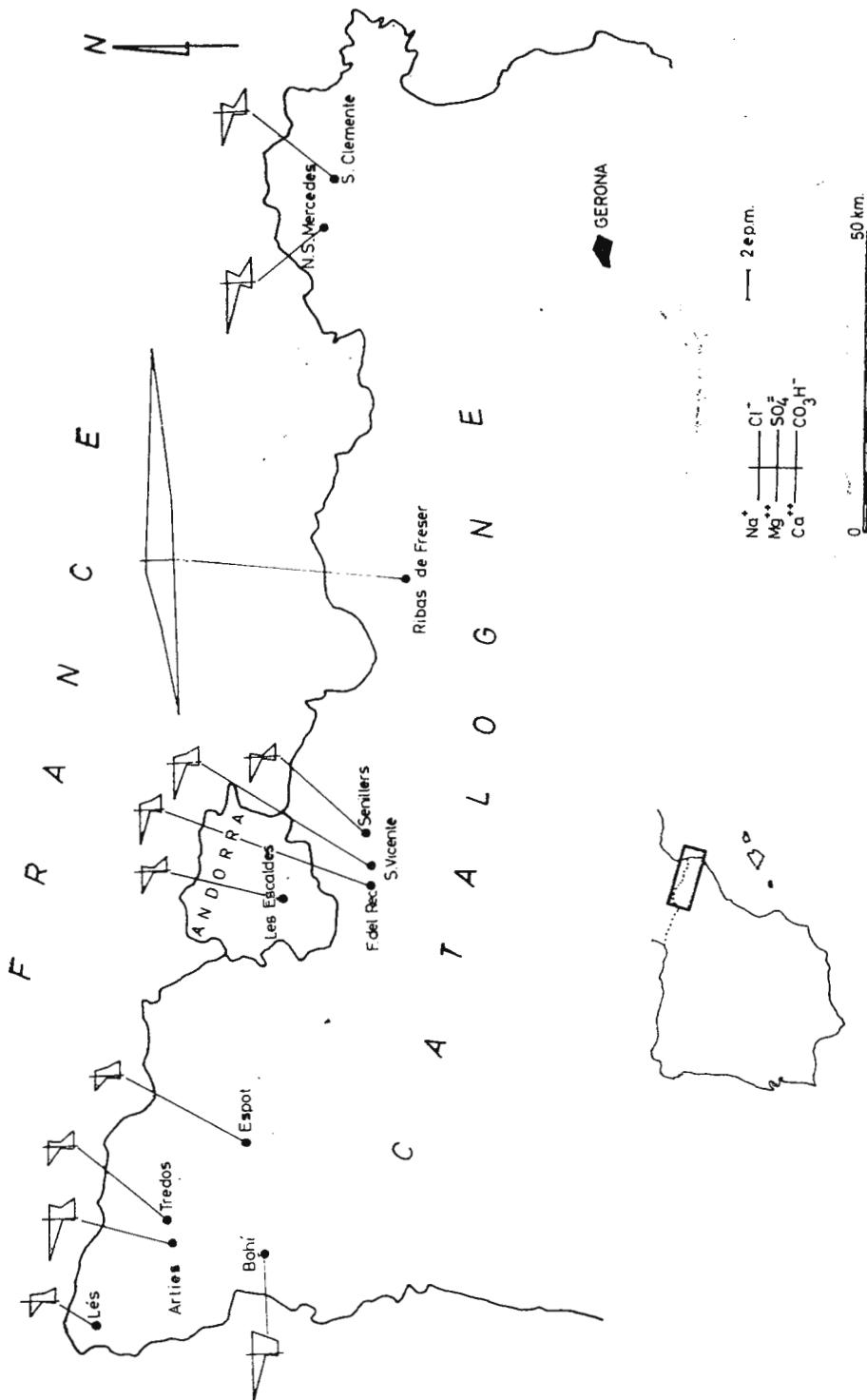


Fig. 1. — Diffusion et chimisme des eaux thermales des Pyrénées Catalanes.

pas affectés par des conditions climatiques extrêmes telles les périodes de sécheresse prolongées ou de précipitations intenses.

Les valeurs des débits varient fréquemment entre 10 et 180 l/min.; dans deux cas ceux-ci indiquent des valeurs de 1300 l/min., à Caldas de Bohi et de 1500 l/min. à Ribas de Freser (tableau).

TABLEAU

*Les analyses chimiques des eaux thermales des Pyrénées Catalanes*

Localité	Température °C	Rés. sec. (ppm)	rNa <sup>+</sup>	rK <sup>+</sup>	rCa <sup>++</sup>	rMg <sup>++</sup>	epm cations	rCO <sub>3</sub> H <sup>-</sup>	rCO <sub>3</sub> <sup>=</sup>	rSO <sub>4</sub> <sup>=</sup>	rCl <sup>-</sup>	epm anions	Débits l/min.
Espot . . . . .	28	105	1,19	0,03	0,20	—	1,42	0,36	0,48	0,58	0,38	1,80	4
Les (F. de la Mina) . . .	25	116	1,19	—	0,20	—	1,39	0,52	0,24	0,58	0,38	1,72	12
Arties . . . . .	40	251	2,84	0,04	0,16	0,02	3,06	0,12	1,12	0,80	0,96	3,00	60
Tredos . . . . .	38	135	1,41	0,03	0,12	0,04	1,60	0,38	0,59	0,34	0,38	1,69	150
Caldas de Bohi (F. de la Estufa) . . . . .	56	271	3,26	0,05	0,20	0,04	3,55	0,90	—	1,12	1,63	3,65	1300
Les Escaldes (Andorra) (F. Rentadó) . . . . .	64	159	1,84	0,04	0,14	0,01	2,03	0,74	0,52	0,24	0,38	1,88	22
Font del Rec . . . . .	35	178	2,63	—	0,08	—	2,71	1,04	0,20	0,56	0,48	2,28	180
San Vicente . . . . .	38	186	2,52	—	0,08	—	2,60	0,93	0,38	0,52	0,48	2,31	45
Sentillers (F. del Pайдor) . . . . .	30	146	1,85	—	0,12	0,04	2,01	0,48	1,04	0,28	0,28	2,08	10
Nuestra Señora de las Mercedes . . . . .	20	411	3,96	0,06	0,11	0,03	4,16	0,64	1,52	0,64	1,07	3,87	30
San Clemente Sasebas . . .	28	219	2,37	—	0,12	0,20	2,69	1,76	—	0,29	0,65	2,70	18
Ribas de Freser . . . . .	24	1208	0,98	0,05	10,60	6,20	16,83	3,59	—	14,02	0,40	18,01	1500

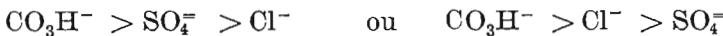
Les débits ne répondent, en principe, à aucune loi exponentielle de tarissement, c'est pour celà que le régime hydraulique de la couche aquifère obéit à un modèle dont la recharge et/ou l'emmagasinement sont de beaucoup supérieur à la décharge, la transmissivité étant elle aussi réduite.

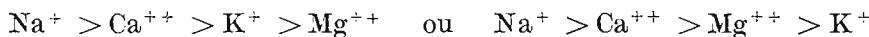
c) **Température.** Vu les mesurages dont nous dispsons (depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle jusqu'à présent) les températures n'ont montré aucune variation importante. Les quelques petites différences que nous avons trouvées entre cette série de mesurages et ceux que nous avons réalisés sont toujours faibles et de signe négatif, et dû à coup sûr aux modifications survenues à la suite de l'aménagement des sources.

La température des eaux thermales de Pyrénées catalanes indique généralement des valeurs comprises entre 20 et 64°C (tableau).

#### 4. Données hydrochimiques

L'interprétation des analyses chimiques permet d'établir que les eaux thermales des Pyrénées catalanes sont bicarbonatées sodiques de formule ionique :





à l'exception des eaux de Bohi (chlorurées sodiques) et de Ribas de Freser (sulfatées-calciques) (Fig. 2 et Tableau). Cette dernière se trouve au contact du Paléozoïque avec l'Éocène gypseux et sa composition chimique est partant pleinement justifiée.

N°	TOPOGRAPHIE	pH 18°C	R.S. ppm	T.H. ppm Ca/Ca	T °C
1	ESPORT	9,3	105	10	28
2	LES	9,1	116	10	25
3	ARTIES	9,4	251	9	40
4	TREDOS	9,5	135	8	38
5	BOHI	8,3	271	12	56
6	LES ESCALDES (ANDORRA)	9,2	189	8	62
7	REC	9,2	178	4	35
8	S.VICENTE	9,3	186	4	38
9	SENAILLERS	9,7	146	8	30
10	M.S. MERCEDES	9,6	411	18	20
11	SCLEMENTE	8,9	219	16	28
12	RIBAS F.	7,3	1208	790	24

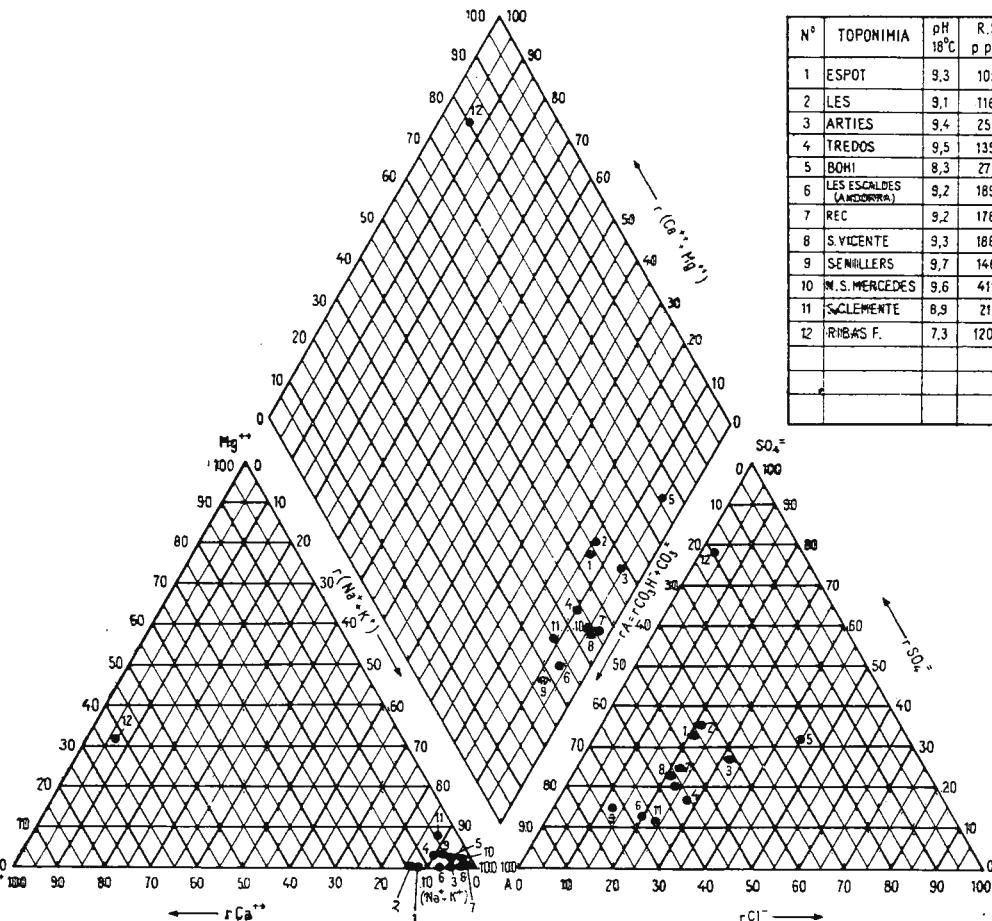


Fig. 2. — Représentation graphique de la composition chimique des eaux thermales des Pyrénées Catalanes (diagramme Tiper-Hill-Langelier).

Toutes les sources thermales des Pyrénées catalanes, exception faite de celle de Ribas de Freser, présentent une série de caractères communs :

la prépondérance du Na<sup>+</sup> sur les autres cations. La teneur oscille en général autour d'une valeur moyenne de 92 % de ppm de cations, mais parfois elle peut atteindre 97 %. Dans de nombreux cas on peut remarquer l'absence presque totale du K<sup>+</sup> et du Mg<sup>++</sup> ;

les teneurs en silice ( $\text{SiO}_2$ ) varient de 100 à 200 ppm ;  
 la pH est basique et supérieur à 8,3 dans tous les cas ;  
 le résidu sec des eaux dépasse rarement 250 ppm, fait qui avec la totale prépondérance du  $\text{Na}^+$  sur le reste des cations conditionnent des valeurs très faibles de dureté (4–18 ppm  $\text{CO}_3 \cdot \text{Ca}$ ) ;  
 dans toutes les sources thermales il y a dégagement de  $\text{SH}_2$  dû aux phénomènes biochimiques de réduction des sulfates sous l'action des Sulfuraires (Thiothrix, Beggiatoa etc.) ;  
 le faciès chloruré sodique de Bohi peut être justifié par une circulation réduite des eaux, mais faute de données isotopiques nous ne saurons conclure en ce sens. A l'heure actuelle nous faisons des déterminations isotopiques de toutes les sources thermales de la Catalogne afin de connaître la durée de transit des eaux et de pouvoir établir à partir de ces données une meilleure interprétation des caractères hydrochimiques.

## BIBLIOGRAPHIE

- Bataller J. R. (1933) Condiciones geologicas de las aguas minerales de Cataluna. Publicacion n° 8 del Laboratorio de Geologia del Seminario de Barcelona. 90 pp. Barcelona.
- Cruz - San Julian J., Garcia - Rossel L. Garrido - Blasco J. (1972) Aguas termales de la provincia de Granada Boletin del Instituto Geologico y Minero. LXXXIII – III p. 56 – 65 Madrid.
- Day A. L. (1939) *The hot spring problem*. Bull. Geol. Soc. Amer. 50 p. 317–336. Washington
- Ellis A. I., Mahon W. A. I. (1963) Natural hydrothermal systems and experimental hot water rock interactions. Geochim. et Cosmochim. Acta 28. London.
- Lopez Ribeyrgua J. M. (1959) Estudio hidrogeológico de las aguas minero medicinales y termominerales de los manantiales de Sanillés, S. Vincente y Andorra. Ilerda, año XVII XXIII p. 67–119, Lérida.
- Moret L. (1946) Les sources thermominérales : Hydrogéologie, Géochimie, Biologie 146 pp 48 figs. Masson et Cie. Paris.
- Urban P. (1967) Geochimie et Hydrogeologie des enveloppes aqueuses et des eaux thermo-minérales 115 pp. 21 fig. Librairie Scient. et Techn. Paris
- White D. E. (1957) Thermal waters of volcanic origin Geol. Soc. Amer. Bull. 68 p. 1637–1658. Washington.
- International Geological Congress Czechoslovakia (1968) Report of the 23 Session. Proceeding of Symposium II. 17. Genesis of Mineral and Thermal Waters. 18. Mineral and Thermal Waters of the World. Praga.



# ASPECTS DE LA DÉTERMINATION DES RÉSERVES EN EAUX MINÉRALES

PAR

MARIUS ALBU, ARCADII HINCULOV<sup>1</sup>

## Abstract

**A s p e c t s o f D e t e r m i n a t i o n o f M i n e r a l W a t e r R e s e r v e s .** The determination of mineral water reserves presents some peculiarities generated by the characters of the reservoir, the conditions and the quality specific to these waters. In this paper the authors expound some base principales relating to the estimation of dynamic natural reserves as well as to mineral water resources. Special attention is paid to the determination of resources, which will allow to establish the most suitable regime for their exploitation as a function of the possibilities of the quantitative and qualitative supply of reserves, with the view of preserving and protecting the mineral water reservoirs.

## Introduction

La connaissance des réserves en eaux souterraines est imposée par la nécessité de leur exploitation rationnelle. Généralement, pour caractériser complètement les gisements aquifères, on poursuit la détermination des réserves naturelles, dynamiques et exploitables en eaux souterraines.

Dans le cas des eaux souterraines minérales, la détermination des réserves présente quelques particularités engendrées aussi bien par les caractéristiques de gisement et de régime que par celles qualitatives des ces eaux.

## Réserves naturelles

Le volume des eaux libérables emmagasinées au cours d'une période déterminée, ou à un instant donné, dans un gisement aquifère représente

<sup>1</sup> Commision Républicaine des Réserves Géologiques, Str. Mendeleev no. 36 Bucarest – Roumanie



les réserves naturelles (Le tourneur, Michel, 1972, Albu, 1972) en ensemble (totales, Castany, 1968).

La détermination des réserves naturelles des eaux minérales présente d'intérêt dans le cas des nappes, libres et captives, des zones littorales ou avec évaporation intense des formations porteuses des roches solubles, des structures pétrolières et gazéifères etc. Pour les eaux minérales des systèmes fissurels aquifères, y compris les formations karstiques, l'évaluation des réserves naturelles n'est pas généralement possible, étant donnée la complexité des conditions de gisement des ces eaux.

Les nappes libres présentent les variations en temps des volumes des eaux emmagasinées, par suite des oscillations des surfaces piézométriques, qui les délimitent au sommet. Si on poursuit l'évolution du niveau moyen mensuel au cours d'une durée de plusieurs années, on peut sélectionner, pour chaque mois de l'année, une valeur minimum et une valeur maximum de ce niveau, obtenant ainsi un de file des 12 valeurs minima et respectivement des 12 valeurs maxima. On convient que la moyenne arithmétique des valeurs de la première file soit dénommée niveau minimal et la moyenne arithmétique des valeurs de la dernière file soit dénommée niveau maximal. Par conséquent, l'intervalle de la variation du niveau moyen mensuel est déterminé par l'éloignement parmi le niveau minimal et celui maximal (fig. 1). Le volume des eaux libérables délimité

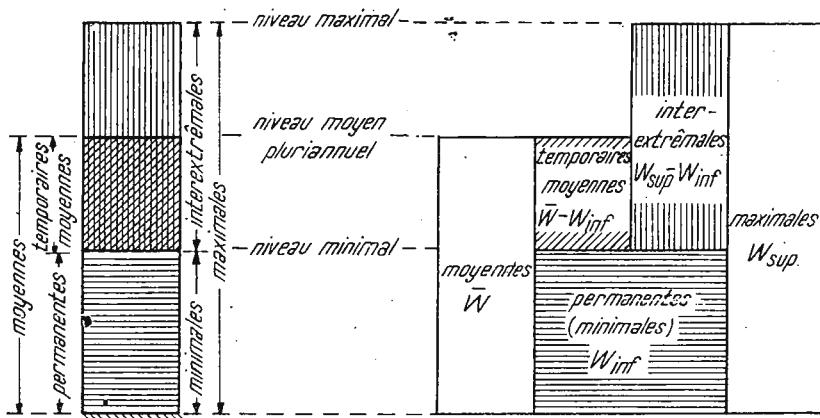


Fig. 1. — Réserves naturelles d'une nappe libre.

à la base par le substratum imperméable et au sommet par le niveau minimal représente les réserves permanentes (Castany, 1968, Albu, 1972 ; géologiques, Le tourneur Michel, 1971, ou séculaires, Castany, 1968)  $W_{inf}$ , mais le volume des eaux libérables emmagasinées par-dessus constitue les réserves temporaires. La grandeur des réserves temporaires moyennes (Albu, 1972 ; régulatrices, Castany, 1948, Le tourneur, Michel, 1971)  $\Delta W_{inf}$  est donnée par le volume des eaux libérables comprises entre le niveau minimal et le niveau moyen

pluriannuel, le dernier s'exprimant par la moyenne arithmétique de toutes les valeurs du niveau moyen mensuel au cours d'une durée de plusieurs années (fig 1). En considérant les réserves permanentes et temporaires moyennes on remarque leur conditions différentes de formation, ce qui a engendrées des tendances de différenciation — en espace et dans le temps — des traits caractéristiques qualitatifs des eaux emmagasinées. La connaissance des conditions de formation de ces réserves, de même que du taux de renouvellement (Castany, 1968)  $\frac{\Delta W}{W_{\text{inf}} + \Delta W}$

s'avère essentielle pour l'appréciation de l'importance des réserves en eaux minérales des nappes libres.

Dans le cas des nappes captives, vu que les réserves naturelles soient représentées seulement par les réserves permanentes (Castany, 1968), il ne faut pas négliger la possibilité d'une différenciation des traits caractéristiques qualitatifs des eaux souterraines (Cazal, Feneyrou, Moussié, Martin, 1969), donc la nécessité de déterminer distinctement les réserves selon les domaines d'utilisation des eaux (eaux industrielles pour l'extraction des composants utiles, eaux minérales pour buts thérapeutiques etc.).

### Réserves dynamiques

Le régime naturel des eaux dans un gisement aquifère est conditionné par le rapport des alimentations (afflux) et pertes (deflux) qui se produisent aux limites du gisement respectif, sur le compte des relations avec les eaux météoriques et de surface ou avec celles des systèmes aquifères souterrains adjacents. L'intensité des afflux moyens correspondant à l'écoulement naturel des eaux à travers tout le gisement représente les réserves dynamiques (ressources naturelles). Pour établir les réserves dynamiques en eaux minérales d'un gisement aquifère, il faut tenir compte de la provenance, des voies de circulation et des conditions de minéralisation des eaux, car ces réserves correspondent seulement aux afflux où se réalisent la minéralisation en sels ou en gaz, qui confèrent aux eaux la qualité d'être minérales, et pas entièrement aux afflux des eaux (fig.2). La connaissance des caractéristiques des eaux minérales permet l'estimation des possibilités de leur renouvellement naturel.

Pour les gisements aquifères avec l'alimentation complexe où les afflux des eaux minérales coexistent avec les afflux d'eau douce, on détermine en partage les réserves dynamiques des eaux différentes par l'emploi.

### Réserves exploitables

L'importance d'un gisement aquifère est appréciée en fonction de ses réserves exploitables (ressources exploitables Castany, 1968), c'est-à-dire du volume des eaux souterraines qu'on peut extraire au cours



d'une période déterminée, correspondant à certaines conditions techniques et économiques ainsi qu'aux nécessités de conservation et de protection du gisement respectif. L'évaluation des réserves exploitables est fondée généralement sur la connaissance tant des réserves naturelles

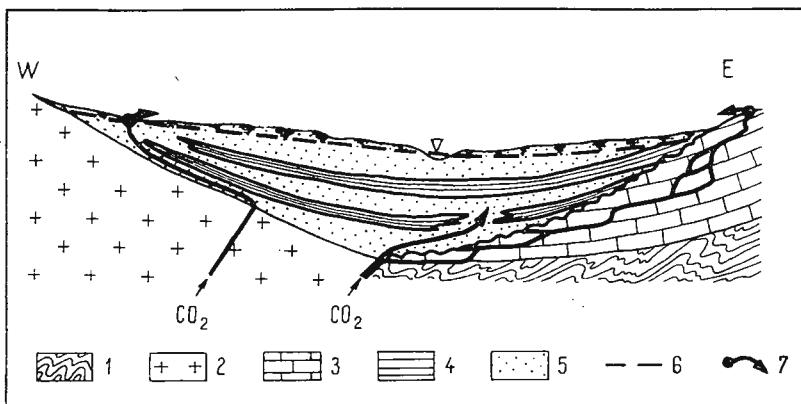


Fig.2. — Section schématique d'une structure hidrogéologique avec eaux minérales carbogazeuses (de type Bassin de Ciuc - Roumanie).

1, roches métamorphiques ; 2, roches éruptives ; 3, calcaires ; 4, argiles ; 5, sables et graviers ; 6, niveau piézométrique ; 7, source.

et des celles dynamiques que des réalimentations éventuelles (par la drainage, les accidents tectoniques, les eaux de surface etc.) qui peuvent apparaître par suite de l'exploitation des eaux souterraines.

La détermination des réserves exploitables en eaux minérales soulève également des problèmes essentiels d'assurance de la stabilité des débits et des caractéristiques qualitatives des eaux pendant l'exploitation, de sorte qu'on puisse satisfaire les exigences des consommateurs. Une solution optimale de ces problèmes implique une décision concernant le système d'exploitation rationnelle, en conditions de la mise en valeur supérieure et complexe des eaux souterraines. Pour les gisements compliqués du point de vue hydrogéologique, une telle décision doit être fondée sur les résultats des essais de pompage ou d'exploitation et vérifiée par la poursuite du comportement en exploitation des gisements respectifs. Le réglage du régime d'exploitation seulement en vertu des considérations d'ordre hydrodynamique n'est pas justifié, parce que la croissance des débits peut être accompagnée d'une diminution des caractéristiques qualitatives des eaux captées, qui est due aux possibilités limitées de régénération de ces dernières (fig. 3). Par conséquent, il est nécessaire un calcul d'optimisation de l'exploitation à même d'assurer simultanément la stabilité des débits et des caractéristiques qualitatives des eaux, l'accomplissement des conditions techniques et économiques et également la conservation et la protection des gisements aquifères. Le développe-

ment de l'exploitation en vertu d'une évaluation hâtive ou insuffisamment approfondie des réserves exploitables en eaux minérales peut conduire à la disparition de quelques émergences naturelles des eaux avec des propriétés spécifiques (curatives) remarquables, le réduction des débits des captages, la dégradation de la qualité des eaux, le changement de leur destination et même la compromission de toute exploitation des eaux minérales. En considération de la gestion autonome des réserves exploi-

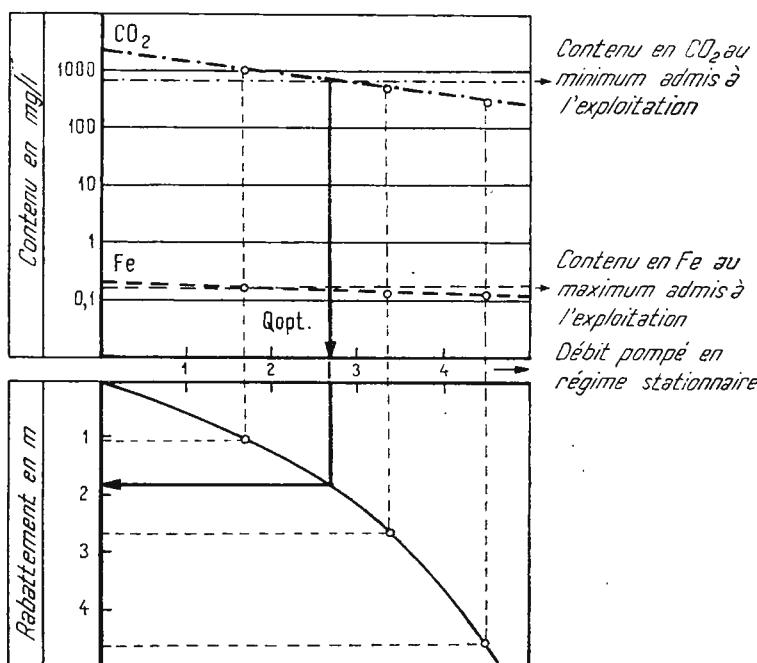


Fig.3. — Etablissement du régime optimal d'exploitation d'une eau minérale carbo gazeuse.

tables en eaux minérales, il est nécessaire de faire un contrôle systématique des exploitations, des usages, du régime et de la qualité des ces eaux.

Dans le cas des gisements aquifères où les eaux minérales coexistent avec les eaux douces, il est obligatoire que par les études techniques-économiques on établisse l'importance des réserves exploitables en eaux minérales par rapport à celles des eaux douces, étant donné que l'exploitation ou l'intensification de l'exploitation des unes peut provoquer des perturbations en régime des autres. Par suite, la détermination des réserves exploitables en eaux minérales doit être conforme à la mise en valeur optimale des eaux souterraines en ensemble.

### Conclusions

Les besoins toujours augmentés en eaux minérales et la différenciation progressive de leurs usages exigent l'intensification des préoccupations pour la connaissance et la mise en valeur des ressources disponibles. Parmi ces préoccupations, la détermination des réserves naturelles dynamiques et spécialement de celles exploitables occupe une place importante, étant à même de jeter les fondements d'une exploitation rationnelle des eaux minérales.

Pour les gisements aquifères contenant aussi bien des eaux minérales que des eaux douces, on partage les réserves en fonction des usages établis conformément aux prévisions de la mise en valeur des eaux souterraines en ensemble.

L'évaluation des réserves exploitables en eaux minérales suppose généralement un calcul d'optimisation de l'exploitation par lequel on assure simultanément, au cours d'une période déterminée, la stabilité des débits et des caractéristiques qualitatives des eaux, l'accomplissement des conditions techniques et économiques ainsi que la conservation et la protection des gisements aquifères. On peut conclure que cette évaluation doit être basée sur une interprétation statistique de nombreuses données primaires acquises au cours d'une période de plusieurs années.

### BIBLIOGRAPHIE

- Albu M. (1972) Considérations concernant le calcul des réserves naturelles d'eau souterraine des couches aquifères à niveau libre. *Hidrotehnica*, 17, 4, p. 192 — 200, Bucarest.
- Castany G. (1968) Prospection et exploitation des eaux souterraines. Dunod, Paris.
- Cazal A., Feneyrou G., Moussié B. (1969) Etude de la circulation d'une eau minérale à travers un aquifère complexe. *Chronique d'Hydrogéologie*, 12, p. 91 — 112, B.R.G.M., Paris.
- Letourneau J., Michel R. (1971) Géologie de génie civil. Librairie Armand Colin, Paris.
- Martin B. (1959) Variation des caractères chimiques des eaux dans les niveaux poreux du Bassin de Parentis. *Chronique d'Hydrogéologie*, 12, p. 77 — 89, B.R.G.M., Paris.



# BEITRÄGE DER GEOPHYSIK ZUR KLÄRUNG DES HYDRO- GEOLOGISCHEN BAUES DES UNTERGRUNDES IM KURORT BÄILE MONEASA

von

ANDREI APOSTOL, DIETER EISENBURGER, DRAGOMIR ROMANESCU,  
SEVER SPÂNOCHE, VASILE VÂJDEA<sup>1</sup>

## Abstract

Geophysical Contributions to the Clearing up the Hydrogeological Structure of the Băile Moneasa Spa Underground. The authors present some results obtained in Moneasa Spa — Rumania — by using complex geophysical procedures, under complicated structural condition. Typical geophysical responses allows to find out a certain structure.

## Einleitung

Der Kurort Bad Moneasa (Băile Moneasa) liegt im bezaubernden Moneasatal, das sich zwischen den Gebirgszügen Codru Moma, in den Westkarpaten, dahinschlängelt. Das Klima ist ein feuchtwarmes, temperiertes Kontinentalklima in dem sich eine üppige Pflanzenwelt entfalten kann.

Bad Moneasa ist seit dem Mittelalter durch seine Thermalquellen bekannt und ist ein sehr besuchter Kurort für Neuroasteniker.

## Geologischer Überblick

Der geologische Aufbau dieser Region ist sehr kompliziert, so dass bis jetzt nicht alle Einzelheiten geklärt sind (Abb.1).

Das Fundament ist aus kristalinen Gesteinen gebildet und wird von Intrusionen der herzynischen Phase durchbrochen. In dem erkundeten Gebiet kommt das Fundament nicht zu Tage. Über dieses Fundament lagern sich Gesteine des Paleozoikums und Mezozoikums. Im südöstlichen Teil von Moneasa erscheint ein, der Permformation angehörender,

<sup>1</sup> Institut für Geologie und Geophysik Str. Caransebeș nr.1. Bukarest — Rumänien.



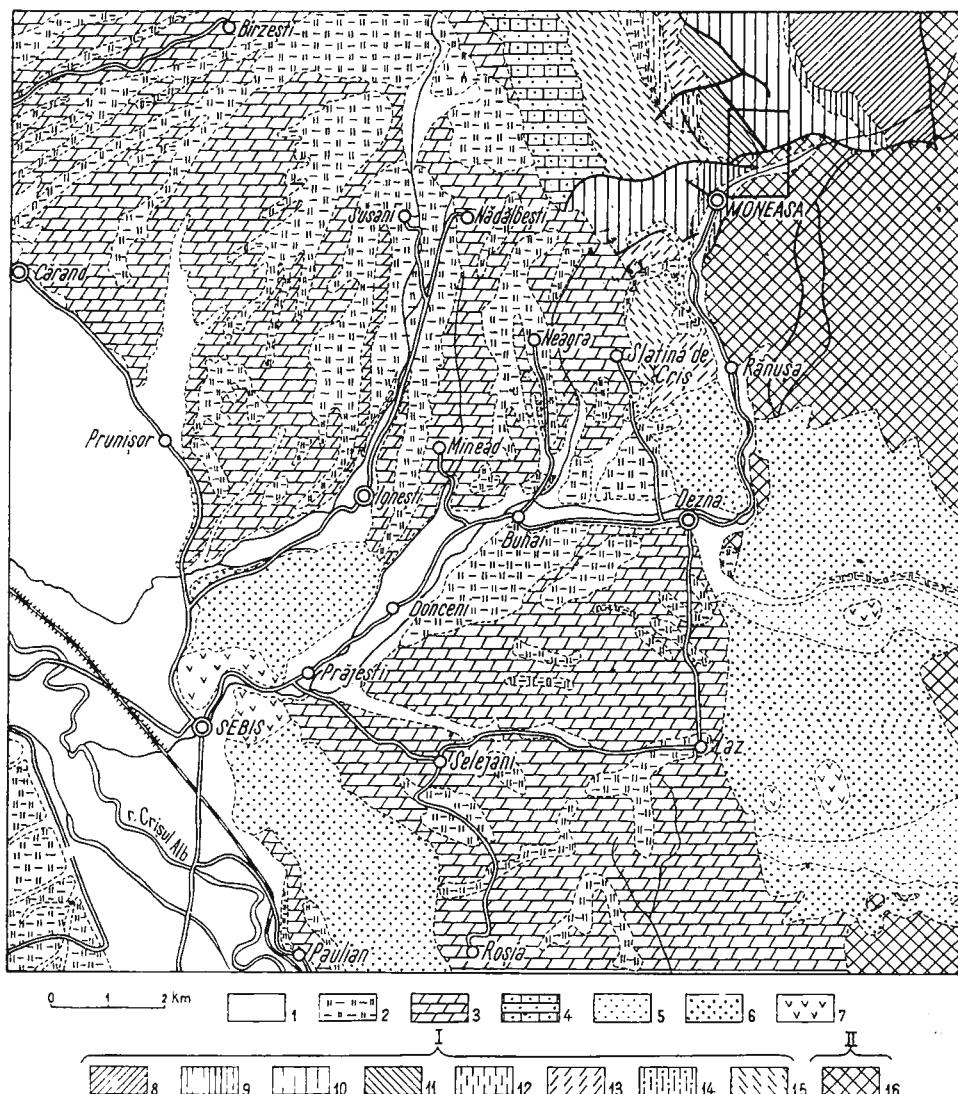


Abb. 1. — Geologische Karte der Region Sebiș—Moneasa.

Quartär: 1, oberes Holozän; 2, unteres Holozän — alluviale Ablagerungen; Pleistozän — eluviale und deluviale Ablagerungen; Mio—Pliozän; 3, Pont—Mergel; 4, unteres Sarmat (Sandstein, Kalkstein, Sand); Neozoische Eruptivgesteine: 5, andesitische Asche; 6, andesitische Auswerfung; 7, Andesite. I. Finistaleinheit: Kreide 8, Neokom—Mergel; Jura: 9, Liias—rötlicher Kalkstein; 10, Rhät — violetter Sandstein und schwarzer Kalkstein; Trias: 11, Nor-weisser Kalkstein; 12, Karn — weisser Dolomit; 13, Ladin-schwarzer Kalkstein; 14, Anis — schwarzer Dolomit; 15, Skyt quarziges Konglomerat, Ortoquarz. II. Moma-Täreaula-einheit: 16, Perm — Diabaz, limonitischer und glimmerhaltiger Sandstein, Konglomerate.

Gesteinskomplex zu Tage, dessen eigentliche paleogeographische Lage nicht geklärt ist. Dieser Gesteinskomplex (Perm) ist in einem seichten Meer abgelagert worden und besteht aus Konglomeraten, Phyllitschiefern und eruptiven Gesteinen, wie quarzhaltige Porphyre und Diabase, die den Eruptionen, die am Meeresgrund stattfanden zuzuschreiben sind. Es wird angenommen, dass dieser Gesteinskomplex in der alt-alpidischen Faltung eine starke Veränderung seiner Lage erfahren hat.

Einige Geologen<sup>2</sup> nehmen an, er bilde eine „Decke“<sup>3</sup>, die auf authochthonen Gesteinsformationen (Trias, Jura) ruht, andere wieder nehmen an, wir hätten hier eine Aufschiebung des Permkomplexes über den mezozoischen Gesteinskomplex. Sicher ist, dass die beiden Gesteinskomplexe in einem diskordanten tektonischen Verhältnis zueinander stehen. Der mezozoische Gesteinskomplex erstreckt sich im nordwestlichen Teil der Region Moneasa und ist aus Kalkstein und Dolomit, die tonige Zwischenlagerungen aufweisen, gebildet. Dieser Gesteinskomplex bildet die östliche Flanke eines Sattels, dessen Axe NW-SO gerichtet ist. Die Schichten fallen hier in einem Winkel von 45° und streichen in der Richtung NW-SO.

Die Zarandsenke, die westlich von Moneasa liegt, bildete sich am Ende des Tortons, als sich dieser Teil senkte und so zwei Bruchzonen entstehen liess (Abb.2), die die Bildung von Stratovulkanen ermöglichten.

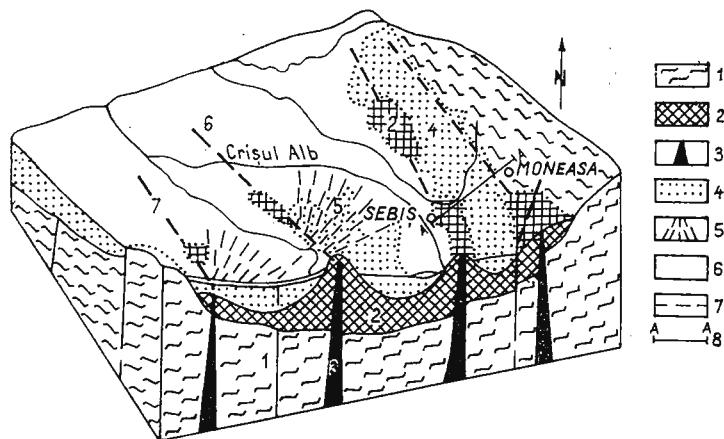


Abb.2. — Blockdiagramm der Zarandsenke.

- 1, Fundament; 2, Vulkanisches Gestein; 3, Vulkanischschlot; 4, Neogene Gesteine;  
5, Schuttfächer; 6, Quartär; 7, Bruch; 8, regionales Profil Sebiș-Moneasa.

<sup>2</sup> M. Bleahu, Ştefana Balş, Josefina Dan, Camelia Tomescu Maria Tabacu, M. Antonescu, Alexandrina Coste. Raport asupra lucrărilor de cartare geologică din Munții Codru-Moma. 1957—1960. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>3</sup> Obwohl die Bezeichnung „Decke“ etwas gewagt ist, werden die Autoren einfachheitsshalber diese Bezeichnung beibehalten.

### Elemente der Hydrogeologie

Wie in Abb. 3 ersichtlich ist, gruppieren sich die meisten Warmquellen in der Nähe der bedeutendsten Brüche. Es könnte so die Schussfolgerung gezogen werden, dass die Thermalquellen Effekte der neogenen tektonischen Bewegungen und der Vulkantätigkeit sind und da zu Tage treten,

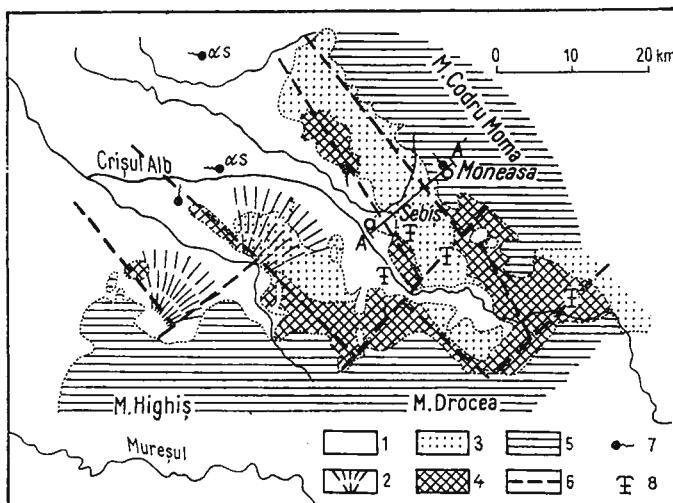


Abb.3. — Tektonische Karte der Zarandsenke (nach Paucă, Savu, Neacşu).

- 1, Quartär; 2, Schuttfächer; 3, Pliozän; 4, vulkanisches Gestein; 5, Codru-Mona Einheit; 6, Bruch; 7, Mineral – und Thermalquellen; 8, Fossilienfunde.

wo wasserhöffige Gesteine ihnen dieses erlauben. Diesbezüglich können in der Region Moneasa die mezozoischen Kalke als wasserhöffig angesehen werden. Die Wasserhöffigkeit der hiesigen Kalke ist teils durch ihre Klüftigkeit, teils durch ihre Löslichkeit bedingt. Wie schon gezeigt, fallen die Kalke unter einem Winkel von  $45^\circ$  und streichen in der Richtung NW—SO. Der permische Gesteinskomplex („Decke“) wurde über diese überschoben und kann als Wasserstauer angesehen werden. Ausser den Thermalquellen gibt es hier eine grosse Anzahl von Kaltwasserquellen, die das karsthydrographische und karsttopographische Bild vervollständigen.

Quellen die kaltes Wasser schütten sind 8, 9, Peștera Ursului u.a.

Quellen die Thermalwasser schütten sind 1, 2, 4 und 5.

Quellen die gemischtes Wasser schütten sind 0.

Nord-westlich von der „Peștera Ursului“, ungefähr 3km weit, liegt das Tinoasaplateau, ein Plateau das mit Dolinen übersäht ist und uns den Karst verrät. Beobachtungen zeigten, dass ein Teil des hier eingesickerten Wassers in den Kaltwasserquellen von Moneasa wieder zu Tage tritt. Die hydrologische Bilanz ergab einen Deffizit, der bei den Quellen

austretenden Wassermenge. Diese Feststellung so wie das tektonische Verhältnis zwischen den Kalken und der „Decke“ (permischer Gessteinkomplex) führte die Geologen zu der Hypothese, dass das Thermalwasser vadose Ursprungs ist<sup>4</sup>. Ein anderes Team von Geologen<sup>5</sup> vertritt die Ansicht, dass das Thermalwasser juvenilen Ursprungs ist. Dieses Team weisst auf die neogenen Eruptionen hin, die nicht weit von Moneasa zu Tage treten und betrachtet die Thermalquellen als postvulkanisches Phänomen.

Die Temperatur der Thermalquellen schwankt zwischen 17°C und 30°C und haben einen niederen Mineralisationsgrad (200 – 300 mg/l). Sie grupieren sich in der Nähe des Kontaktes Kalke/„Decke“ im Tale „Băilor“ und „Meghiș“. Die beiden Bohrungen die in diesen Tälern niedergebracht wurden, liefern artesisch Thermalwasser und befinden sich im Kalkstein, ungefähr 60 bzw. 100m nördlich vom Kontakt. Interessant ist, dass die Bohrungen mit zunehmender Tiefe auf kälteres Wasser stiessen und so zur Zeit Wasser niedrigerer Temperatur (24°C) liefern als die Quellen.

### **Die geophysikalischen Untersuchungen und deren Auswertung**

Die geophysikalischen Untersuchungen verfolgten nicht etwa den Ursprung des Thermalwassers, sondern den eigentlichen Leiter des Thermalwassers, den Wasserstauer und die tektonischen Verhältnisse, in denen diese beiden zueinander stehen.

Die geologische Situation so wie die morphologischen Bedingungen erschwerten es sehr eine geeignete Methodik für die geophysikalische Erkundung festzulegen. Einerseits musste der Kontakt zwischen Authochthon und „Decke“, andererseits musste der Schichtenkomplex Trias-Jura erfasst werden, da sich die Thermalquellen in diesem befinden.

Um einen besseren Überblick zu erhalten wurden zuerst zwei magnetische Profile ausgeführt und zwar ein regionales Profil Moneasa-Sebiș (cca 15 km – Abb. 4) und eines längs des Meghiștales (Abb.5). Das erste überquerte das östliche Bruchsystem der Zarandsenke und das zweite den Kontakt zwischen der permischen „Decke“ (auch „Codru Decke“ genannt)/Authochthon (Kalke der Trias und Juraformation).

Auf dem Profil Sebiș-Moneasa wurde  $\Delta T$ ,  $\Delta Z$  und DR (Dowsing-reaction) gemessen. Bei der geologischen Auswertung wurden die schon bekannten Daten der aeromagnetischen und gravimetrischen Messungen verwendet (Abb.4).

Wenn die aeromagnetische Kurve eine regionale Veränderung im Untergrund anzeigt, bringen die beiden im Gelände gemessenen Parameter  $\Delta T$  und  $\Delta Z$  einige wichtige lokale Einzelheiten. So konnte festgestellt werden, dass der eigentliche Vulkanschlot etwas östlicher von Sebiș-

<sup>4</sup> D. Slăvoacă, I. Orăsanu. Cercetări hidrogeologice pentru ape termale în zona Moneasa. 1970. Arh. IGP, Bucureşti.

<sup>5</sup> O. Haiduc. Studiul hidrogeologic privind perimetrul de protecție hidrogeologică Moneasa. 1966. Arh. ISPIF, Bucureşti.

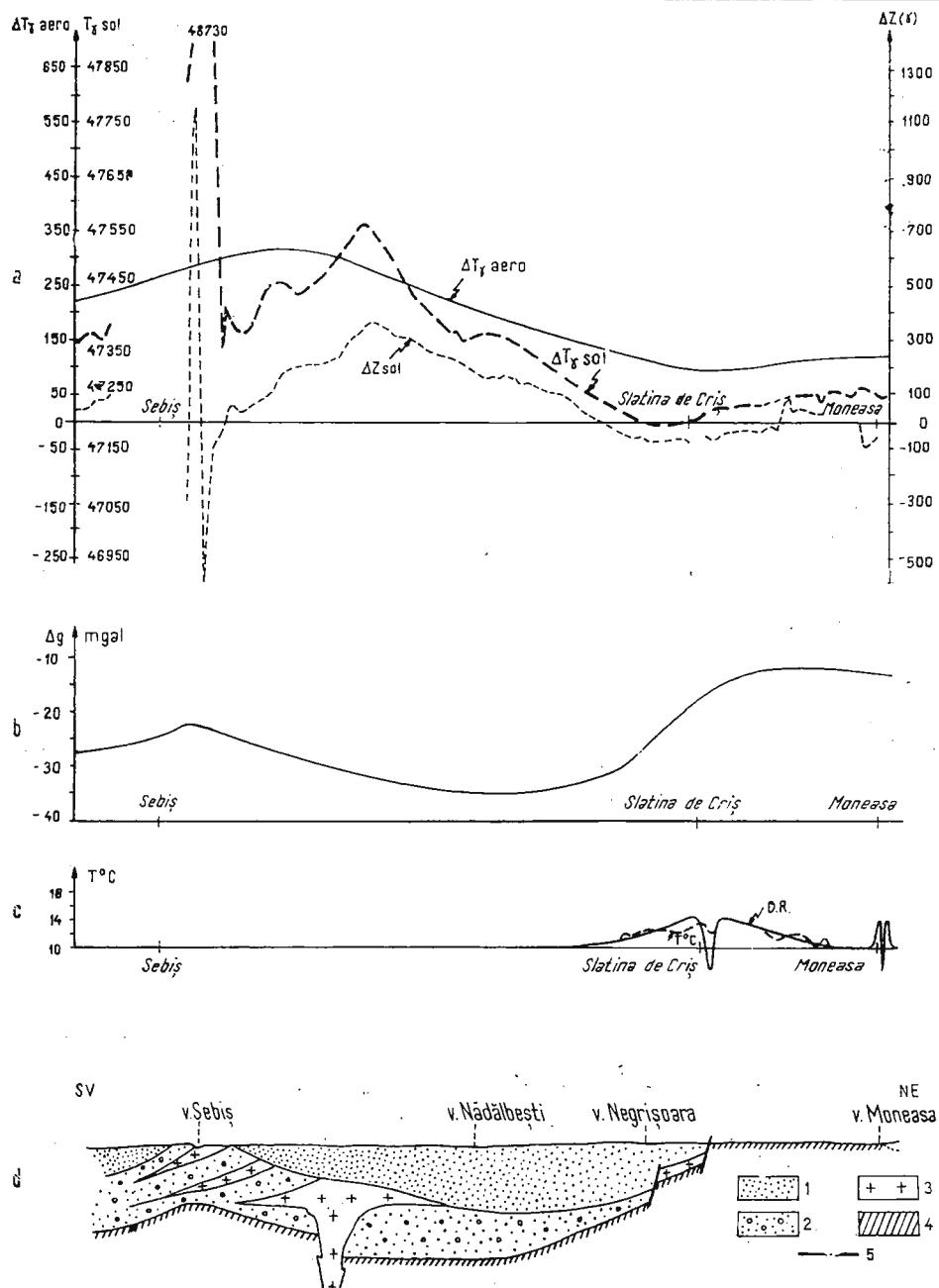


Abb.4. — Regionales Profil Sebiș-Moneasa.

1, Neogen; 2, neogene Pyroklastite; 3, neogene Andesite; 4, Mezozoische und ältere Formationen; 5, Verwerfungen.

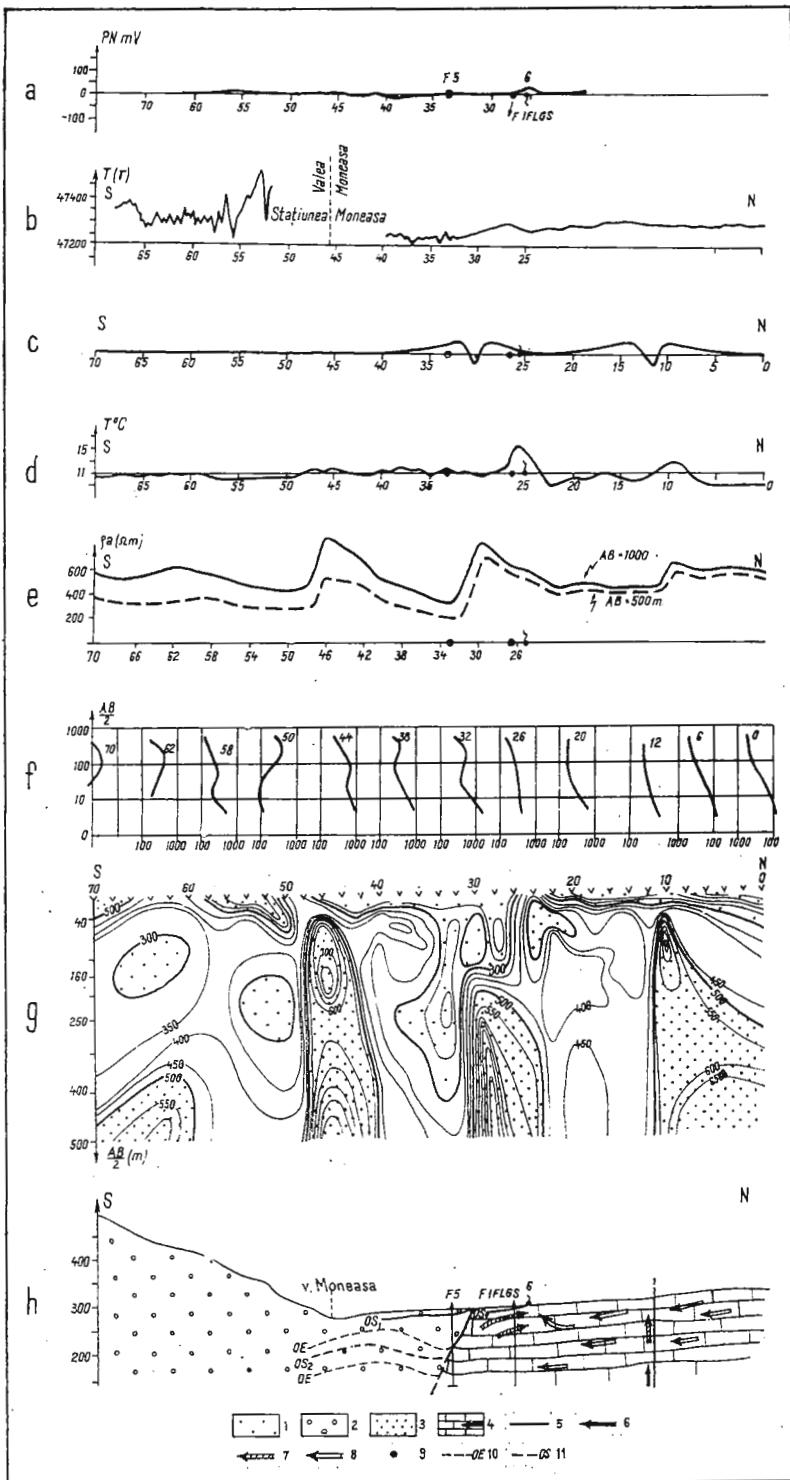


Abb.5. -- Lokales Profil im Meghiștal.

1, Kalke (Autochthon); 2, Diabase (Decke); 3, Maximum; 4, Minimum; 5, Verwerfung;  
6, Thermalwasser; 7, gemischtes Wasser; 8, Kaltwasser; 9, Bohrung; 10, elektrischer Ho-  
zont; 11, seismischer Horizont.

gelegen ist (Abb.4) und die zu Tage tretenden Andesite nur eine Lavaschichte des Vulkankegels bilden. Die Werte  $\Delta g$ -s fallen plötzlich bei Slatina Criș, was ein plötzliches Sinken des Fundaments vermuten lässt und auf die Existenz des zweiten Bruchsystems hinweist. Dieses Bruchsystem wurde auch durch das DR-Profil markiert. Das Ansteigen des  $\Delta g$ -s bei Sebiș kann nicht nur den Andesiten zugeschrieben werden, die eine Dichte von  $2,6 - 2,7 \text{ g/cm}^3$  im Verhältnis zu den neogenen Gesteinen, die  $1,5 - 2,2 \text{ g/cm}^3$  haben, sondern muss einem Horst den das Fundament hier bildet zugesprochen werden. Der Vulkanschlott befindet sich an der östlichen Flanke dieses Horstes.

Die geothermischen Messungen die bei Slatina Criș ausgeführt wurden und das Bruchsystem überqueren haben keinen bedeutenden Anstieg der Temperatur verzeichnet. Für die Erkundung der Region war dieses Profil sehr nützlich, da einige Informationen über die neogenen Eruptionen erhalten wurden und das Bruchsystem besser geortet werden konnte. In wie weit und ob die Thermalquellen mit den neogenen Eruptionen eine Verbindung haben, konnte man nicht feststellen.

Das mikromagnetische Profil, quer über den Kontakt Authochthon-„Decke“, hat diesen genau lokalisiert und somit einen sicheren Anhaltpunkt für die weiteren Untersuchungen gegeben. Diese wurden mit geoelektrischen, geothermischen, seismischen und DR-Messungen auf 11 Profilen, die senkrecht auf den Kontakt-„Decke“-Authochthon gerichtet sind, fortgeführt.

Die geoelektrischen Messungen bestanden aus Widerstands- und Eigenpotentialmessungen.

Die Widerstandsmessungen wurden mit der Vierelektroden-mes-anordnung nach Schlumberger ausgeführt. Um die Ausdehnung der verschiedenen Gesteinskomplexe festzulegen um im Allgemeinen die Verteilung des spezifischen Widerstandes zu erhalten, wurden auf allen 11 Profilen Widerstandsmessungen durchgeführt, bei denen der Elektrodenabstand konstant gehalten wurde ( $AB = 500 \text{ m}$ ). Wir erhielten so eine Karte mit Isoohmen (Abb.6), die einer Tiefe von ca 100 m entspricht. Der Widerstandskontrast der zwischen den Kalken ( $500 - 1500 \Omega \text{ m}$ ) und dem Gesteinskomplex aus der „Decke“ ( $200 - 500 \Omega \text{ m}$ ) besteht, ermöglichte es sehr leicht die Kontaktlinie zwischen den beiden zu ziehen. Der Kontakt ist durch einen starken Gradient des elektrischen Widerstands gekennzeichnet. Interessant war es, dass die DR-Messungen mit diesem Resultat verblüffend genau übereinstimmen (Abb.7). Wenn wir die allgemeine Richtung der Isoohme in den beiden Komplexen verfolgen, so sehen wir dass sie die Streichrichtung der jeweiligen Schichten verfolgen und so eine weitere Information über die beiden Komplexe liefern. Ein geoelektrischer Querschnitt der längs des Meghiștales auf dem Profil „L“ durchgeführt wurde (Abb.5 – Richtung N – S) ermöglichte einige quantitative und qualitative Auswertungen. So konnte ein Gesteinspa-ket niederen Widerstandes, dessen Mächtigkeit  $50 - 60 \text{ m}$  beträgt und dessen obere Grenze zwischen  $40$  und  $100 \text{ m}$  schwankt, ermittelt werden. Bei den Messpunkten L31 und L11 ist ein plötzlicher Widerstandsabfall



zu bemerken, der auf eine Verwerfung (tektonischer Kontakt) beziehungsweise auf einen Bruch schliessen lässt (Abb.5). Um ausführlichere Informationen über diese Verwerfung und eventuell den Beweis für die Existenz der „Decke“ zu erhalten, wurden drei seismische Profile ausgeführt, die teils quer zum Kontakt, teils quer zum Strich des Authochthons gerichtet sind. Die Tatsache, dass kein wesentlicher Unterschied zwischen den elas-

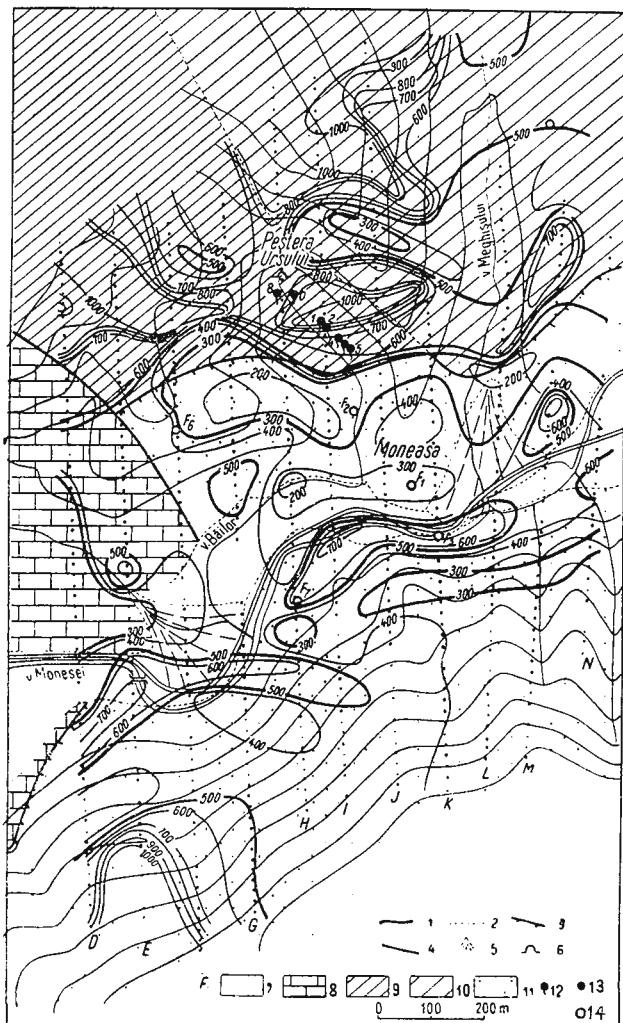


Abb.6. — Geoelektrische Karte (AB = 500 m).

1, Isohöne; 2, Grenze der alluvialen und diluvialen Deckschichten; 3, Deckenstirn; 4, Verwerfung; 5, Schuttfecher; 6, Höhle; 7, Quartär; 8, Jura; 9, Trias (unteres); 10, Trias (mittler); 11, Perm; 12, Quelle; 13, ausgeführte Bohrung; 14, vorgeschlagene Bohrung.

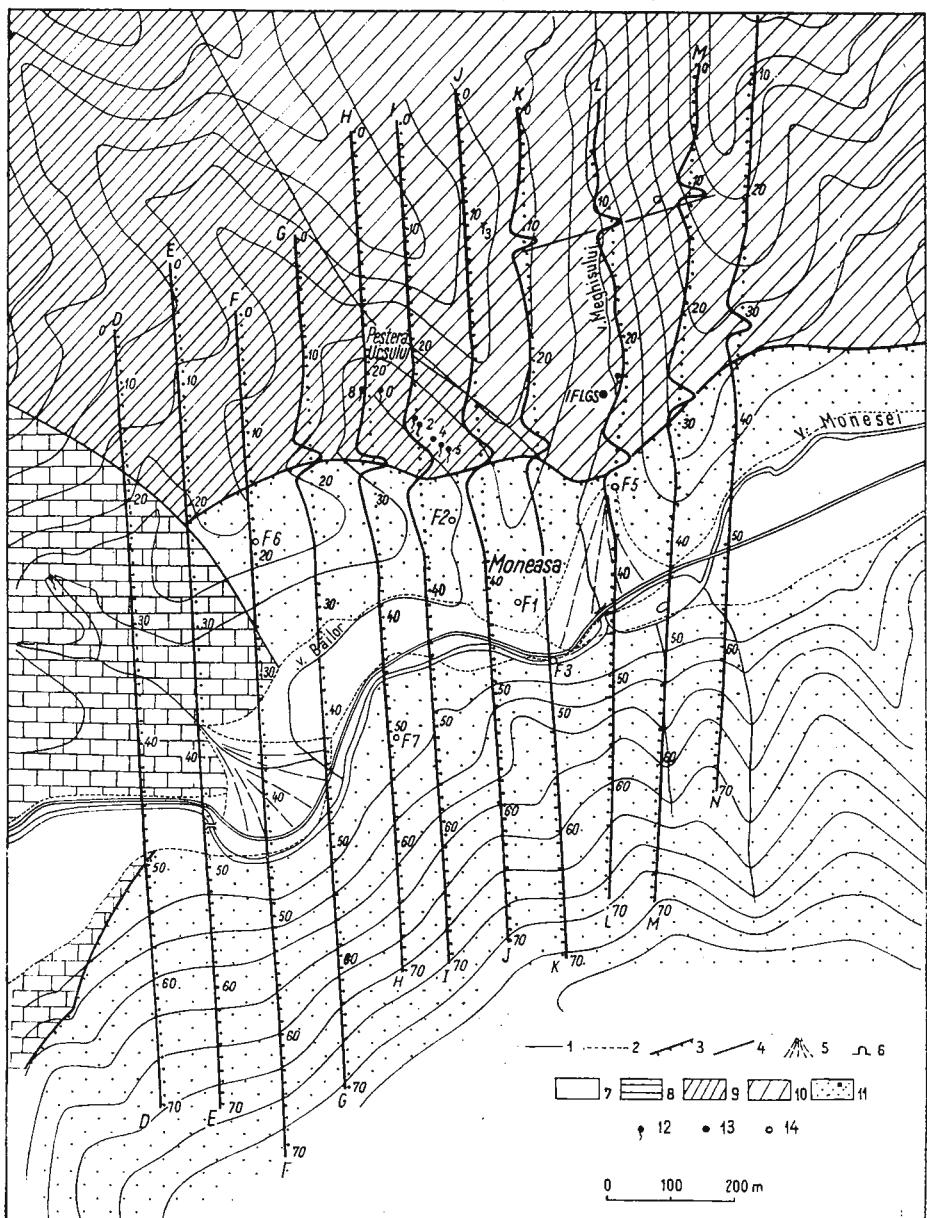


Abb.7. — Karte der „Dowsing reaction“ (Erdstrahlung).

1. „Dowsing reaction“-Linien; 2, Grenzen der alluvialen und diluvialen Deckenschichten; 3, Deckenstirn; 4, Verwerfung; 5, Schuttfächer; 6, Höhle; 7, Quartär; 8, Jura; 9, Trias (unter); 10, Trias (mittel); 11, Perm; 12, Quelle 13, Ausgeföhrte Bohrung; 14, Vorgeschlagene Bohrung.

tischen Eigenschaften der verschiedenen Gesteinskomplexen existiert, erschwere die Auswertung der Seismogramme. Die im Meghiștal vorhandene Bohrung erlaubte es in dieser selbst Messungen auszuführen, indem in das Bohrloch ein Geophon eingeführt wurde und die Explosionen in verschiedenen Punkten des Profils durchgeführt wurden (Abb.8 a, b). Die Refraktionen und Reflektionen liessen klar eine stark fallende Diskontinuität, erkennen die einer fazialen Veränderung des Gesteinskomplexes zugeschrieben wurde. Die anderen beiden Profile die längs des Băiletales und Moneasatales ausgeführt wurden, führten zu denselben Resultaten. Wenn man die Ergebnisse der Widerstands-, seismischen und DR Messungen vergleicht, kann man mit ziemlicher Genauigkeit den Verlauf des Kontaktes aufzeichnen und kann feststellen, dass soweit die Erkundungstiefe reicht der Gesteinskomplex „Decke“ eine Aufschiebung über die Kalke der Trias, und Juraformation bildet; schliesst aber nicht aus, dass hier eine Dekkenüberschiebung existiert deren Überschiebungsfäche man nicht erfassen konnte.

Da der permische Gesteinskomplex als wasserundurchlässig, also als Wasserstauer angesehen werden kann, müssen die Kalke des Authochthons, in denen auch alle Thermalquellen liegen, den Wasserleiter bilden. Die Karte der Widerstandsmessungen gibt hier weniger Aufschluss. Ein einziges längliches Minimum das im Bereich des Autochthons erfasst wurde (Abb.6), ist einer tonigen Zwischenlagerung, die auch an der Oberfläche erscheint, zuzuschreiben. Aufschlussreicher sind die geothermischen Messungen, die in Bohrlöchern von 1,5 m ausgeführt wurden (Abb.9). Im allgemeinen gruppieren sich die Maxima in der Nähe der Kontaktlinie. Wenn die Maxima in der Nähe des Kontaktes Jura/„Decke“, da kleiner, von weniger bedeutendem Interesse sind, haben die Maxima im Trias grössere Werte und eine interessante Anordnung.

Das Maximum das sich zum Teil parallel mit dem Băiletal dahinzieht und alle Thermalquellen umfasst und sogar auf der „Decke“ weiterläuft, kann man annehmen, dass man in der Gegenwart löslichere oder klüftigerer Kalke ist, die wasserhöfigner sind als die umliegenden. Die anderen beiden Maxima können auf kleinere Sprünge zurückgeführt werden, die das Aufsteigen des Thermalwassers ermöglichen. Als bedeutendster Thermalwasserleiter kann demnach eine Kalkschicht betrachtet werden, die wie der ganze Authochthon NW-SO streicht und 45° NO fällt.

Welchen Ursprung immer das Thermalwasser auch hat, kann man behaupten, dass dieses aus der Tiefe nach oben steigt. Als nun Eigenpotentialmessungen vorgenommen wurden (Abb.10), konnte festgestellt werden, dass alle Thermalquellen sich durch positive Werte kennzeichnen, eine Tatsache die auch theoretisch begründet ist, wobei die Kaltwasserquellen und im allgemeinen die Infiltrationen negative Werte aufweisen. Dieses ergab ein nützliches Kriterium die Zirkulationswege des Thermalwassers zu orten. Wie aus Abb.9 und 11 ersichtlich ist, überlagern sich die positiven Werte des Eigenpotentials mit der geothermischen Ano-



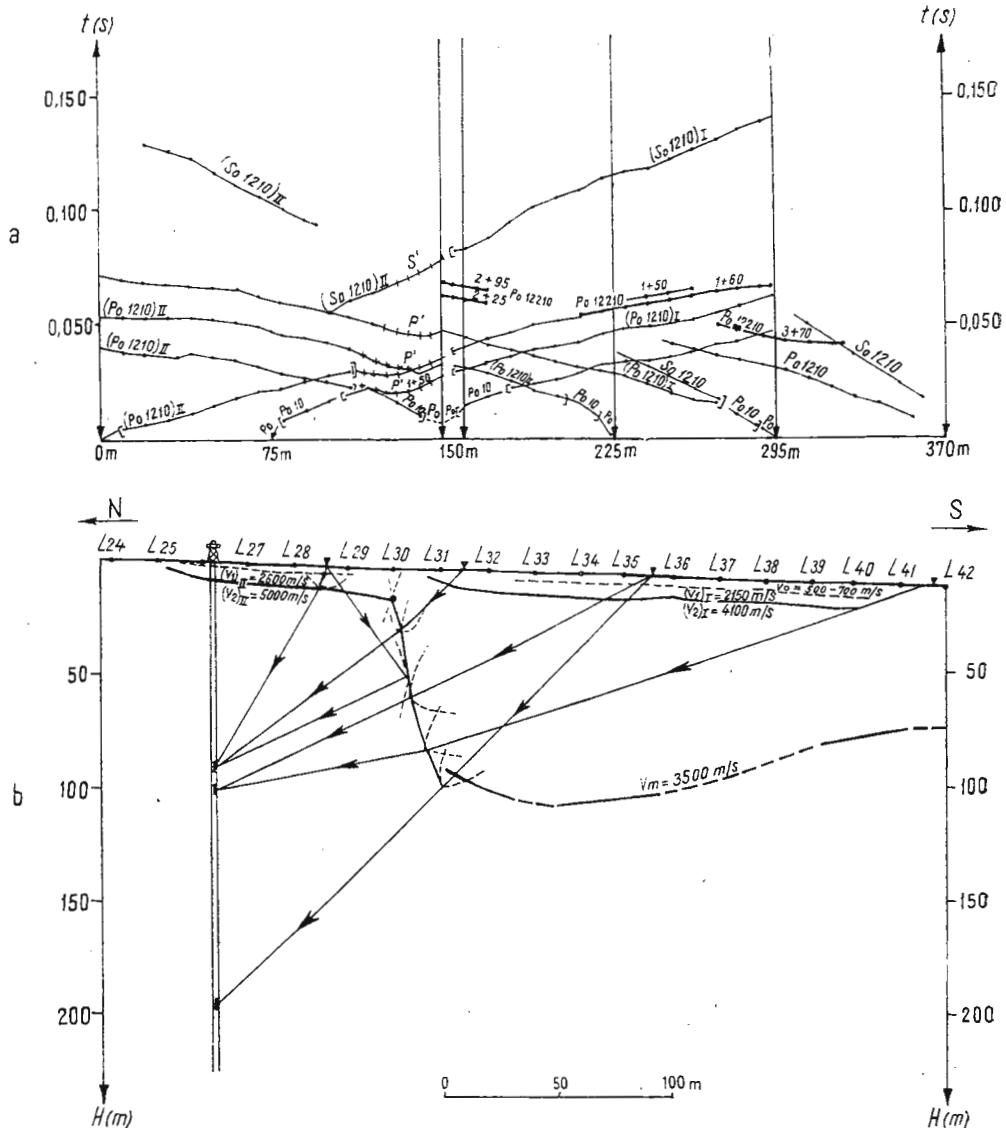


Abb. 8. — Seismisches Profil entlang des Meghiștale.  
a, Hodograph; b, seismischer Querschnitt.

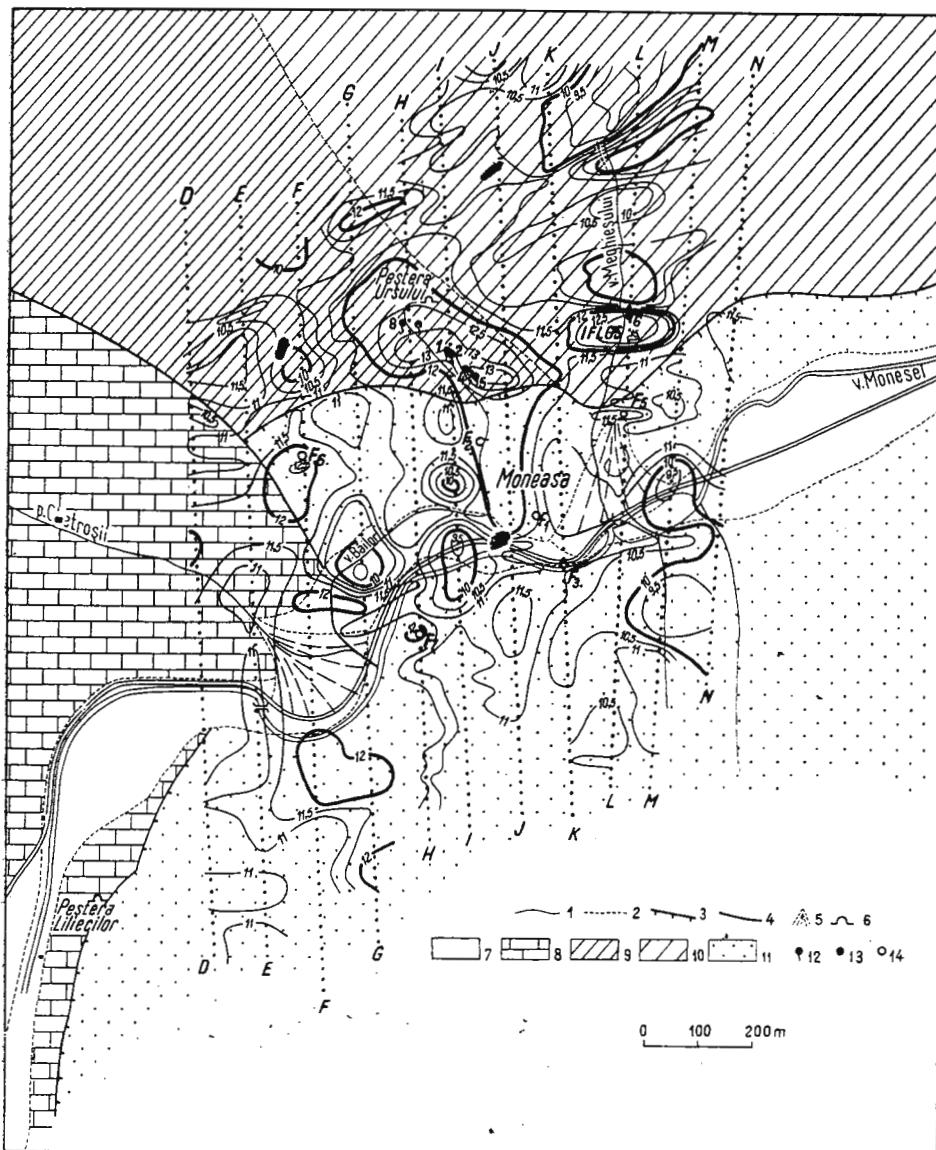


Abb.9. — Geothermische Karte.

1, Isotherme; 2, Grenze der alluvialen und diluvialen Deckenschichten; 3, Deckenstr.; 4, Verwerfung; 5, Schuttfächer; 6, Höhle; 7, Quartär; 8, Jura; 9, Trias (unter); 10, Trias (mittel); 11, Perm; 12, Quelle; 13, ausgeführte Bohrung; 14, vorgeschlagene Bohrung.

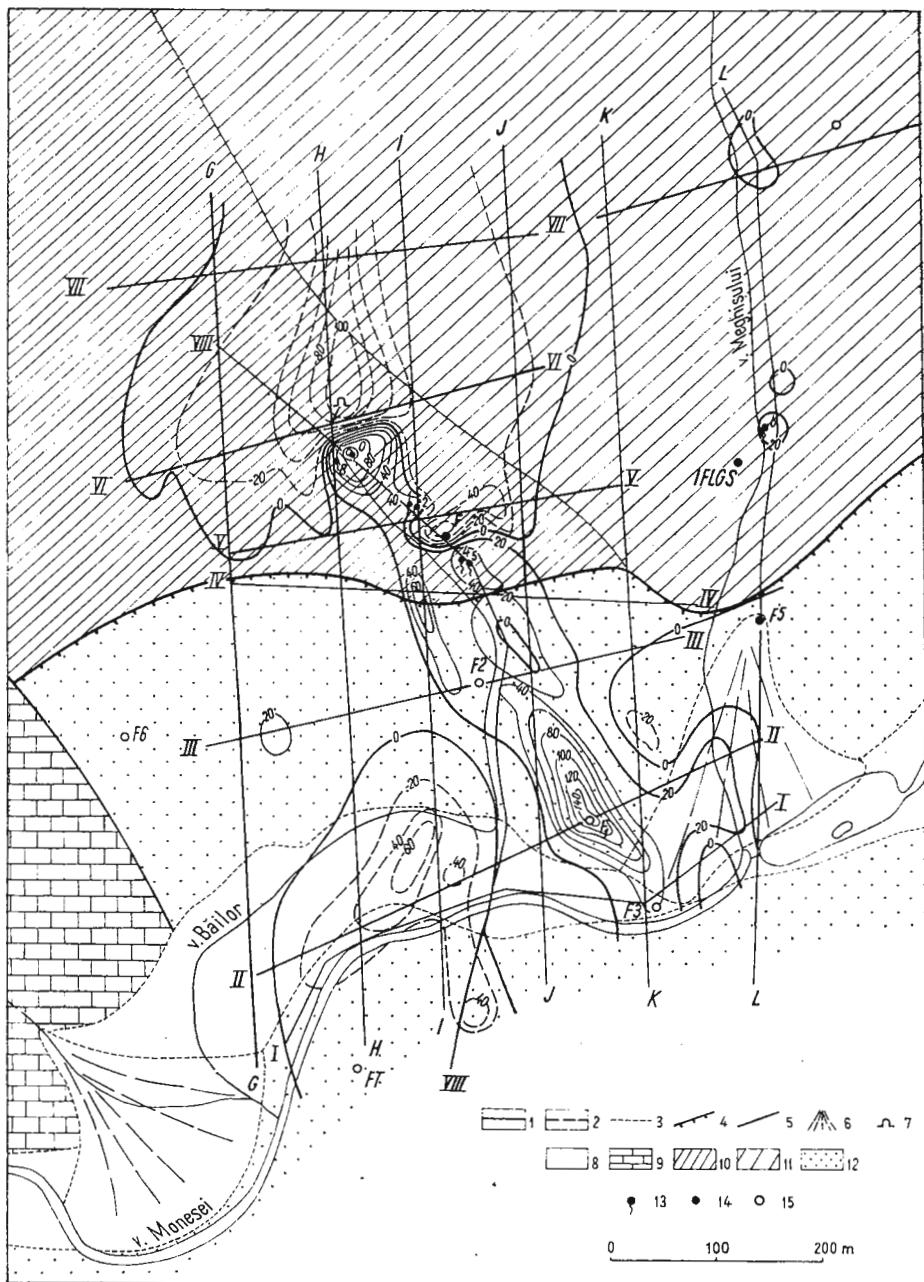


Abb.11. — Karte der Eigenpotentialmessungen.

1, Positive Äquipotentiallinien ; 2, negative Äquitpotentiallinien ; 3, Grenze der alluvialen und delluvialen Deckschichten ; 4, Deckenstirn ; 5, Verwerfung ; 6, Schuttfächer ; 7, Höhle ; 8, Jura ; 9, Quartär ; 10, unteres Trias ; 11, mittleres Trias ; 12, Perm ; 13, Quelle ; 14, ausgeführte Bohrung ; 15, vorgeschlagene Bohrung.

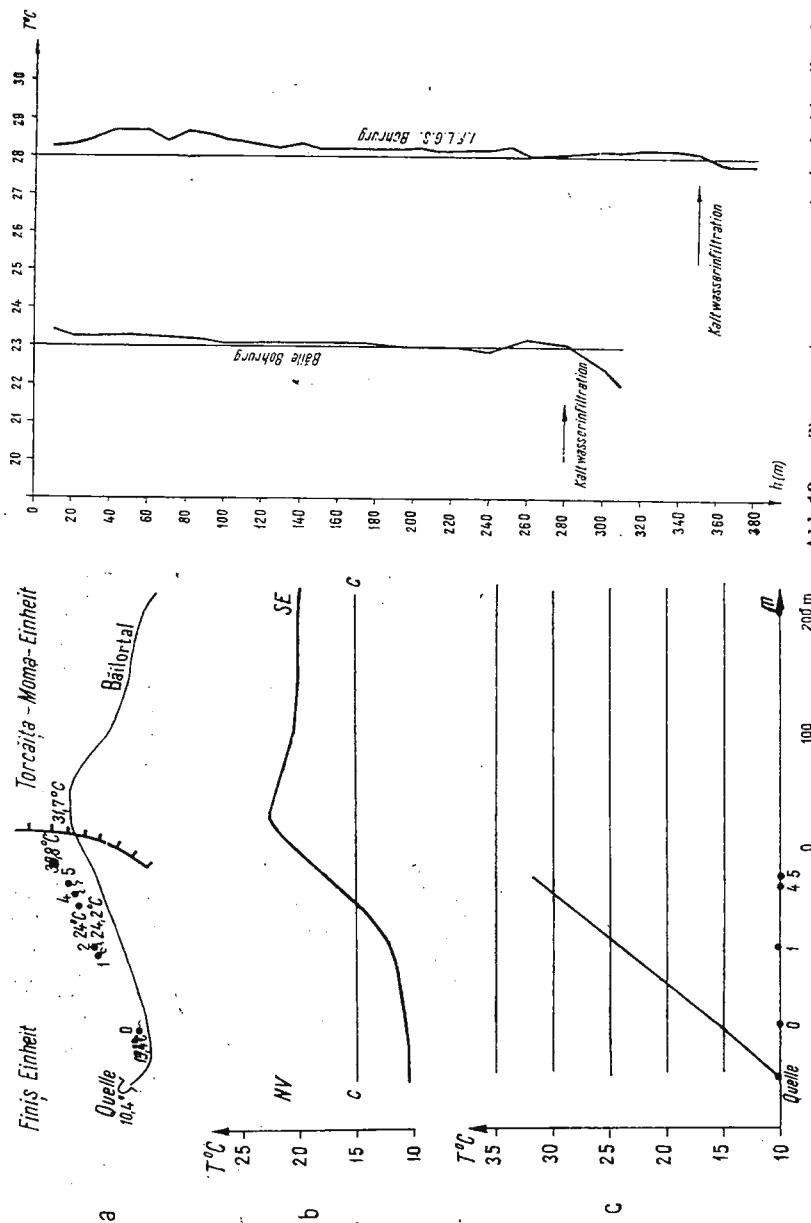


Abb.12. — Temperaturnmessungen in den Quellen,  
a, Lage der Thermalquellen; b, Temperaturnessungen im  
Bälbach; c, Temperaturdiagramm der Quellen.

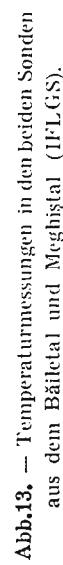


Abb.13. — Temperaturnessungen in den beiden Sonden  
aus dem Bälletal und Meghiștal (I.F.L.G.S.).

malie. Die negativen Werte sind den Infiltrationen im Karstgebiet zuzuordnen. Die Vermischung des Thermalwassers mit dem Kaltwasser geschieht wahrscheinlich gerade an der Grenze zwischen den positiven und negativen Werten. Diese Annahme wurde auch durch Temperaturmessungen der Quellen bestätigt (Abb.12).

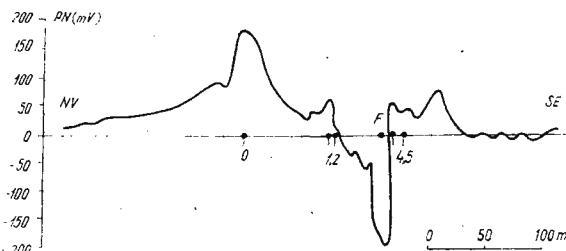


Abb.10. — Eigenpotenzialprofil im Bäiletal.

Je mehr man sich demnach vom Kontakt entfernt um so mehr fällt die Temperatur der Quellen. Interessant sind die Temperaturnmessungen in den beiden existierenden Sonden (Abb. 13), die in einer Tiefe von 280 bzw. 360 m eine Warmwasserzufuhr anzeigen um nachher ein plötzliches Absinken der Themperatur zu verzeichnen, was auf Kaltwasser vermuten lässt.

### Schlussfolgerungen

Fasst man nun alle diese Beobachtungen zusammen, kann man ein anschauliches Schema über die Kalt- und Warmwasserverteilung in der Nähe des Kontaktes konstruieren. Das Thermalwasser welches aus der Tiefe längs des Kontaktes aufsteigt, trifft auf die Kaltwasserinfiltrationen des Karstes und erscheint so in den verschiedenen Quellen als Gemenge von Kalt- und Thermalwasser. Um nun eine richtige Ausbeute einzuleiten, müssen, die Bohrungen so festgesetzt werden, damit sie das Thermalwasser vor seiner Vermengung mit dem Kaltwasser anzapfen.

Diese Schlussfolgerung wurde durch die Bohrung F5 die anhand der Vorschläge der Autoren ausgeführt wurde bestätigt. Die Bohrung erreichte, so wie vorgesehen, bei 80 m Tiefe den Kontakt Autochthon/„Decke“ und, beim weiteren Vordringen in den Kalken, Thermalwasser von 31°C und einer Austrittsmenge von 5,5 l/s. Die übrigen vorgeschlagenen Bohrungen werden neben der Thermalwasserförderung auch einige geologische Probleme in grösserer Tiefe klären.

## LITERATUR

- Apostol A., Ionescu F., Pricăjan A., Săhleanu V. (1972) Asupra unor semnale biogeofizice întinute în practica geologică. *Revista Minelor*, 7, p. 229 — 235. Bucureşti.
- Astier J. (1971) Geophysique appliquée à l'hydrogéologie. Masson, Paris.
- Bleahu M. (1965) Harta geologică 1:100 000. Foaia Moneasa Inst. Geol., Bucureşti.
- Brandi G. P. (1967) Hidrogeologia delle terme di Montecatini. Edizione delle terme di Montecatini.
- Pricăjan A. (1972) Apene minerale și termale din România. Edit. Tehn. Bucureşti.



Institutul Geologic al României

# THE SUDETIC THERMAL WATERS AND THEIR ORIGIN IN THE LIGHT OF ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS

BY

JAN DOWGIALLO<sup>1</sup>

## Résumé

Les eaux thermales des Sudètes et leur origine dans la lumière des investigations isotopiques et géochimiques. Des sources ces d'eaux thermales, légèrement minéralisées apparaissent dans les Sudètes sur le territoire de la Tchécoslovaquie ainsi que de la Pologne. Une étude détaillée au point de vue isotopique et chimique des eaux a été effectuée dans les deux stations balnéaires de Pologne, notamment Cieplice et Ladek. L'évaluation de la teneur en isotopes radio-actifs (tritium et radio-carbone) ont démontré que l'âge des eaux thermales peut être attribué au Holocène ancien (Ladek) et même au Pléistocène (Cieplice). La composition des isotopes stables (oxygène et hydrogène) confirme l'opinion quant à l'origine atmosphérique des eaux thermales, néanmoins le climat péri-glacial qui a régné au temps de l'infiltration (au moins en ce qui concerne Cieplice) rend difficile l'évaluation de l'altitude moyenne de l'aire d'infiltration. Pour Ladek cette altitude aurait pu atteindre 600 m. La teneur en silice des eaux démontre qu'à Cieplice certaines d'entre elles ont atteint durant leur circulation souterraine des températures qui ont largement dépassé 100°C, tandis qu'à Ladek de pareilles températures n'ont pas été observées. Des investigations isotopiques, géochimiques ainsi que géothermales sont indispensables pour l'évaluation des ressources géothermales dans les Sudètes, ces dernières étant indubitablement considérables et présentant un grand intérêt économique.

## Introduction

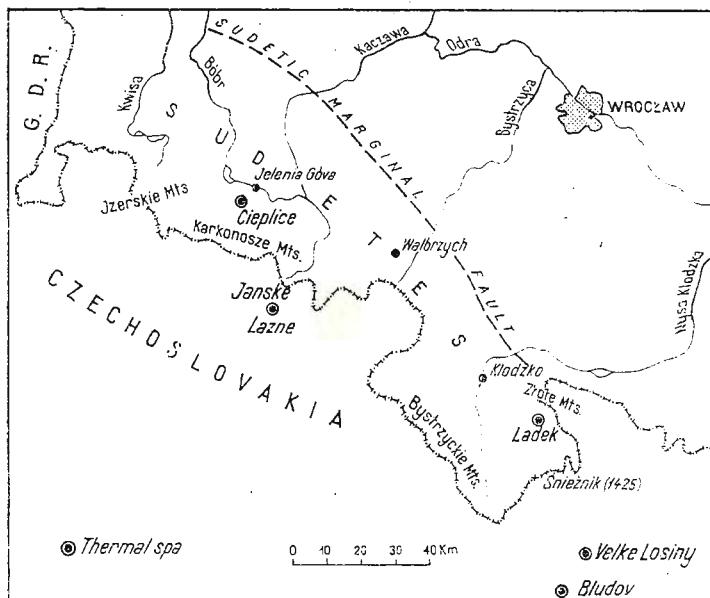
The growing demand for thermal waters for therapeutics, as well as the possibility of using them for other purposes, such as space heating and power production, are the reason of intense research work being done in all areas, where surface manifestations indicate the presence of geothermal resources. Each spring, yielding water the temperature of

<sup>1</sup> Polska Akademia Nauk Zahod. Nauk Geologierski. Wigvry 93. Warszawa — Poland.



which exceeds 20°C may be — in Central European climatic conditions — considered as such a manifestation and is worthy of particular notice.

Springs of thermal, slightly mineralized waters are found in the Sudetes in areas where Precambrian or Palaeozoic crystalline rocks occur on the surface. Five localities, where such springs flow, are known from time immemorial and have gained renown thanks to their therapeutic properties. Famous spas developed here mainly on the turn of the 19th century.



Occurrence of thermal water springs in the Sudets.

The present paper deals particularly with thermal waters of two Polish spas : Cieplice and Ladek ; some general considerations resulting from investigations performed here may, however, be applied to analogous waters occurring in Czechoslovakia, namely in Janske Lazne, Velke Losiny and Bludov.

An extensive study concerning this problem has been recently prepared by the present author and is now in press. The limited volume of this paper allows only to give some general ideas of the research done, without going deep into details.

#### Outline of hydrogeology of thermal waters and their chemical characteristics

Cieplice lies in the Western Sudetes, within the Jelenia Góra valley, North of the granitic Karkonosze range (highest peak Śniezka —

— 1602 m a.s.l.), at 340 m a.s.l. Thermal waters occur within fissured Karkonosze granite (Upper Carboniferous), covered by a several meters thick series of Quaternary deposits. Faults of NW — SE and NE — SW directions seem to be the main zones of thermal water circulation. The recharge zones may be situated on the northern slopes of the Karkonosze range (D o w g i a l l o , 1973) or in the Izerskie Mountains, West of Cieplice (F i s t e k , T e s i o r o w s k a , 1973). In any case infiltration as well as underground circulation are limited to crystalline rocks.

Thermal waters have been exploited up to now from six shallow wells each of them fed by one or more fissure outflows and lying several tens of meters from one another. In some cases natural outflows have been deepened by bore-holes, the deepest of them reaching 166 m. In the last few years two deeper bore-holes (Cieplice 1 — 661 m, Cieplice 2 — 750 m) have been drilled at a distance of several hundred meters from the springs. They yield considerable quantities of thermal water (artesian flow) and the bore-hole Cieplice 2 carries several times the total yield of the springs, though its exploitation causes the decrease of the spring yield.

The content of dissolved solids in the waters considered is 600 — 700 ppm, exceptionally amounting to 1000 ppm (spring „Sobieski”). They are of the  $\text{SO}_4\text{-}(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3)\text{-Na}$  type except the spring „Sobieski”, which yields water of the  $\text{Cl}\text{-}(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3)\text{-Na}$  type. All thermal waters are characterized by a considerable content of  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  sometimes exceeding 100 ppm and of fluoride (up to 12 ppm). The  $\alpha$  — radioactivity of waters seldom exceeds 3 nCi/l.

The temperatures of spring waters range from 22°C to 43,5°C, while the highest temperature measured at the outflow of the bore-hole Cieplice 2 was 63,3°C. The temperatures of the warmest spring waters are rather constant as compared with waters from colder springs and do not seem to depend on meteorological factors.

Ladek is situated in the eastern part of the Central Sudetes, within the Biala Ladecka river valley, at about 450 m.a.s. The surrounding mountain ranges are composed predominantly of gneisses and crystalline schists of Precambrian age. The highest point of the drainage area is Snieznik (1425 m.a.s.l.).

Thermal waters circulate in fissured Precambrian gneisses (the so-called Gieraltow gneisses) and flow out in several springs characterized by an almost stable yield and chemical composition of water. G i e r - w i e l a n i e c (1968) suggested, that faults of the SE — NW direction are the main zones of thermal circulation, but the results of drillings recently performed suggest, that rather the NE — SW direction is privileged (D o w g i a l l o , in press).

The content of dissolved solids in the thermal waters is very low (160 — 280 ppm), Na<sup>+</sup> prevailing among cations. The pH values are 8 to 9, the content of  $\text{H}_2\text{S} + \text{HS}$  attains 2,5 ppm, of F — 11 ppm, of  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  — 70 ppm. The  $\alpha$  radioactivity amounts to 40 nCi/l.

Two deep bore-holes have been lately drilled in Ladek. The deeper of them (Ladek 2 — 700 m) with a considerable artesian outflow yields



more than 100 m<sup>3</sup>/h. Though it is situated more than 600 m North – East from the springs, its exploitation causes a certain decrease of their yield.

The temperatures of spring waters range from 20°C to 29°C. The highest temperature measured at the outflow of the bore-hole Ladek 2 was 46°C.

The gas content of thermal waters as well in Cieplice as in Ladek is characterized by a considerable prevalence of N<sub>2</sub> (more than 85 vol.%).

### The age of thermal waters

Measurements of tritium and <sup>14</sup>C content in thermal waters at Cieplice and Ladek were performed and conclusions concerning the time of their underground residence could be drawn. Technical details concerning these measurements have been described elsewhere (J. Dowgiallo, T. Florkowski, J. Grabczak — in press). Here it is only to be pointed out, that the tritium content was measured in electrolytically enriched water samples by means of a liquid scintillation spectrometer (Tri – Carb.). For <sup>14</sup>C measurements barium carbonate was precipitated from the water and the CO<sub>2</sub> obtained from this carbonate by means of concentrated HCl was then converted by catalytic reduction to methane. This gas was introduced into the proportional counter to estimate its radioactivity and compare it with modern (1950) standard.

The results of tritium and <sup>14</sup>C measurements listed in Table 1 show, that the less warm waters at Cieplice contain considerable quantities of these radionuclides, which indicates the presence of admixtures of water originating from modern, local precipitations. The contribution of recent water may be estimated by assuming, that the old component contains about 3% of modern radiocarbon and zero T.U. (tritium units), while the recent component contains post-bomb radiocarbon (more than 100% of modern <sup>14</sup>C) and about 250 T.U. (spring „Sobieski”). As it may be seen from Table 1, the colder waters at Cieplice contain recent water in different quantities, which, in particular springs, may amount from 10% to about 100%. On the other hand the warmest (>40°C) waters from springs and bore-holes are „dead” as far as tritium is concerned and their <sup>14</sup>C age may be evaluated at 21 – 28 thousands years (late Pleistocene).

All thermal springs at Ladek, though characterized by relatively low temperatures, do not contain tritium in quantities indicating measurable quantities of recent water and their <sup>14</sup>C age may be evaluated at 6 – 17 thousands years, the range of 10 – 12 thousands years seeming to be the most probable. Generally speaking, the thermal waters at Ladek are younger than at Cieplice, and their infiltration time may go back to the early Holocene. The cool water from the borehole Ladek 1 (600 m. deep) is whereas a quite young one, which is indicated by traces of tritium and high <sup>14</sup>C concentration. This water participates doubtless in another, shallow hydraulic circuit.



### The isotopic composition of oxygen and hydrogen of thermal waters

Stable isotopes measurements of waters under consideration have been performed twice. Samples taken in 1970 were measured at the Laboratory of Nuclear Geology, Pisa (D o w g i a l l o , 1973), while samples from 1972 were investigated at the Institute of Physics II, Heidelberg University (by courtesy of Dr K. O. M ü n n i c h ). The results, listed in Table 1 and expressed as per mille deviation from the oceanic standard (SMOW) show some differences which make further control measurements necessary ; however, in both series the atmospheric origin of waters is evident. An almost general rule may be observed, that in Cieplice the warmer waters are characterized by more negative values than the colder ones. This statement leads to the conclusion, that waters of deeper circulation originate from precipitations, which have been condensed in lower temperatures. Using the Dansgaard equations (1964), which characterize the relation between the isotopic composition of oxygen and hydrogen in precipitations and the mean annual temperature, one may evaluate this temperature for the recharge area. For instance the isotopic composition of water from the „Basen Damski” spring allows to evaluate the temperature at about 4,7°C.

Assuming, that the climatic conditions and the repartition of temperatures according to the altitude were, in the period of infiltration, similar to the recent ones, D o w g i a l l o (1973) evaluated the mean altitude of recharge areas of the Cieplice and Ladek thermal waters at 800 and 600 m.a.s.l. respectively. However, taking into account the results of radiocarbon dating of waters, this assumption must be revised at least for the Cieplice recharge area, where periglacial climate was prevailing in the late Pleistocene. It means, that the mean annual temperature might not have exceeded 2°C. The site of the recharge area remains though an open problem, which needs further investigations.

Less warm waters in Cieplice, containing considerable contributions of recent precipitations as it results from their tritium and  $^{22}\text{C}$  content, are isotopically heavier than the warmer ones. It means that the recent water contribution is infiltrating at low altitudes and it corroborates the assumption that mixing of thermal and cool waters takes place in the near surroundings of Cieplice.

### The problem of maximum temperatures attained by waters

Temperatures measured at the outflow of a spring or well are doubtless lower than temperatures attained by the water during its underground circulation. If geothermic parameters of the area (heat conductivity of rocks, heat flow, geothermal gradient) are known, the eventual evaluation of maximum temperature attained by ground water gives the possibility of characterizing the dimensions of the whole system and especially the depths into which water penetrates.

Among the so-called hydrogeothermometers such as the Na/K, Ca/HCO<sub>3</sub> and other ratios, the silica content of thermal waters is worthy



TABLE  
*Results of isotopic and chemical investigations of thermal waters*

Source of sample	Approximate mean temperature of water at the outflow (°C)	Tritium concentration (T.U.)	Radiocarbon concentration (% C <sub>14</sub> modern)	Age limits thousand years (based on <sup>14</sup> C content)	Isotopic composition of water				SiO <sub>2</sub> (ppm)	Maximum temperature attained by the water (based on silica content) °C		
					D (SMOW) (%)		<sup>18</sup> O (SMOW) (%)					
					1970	1972	1970	1972				
Dieplice, Borehole No. 1	41	1±3	3±3	>22	—	—	—74,02	—	-10,29	92		
Spring No. 5 „Basen Damski”	44	2±3	5±2	21-28	-71,2	-73,62	-10,6	-10,32	60	108		
„, No. 6 „Basen Meski”	42	5±3	5±2	21-28	—	-72,04	—	-10,31	49	97		
„, No. 4 „Nowe”	37	3±3	10±3	16-21	-69,1	-74,21	-10,4	-10,19	60	108		
„, No. 1 „Marysienka”	22	23±3	43±3	—	-68,8	-75,58	-10,5	-10,19	84	126		
„, No. 3 „Waclaw”	18	106±5	70±3	—	-65,5	-71,53	-10,0	-10,22	60	108		
„, No. 2 „Sobieski”	23	247±11	105±2	modern	-67,6	-69,24	-9,95	-9,69	54	106		
Radék, Spring „Jerzy”,	28	3±3	32±7	6±10	-67,9	-73,72	-10,1	-10,47	37	86		
„, Curie-Skłodowska”,	24	1±3	32±25	—	-68,6	-73,58	-10,3	-10,56	37	86		
„, „Wojciech”	29	1±3	24±8	8-14	—	-72,36	—	-10,61	38	88		
„, „Dabrowka”	20	3±3	20±6	10-15	-68,0	-73,69	-10,3	-10,36	37	86		
„, „Chrobry”	27	4±3	16±5	12-17	-68,6	-71,02	-10,2	-10,55	37	86		
„, Borehole 1-1	18,5	5±3	78±5	0,2-1,3	—	—	—	—	15	60		

of particular notice. The interpretation of analytical results is based here upon the assumption, that silica in thermal water is in equilibrium with quartz (eventually with chalcedony), the solubility of which depends on temperature. Taking into account the possibility of slow precipitation of silica from water cooling during its way towards the surface, one may assume that the evaluation of temperatures with the use of this hydrogeothermometer is cautious, and that the values obtained are rather lowered.

Using the standard graph of temperatures plotted against the silica content, constructed by Fournier, Truesdell (1970), partly extrapolated, an approximate evaluation of water temperatures at the bottom of the circulation system could be done (Table 1). The first conclusion, which may be drawn from these results is, that waters in Ladek never attained the boiling temperature, while almost all waters in Ciepli had, at a given moment, temperatures exceeding 100°C. The question if this fundamental difference results from differences of heat flow values in both areas, or from a deeper circulation in Cieplice than in Ladek, must remain open until investigations of geothermal parameters in both areas and in other Sudetic regions are performed. If, however, a very simplified reasoning is applied one could estimate the mean geothermal degree at 30 m°C and the maximum depth attained by the warmest water in Cieplice (132°C) at about 3000 m. Of course, such an evaluation cannot pretend to be exact and even methodologically correct.

### Conclusions

Studies concerning the Sudetic thermal waters are far from being closed. Especially the resources of these waters, the possibilities to find them in other areas than at the points known up to now, and their utility for energetics are problems which have to be solved in the near future. The existence in the Sudetes of young Tertiary and even Quaternary volcanic manifestations suggests, that the heat flow might be here rather high. Together with deep circulation of infiltration waters into fissured crystalline rocks it shows the possibility of existence of geothermal resources and prospects of their future payable exploitation.

As it results from the very incomplete investigations presented in this paper, early Holocene or even late Pleistocene could be, in certain areas, the period of infiltration of waters which are flowing now in Sudetic spas. Together with the temperature evaluation by means of the silica hydrogeothermometer, it gives some idea of the dimensions of the rock reservoirs and of their resources. Further, often repeated isotopic and chemical analyses of waters as well as geothermal regional investigations will make this picture more detailed and give quantitative information concerning geothermal resources existing alike in the Czechoslovak and the Polish Sudetes.



## REFERENCES

- Dowgiałło J. (1973) Wyniki badań składu izotopowego tlenu i wodoru w wodach podziemnych Polski południowej Instytut Geologiczny, *Biuletyn* 277. *Z badań hydrogeologicznych w Polsce.* III.
- (in press) Wody termalne Sudetów — geneza i perspektywy poszukiwań
  - Florkowski T., Grabczak J. (in press) Tritium and  $^{14}\text{C}$  dating of Sudetic thermal waters.
- Fistek J., Tesiorowska H. (1973) Problemy genezy wód termalnych Cieplic Śląskich — Zdroju.
- Instytut Geologiczny, *Biuletyn* 264. *Z badań geologicznych regionu dolnośląskiego* XXII
- Fourrier R. O., Truesdell A. H. (1970) Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming. USA. *Geothermics* — special issue 2.U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources. Pisa.
- Gierwielańiec J. (1968) Łądek — Źródło i jego wody mineralne. *Kwartalnik geologiczny* 12, 3.



# REMARQUES SUR LES CONCENTRATIONS DE CO<sub>2</sub> DANS LES EAUX MINÉRALES CARBOGAZEUSES DE BUZIAS

PAR

MIRCEA ULPIU FERU

## Abstract

Observations on the Variation of the CO<sub>2</sub> Concentrations in Mineral Waters from Buzias. The investigations undertaken on the Buzias mineral waters led to the conclusion that the latter show variations in the course of time as to the concentration of carbon dioxide, determined by a set of permanently operating factors: natural factors among which the most important is constituted by the irregularity of free gas emanations towards the surface that moreover determine the artesian character of waters, as well as some climatic agents such as pressure and atmospheric moisture; factors connected with the exploitation system of mineral waters. There is likewise analysed the way these factors are operating upon the mineral waters from Buzias, and the importance of the former for the rational exploitation of the latter.

Les eaux minérales de Buzias doivent leur existence aux fortes émanations de bioxyde de carbone, de provenance mofettique et, également, à certaines particularités géologiques et hydrogéologiques spécifiques. L'ascension des gaz vers la surface est facilitée par la présence d'une ligne de fractures majeures, passant à travers la zone des localités Lipova — Buzias — Virşet, sur laquelle s'inscrivent d'ailleurs aussi les éruptions de basaltes d'âge quaternaire de Lucareş et Gătaia.

Par comparaison avec les régions limitrophes, la zone de Buzias jouit de conditions hydrogéologiques favorables, concrétisées dans le fait que les dépôts pliocènes contenant les eaux minérales ont une épaisseur réduite (75 — 110 m) et se trouvent immédiatement au-dessus de certains schistes cristallins faillys et fissurés qui permettent la circulation rapide des gaz.

<sup>1</sup>I. G.P.S.M.S. Str. Caransebes no. 1. Bucarest 32—Roumanie.



En même temps la zone de la station se caractérise aussi par des conditions hydrogéologiques spéciales, déterminées par le caractère discontinu des horizons imperméables, permettant ainsi l'ascension relativement facile du bioxyde de carbone vers la surface du complexe aquifère accumulé dans les dépôts pliocènes.

Le caractère artésien de l'horizon inférieur de celui-ci est conditionné par la haute pression du gaz carbonique qui engendre un phénomène de gaz-lift.

Ces eaux minérales sont un mélange en différentes proportions d'eaux bicarbonatées calciques, à minéralisation réduite, qu'on rencontre habituellement dans les horizons perméables du pliocène de la région, aux eaux chlorosodiques, bromoiodurées, ferrugineuses, plus minéralisées, provenues des profondeurs plus grandes, notamment des dépôts miocènes qui se développent vers l'ouest de la région et qui s'infiltrent aux extrémités des couches, dans la zone supérieure des schistes cristallins. En contact avec le bioxyde de carbone qui monte de la profondeur le long des fissures et des failles affectant le cristallin, ces eaux deviennent carbonatées et à la suite de l'agressivité de celles-ci par rapport aux minéraux à teneur en fer, deviennent au surplus ferrugineuses.

Le bioxyde de carbone imprime à ces eaux un mouvement ascendant qui se prolonge également à travers les sables pliocènes dans lesquels a lieu le mélange entre les deux types d'eaux. A mesure que ces eaux montent vers la surface, le mélange devient plus homogène, mais en même temps se produit une dilution graduelle, qui mène à la baisse de la minéralisation en sels dans les horizons supérieurs.

Les recherches entreprises pendant une année sur les eaux minérales de Buziaș ont mené à la conclusion que la variation des concentrations en bioxyde de carbone de ces eaux, signalée surtout pendant les derniers 15 — 20 ans, est déterminée par un complexe de facteurs qui agissent de façon permanente et qu'en fin de compte la concentration du bioxyde de carbone, à un certain moment, est le résultat de l'action de l'ensemble de ces facteurs.

Les causes des variations de la teneur en  $\text{CO}_2$  ont été groupées en : causes naturelles ; causes rattachées au système d'exploitation.

### **1. Causes naturelles de la variation des concentrations en $\text{CO}_2$**

On a inclus en cette catégorie, à côté de l'irrégularité du flux des gaz libres montant de la profondeur, certains facteurs climatiques, à savoir, la pression et l'humidité atmosphérique.

a) **Caractère intermittent des jets de gaz libres.** Ainsi qu'on a susmentionné au cas des eaux minérales de Buziaș le caractère artésien est déterminé par la pression du bioxyde de carbone, lequel en montant vers la surface engendre un phénomène de gaz-liftage naturel.

Le caractère intermittent du flux du bioxyde de carbone, de même que les conditions inégales concernant la possibilité que les gaz soient en contact avec l'eau (en certains horizons aquifères, les gaz ont une circula-



tion rapide et dirigée sur des voies préférentielles), rendent nonuniforme la dissolution des gaz dans la masse des couches aquifères.

A mesure q'on monte vers la surface, dans le cas d'horizons aquifères supérieurs, le phénomène est atténué surtout par la diffusion très large du b oxyde de carbone dans la masse des couches aquifères et par conséquent la surface de contact entre le gaz et l'eau est beaucoup plus grande. Ainsi s'explique, aussi, le fait que par le passé les eaux phréatiques avaient la plus intense teneur en CO<sub>2</sub> et pas l'horizon aquifère inférieur des dépôts pliocènes.

Cette situation est bien mise en évidence par les variations sensibles de la teneur en CO<sub>2</sub> des eaux en conditions de pression et d'humidité atmosphérique constante, au cours de la même journée ou bien d'une heure à l'autre.

En ce sens, les mesurages exécutés aux puits No.1 et 4, pendant un intervalle d'une à 2 heures, rendus dans le tableau 1, sont concluants.

TABLEAU 1  
Variation horaire de la teneur en CO<sub>2</sub> des eaux minérales aux puits no. 1 et 4

Date	Heure	Pression atmosphérique mm	Humidité atmosphérique %	CO <sub>2</sub> mg/l	Date	Heure	Pression atmosphérique mm	Humidité atmosphérique %	CO <sub>2</sub> mg/l
9.03.973	9 <sup>00</sup>	758,0	100	1.795,0	11.04.973	18 <sup>00</sup>	752,5	70	2139,2
"	11 <sup>00</sup>	757,5	100	1.777,6	12.04.973	10 <sup>00</sup>	754,0	72	1369,8
"	13 <sup>00</sup>	757,5	100	2.054,0	"	11 <sup>00</sup>	753,6	65	1644,4
"	15 <sup>00</sup>	757,5	100	1.855,6	"	12 <sup>00</sup>	753,5	62	1496,8
"	17 <sup>00</sup>	757,8	91	1.908,2	"	13 <sup>00</sup>	753,5	58	1227,8

On remarque particulièrement la situation de la sonde 4, à laquelle on a signalé pendant un intervalle de 16 heures, seulement, une différence de la teneur en CO<sub>2</sub> de 770 mg/l et de 277 mg/l, entre les déterminations effectuées entre 11 h et 13 h du même jour.

b) **Pressure et humidité atmosphérique.** Des observations empiriques signalaient depuis longtemps l'influence exercée par les facteurs météorologiques sur la qualité des eaux minérales carbogazeuses. Ainsi on a remarqué le fait qu'en conditions de temps couvert, pluvieux, la concentration en CO<sub>2</sub> des eaux est plus réduite, par rapport aux jours au ciel clair.

À la suite des investigations nous avons abouti à la conclusion que parmi ces facteurs les plus importants sont la pression et l'humidité de l'atmosphère. Leur influence ressort clairement du graphique de la variation des concentrations moyennes en CO<sub>2</sub> des eaux minérales des quatre



sondages exploités pour les bains, en fonction des facteurs atmosphériques signalés pendant la période mai-décembre 1973 (fig. 1).

Ce phénomène se reflète d'ailleurs de façon évidente aussi dans les variations journalières de la production de bioxyde de carbone liquéfié à l'entreprise industrielle Apemin-Buziaș, qui amasse toute la quantité de bioxyde de carbone libre provenue des forages 2 et 3. Ces variations se manifestent par l'accroissement de la production de bioxyde de carbone

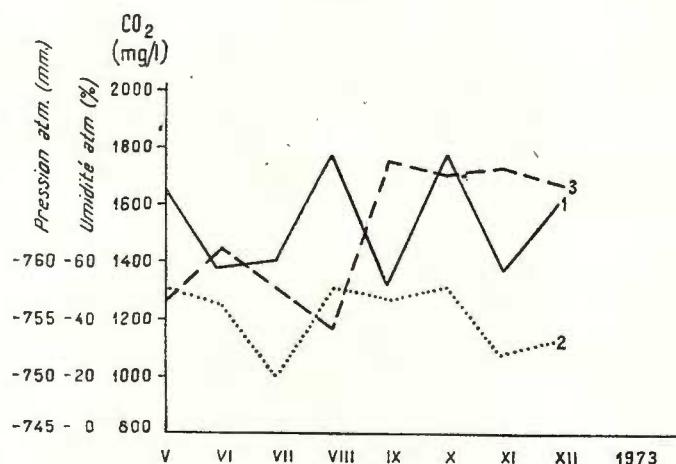


Fig.1. — Variation du CO<sub>2</sub> en fonction des facteurs atmosphériques. 1, contenu moyen en CO<sub>2</sub>; 2, pression atmosphérique moyenne; 3, humidité atmosphérique moyenne.

en temps pluvieux et par la diminution de celle-ci pendant les périodes claires, de sécheresse. Les différences maxima aboutissent à approximativement 200 kg de CO<sub>2</sub> liquéfié en 24 heures, ce qui représente 5% de toute la production quotidienne.

Les processus qui conditionnent les variations de la teneur des eaux en bioxyde de carbone ne sont pas les mêmes dans les couches aquifères de profondeur, et dans les couches phréatiques.

Quand il s'agit de couches aquifères de profondeur, la quantité de bioxyde de carbone dissoute en eaux est déterminée par la pression de couche, par la pression du CO<sub>2</sub> libre et par la durée du contact eau-gaz. L'exploitation au moyen des forages de ces eaux produit, à la suite de leur ascension rapide, une baisse brusque de pression qui engendre la perte d'une quantité de CO<sub>2</sub>, qui deviendra ensuite gaz libre, s'ajoutant au gaz en excès sans être dissout en eau.

A la partie supérieure du forage la quantité de CO<sub>2</sub> qui n'est pas dissoute sera conditionnée par la pression et l'humidité atmosphérique. En effet, quand la pression atmosphérique est élevée, il y a la prémissie que l'eau retienne une plus grande quantité de CO<sub>2</sub> et inversement, une pression atmosphérique diminuée permet une dégazéification plus intense

des eaux. En même temps, quand l'humidité de l'air est excessive, aura lieu un transfert de CO<sub>2</sub> de l'eau carbogazeuse à forte teneur en CO<sub>2</sub> vers les vapeurs d'eau de l'atmosphère, à teneur en CO<sub>2</sub> beaucoup plus réduite. En conditions de pression atmosphérique basse, spécifique aux périodes riches en précipitations, l'humidité atmosphérique imprimera une accélération du processus de dégazéification de l'eau minérale.

L'action des facteurs atmosphériques se fait ressentir de façon particulière sur les eaux carbogazeuses à caractère phréatique, qui se trouvent sous l'influence de la zone d'aération et sont ouvertes à travers les puits, dans lesquels l'eau minérale est en contact permanent avec l'air. Il est opportun de préciser cependant qu'en conditions d'une pression diminuée et d'une humidité atmosphérique élevée, la dégazéification se fait relativement vite ressentie ; en situation inverse apparaîtront des décalages, vu qu'en absence de la pression des gaz, la dissolution en eau s'effectue pendant un plus long intervalle, même en conditions d'une pression atmosphérique élevée.

## 2. Causes de la modification de la teneur en CO<sub>2</sub> liées au système d'exploitation des eaux minérales

D'une importance décisive dans la conservation des qualités initiales de l'eau minérale carbogazeuse est l'exploitation rationnelle du gisement hydrominéral, qui ne doit pas dépasser sa capacité optime d'exploitation.

En effet, dans la situation des gisements hydrominéraux carbogazeux et spécialement de ceux du type du gisement de Buzias, l'exécution d'un trop grand nombre de forages, qui sont des voies directes et rapides de sortie à la surface du CO<sub>2</sub>, mène à la réduction correspondante de la quantité de gaz qui entre en contact avec les eaux souterraines. On arrive ainsi, au cas des couches aquifères supérieures et de celui phréatique à la réduction progressive de la teneur en CO<sub>2</sub> des eaux et au cas de l'horizon aquifère inférieur à la baisse de la pression de gisement et implicitement des débits des sondages.

Pour la station Buzias, l'exécution entre 1955—1965 de neuf forages nouveaux et des autres interventions sur le gisement hydrominéral ont eu comme première conséquence la réduction avec plus de 70 % de l'aire de l'extension des eaux phréatiques carbogazeuses, et la baisse des débits des forages exploitées par éruption.

Une baisse prégnante de la teneur en CO<sub>2</sub> a été observée aussi dans les horizons aquifères moyens et inférieurs (fig. 2). En ce sens, la variation de la teneur en CO<sub>2</sub> de l'eau du puits Apemin II au cours des dernières six années est tout à fait convainquante.

Ce puits qui exploite deux horizons aquifères situés dans l'intervalle de 39 à 60 m, aux environs de 40 m au-dessus du fondement cristallin, fournit de l'eau minérale qu'on embouteille, le processus étant poursuivi en détail, en analysant deux fois par jour la teneur en CO<sub>2</sub> dissout dans l'eau provenue du puits.



L'examen des résultats de ces analyses pour les dernières six années a fourni de précieuses informations sur la variation du contenu en  $\text{CO}_2$  des eaux minérales.

Pour éliminer du calcul les variations déterminées par les causes naturelles, on a calculé la concentration moyenne annuelle en  $\text{CO}_2$  des eaux minérales de ce puits, indiquée au tableau 2, où l'on a inclus en outre le contenu moyen en  $\text{HCO}_3$ .

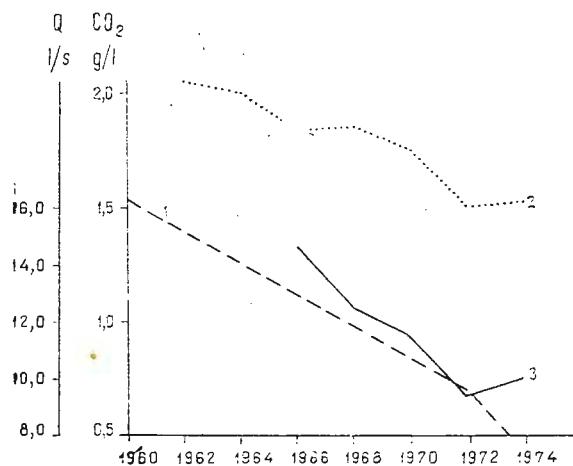


Fig.2. — Concentration moyenne en  $\text{CO}_2$  dans des eaux phréatiques et de profondeur.

1, Concentration moyenne en  $\text{CO}_2$  d'eaux phréatiques ; 2, concentration moyenne en  $\text{CO}_2$  d'eaux des forages exploités par éruption ; 3, débit total des forages exploités par éruption.

En examinant les causes qui ont provoqué les variations signalées, il est nécessaire de nous rapporter à la façon d'exploiter les eaux minérales, vu le fait que leur contenu faible en  $\text{CO}_2$  observé entre 1968—1970, a été une conséquence de la façon d'exploiter le gisement hydrominéral, au moyen d'un nombre trop grand des forages jusqu'au contact avec le

TABLEAU 2

*Concentration moyenne annuelle en  $\text{CO}_2$  de l'eau du puits Apemin II entre 1968—1973*

Année	Contenu en $\text{CO}_2$ libre			Contenu moyen en $\text{HCO}_3$ g/lm	Pression atmosphérique moyenne mm
	moyenne mg/l	minimum mg/l	maximum mg/l		
1968	1.276	726	1.874	325,9	753,6
1969	912	418	1.386	317,4	735,9
1970	1.078	606	1.716	311,3	755,2
1971	1.313	748	1.980	373,3	756,1
1972	1.518	1.007	2.112	412,0	758,0
1973	1.529	1.047	2.020	385,5	757,6

cristallin. Ces forages prélevaient une quantité considérable de gaz libre, en provoquant une dégazéification, accompagnée par une baisse de la pression de gisement. Au surplus, par le fait que le bioxyde de carbone avait à travers les forages des voies directes et beaucoup plus rapides de sortie à la surface, la quantité de CO<sub>2</sub> qui montait dans les horizons aquifères supérieures était elle aussi beaucoup plus diminuée.

En outre, l'éruption qui a eu lieu à ce puits vers la fin de l'année 1968 a déclenché, à la suite de la sursollicitation de l'horizon exploité par pompage, la baisse du niveau dynamique et par conséquent, le trouble de l'équilibre entre les gaz libres et l'eau et a eu comme conséquence la réduction de la teneur en CO<sub>2</sub> des eaux l'année suivante, au-dessous de 1 g/l, quand on a enregistré des teneurs minima de 0,4 à 0,7 g/l seulement. On a, par la même occasion, signalé des perturbations au puits voisin, le puits no.1.

On a remarqué une légère amélioration de la situation en 1970, cependant le redressement de la concentration en CO<sub>2</sub> se produit seulement en 1971 et particulièrement en 1972, comme une conséquence des interventions effectuées au puits no.1, qui ont fait décroître le débit d'exploitation par le resserrement de la colonne.

Ce phénomène met en évidence l'interdépendance qui existe entre le puits no.1, qui capte le bioxyde de carbone libre juste à la limite supérieure du cristallin et le puits Apemin II, qui exploite un horizon aquifère moyen par pompage, puits entre lesquels il n'y a que 70 m de distance.

En effet, par la baisse du débit au puits no.1 a été diminuée de façon correspondante la quantité de gaz libres fournie par ce puits en augmentant cependant la quantité de gaz qui pénètrent dans les horizons moyens exploités par le puits Apemin II. Concomitamment s'est élevée de façon appréciable la teneur en CO<sub>2</sub> de l'eau du puits no.1, à la suite de la pression des gaz libres. Ce puits — le seul qu'on n'ait pas laissé entrer en éruption avec son entière capacité — contient à présent de l'eau à la plus grande teneur en CO<sub>2</sub>.

De même, par la mise hors de fonction d'un puits en 1972, l'année suivante la situation de tout le gisement s'est améliorée sensiblement, non seulement en ce qui concerne la concentration en CO<sub>2</sub>, mais aussi en ce qui concerne le débit total d'eaux carbogazeuses obtenu.

D'ailleurs, selon les données de l'historique de la station, le mode d'exploitation du gisement entre 1955—1968 n'a fait que reproduire exactement les phénomènes liés au système d'exploitation employé au passé. On peut faire mention, en ce sens, du mémoire rédigé en 1926 par Radu Pascu, où l'on observe qu'après l'exécution du puits „Anton II” on a foré trois autres encore, leur nombre total s'éllevant ainsi à 5. Ces forages ont été exécutés jusqu'à des profondeurs de 90—105 m, où, chaque fois „a eu lieu une éruption à une hauteur de 20 m au-dessus du sol”.

„Après quelque temps on a remarqué la *disparition des sources naturelles* et le débit et la force de l'éruption de l'eau des puits s'est réduite de plus en plus, ce qui a imposé à la direction des travaux de boucher 3 des 5 puits”.

### Conclusions

De toutes les données présentées on peut conclure que le degré de concentration des eaux minérales en  $\text{CO}_2$ , à un certain moment, est le résultat de l'action conjuguée de plusieurs facteurs naturels ou qui sont en liaison avec le système d'exploitation.

En nous rapportant aux causes naturelles, nous constatons que la variation du  $\text{CO}_2$  est déterminée d'une part, par le flux irrégulier des jets de gaz libres et d'autre part par les conditions de pression et d'humidité atmosphériques. Ces trois causes jouent néanmoins des rôles différents et ont une importance dissemblable, suivant la position de la couche aquifère et des phases de l'exploitation des eaux minérales.

Ainsi, le caractère intermittent des jets de gaz libres joue à Buziaș un rôle prépondérant au cas de l'horizon aquifère inférieur à travers lequel le bioxyde de carbone circule rapidement et sur certaines voies préférentielles et le contact eau-gaz est d'une durée relativement courte, malgré sa forte intensité. L'importance de ce facteur décroît à mesure qu'on monte vers la surface, où les jets de gaz s'uniformisent et le  $\text{CO}_2$  se répand sur des aires de plus en plus étendues ; au cas de l'horizon aquifère supérieur, à caractère phréatique, interviennent, au moins en égale mesure, aussi les facteurs atmosphériques.

En outre, la teneur en  $\text{CO}_2$  des eaux minérales carbogazeuses exploitées par éruption libre dépend jusqu'à l'entrée dans le séparateur de gaz presque exclusivement du caractère intermittent des jets de gaz, mais au moment de leur pénétrance dans le séparateur, interviennent aussi les conditions atmosphériques. Celles-ci ne pourront, en aucun cas, enrichir une eau à teneur réduite en gaz, cependant elles permettront la rétention d'une plus grande quantité de  $\text{CO}_2$  en conditions d'une haute pression atmosphérique et d'une humidité réduite et inversement, la mise en liberté d'une importante quantité de  $\text{CO}_2$  en conditions d'une basse pression atmosphérique et d'une humidité élevée.

En ce qui concerne le mode d'exploitation des eaux minérales, on a abouti à la conclusion qu'à son tour il est d'une très grande importance pour la conservation des particularités chimiques et spécialement de leur teneur en  $\text{CO}_2$ .

L'exploitation rationnelle d'un gisement hydrominéral carbogazeux suppose une série de mesures visant en premier lieu la connaissance de la capacité optimale d'exploitation de celui-ci et la défense d'exécuter certains forages dépassant cette capacité.

En ce qui concerne le gisement de Buziaș, par exemple, il faut interdire l'exécution de nouveaux forages qui atteignent le cristallin et exploitent de l'eau minérale par éruption libre, en limitant leur nombre à trois ou quatre forages au maximum. On impose, en même temps, l'exploitation modérée par pompages des horizons moyens et l'adoption de mesures qui assureront la protection des eaux minérales, pendant les différentes phases de l'exploitation, contre l'influence des facteurs atmosphériques.



# LA DIVISION ET LA CLASSIFICATION DES STRUCTURES HYDROGÉOLOGIQUES DES EAUX MINERALES

PAR  
ONDREJ FRANKO<sup>1</sup>

## Abstract

Division and Classification of Hydrogeological Structures of Mineral Waters. The author presents the definition of a hydrogeological structure and its division into three distinct areas. Concomitantly he is outlining the classification of hydrogeological structures of mineral waters into four categories, namely open, half-open, half-closed, closed. Likewise four types of discharge areas of mineral waters have been distinguished; uncovered, half-uncovered, half-covered, covered, and the alphabetical-numerical classification of hydrogeological structures was established taking into account the types of structures and their discharge areas too.

## Introduction

La question des structures hydrogéologiques en général n'a pas été résolue jusqu'à présent d'une manière satisfaisante. Les aspects dont permettant d'approcher ce problème, sont plusieurs. L'un des plus anciens est l'aspect du milieu géologique au type varié de la perméabilité, de sorte que l'on peut parler des structures de la perméabilité poreuse, fissurée, karstique et combinée. Un autre aspect est celui hydrodynamique, de sorte que nous pouvons parler des structures avec le niveau libre (retenues des eaux souterraines à petite profondeur) ou le niveau enfermé (les retenues artésiennes), etc., Castany (1968), chez qui les aspects précédemment nommés se couvrent mutuellement et de plus il les lie avec l'aspect régional géologico-tectonique, distingué en général pour les eaux souterraines les structures hydrogéologiques fondamentales suivantes :

<sup>2</sup> Geologicky ustav Dionyza Stura, Mlynska dolina 1, Bratislava — Tchecoslovaquie.



1, les grands bassins hydrogéologiques ; 2, les systèmes de montagnes plissés ; 3, le fossé d'effondrement ; 4, les dépôts alluviaux ; 5, les régions des fondations et 6, les zones karstiques. I v a n o v et al. (1971) distingue les structures hydrogéologiques fondamentales régionales des eaux minérales suivantes : 1, les bassins artésiens ; 2, les régions hydrogéologiques de plissement ; 3, les massifs hydrogéologiques ; 4, les bassins volcaniques déposés.

Concernant la formation des eaux minérales H y n i e (1963) distingue ces trois structures des sources : 1, les structures dans les complexes des roches sédimentaires pendant la formation d'une étape des eaux minérales froides purement vadoses, 2. les structures des sources géothermales formées au cours de plusieurs étapes (deux ou trois) par la formation des thermes, 3. les structures des eaux minérales, provenant des résidus fossilisés de l'eau de mer. Cette division l'emporte sur les précédentes en ce qu'elle exprime les conditions fondamentales de la formation des eaux minérales.

Cependant, comme les recherches récentes l'ont montré, même la division de H y n i e, non seulement du point de vue purement structural, mais aussi du celui des réserves d'eau, de leur genèse, régime, exploitation et finalement aussi les applications des méthodes et des procédés méthodiques dans leur recherche, n'est pas satisfaisante. Ainsi, par exemple, chez les deux premiers types l'influence de l'infiltration se manifeste, de sorte que les structures, à part les réserves d'eaux statiques, contiennent aussi les réserves dynamiques, tandis que chez le troisième l'influence de l'infiltration peut avoir lieu et non, de sorte que les structures, à part les réserves statiques, peuvent contenir, mais pas nécessairement, aussi les réserves dynamiques. Il en est de même, aussi avec la genèse des eaux. Pendant que les deux premiers types de structures contiennent des eaux vadouses, le troisième type de la structure, à part les eaux de l'origine marine, peut ou non contenir ces eaux. C'est la même chose aussi avec le régime et l'exploitation des eaux qui, à part d'autres choses, dépendent aussi du type des réserves.

Comme jusqu'à présent, il n'y a pas de division générale des structures hydrogéologiques, ainsi il n'y en a non plus de définition générale de la structure hydrogéologique. Ainsi, par exemple, H y n i e (1963) sous le terme de la structure de la source comprend le milieu entier de l'organisme de la source minérale. C'est pourquoi avant de commencer avec la division des structures, nous nous efforcerons de définir la structure hydrogéologique. La définition proposée dit : „La structure hydrogéologique correspond à l'unité géologico-tectonique et hydrogéologique dont l'eau souterraine a ses propres conditions (naturelles, naturelles et artificielles) de l'écoulement et de formation”.



## La division de structures

Les structures des eaux minérales d'origine vadose du point de vue hydrodynamique contiennent la branche descendante et ascendante (M o r e t 1946, M a h e l' 1952, H y n i e 1963). Ces structures du point de vue structural peuvent être divisées en trois zones naturelles (F r a n k 1970) :

- la zone d'infiltration
- la zone d'accumulation
- la zone d'émergence

La zone d'infiltration représente un territoire, où les collecteurs d'eau émergent à la surface, ou sous les roches perméables de couverture et les sédiments, de sorte qu'ils sont alimentés par des eaux atmosphériques, de surface ou des eaux souterraines des réservoirs peu profondes. De la zone d'infiltration l'eau descend dans la zone d'accumulation, où l'eau minérale se forme. Cette zone, pour ce qui concerne les eaux thermales, représente simultanément le milieu collecteur de la chaleur terrestre. De la zone d'accumulation les eaux émergent à la surface et sortent dans la zone de l'émergence. Les eaux minérales, surtout d'origine marine, se lient souvent aux collecteurs formés qui représentent les zones d'accumulation de ces eaux, de sorte que les eaux ne sont pas complétées par l'infiltration et ne sont pas drainées par les résurgences. Selon les points de vue cités dans l'introduction de cette contribution, ainsi que en se basant sur la définition mentionnée auparavant, concernant la structure hydrogéologique et suivant que les structures possèdent toutes les trois zones, ou seulement quelques unes d'elles, je propose les diviser en (tab. 1) : structures ouvertes ; structures semi-ouvertes ; structures semi-fermées ; structure fermées.

Dans les structures ouvertes et fermées leur différence de conception est déjà claire. Cependant, cette différence dans les structures semi-ouvertes et semi-fermées n'est pas claire à la première vue. Pour une explication plus concrète je cite que l'eau vadose infiltrée peut pénétrer dans la structure semi-ouverte et au contraire, l'eau minérale fermée peut échapper de la structure semi-fermée. Autrement dit, les structures semi-ouvertes sortent des structures ouvertes et les structures semi-fermées de celles fermées.

Sous les structures ouvertes on comprend celles qui ont toutes les trois zones et qui sont continuellement complétées par l'infiltration naturelle et drainées par des sources naturelles et des résurgences cachées. Par elles ensuite s'écoulent les réserves dynamiques, ou les eaux avec une échange intense. Les structures contiennent naturellement aussi les réserves statiques. C'est aux structures de ce type que se lie le type génétique des eaux pétrogènes<sup>1</sup>. Dans ces structures on trouve également le régime des eaux à la surface libre ainsi que tous les types de régime à la surface fermée (à l'écoulement peu profond et très profond, karstique et fissuré), M u c h a 1970, à part le régime des eaux de la structure fermée. Dans ces structures il est possible d'exploiter les eaux mi-



nérales non seulement dans les régions de l'émergence, mais aussi par les forages en dehors des régions de l'émergence. Le meilleur exemple en sont les structures des eaux minérales liées aux carbonates mésozoïques du type alpin plisées, par. ex. Baden, Piëstany, Macea etc., ou aux massifs hercyniens granitoïdes (par ex. Karlovy Vary, Sapareva Banja, etc.).

Sous les structures semi-ouvertes on comprend celles qui ont seulement la zone d'infiltration et d'accumulation, de sorte qu'elles ne sont pas drainées naturellement. Cependant, lorsqu'elles sont drainées artificiellement, elles commencent à être alimentées par l'infiltration naturelle. Les eaux minérales de ces structures peuvent être obtenues seulement par les forages ou par les ouvrages miniers. L'influence de l'infiltration sur l'eau exploitée peut se manifester dans certaines structures d'une manière très rapide, dans d'autres après un temps très long (des milliers d'années).

Des premières structures on exploite au cours des temps courts les réserves dynamiques, c'est à dire, les eaux d'un échange intensif. Alors, de point de vue génétique ce sont des eaux pétrogènes. Des autres structures, au contraire, ce sont des réserves statiques qu'on exploite au début et ensuite les réserves dynamiques graduellement, de sorte qu'au commencement ce sont des eaux d'un échange limité. Génétiquement ce sont des eaux de provenance marine au début et plus tard des eaux pétrogènes. Dans les eaux de ces structures on trouve un régime des eaux d'écoulement profond à la surface fermée et un régime de pression karstique et fissurée. Le meilleur exemple en sont les structures des eaux minérales liées aux sédiments pliocènes de la plaine pannonienne.

Sous les structures semi-fermées on comprend celles, qui ont seulement la zone d'accumulation et de l'émergence, de sorte qu'elles sont drainées naturellement. Certaines structures (par ex. dans le Néogène) ne sont pas alimentées à l'eau par l'infiltration naturelle. D'autres au contraire (par ex. dans le flysch du Paléogène) sont successivement alimentées à l'eau, et cela à l'endroit de la région de l'émergence. Les structures qui ne sont pas de nouveau alimentées à l'eau contiennent seulement les réserves statiques. Celles qui sont graduellement réalimentées contiennent aussi les réserves dynamiques. Les eaux peuvent être exploitées tant par les résurgences naturelles ainsi que par les forages faits dans la région d'émergence et d'accumulation. Les structures de ce type sont représentées par. ex. par les collecteurs des pséphites et des psammites déposés à une petite profondeur du Paléogène et du Néogène. Génétiquement ces eaux appartiennent à celles de provenance marine et dans

<sup>1</sup> Ce sont des eaux d'origine vadose, dont le chimisme est en rapport étroit avec le caractère minéralogico-pétrographique du milieu de leur écoulement (Gazda 1974).

les structures graduellement renouvelées par l'infiltration aux eaux pétrogénées. Dans les structures prédomine le régime de la structure artésienne fermée, qui dans les structures renouvelées en eau par l'infiltration se change avec le temps en régime à écoulement profond à la surface fermée.

Sous les structures fermées on comprend celles qui ont seulement la zone d'accumulation, de sorte qu'elle ne sont pas renouvelées en eau par l'infiltration et les sources naturelles n'émergent pas d'elles. Il faut, cependant, remarquer que des structures absolument fermées n'existent pas, puisqu'il y a une communication capillaire avec les eaux de la couche sous-jacente jusqu'à la surface, même à travers des complexes pratiquement imperméables épais de plusieurs mètres. On peut exploiter leurs eaux seulement par les forages, bien qu'il s'agit de l'exploitation des réserves statiques. Génétiquement ces eaux appartiennent à celles de provenance marine. Dans ces structures il y a seulement le régime de la structure artésienne fermée. Les structures de ce type sont représentées par ex. par les collecteurs des pséphites, psammites et carbonates des sédiments néogènes, paléogènes, mésozoïques et paléozoïques profondément assis et sans aucune communication avec la surface. Les eaux de ces structures furent décélées en grande quantité lors de la reconnaissance des gisements de pétrol.

### La division des zones de l'émergence

Lors des travaux de reconnaissance sur plusieurs structures on avait constaté que les zones de l'émergence doivent être aussi divisées par rapport à la dernière phase de l'écoulement (ascension,) la résurgence des eaux et la formation des propriétés physico-chimiques, le régime, l'exploitation des eaux, la protection des eaux et aussi l'application des méthodes et des procédés méthodiques lors de leur reconnaissance. Selon les points de vue cités, je propose la division suivante des zones de l'émergence (tab. 2) : les zones découvertes ; les zones semi-découvertes ; les zones semi-couvertes ; les zones couvertes.

Sous les zones de l'émergence découvertes on comprend celles dans lesquelles le collecteur propre des eaux minérales émerge directement à la surface et c'est de lui les sources remontent à la surface. La sortie des eaux à la surface est liée à son propre collecteur, tandis qu'il est déplacé d'habitude par les failles. La formation des propriétés physico-chimiques résultantes et le régime sont influencés par les précipitations, par les eaux souterraines peu profondes et par les eaux de surface des cours d'eaux souterraines peu profondes et par les eaux de surface des cours d'eau.

Sous les zones de l'émergence semi-découvertes on comprend celles, dans lesquelles le propre collecteur des eaux minérales ne sort pas directement à la surface, mais il est couvert par les collecteurs — par les sédiments quaternaires, néogènes et paléogènes et par leur combinaison — de sorte que les sources émergent des accumulations secondaires des ces sédiments de couverture. L'ascension des eaux à la surface



TABLEAU 1

## Des structures hydrogéologiques des eaux minérales

Catégorie de la structure	Zone de la structure		Réserves des eaux	Régime des eaux	3 Génèse des gaz <sup>3</sup>	
	d'infiltration	d'accumulation d'émergence			du chimisme des eaux	autochtone
ouverte	+	+	+	dynamiques <sup>1</sup> statiques	pétrogène	chimique ( $\text{CO}_2$ ) biogène ( $\text{CH}_4$ , $\text{N}_2$ )
semiouverte	+	+	— (+ artificielle)	dynamiques <sup>1</sup> statiques	pétrogène d'origine marine <sup>2</sup>	d'air ( $\text{N}_2\text{O}_2$ ) biogène ( $\text{CH}_4$ , $\text{H}_2\text{S}$ , $\text{N}_2$ ), —
semiermée	—	+	+ (d'infiltration simulé-tanement)	statiques <sup>2</sup> dynamiques	à la nappe captive et structure fermée, plus tard la nappe captive à l'écoulement profond (?)	d'origine marine, pétrogène
fermée	—	+	— (artificielle)	statiques	à la nappe captive de structure fermée	d'origine marine
						biogène ( $\text{CH}_4$ , $\text{N}_2$ ), —

+ la structure a sa région respective

— la structure ne possède pas sa région respective

<sup>1</sup> réserves exploitées prédominantes

<sup>2</sup> marinogènes (eaux) sont primaires (syngénétiques et épigénétiques) marines, saumâtres et douces du milieu sédimentaire d'origine

<sup>3</sup> les types des gaz génétiques fondamentaux aériens-  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ ; biogène —  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ; chimiques —  $\text{CO}_2$



est liée aux sédiments perméables des formations de couverture, tandis qu'elle est aussi déplacée par les failles. La formation des propriétés physico-chimiques résultantes et le régime des eaux sont influencées par le milieu lithologique des formations de couverture et par les eaux souterraines peu profondes de celles-ci qui à leur tour sont influencées par les précipitations et par les eaux des cours d'eau.

Sous les zones de l'émergence semi-covertes on comprend celles dans lesquelles le propre collecteur des eaux minérales ne sort pas directement à la surface, mais il est couvert par des isolateurs, de sorte que les sources émergent seulement de leurs failles. L'ascension des eaux à la surface est liée seulement aux failles. La formation des propriétés physico-chimiques résultantes est parfois influencée par le milieu lithologique des formations de couverture (divers procédés de minéralisation) et par les eaux des collecteurs. Autrement la formation et le régime des eaux sont influencés par l'infiltration dans la région de l'émergence.

Sous les zones de l'émergence couvertes on comprend pratiquement des „régions artificielles”, qui prennent naissance par l'exploitation des eaux au moyen des forages et des ouvrages miniers des zones d'accumulation (Franko, Zboril 1969). L'émergence des eaux à la surface, les propriétés physico-chimiques et le régime des eaux ne sont pas naturellement influencés comme dans les cas précédents. Les propriétés physico-chimiques des eaux changent, cependant, tant lors de l'émergence elle-même (la baisse de la température, le dégagement des gaz, la disparition des sédiments, etc.), ainsi que par ses réactions à l'équipement des forages. Ces changements ont lieu, naturellement, aussi dans les régions de l'émergence précédentes.

### La classification des structures

Considérant les catégories des structures et leurs zones ainsi que les zones d'émergence, nous pouvons indiquer une classification alphabétique-numérique des structures hydrogéologiques des eaux minérales. De cette façon on peut délimiter tous les types possibles des structures de ces eaux (tab. 3).

Ici il faut mentionner que les zones de l'émergence des structures hydrogéologiques ne représentent pas toujours des types purs, parce que certaines sources sortent dans la même région directement du collecteur des eaux minérales, d'autres des failles, des isolateurs et d'autres des sédiments de couverture perméables. Dans pareil cas la structure ouverte portera l'indication Aabc 1, 2, 3.

Il est possible de délimiter les types individuels des structures en plusieurs sous-types et cela principalement des points de vue cités au début, c'est-à-dire, du point de vue du milieu géologique (perméabilité) et du régime. Ainsi on peut distinguer, par. ex. les réservoirs des eaux souterraines peu profonds avec la perméabilité poreuse, fissurée et combinée, avec l'écoulement profond à la surface fermée, ou avec la surface fermée de la structure fermée, les massifs cristallins avec la perméabilité fissurée



TABLEAU 2  
*Les zones de l'émergence des eaux minérales*

Catégorie de la zone de l'émergence	Formée	L'émergence des eaux provient	Les propriétés physico-chimiques influencées des eaux	Le régime des eaux influencées
découverte	par ses propres collecteurs des eaux minérales, les phyllites quaternaires	des collecteurs et des failles	par les eaux des cours d'eau de surface, par les eaux souterraines peu profondes	par les précipitations, les eaux souterraines peu profondes et par les eaux des cours d'eau de surface
semi-découverte	par le sédiments perméables de couverture	des accumulations secondaires des sédiments perméables de couverture	par le milieu lithologique des formations de couverture par les eaux souterraines peu profondes	—, —
semi-couverte	par les sédiments impénétrables de petites épaisseurs (appr. 100 à 300 m) et par les roches de couverture	des failles dans les roches de couverture et les sédiments	par le milieu lithologique des formations de couverture, parfois par les eaux y enfermées, par les eaux souterraines peu profondes	—, —
couverte	par des sédiments de couverture aux épaisseurs plus grandes (appr. > 100 – 300 m) et par les roches de couverture	des forages	durant l'émergence à la surface (la baisse de la température, la dégagement des gaz, la disparition des sédiments), par la réaction de l'équipement des forages <sup>1</sup>	par la température des eaux par le dégagement des gaz <sup>2</sup>

1,2 Valable aussi pour les autres régions de l'émergence.



et au régime fissuré de pression, les régions karstiques avec la perméabilité karstique, fissurée et combinée et au régime karstique de pression, fissuré et combiné, les structures d'écoulement profondes à la surface fermée, etc.

TABLEAU 3

*La classification des structures hydrogéologiques des eaux minérales*

Catégorie des structures	A ouverte	B semi-ouverte	C semi-fermée	D fermée
Zone de la structure	a d'infiltration	b d'accumulation	c de l'émergence	
Catégorie de la zone de l'émergence	1 découverte	2 semi-découverte	3 semi-couverte	4 couverte
Types des structures	Aabc <sub>1</sub> Aabc <sub>2</sub> Aabc <sub>3</sub> Aabc <sub>4</sub>	Babc <sub>4</sub>	Cbc <sub>2</sub> Cbc <sub>3</sub> Cabc <sub>2</sub> Cabc <sub>3</sub>	Dbc <sub>4</sub>

### Conclusions

Dans l'actuel développement rapide de l'hydrogéologie et de l'hydrochimie des eaux minérales il est également important, d'utiliser, comme dans les autres disciplines de la science, les termes unifiés quant à leur contenu. La division et la classification proposées doivent apporter une aide dans le domaine de l'hydrogéologie structurale. Elles doivent aider en même temps à éliminer le manque de division et de classification structurale des structures hydrogéologiques des eaux minérales.

### BIBLIOGRAPHIE

- Castany G. (1968) Prospection et exploitation des eaux souterraines. 1. vydanie, Paris, Dunod, p. 717.
- Franko O. (1970) Bojnické termálne vody a ich využitie k tiažbe uhlia na nováckom ložisku. Geologické práce, Správy 52, s. 59 — 155. Bratislava.
- Zboril L. (1969) Prispevok geofyzikálneho výskumu k poznaniu štruktúr termálnych vód v oblasti stredoslovenských neovulkanítov. Zborník prác II. medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch. Slovákočerma. S. 173 — 191. Bratislava.



- Gazda S. (1974) Chemizmus podzemných vód Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Materiály III. československej geolog. konferencie, II. časť'.
- Hynie O. (1963) Hydrogeologie ČSSR II, Minerální vody, 1. vydanie. Vydavatel'stvo ČSAV, s. 797. Praha.
- Ivanov V. V et al. (1971) Projekt legendy karty mineralizov aných vod Európy, masštaba 1 :1 500 000. Manuskript.
- Mahel'M. (1952) Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce Štátneho geolog. ústavu, zoš. 27, s. 84, Bratislava.
- Moret L. (1956) Les sources thermominérales. Masson et Cie, Éditeurs 120, p. 146, Paris.
- Mucha I. (1970) Režim podzemných vod s napäťou hladinou. Zborník 5. hydrogeologické konference, s. 292 – 312. Praha.



# DIFFÉRENCIATIONS CHIMIQUES DANS LES EAUX MINÉRALES DE LA ZONE SUBCARPATIQUE ENTRE LA VALLÉE DE LA SUCEAVA ET LA VALLÉE DU BUZĂU

PAR

NICOLAE GEAMĂNU, VERONICA GEAMĂNU, PETRE LUNGU, ION LAZU<sup>1</sup>

## Abstract

Chemical Differentiations in Mineral Waters of the Undercarpathian Zone, between the Suceava and the Buzău Valleys. The study of the mineral waters occurring within the Subcarpathian zone has led to a disclosure of interesting hydrochemical aspects connected with their forming way. Referring to this the authors pointed out that the mineral waters took their origin from the infiltration waters which become mineralized by contacting some mineralizing factors, such as salt, gypsum, or by mixing with cognate waters flowing from oil field structures. The authors have made a delimitation of hydrochemical areas, characterized by similar genetic conditions.

## A) Introduction

Le présent travail représente un essai de synthèse des résultats obtenus par les recherches hydrogéologiques et hydrochimiques effectuées pendant 9 années dans la zone subcarpatique comprise entre la vallée de la Suceava et la vallée du Buzău.

Sur ce territoire qui a approximativement 325 Km de longeur et de 3 à 30 Km de largeur ont été étudiés plus de 1200 échantillons d'eaux provenant de sources, puits et sondes. Notre exposé représente le résultat de la coordination, de l'étude et de l'interprétation d'environ 300 de ces échantillons qu'on a considéré comme les plus intéressants.

## B) Le cadre géologique — Considérations hydrogéologiques

La région étudiée couvre une partie de la zone subcarpatique située à l'extérieur des Carpates Orientales, dans l'avant-fosse carpatique.

<sup>1</sup> I.G.P.S.M.S. Str. Caransebeş no. 1 — Bucarest.



Elle est constituée de formations néogènes plissées qui reposent sur un soubassement carpatique et qui sont chevauchées le long de la faille marginale du flysch par la plus externe unité de la zone du flysch.

Quant à l'avant-fosse — unité qui représente le stade final de l'évolution du géosynclinal carpatique - on retient qu'elle est constituée de deux zones : une zone interne qui se compose surtout de dépôts de la molasse inférieure et une zone externe dont les formations appartiennent à la molasse supérieure seulement.

Au sujet de ces zones il faut également souligner le fait que la partie interne de l'avant-fosse repose sur un soubassement carpatique, tandis que la partie externe, sur un soubassement de plateforme. Le contact entre les deux zones est réalisé par l'intermédiaire d'une faille inverse. Le long de cette faille a lieu le chevauchement de la zone interne par dessus la zone externe.

La stratigraphie de détail des formations miocènes qui constituent la majeure partie de la zone subcarpatique, compliquée par des nombreuses variations de facies et par l'absence des données paléontologiques, reste encore un problème à discuter.

Le Pliocène n'est représenté que par ses termes inférieurs et ceux seulement dans la partie sud de la zone étudiée.

Dans quelques endroits les „crêtes” de Pleșu (Tîrgu Neamț), Uture (Moinești), Pietricica (Bacău) et Ciortea (Gheorghe Gheorghiu Dej), sur des espaces limités apparaissent aussi des dépôts appartenant au flysch paléogène.

En général les dépôts néogènes présentent une lithologie assez variée, formée de conglomérats, grès, sables, tufs argileux, schiste argileux etc.

Parfois, pendant la sédimentation de ces dépôts ont été réunies des conditions — morphologiques et climatiques — pour la genèse du sel, des sels déliquescents et des gypses.

Nous soulignons également que dans le cadre de certains de ces dépôts qui forment la zone subcarpatique il y a des gisements de hydrocarbures, parfois exploitables (Bercă, Tețcani).

L'aspect hydrogéologique de la zone est caractérisé par une grande diversité de situations due à la lithologie très variée et à un système tectonique assez compliqué.

Les accumulations d'eaux souterraines sont pour cette raison différentes comme étendue, volume et régime d'écoulement. Des accumulations aquifères plus importantes sont rencontrées dans les niveaux gréso-conglomératiques d'âge miocène inférieur, ensuite dans les sables et grès qui se développent entre les dépôts de l'Helvétien supérieur, du Sarmatiens et du Méotien ainsi que dans le complexe des sables et graviers qui forment les terrasses et les plaines basses des vallées principales. À part celle-là, les manifestations aquifères sont réduites quant au volume, variables quant au temps, parfois superficielles, parfois liées à des zones fissurées ou à des zones affectées par des accidents tectoniques.



### C) Les eaux minérales

**1. La distribution et le chimique des eaux minérales.** La zone subcarpatique représente, surtout au sud de la vallée de la Bistrița, une des régions les plus intéressantes du pays, du point de vue de l'apparition des eaux minérales.

Au cours des années nombre de géologues et de chimistes se sont occupés assez fréquemment des eaux minérales dans les études qu'ils ont entrepris sur un plan local ou général.

Dans son ouvrage „Les eaux minérales et thermales de la Roumanie” P r i c ă j a n (1972) nous offre des informations sur les contributions d'un grand nombre de ces chercheurs. Nous y ajoutons encore les recherches plus récentes effectuées dans cette zone par B a n d r a b u r et al. (1964).

Des apparitions hydrominérales sont rencontrées dans tous les dépôts de cette zone ayant des caractères physiques et chimiques très variés, ce qui leur vont un rôle spécial dans le traitement de certaines affections de l'organisme.

L'échelonnement, ainsi que la fréquence de ces apparitions, nous portent à les grouper en trois alignements.

L'alignement interne, assez unitaire et le plus riche en eaux minérales se range dans l'aire de développement du Miocène inférieur qui borde vers l'extérieur la zone du flysch. Il est développé seulement entre la vallée du Buzău et la vallée de la Moldova.

L'alignement externe suit d'une manière fidèle et constante tout au long de la zone subcarpatique, le contact de la zone interne de l'avant-fosse (zone épigénique) avec la zone externe (zone épocratique). La diversité chimique des eaux qu'on rencontre surtout dans la partie située entre la vallée du Buzău et la vallée de la Bistrița constitue l'élément principal qui caractérise cet alignement.

Entre ces deux alignements extrêmes on peut suivre encore un troisième, moins unitaire, mais toujours présent généralement dans la partie médiane de la zone tout entière ; les sources liées à cet alignement sont situées surtout dans l'aire de développement des dépôts hélvétiens.

Il faut souligner que vers le nord, à mesure que la zone subcarpatique se resserre, le nombre des eaux minérales diminue de plus en plus en anticipant, nous dirons aussi qu'elles deviennent moins variées du point de vue de leur composition chimique. Ce dernier aspect prouve une fois de plus que l'aspect chimique d'une eau minérale est déterminé par des facteurs naturels complexes tels que la composition pétrographique des roches, les conditions structurelles et tectoniques, les particularités hydro-dynamiques.

Considerées du point de vue de la composition chimique, les eaux minérales de la zone subcarpatique se rattachent à deux types : chloruré et sulfaté. À ces types se joint presque toujours une série de composants spécifiques (microcomposants) : Br, I, HBO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub> etc. Ce fait mène à l'apparition de divers aspects dans le cadre général d'eaux mentionnés



qui permettent la distinction de plusieurs zones et notamment zone à : eaux chlorurées bromurées ; eaux chlorurées boriques ; eaux chlorurées sulfureuses ; eaux chlorurées, bromurées, boriques ; eaux chlorurées sulfureuses bromurées, boriques ; eaux chlorurées, carbogaseuses, bromurées, boriques ; eaux sulfatées, sulfureuses.

Nous avons reproduit ces aspects graphiquement sur la carte.

Dans les limites de chaque zone nous avons essayé d'exprimer : le type chimique (par la ligne de contour), la genèse (par la signature) et les microcomposants (par figures géométriques). Nous précisons que par la ligne qui délimite les zones nous avons voulu séparer les eaux à minéralisation jusqu'à 35 g/l des eaux dont la minéralisation totale dépasse 35 g/l.

Nous avons considéré comme minéralisation minime des eaux minérales examinées la valeur de 2 g/l. Mais il y a très peu d'eaux minérales dont la minéralisation est moindre de 35 g/l. Parmi celles ci on trouve presque la totalité des eaux sulfatées.

La minéralisation maximum rencontrée dans les eaux minérales représente la valeur de 432 g/l. L'eau ayant cette minéralisation se situe sur l'alignement externe, dans la zone Andreiașul de Sus, le long de la vallée du Milcov.

**2. Genèse des eaux minérales.** L'apparition des eaux minérales dans l'espace de la zone subcarpatique doit être examinée par rapport à son évolution géologique et à sa tectonique.

Il est bien connu que dans les limites de la molasse il y a des accumulations de sel, de hydrocarbures et de sulfats. Ce fait se reflète aussi, comme on le verra plus loin, dans le type chimique des eaux minérales.

Mais le processus de leur genèse est plus compliqué, car il y concourent des phénomènes de mise en solution primaire de divers éléments, des phénomènes modifiants et des phénomènes qui limitent la saturation dans ces éléments.

Le premier groupe de phénomènes est décélablable dans les eaux minérales rencontrées dans l'espace de l'alignement interne. Ces eaux ont pris naissance des eaux vadeuses venues en contact avec des accumulations de sel, sels déliquescents et gypses. Par la lévigation de ces accumulations les eaux augmentent leur charge minérale et jaillissent au jour le plus souvent le long de certains accidents tectoniques sous forme d'eaux minérales. La minéralisation des eaux ainsi formées varie dans des limites assez larges, allant de quelques grammes à 300–350 g/l.

Les microcomposants les plus fréquents sont : Br (prédominant), B (en  $\text{HBO}_2$ ),  $\text{H}_2\text{S}$ , Fe.

Parfois ces eaux contiennent du K en quantités assez élevées. Ainsi, à Băltătești, Gîrcina, Tazlău, Soveja, le potassium varie entre 5 et 11 g/l. Mais la plus grande quantité apparaît dans une eau située au nord de Moinești. La valeur de la teneur en K est de 26,5 g/l pour une minéralisation totale de 339 g/l. Nous considérons que ces quantités élevées de potassium dans les eaux minérales proviennent de la lévigation de certaines accumulations de chlorures et de sulfates de potassium. Les eaux



minérales qui lavent des accumulations du potassium et du magnésium sont très rares et apparaissent sur des aires restreintes. La plus importante est l'apparition hydrominérale au sud de Soveja. L'eau possède une minéralisation totale de 85 g/l, appartient au type sulfaté et contient 9 g/l potassium.

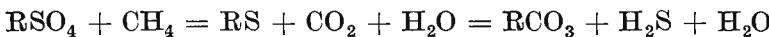
En général on constate que la genèse des solutions par un processus de dissolution est décelable dans la zone étudiée tout entière.

Quant au groupe suivant de phénomènes — les phénomènes modifiants — on doit remarquer qu'il concerne seulement une partie des eaux minérales, situées entre la vallée de la Bistrița et la vallée du Buzău. Ces phénomènes modifiants se manifestent le plus souvent par un échange de bases et par la réduction des sulfates. On rencontre des eaux minérales ainsi formées surtout dans l'espace de l'alignement externe et de l'alignement médian. Le type chimique dominant reste le type chloruré. La minéralisation de ces eaux, fréquemment au dessus de 35 g/l, est moindre par rapport à celle des eaux formées par le processus de dissolution.

Le bioxyde de carbone n'apparaît que dans quelques points avec des valeurs tout au plus de 650 mg/l. Nous avons déjà montré, dans un ouvrage antérieur, que l'auréole mofettique de la chaîne éruptive Căliman—Harghita se prolonge aussi dans le zone du flysch jusqu'au contact avec l'avant-fosse carpatique (Geamănu et al. 1971).

Quant à l'origine du bioxyde de carbone des eaux minérales existentes dans les limites de l'avant-fosse, nous considérons qu'il faut la rechercher dans le cadre des réactions de réduction des sulfates en présence de la matière organique et des microorganismes desulfurisants.

Ces réactions (Höfer, 1909, Murray, 1912, Schoeller, 1962) se présentent ainsi :



Conformément à la réaction, par la suite des processus de réduction des sulfates, prennent naissance, l'un après l'autre, le CO<sub>2</sub> et le H<sub>2</sub>S. Nous avons observé, concernant ces processus, que dans les eaux où le bioxyde de carbone se trouve en grandes quantités, le hydrogène sulfuré manque, tandis que les eaux à hydrogène sulfuré, en n'importe quelle proportion, peuvent contenir aussi du bioxyde de carbone jusqu'à 300 mg/l.

Quant à la substance organique qui intervient dans le processus de réduction des sulfates, nous considérons que, pour la zone carpatique, elle est représentée surtout par les hydrocarbures liquides.

La présence de ces hydrocarbures dans les zones à accumulations de sulfates est facilitée par les eaux de gisement.

Par les eaux de gisement nous ne comprenons pas seulement les eaux qui accompagnent les accumulations de pétrole. Elles peuvent être représentées aussi par les eaux des structures hydrogéologiques fermées, les eaux à circulation extrêmement réduite, situées à des profondeurs relativement grandes où les processus modifiants, surtout les échanges de bases, ont conduit à une métamorphose intense de celle-ci.

Sur la légende de la carte nous avons nommé les eaux minérales de cette catégorie „du type des eaux de gisement”.

Dans les limites de la zone subcarpatique, elles apparaissent constamment au contact de la zone interne avec la zone externe (alignement externe). Le long de l'alignement médian ces eaux n'apparaissent que dans la vallée du Buzău au sud de Pătărilegele, tandis que le long de celui interne on les rencontre au nord de Moinești, dans la zone d'Uture.

Les microcomposants spécifiques des eaux de gisement sont : Br, B (comme  $\text{HBO}_2$ ) et  $\text{H}_2\text{S}$ .

Comme nous l'avons déjà remarqué, dans le processus de réduction des sulfates le rôle d'agent réducteur appartient toujours aux hydrocarbures. Le fait qu'il y a des eaux minérales — de type sulfaté surtout — qui présentent des minéralisations extrêmement réduites (2—5 g/l) n'ayant comme microcomposants que du  $\text{H}_2\text{S}$ , démontre qu'elles ne se sont point formées du mélange des eaux de gisement avec des eaux qui lavent des sulfates. Dans ce cas la matière organique qui intervient dans le processus de réduction de sulfates de ces eaux doit être cherché probablement dans les restes charboneux qui apparaissent en quantités réduites à certains niveaux gréseux ou sablonneux dans l'espace de la molasse.

On remarque sur la carte que les terrains à eaux minérales qui ont pris naissance de cette manière se trouvent presque constamment à la proximité des terrains à eaux minérales formées du mélange des eaux de gisement avec des eaux qui ont lavé des accumulations de sulfates. L'interprétation la plus logique de ce fait serait que sur une étendue assez large il y aurait des eaux sulfatées faiblement minéralisées, sulfureuses venant en contact dans certaines zones avec des eaux de gisement fort minéralisées, riches en bore, brome etc. Ce mélange, dans lequel le processus de réduction continue poursuit, mène à l'apparition des eaux intensivement métamorphisées de type chloruré.

Un autre aspect du processus de formation des eaux minérales étudiées est offert par la mélange — pendant le parcours souterrain — des eaux qui lavent des accumulations du sel et des sels déliquescents avec des eaux de gisement.

Ce type d'eau nouveau-né présente une minéralisation élevée (toujours au dessus de 35 g/l) et se manifeste le long de chaque alignement.

Le nouvel aspect qui intervient dans la formation de ces eaux se rapporte surtout à la provenance des eaux de gisement. Si dans le cadre des alignements externe et médian les eaux de gisement sont liées à la molasse, dans le cas de l'alignement interne nous considérons que ces eaux proviennent de la zone du flysch.

Mais les eaux minérales présentent un aspect des plus intéressants et complexes dans le cas où les eaux qui lavent des accumulations de sel, sels déliquescents et sulfates viennent en contact avec des eaux de gisement.

Les eaux minérales ainsi formées se trouvent surtout le long des alignements externe et médian et surgissent au jour le long des accidents tectoniques.

Du point de vue chimique, les eaux minérales appartiennent au type chloruré, type qui renferme néanmoins une gamme variée d'aspects, déterminés par la présence des microcomposants : Br, I, B, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, Fe.

Celles-ci sont les eaux les plus sollicitées pour le traitement de certaines affections, ce qui a eu comme suite l'apparition dans l'espace de la zone subcarpathique de stations balnéaires qui dépassent par leur intérêt le cadre purement local. On pourrait citer dans ce sens les bains Oglinzi, Băltătești, Vizantea.

De ces considérations, faites à propos des manifestations hydro-minérales rencontrées dans la zone subcarpatique il faut retenir qu'au sein des différenciations chimiques les microcomposants jouent un rôle important.

Il y participent en teneurs très variées et en nombre variable.

L'iode, élément à fréquence faible, se présente en quantités qui vont jusqu'à 45 mg/l. Il apparaît surtout dans les eaux de gisement.

Le brome atteint des valeurs de 500 mg/l au maximum. La teneur en brome des eaux n'est pas proportionnel à leur degré de minéralisation. Il apparaît particulièrement dans les eaux qui lavent du sel, comme résultat de l'affinité de la chlorure de sodium envers cet élément.

Le bore, se rencontre en quantité considérable seulement dans les eaux de gisement où les conditions de réduction favorisent les accumulations de composés solubles de cet élément. La valeur maximum de l'acide métaborique rencontrée représente 1620 mg/l.

L'hydrogène sulfuré dont on vient de décrire le mode de formation a été rencontré dans les eaux étudiées à une valeur maximum de 625 mg/l.

Pour conclure, en résumant les considérations présentées, nous aimerons citer Hans Closs, qui souligne notamment, que, „l'eau n'invente jamais, elle ne fait qu'exprimer”.

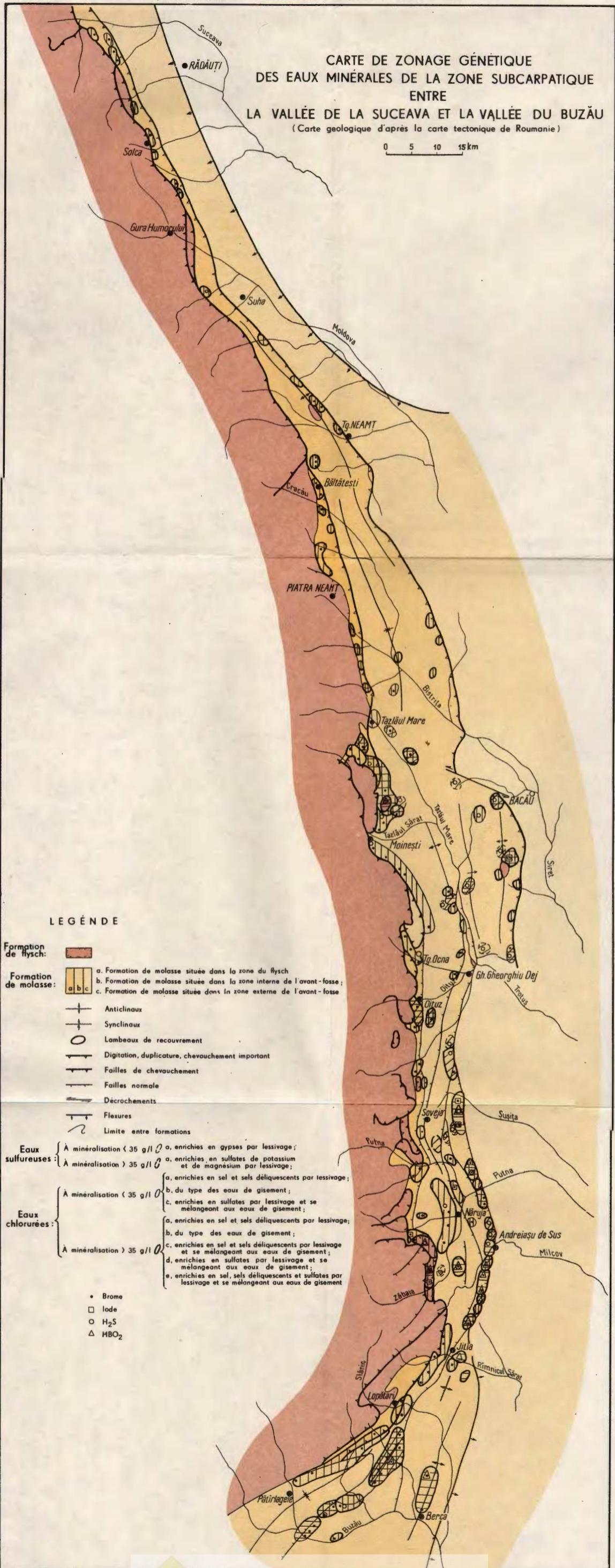
## BIBLIOGRAPHIE

- Bandrabur T., Opran C., Mocanu Maria, Mocanu V. (1964) Cercetări hidrogeologice în vederea stabilirii prezenței sărurilor de potasiu în regiunea Băltătești — Mărgineni—Nechitu. *An. Inst. Geol.* XXXIV/2, p. 131 — 152, București.
- Dumitrescu I., Sandulescu M. (1968) Probleme structurale fundamentale ale Carpaților Românești și ale vorlandului lor. *An. Com. Geol.* XXXVI, p. 159 — 175, București.
- Sandulescu M. (1970) Harta tectonică a României, scara 1:1000000.
- Geamănu N., Geamănu Veronica, Lungu P., Lazu I. (1971) Manifestări carbogazoase în apele subterane de la exteriorul flișului carpatic, între valea Tazlău Mare și valea Zăbalei. *Inst. Geol. St. tehn. — econ. Ser. E*, 9, p. 135 — 144, București.
- Pricăjan A. (1972) Apele minerale și termale din România. Edit. tehn., București.
- Schoeller H. (1962) Les eaux souterraines. Masson Edit., Paris.





Institutul Geologic al României



# ÉTUDES ET EVALUATION DES GISEMENTS D'EAUX MINÉRALES EN U.R.S.S.

PAR  
GALINA GOLOVINA<sup>1</sup>

## Abstract

Studies and Estimations of Reservoirs of Thermal Waters in U S S R. The author establishes a classification of studies — in stages — on thermal water springs in the Soviet Union with the view of their turning to account. Chemical types of mineral waters and those of reservoirs they are proceeding from are presented in accordance with the geological structures. The author insists on the estimation of mineral water reserves by means of the hydrodynamic and hydraulic methods.

L'immense expérience des travaux géologiques dans l'Union Sovié-tique a permis de faire un classement dans l'étude, la prospection et l'ex-ploitation des sources d'eaux minérales :

1. Etudes curologiques régionales des territoires afin de déterminer les sources essentielles pour l'étude ultérieure et l'utilisation des eaux minérales.

2. Prospection préliminaire des gisements d'eau minérale, pour obtenir des renseignements au sujet de leurs structures, des contours et des principales conditions de circulation et de ascension des eaux à la surface, et pour s'assurer de la nécessité de poursuivre les études des gisements.

3. Prospection détaillée des gisements pour préciser leurs volumes, les ressources en eau et les conditions rationnelles du captage.

4. Travaux hydrogéologiques expérimentales pour calculer et en-registrer les ressources d'eaux minérales à la Commission pour les res-sources minérales auprès du Conseil des Ministres de l'U.R.S.S.

5. Captage des eaux minérales au moyen des puits d'exploitation.

<sup>1</sup> Conseil central des syndicats soviétiques. Conseil central de la direction des établis-sements de cure des syndicats. URSS.



6. Elaboration des plans technologiques d'exploitation rationnelle des gisements d'eaux minérales.

7. Mise en place de postes d'assainissement pour protéger les gisements d'eaux minérales contre la pollution, la détérioration de leur composition et l'épuisement des ressources.

Les étapes diffèrent tant par le contenu des tâches hydrogéologiques que par le degré de précision de leur solution. A chaque phase d'activité les méthodes sont distinctes. Ensemble elles forment un système d'étude de la source d'eau minérale. L'application de telle ou telle méthode est conditionnée par la situation hydrogéologique concrète.

En UR.S.S. les eaux minérales sont représentées par tous les principaux types : thermes acidulés, sulfydriques, acidulés-sulfydriques, radoniens, arsénieux, iodés, bromiques, iodobromiques, ferrugineux, alcalins siliceux de faible minéralisation ; eaux salées, acides, etc.

La diversité des sources d'eau minérale nécessite une étude individuelle de chaque gisement dont nombre sont proches par certains indices hydrogéologiques et hydrochimiques. Cela permet de classer les gisements par groupes aux conditions plus ou moins semblables, ce qui rend possible leurs études relativement analogues.

En comparant les particularités hydrogéologiques des gisements d'eaux minérales à des fins de prospection, on tient compte des indices qui caractérisent le mieux les conditions de localisation de l'eau minérale, sa dynamique et la récupération des ressources. Parmi ces indices, en plus de la situation hydrogéologique et hydrochimique régionale, nous indiquerons les conditions structurales et hydrodynamique du gisement.

Le territoire soviétique se divise sur le plan général de la structure géologique, en boucliers, plates-formes et plis montagneux.

Les eaux minérales se rencontrent dans tous les types de structures géologiques. Sur les bords des fondements cristallins anciens elles se manifestent dans les fissures principalement dans l'écorce éolienne des roches massives ou dans l'enveloppe fine des dépôts poreux. Aux plates-formes les bassins artésiens sont nettement répartis par zones hydrogéochimiques ; leurs eaux ont un degré de minéralisation et une composition variés (plate-forme Russe, plate-forme de Sibérie occidentale, etc). Les bassins artésiens dans les zones de dépression et de fléchissement sont dans les mêmes conditions.

On constate dans les plis de montagne la présence de systèmes d'eau sous pression, d'eaux de massifs magmatiques et métamorphiques, ainsi que d'eaux de gangue.

En partant des conditions structurales et hydrodynamiques du territoire, des particularités physiques et chimiques des eaux minérales souterraines et, en conséquence, des particularités des travaux de prospection, G. Vartanian et L. Yarotski ont classé six types de gisements.

1. Gisements lamelés de bassins artésiens de plate-forme, comme les gisements des stations de cure de Kachine, Dorokhovo, Krainka.



2. Gisements lamelés de bassins artésiens au pied des montagnes et versants artésiens (Naltchik, Tchartak).

3. Gisements de bassins artésiens et versants dans les zones de transport des eaux minérales profondes dans les horizons aquifères supérieurs (stations de cure Kavkazskié minéralnyé vody, Archan).

4. Gisements de gangue (stations de cure de Belokourikha, Koudmour).

5. Gisements situés dans les zones de déversement des courants sous pression dans le bassin des eaux souterraines (stations de cure d'Arzni, Darasoun).

6. Gisements d'eaux minérales souterraines (stations de cure d'eaux Martiales, Ouvidly, Kissegatch).

Si, dans le cas des deux premiers types, le secteur des travaux de prospection peut être choisi sur la base de l'analyse des données hydrochimiques et hydrodynamiques régionales, alors que la tâche consistant à réperer les eaux minérales à la composition déterminée est résolue au moyen de forage de puits isolés, aux gisements de types plus compliqués, il convient de réaliser des études géophysiques préliminaires ou des travaux de sondage, pour établir les secteurs efficaces. La prospection est assurée au moyen du forage de coupes de prospection en augmentant, au besoin, le nombre de puits entre les coupes.

En plus du forage et du pompage, il est utile de procéder aux travaux de carottage, aux testes des eaux profondes, à la thermométrie, la radiométrie et aux autres analyses.

Les travaux de forage, géophysiques, hydrogéologiques, géochimiques et autres effectués pendant l'étude du gisement permettent de préciser sa structure géologique, ses particularités hydrogéologiques et hydrodynamiques, les conditions de sa constitution, son régime, la composition iono-saline, gazeuse et moléculaire de l'eau minérale, ses propriétés physiques, l'état hygiénique et les autres indices dont la connaissance est indispensable pour l'utilisation rationnelle de l'eau minérale.

Le calcul des ressources d'exploitation d'eau minérale et leur enregistrement à la Commission pour les ressources minérales auprès du Conseil des Ministres de l'U.R.S.S. représentent l'étape finale des travaux de prospection à l'endroit du gisement.

On entend par ressources d'exploitation la quantité d'eaux souterraines qui peut être obtenue par des pompes rationnelles du point de vue technique et économique à un régime donné d'exploitation, la qualité de l'eau correspondant aux normes durant la période prévue de consommation.

L'existence des ressources enregistrées d'eaux minérales en Union Soviétique est la condition obligatoire de l'aménagement des nouvelles stations balnéologiques et de la distribution industrielle des eaux minérales.

La décision relative à la nécessité de calculer les ressources d'eaux minérales en U.R.S.S. a été prise pour la première fois en U.R.S.S. en 1937. C'est à ce moment que l'on a prévu le sanctionnement des ressource de



diverses catégories. Ces normes prévoient la nécessité d'évaluer non seulement la quantité mais la qualité de l'eau, car les propriétés curatives des eaux de divers types sont fort variées.

La classification des ressources d'exploitation des eaux souterraines par catégories détermine le degré de leur étude pour les recherches, les projets et les captages. Les ressources d'eaux souterraines, y compris minérales, se divisent en trois catégories : A — réelles, B — éventuelles et C — géologiques (la catégorie C étant subdivisée en C<sub>1</sub> et C<sub>2</sub>).

La catégorie A comprend les ressources d'eaux minérales étudiées et prospectées qui conditionnent les projets techniques d'ouvrages de captage et l'investissement de fonds pour un système rationnel de captage et la construction d'établissements balnéologiques et curatifs. La catégorie B traduit la grandeur des ressources établie sur la base d'études préliminaires qui permet d'argumenter le projet de captages et dans certaines cas — la construction d'ouvrages balnéaires. La catégorie C établie approximativement sur la base d'études hydrogéologiques est nécessaire à la détermination de la grandeur des ressources pour les projets de travaux de prospection d'eaux minérales.

Les tâches principales pour l'évaluation (calcul) des ressources d'exploitation d'eaux minérales sont le suivantes :

1. détermination de la quantité d'eau dont le captage peut être garanti durant toute la durée prévue d'exploitation (ordinairement 25 à 30 ans) ;

2. argumentation de la prévision de stabilité de la composition chimique, des propriétés physiques et de l'état d'hygiène de l'eau extraite dans ces quantités.

La quantité de l'eau est calculée en fonction du rendement des pompes : la prévision des changements de débits et de niveaux d'eaux souterraines pendant la durée donnée d'exploitation. Ces calculs sont réalisés à l'aide de méthodes hydrodynamiques et hydrauliques. Parfois les deux méthodes sont appliquées simultanément.

*La méthode hydrodynamique* se base sur les formules hydrodynamiques de calcul. Etant donné que les formules se rapportent seulement aux types simples de couches et que l'usage des formules hydrodynamiques implique la généralisation des conditions naturelles, le domaine d'application de la méthode hydrodynamique se limite aux gisements à structure relativement simple, en rapport avec les couches aquifères filtrantes homogènes. Cela concerne de nombreux gisements des systèmes aquifères lamelés adaptés aux bassins artésiens ou aux bassins d'eaux souterraines (Kachine, Krainka).

*La méthode hydraulique* se base exclusivement sur les données de pompages expérimentales d'exploitation. Pendant l'application de la méthode hydraulique les dépendances entre les grandeurs (débit et abaissement, coupe de niveau et débit, abaissement et temps) sont déterminés d'après les données de l'expérience.

Les gisements d'eau minérale dont les ressources d'exploitation sont calculées par la méthode hydraulique sont liés aux gangues, ainsi qu'aux couches aquifères des bassins artésiens, les propriétés filtrantes



de la couche n'étant pas homogènes. La méthode hydraulique est, en règle générale, unique pour l'évaluation des ressources d'exploitation d'eaux minérales des gisements adaptés aux débits naturels.

Si un gisement contient plusieurs puits d'eau minérale, le pompage prolongé doit être effectué à partir d'un ou de plusieurs puits qui serviront à l'exploitation. Les autres puits devront servir pour observer le régime du gisement pendant les travaux expérimentaux. La durée des pompages d'exploitation dépend des conditions hydrogéologiques de chaque gisement concret. Dans chaque cas d'étude de gisements d'eaux minérales peu profonds subissant l'effet des facteurs climatiques saisonniers, les détails de l'expérience doivent être choisis de sorte à englober la période de l'année correspondant au maximum de précipitations atmosphériques, ainsi que la période la plus sèche. En cas de débit naturel il est utile de prévoir des travaux expérimentaux tout le long du cycle annuel.

L'analyse des données des observations du régime du débit des puits testés, du niveau dynamique de l'eau et du niveau statique aux postes d'observation, permet de préciser le degré de stabilisation du régime hydrodynamique du gisement pendant les travaux expérimentaux. La stabilité des principaux paramètres hydrodynamiques et hydrochimiques pendant 10 à 20 % du temps de pompage avec abaissement donné, peut servir d'indice pour cesser l'expérience.

Il faut constater que le régime hydrodynamique du gisement peut être considéré comme stabilisé, si les changements observés de débits et de niveaux ne sont pas orientés unilatéralement et peuvent se rapporter aux variations saisonnières des agents hydrométéorologiques. C'est la raison pour laquelle pendant les pompages expérimentaux, il convient d'effectuer des observations météorologiques spéciales incluant l'enregistrement des précipitations atmosphériques (ou en utilisant la documentation des stations météorologiques).

En évaluant les ressources d'exploitation des eaux minérales, il est nécessaire de préciser le degré de stabilité de la qualité de l'eau minérale pour un régime donné d'exploitation du gisement. Cette question ne détermine pas seulement la nécessité d'obtenir des renseignements efficaces sur le régime hydrochimique du gisement à divers degrés d'intensité de son exploitation, mais exige d'attacher une grande importance à la constitution de l'eau minérale, tout au moins en ce qui concerne sa composition chimique qui est à l'origine de sa valeur curative.

Si les débits et les niveaux sont stabilisés et les indices de qualité de l'eau sont invariables, la réception réelle de l'eau du gisement peut être évaluée en tant que ressources d'exploitation.

Sur la base des ressources d'eaux minérales confirmées par la Commission d'Etat, on établit le plan technologique d'exploitation du gisement, pour assurer son exploitation efficace, techniquement justifiée et avantageuse du point de vue économique, garantissant aux organisations consommatrices un approvisionnement ininterrompu en eau minérale.

Le plan technologique approuvé sert de document obligatoire pour toutes les organisations exploitant le gisement concret d'eau minérale.





Institutul Geologic al României

# L'ÉTUDE DES POTENTIELS D'OXYDO-RÉDUCTION DES EAUX MINÉRALES D'OLĂNEȘTI ET DE BORSEC

PAR

CONSTANTIN A. IONESCU, ELENA COSTIN-DELEANU<sup>1</sup>

## Abstract

Study of Reduction-Oxidation Potentials of Mineral Waters from Borsec (Carbon-Dioxide Waters) and Olănești (Sulphur Waters) at Springs and Bottled. The authors studied the reduction-oxidation potentials of two water types: carbon-dioxide water of the Borsec type, and sulphur water of the Olănești type. The redox potential has been examined both directly at springs and on the same waters, bottled, during a longer period beginning with the first day of their bottling up to the 80th or 125th days from this date. Thus the conclusion was reached that the redox potential is indicative of the period during which the water presents its initial character as well as the moment it loses its initial electro-chemical properties, and hence its therapeutic value.

Le potentiel rédox est le résultat de l'échange électrochimique de la forme réduite et de celle oxydée d'un composé chimique d'un milieu donné.

L'eau minérale faisant partie du grand circuit de l'eau dans la nature et étant une solution très complexe de sels et de gazes, soulève des problèmes très intéressants concernant le potentiel d'oxydo-réduction. Grâce à cette grande complexité physico-chimique, on ne peut pas isoler, dans une eau minérale, un seul système rédox; il faudra en permanence tenir compte de la totalité des réactions d'oxydation ou de réduction qui ont lieu, pour pouvoir surprendre, à n'importe quel moment, la tendance électrochimique de l'eau.

Nous nous sommes proposé de tirer au clair la différence qui existe entre l'eau minérale à la source et la même eau embouteillée et conservée, en élucidant un côté de cet aspect par l'étude du comportement électrochimique de l'eau à la source et la même eau embouteillée.

<sup>1</sup> Institutul de Balneologie și Fizioterapie Bd. G. Coșbuc nr. 16. Bucarest — Roumanie.



On dit que l'eau à la source est une „eau vive” sans savoir exactement à quoi est due cette vitalité.

Dans ce but nous avons étudié les eaux sulfurées d'Olănești et les eaux carbogazeuses, bicarbonatées de Borsec, déterminant le potentiel d'oxydo-réduction à la source et dans le laboratoire sur les eaux embouteillées. Ainsi, pour Olănești nous avons déterminé à la source le potentiel rédox, le pH, le H<sub>2</sub>S (mai 1967). Nous avons embouteillé les sources nr. 5, 14 et 24 contenant des quantités différentes d'H<sub>2</sub>S, répétant ces déterminations dans le laboratoire, du premier jusqu'au 8<sup>e</sup> jour après l'embouteillage, ensuite après 15, 30, 45, 60 et 125 jours.

De même pour les eaux carbogazeuses de Borsec, nous avons déterminé le potentiel rédox, le pH et le CO<sub>2</sub> à la source (septembre 1967) et dans le laboratoire sur les eaux embouteillées des sources „Repubica” et „Principal”, „Bălcescu” et „la sonde Apemin”, du premier au 4-e jour après l'embouteillage et répété après 15, 30, 50, 60, et 80 jours.

A. Les eaux sulfurées présentent à la source des différences de potentiel négatives et des valeurs de l'indice rH<sub>2</sub> entre 19—22 qui les placent dans la catégorie des eaux réductrices.

Examinant l'équilibre électrochimique de ces eaux un jour après l'embouteillage, on constate que, pratiquement, celui-ci se modifie très peu. Après 2, 3, 5 jours l'équilibre électrochimique commence à se différencier en fonction de la concentration en H<sub>2</sub>S de l'eau, la différence de potentiel présentant des valeurs positives et le rH<sub>2</sub> des valeurs qui tendent vers la neutralité rédox. Après 15 jours le rH<sub>2</sub> indique une eau oxydante qui augmente jusqu'au 60-e jour présentant la même valeur après 125 jours, donc la stabilisation de l'eau est produite après 60 jours. Pour les sources plus riches en H<sub>2</sub>S (nr. 5 avec 18 mgr/l, nr. 14 avec 14 mgr/l) les différences de potentiel gardent des valeurs négatives, quoiqu'elles diminuent en valeur absolue.

L'indice rH<sub>2</sub> se maintient jusqu'au 125-e jour à des valeurs réductrices, la stabilisation de ces eaux ayant lieu plus vite le 30-e jour après l'embouteillage (H<sub>2</sub>S se maintient très bien dans les bouteilles).

Quels sont les facteurs responsables de ce comportement de l'eau?

Pour les eaux sulfurées, la corrélation qui existe entre leur potentiel rédox et la quantité de H<sub>2</sub>S qu'elles contiennent est évidente. Le cas des eaux sulfurées est assez compliqué considérant les nombreuses formes sous lesquelles le soufre est présent dans ces eaux : des formes instables H<sub>2</sub>S et HS ; des formes métastables, les thiosulfates et les sulfates, ou des formes stables, les sulfates et le soufre moléculaire. Perdant les formes labiles du soufre, l'eau perd aussi son caractère réducteur. Les eaux plus riches en H<sub>2</sub>S (les sources nr. 5 et 14) gardent leur caractère réducteur par le maintien dans l'eau de la forme réductrice du soufre, respectif du H<sub>2</sub>S libre.

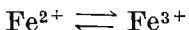
B. Les eaux carbogazeuses bicarbonatées ont été trouvées même à la source un peu oxydantes ou neutres du point de vue rédox, présentant toutes des valeurs positives de la différence de potentiel, avec des indices rH<sub>2</sub> entre 27—31.



Le 2-e jour après l'embouteillage ces eaux présentent des modifications de l'équilibre électrochimique, avec des variations de  $rH_2$ , assez grandes ; les jours suivants, le 3-e, le 4-e après l'embouteillage on observe un jeu de phénomènes d'oxydation et de réduction, avec la tendance de trouver une nouvelle forme d'équilibre et le 14-e jour la tendance ascendante du caractère oxydant est nette. Entre le 15-e et le 30-e jour on constate encore une lente augmentation qui continue jusqu'au 50-e jour. A partir de ce moment toutes les eaux marquent une augmentation brusque du  $rH_2$ , pour entrer de nouveau dans un état d'équilibre qui se maintient jusqu'au 80-e jour après l'embouteillage.

Suivant la corrélation entre la concentration en  $CO_2$  et le potentiel rédox, à la source et après l'embouteillage, on peut affirmer que toutes les eaux carbogazeuses ont un caractère oxydant ou neutre, sans que celui-ci soit totalement influencé par la quantité de  $CO_2$  libre de l'eau.

On doit considérer aussi les deux autres importants systèmes rédox de ces eaux  $CO_2H^- \rightleftharpoons CO_2^-$



Considérant le pH de ces eaux, on constate une légère tendance vers l'alcalinisation, à cause du dépôt des ions alcalino-terreux sous forme de carbonates neutres et qui a comme conséquence l'augmentation du potentiel rédox.

En ce qui concerne le système  $Fe^2$  et  $Fe^3$ , quoique les eaux de Borsec contiennent de petites quantités de Fe (2–6 mgr% Fe) nous ne pouvons pas méconnaître le rôle de ce système et surtout son rôle catalytique. Le passage rapide de la forme  $Fe^2$  à la forme  $Fe^3$  a comme conséquence l'augmentation rapide du caractère oxydant de l'eau. Dans les eaux impregnées à  $CO_2$ , le pH se modifie et par la suite le  $rH_2$ , diminuant le pouvoir oxydant de l'eau.

En conclusion, examinant les potentiels rédox des eaux minérales sulfurées et bicarbonatées carbogazeuses, nous pouvons affirmer que l'eau minérale est identique avec elle même seulement à la source, ou, tout au plus un jour après l'embouteillage (pour les eaux sulfurées) à condition que l'embouteillage soit correct.

Quelques jours après l'embouteillage on observe un choc de l'équilibre électrochimique, avec l'intervention tantôt des processus oxydatifs, tantôt réducteurs, la tendance générale étant la prédominance des processus oxydatifs.

Après un certain temps, un nouveau équilibre de l'eau a lieu quand l'eau modifie ou change complètement le caractère électrochimique initial (de la source).

Alors, peut-on dire dans ces conditions, qu'on à faire à une eau morte ? A notre avis, non. Nous pouvons affirmer seulement que de l'état effervescent que l'eau présente à la source, elle entre dans une inertie électrochimique.

C'est ainsi que s'explique aussi l'affirmation des balnéologues français que l'eau minérale ingérée à la source constitue une médication, tan-



dis que l'eau minérale administrée sous forme embouteillée, constitue un medicament.

Il s'agit donc de savoir ce que nous sollicitons à une eau minérale. Lorsque nous ne pouvons pas bénéficier de l'entièrre action thérapeutique de l'eau de la source, nous nous contenterons d'avoir l'eau minérale médicamente, sans abuser de la limite supérieure de son équilibre.

En conclusion :

1. Le potentiel rédox peut donc nous servir comme signal, indiquant les modifications électrochimiques.

1. Le potentiel rédox peut nous donner des indications sur l'origine superficielle ou profonde de l'eau : les eaux de profondeur ont des potentiels réducteurs élevés, par contre les eaux superficielles ont des potentiels oxydants ;

2. La modification du potentiel rédox, à la source même, indique une immixtion avec une eau étrangère ;

3. La conclusion la plus essentielle qui se dégage c'est que le potentiel rédox peut donc nous servir comme signal indiquant les modifications électrochimiques subies par l'eau minérale et le moment quand elle commerce à devenir très différente de l'eau de la source.



# СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТКИ И ИСЛАНДИИ

ВЛАДИМИР И. КОНОНОВ

## Abstract

Juxtaposition of the Main Types of Hydrothermal Fields in Kamchatka and Iceland. Thermal waters of the same hydrogeochemical types — nitrogenous, carbon-dioxide, nitrogenous-carbon-dioxide, hydrogen-sulphide-carbon-dioxide are widespread both in Kamchatka and Iceland. In addition to, in Iceland there are hydrogenous thermae peculiar only to the hydrothermal activity in the system of the mid-oceanic ridges. Nitrogenous-carbon-dioxide and hydrogenous thermae are formed under the influence of abyssal hot emanations. The systems of nitrogenous and carbon-dioxide thermal are associated with superimposed narrow grabens. The recent powerful hydrothermal systems of the Kamchatka are within the ring depressions, whereas in Iceland they are located mainly in linear structures.

Камчатка и Исландия принадлежат к тектонически активным структурам мира, характеризующимся интенсивной вулканической и гидротермальной деятельностью, напряженным геотермическим режимом, большим поверхностным и подземным стоком, сходными климатическими условиями. Вместе с тем, в их геологическом строении имеются существенные отличия. Камчатка — островная дуга с геосинклинальным типом формаций и складчатости с корой субконтинентального типа, увенчанной довольно мощным осадочным чехлом. В составе слагающих ее пород присутствуют продукты основного среднего и кислого вулканизма.

Исландия же рассматривается обычно как приподнятая часть океанического dna, рассеченная рифтовой долиной. Будучи своеобразным элементом океанической коры, она почти целиком сложена базальтами ( $\geq 90\%$ ).

Особенности геологической истории и современного геотектонического режима этих регионов сказываются на условиях формирования

<sup>1</sup> Геологический институт Академии наук СССР.



и геохимической специфики распространенных в них термальных вод. Последняя проявляется прежде всего в газовом составе гидротерм, на основании которого выделяются генетические типы термальных вод.

Как на Камчатке, так и в Исландии развиты встречающиеся и в других тектонически активных районах мира термальные воды азотного, углекислого, азотно-углекислого и сероводродо-углекислого типов. Кроме того, в Исландии имеется особый тип термальных флюидов — водородные термы — характерный только для гидротермальной активности в системе срединно-океанических хребтов (Кононов, Поляк 1974).

*Азотные термы*, группа щелочных вод ( $\text{pH } 8\text{--}10$ ) с температурой обычно ниже точки кипения; содержащийся в них газ почти целиком состоит из азота. Как на Камчатке, так и в Исландии азотные термы формируются в зонах глубокой тектонической трещиноватости в вулканических породах палеоген-неогенового возраста. Термы этого типа имеют низкое газосодержание, обычно сульфатно-натриевый состав, минерализация их не превышает 1,5 г/л. Содержание в водах  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  достигает 180 мг/л. Типичными их представителями являются на Камчатке источники Начики, Малкинские (горячие), Паланские, а в Исландии — источники Северо-Западного полуострова, фьордов Эвьяфьордур и Скагафьордур, Восточной Исландии и др.

Общий вынос тепла в отдельных очагах разгрузки имеет порядок  $10^6$  кал/сек. В обоих регионах тепловые параметры азотных терм согласуются с моделью нагрева инфильтрационных вод в фоновом геотемпературном поле в пределах первых двух-двух с половиной километров геологического разреза. Их формирование происходит вне зон интенсивного влияния магматических и термометаморфических процессов. Однако в условиях Исландии поступление глубинных эманаций в азотные термы в принципе все же имеет место о чем свидетельствуют величины изотопных отношений гелия  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=n \cdot 10^{-5}$  (Кононов и др. 1974). Как на Камчатке, так и в Исландии месторождения азотных терм приурочены, как правило, к наложенным на более крупные структуры узким грабенам. Отдельные месторождения могут быть связаны также с локальными особенностями строения этих структур — местными горстовыми поднятиями, зонами дробления и т.п. Общий в гидрогеологической структуре месторождений азотных терм Камчатки и Исландии является отсутствие покрывающей водоносный горизонт толщи непроницаемых или слабо проницаемых пород.

*Углекислые холодные и термальные воды* Камчатки и Исландии также весьма сходны между собой. На Камчатке они распространены в пределах Восточной вулканической зоны и Срединного хребта. В Исландии — в зоне угасающего вулканизма полуострова Снайфедльснесс.

Обычно формирование вод этого типа связывается с процессами термометаморфизма вмещающих пород или (что особенно вероятно для Исландии) с поступлением  $\text{CO}_2$  из оставающих магматических очагов. Формирование месторождений углекислых вод происходит в закрытых или полузакрытых структурах. На Камчатке углекислые воды приуроче-

ны обычно к вулканогенно-осадочным породам палеоген-неогенового возраста, образуя в них трещинные и пластово-трещинные гидротермальные системы. Месторождения углекислых вод размещаются обычно в грабенообразных долинах, простижение которых как правило контролируется постоянно возобновляющимися в результате неотектонических движений разломами. Выделяются два подтипа углекислых вод — холодные ( $5-7^{\circ}\text{C}$ ) и термальные — ( $\text{до } 75^{\circ}\text{C}$ ). Холодные углекислые воды имеют в основном гидрокарбонатно-кальциевый состав. Типичными представителями таких вод могут служить Малкинские холодные и Оганчинские источники на Камчатке и Раудамельолькельда в Исландии. В составе термальных углекислых вод на первый план могут выйти ионы хлора и натрия. Исландские углекислые термы отличаются от своих камчатских аналогов тем, что содержат в повышенных количествах кремнезем, который иногда и отлагают вместо травертина на дневной поверхности. Среди наиболее известных источников этого типа можно упомянуть Налачевские на Камчатке и Лизуходль — в Исландии.

*Азотно-углекислые термы* отличаются от азотных присутствием в газовой фазе существенных количеств углекислоты (до 80% об), а от типичных углекислых терм — меньшим газовым фактором и намного большим тепловым потенциалом. Вынос тепла в локальных очагах разгрузки составляет около  $10^7$  кал/сек. Температура на глубинах первых сотен метров достигает  $250^{\circ}\text{C}$ . К этому типу относятся самые мощные проявления гидротермальной активности Камчатки. Принимая во внимание геологические структуры этих систем, нельзя объяснить их тепловой потенциал только нагреванием в фоновом геотемпературном поле и необходимо допущение некоторого количества глубинного теплоносителя — флюида с высокой энталпией, несущего газы глубинного происхождения.

Примерами гидротермальных систем азотно-углекислого типа на Камчатке могут служить расположенные в Восточной вулканической зоне месторождения термальных вод Паужетское, Гейзерное, Киреунское и др. В Исландии представителями этой группы являются гидротермы районов Рейкьяхверфи, Хвераведлир, Большого Гейзера. Эти гидротермальные системы располагаются по периферии неовулканической зоны Срединно-Исландского грабена.

Азотно-углекислые термы исландского типа отличаются по своему солевому составу от камчатских аналогов (табл.). Если последние имеют, как правило, хлоридно-натриевый состав, то в анионном составе исландских азотно-углекислых терм хлор играет подчиненную роль. На первый план здесь выходят ионы  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ . Значительно меньше в исландских термах этого типа и минерализация 0,2—1,2 г/л, тогда как в Камчатских аналогах она составляет 2—5 г/л. Наиболее существенное различие между гидротермальными системами азотно-углекислых терм рассматриваемых регионов заключается в их геолого-структурных особенностях. На Камчатке гидротермы этого типа приурочены к наложенным на грабен-синклинали обширным кольцевым вулканотектоническим депрессиям и кальдерам (Vakin et al. 1970). Образование таких структур связано с мощными проявлениями кислого вулканизма. В заполня-

ТА-

*Главнейшие типы и представители терм-*

Местоположение и название гидротермальных систем или термопроявлений	Геологические условия	Площадь термопроявления, км <sup>2</sup>	Максимальная температура терм, С	
			на поверхности	в скважинах
Водородные				
Исландия Намафьяль	Горстовое поднятие в пределах линейной вулкано-тектонической депрессии, сложенной базальтовыми лавами, туфами и гиалокластитами	4,5	кипение	253
Сероводородно-				
Камчатка Парамушир Эбекская	Вулканическая постройка, сложенная лавами андезитов и пирокластическим материалом	—	110	—
Азотоно — угле-				
Камчатка Гейзерная	Вулкано-тектоническая кольцевая депрессия в туфоген-ной толще ( $N_2 - Q_4$ )	40	кипение	250
Исландия Большой Гейзер		—	87-кипение	253*
Углекислые				
Камчатка Налачевская	Грабен в вулкано-тектонической депрессии, выполненный вулканогенными породами	7	75	—
Исландия Лизухоль	Зона дробления, осложненная интрузией гранофиров	I	32	153*
Азотные				
Камчатка Начикинская	Региональная зона дробления в вулканогенных ( $Pg - N$ ) отложениях, осложненная интрузией гранодиоритов	I	80	—
Исландия Вармахлид	Грабен в вулканогенной базальтовой толще ( $Pg - N$ )	I	87	—

## БЛИЦА

альных вод Камчатки и Исландии

Общие теплопотери, 10 <sup>6</sup> кал/сек	Удельный вынос тепла мкал/сек. см <sup>2</sup>	Минерализация вод г/л	рН вод или конденсата	Основные и специфические компоненты		Литературный источник
				пар.	фазы	
<b>термы</b>						
68	1 500	0,8	7,0	H <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> S, N <sub>2</sub>	HCO <sub>3</sub> , SO <sub>4</sub> Na,K,H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Кононов, Поляк, 1974
<b>угленсыльные термы</b>						
63	—	18,0	2—3	CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S, HC <sub>1</sub>	SO <sub>4</sub> , Cl, Na, Fe, Al	Иванов (1961) Поляк (1966)
<b>кислые термы</b>						
75	188	2,3	7,7	CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S, NH <sub>3</sub>	Cl, Na, H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Аверьев, Кононов (1965)
3,8	—	1,2	9,2	CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub>	HCO <sub>3</sub> , SO <sub>4</sub> , Cl, Na, H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Кононов, Поляк (1974)
<b>термы</b>						
1,5	20	4,5	7,6	—	CO <sub>2</sub> , Cl, Na, HBO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Поляк (1966 г.)
0,25	25	1,9	8,1	—	CO <sub>2</sub> , HCO <sub>3</sub> , Cl, Na, H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Кононов, Поляк 1974 г.
<b>термы</b>						
1	100	4,5	7,6	—	N <sub>2</sub> , SO <sub>4</sub> , Cl, Na, H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	
0,3	30	0,3	9,5	—	N <sub>2</sub> , SO <sub>4</sub> , Cl, Na, H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	Кононов, Поляк 1974 г.



ющих их рыхлых пирокластических отложениях могут образовываться скопления термальных вод с трещинно-пластовым или даже с порово-пластовым характером циркуляции. Выходы этих вод приурочены либо к разломам, обрамляющим структуру, либо к секущим ее наложенным трещинным зонам. По мнению В а к и н а, и др. (1970), эти же разрывные нарушения могут служить и каналами, по которым в гидротермальную систему поступает глубинный теплоноситель. Обязательным условием существования мощных гидротермальных систем такого типа является существование покрышки слабопроницаемых пород. В результате, приуроченные к вулкано-тектоническим депрессиям водоносные системы в гидродинамическом отношении соответствуют малым артезианским бассейнам Узон-Семлячикский и артезианским склонам (Паужетка). Мощность водовмещающих комплексов на Паужетском и Больше-Банном месторождениях достигает 200-500 м, а перекрывающих их водоупоров — 50-150 м.

В Исландии гидротермальные системы азотно-углекислых вод формируются лишь в линейных структурах (грабенах, зонах глубинных разломов). Разгрузка их может происходить по зонам разломов и даек, особенно в местах пересечения зон с различным направлением дизьюнктивных нарушений. Здесь также гидротермальная активность ассоциируется с проявлениями кислого вулканизма, хотя масштабы последних существенно меньше, чем на Камчатке. Термальные воды могут перемещаться по контактам между лавовыми потоками, накапливаться в зонах трещиноватости и проницаемых пластах палагонитовой формации. Водоупорами могут служить пласти тиллитов, слабо терциноватые потоки лав, а верхнюю покрышку образовывать гидротермально измененные до каолинитов, опалитов и монтмориллонитов базальты.

*Сероводородно-углекислые термы* пространственно и генетически связаны с выходами вулканических газов. Они наблюдаются в кратерах, кальдерах и на склонах действующих вулканов, где газы поступают в глубинные или грунтовые и поверхностные воды. В результате образуется редкий тип сильно кислых терм, температура которых на выходе может достигать 100°C. В зависимости от активности магматических очагов, состава, температуры и давления отделяющихся от них газов, а также от условий их взаимодействия с подземными водами и породами формируются различные подтипы сероводородно-углекислых вод. Если на своем пути газовые струи не встречают водообильных горизонтов, они прорываются на поверхность, образуя фумаролы сложного состава. Сероводородно-углекислые термы, приуроченные обычно к аппаратам вулканов, не образуют мощных гидротермальных систем. В тех случаях, когда создаются геотермические, гидрогеологические и геологоструктурные условия для возникновения такой системы сероводородно-углекислые термы смешиваются с азотно-углекислыми и затем постепенно переходят в них например, в гидротермальной системе Узон-Гейзерная-Кихничи. Сероводородно-углекислые фумарольные термы широко распространены на Камчатке, а в Исландии даже в кратерах активных

вулканов, встречается иная разновидность термальных флюидов — термы водородного типа.

*Водородный тип терм*, отсутствующий на Камчатке, повидимому, характерен лишь для гидротермальной активности в системе срединно-океанических хребтов. Как особый генетический тип он был выделен Кононовым, Поляком (1974) в Исландии в активных частях Срединной зоны, являющейся своеобразным наземным выражением рифтовой долины срединно-океанического хребта. К водородным термам относятся самые высокотемпературные пароводяные смеси до 300°C на глубине нескольких сот метров, в составе газа которых в значительном количестве присутствует H<sub>2</sub>. На месторождении Намафьядль, например, в атмосферу выносится около 1 м<sup>3</sup> сек водорода. Помимо H<sub>2</sub>, содержание которого в газе достигает иногда 64% об (Sigvaldson) присутствуют также CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и N<sub>2</sub>. Тепловой потенциал водородных термальных флюидов (до 10<sup>8</sup> кал/сек в отдельных локальных очагах разгрузки), также как и в случае азотно-углекислых терм, свидетельствует об участии в их формировании глубинного теплоносителя. Об этом же свидетельствуют данные по изотопному составу гелия и серы.

Гидротермальные водородные системы также, повидимому, находятся в парагенетической связи с проявлениями кислого вулканизма. Их формирование происходит как в зонах линейных разрывных нарушений (например, Кризувик), так и в более редких в Исландии кольцевых вулканотектонических депрессиях (Торфайокудль). Их общей чертой является подземное кипение в резервуаре и разгрузка на дневную поверхность в виде паро-водяной смеси. Они формируются в проникаемых пластах палогонитовых формаций, заполняющих кальдеры и в трещиноватых зонах глубинных разломов. В качестве покрышки служат слабопроникаемые гидротермально измененные породы. Большая водообильность и отсутствие в водовмещающих породах значительных полостей не позволяет образовываться „сухому“, пару, который мог бы здесь получаться, если исходить только из тепловых параметров системы.

## ЛИТЕРАТУРА

- Иванов В. В. (1964) Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротерм областей современного вулканализма. В кн. Химия земной коры, 2. М. Изд-во Наука. (1964)
- Кононов В. И., Поляк Б. Г. (1974) Гидрохимическая зональность как отражение ее геологического строения ДАН т. 214 в. I.
- Поляк Б. Г., Мамырин Б. А., Хабарин Л. В. (1974). Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. Доклады АН СССР.
- Vakin E. A., Polak B. G., Sugurov V. M., Erlikh E. N., Belousov V. I., Pilipenko G. F. (1970) Recent hydrothermal systems of Kamchatka. U.N. Symp. Development Utilization. Geothermal Resources, Pisa.
- Sigvaldson G. Chemistry of thermal waters and gases in Iceland. Bull. volcanol. 29. Roma.
- Гидрогеология СССР (1972) XXIX, Камчатка, Курильские и Командорские острова. Изд-во Недра, Москва.





Institutul Geologic al României

# MINERAL AND THERMAL WATERS IN POROUS ROCKS IN THE BASIN OF THE GREAT HUNGARIAN PLAIN

BY

KÁLMÁN KORIM<sup>1</sup>

## Résumé

Eaux minérales et thermales dans les roches poreuses du bassin de la Grande Plaine de Hongrie. Les formations aquifères consistant de roches clastiques poreuses forment différents systèmes de réservoirs variés multicouches ou bien à plusieurs unités stratigraphiques, s'étendant depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire. Les propriétés aquifères dépendent des caractères pétrophysiques de ces formations. Une tendance générale de modification avec la profondeur des propriétés pétrophysiques a été observée étant due à la compaction et à la diagénèse. En conséquence les potentiels aquifères décroissent également en profondeur. La minéralisation des eaux de chaque formation est en fonction des conditions hydrodynamiques et l'on observe une augmentation générale, toutefois irrégulière, en concentration avec la profondeur. Les conditions géologiques s'associent à l'anomalie géothermale régionale et il en résulte une abondance en eaux thermales.

## Geologic setting

The framework of the depositional basin of the Great Hungarian Plain is Precambrian and Paleozoic crystalline basement. This rigid, impervious, craton-like infrastructure controlled in many respects the later geologic features and patterns within this territory. The overlying Mesozoic rock sequence was developed on the northern border of the Great Hungarian Plain, representing a vaste and thick dolomite and limestone formation of SW—NE strike. Elsewhere only limited spots of Mesozoic formations can be found, which are remnants of the ancient and supposedly continuous but eroded rock complex. Besides, a narrow Flysch-zone of Eocene-Cretaceous age is known in the middle part of the GHP.

The development of the great sedimentary basin began in the Miocene period. The Alpine orogenic movements resulted in a general sub-

<sup>1</sup> VITUKI, Rákóczi u. 41. 1088 Budapest VIII. Hungary.



sidence of epeirogenic character. Due to this subsidence many sub-basins of different shapes and depths were formed. Miocene sediments are of small thickness, varying from a few meters to many hundred meters representing Helvetic, Tortonian and Sarmatian substages. They consist of bedded limestones, sandstones, marls and conglomerates. The subsidence of the entire basin reached its paroxysm in the Pliocene, resulting a vast sediment sequence up to 5000 m thick, consisting of pelites, psammites and hybrid rocks (marls, clayey marls). The basin evolution shows a trend proceeding from North to South. The deepest part of the basin was formed in the southern part of the Great Hungarian Plain.

Pliocene sediments are developed in 3 groups : 1. Lower Pannonian = Lower Pliocene; 2. Upper Pannonian = Middle Pliocene and. 3. Levantine = Upper Pliocene. The sedimentary environment was developed progressively from marine to lacustrine character.

Within young depressional areas, especially in SE – Hungary, thick Quaternary sediments of fluvial origin were laid down up to 700 meters. They consist of gravel and sand deposits alternating with clay formations.

From tectonic point of view the basin architecture is rather simple without folding or intense fracturing. The tilted and bending forms were developed mainly in the lower part of the sedimentary prism over buried topographic highs of the basement.

### Hydrostratigraphic units

Generally, processes of Neogene sedimentation governed occurrences, position and development of water-bearing formations. From different sedimentary conditions there resulted various kinds of the aquifer system and hydrostratigraphic unit. The major units are as follows :

1. *Miocene and Pliocene basal conglomerates and autoclastic rocks.* The dimensions of these aquifers are limited and their water-yielding capacity ranges from poor to moderate.

2. *Miocene stratified water-bearing formations* consisting of calcareous deposits and sandstones. These aquifers are also of limited extent and low water-yielding capacity.

3. *Lower Pannonian sandstones.* They are common and widespread type of formations alternating with thick marl and clayey marl beds. They represent sheet or blanket sandstone bodies, that is, they are of limited thickness (5–30 m) and a relatively great lateral extent. In spite of the considerable dimensions of these aquifers, they are characterized by low water-yielding capacity due to unfavorable petrophysical properties. Their practical importance is therefore very low.

4. *Upper Pannonian reservoir system* is the most important groundwater resource. The water-bearing sand and sandstone formations form a multistory-multilayer or multiunit reservoir system which is ubiquitous within the entire Hungarian basin. The specific water-yield of these aquifers is excellent and of great practical importance. The individual



sand and sandstone layers are 5–25 m thick and are developed as sheet- or blanket types. They frequently tend to wedging out or coalescing. The upper part of the Upper Pannonian sediment column is dominantly thin-bedded, forming a so called sandwich-series.

5. *Levantine aquifers* consisting of sand layers of fluviolacustrine origin are similar in many respects to the Upper Pannonian aquifers. Their specific water-yield is even higher.

6. *Quaternary aquifers* consist of thick gravel and sand deposits of excellent specific water-yield. They are important groundwater resources in many places.

7. *Alluvial deposits* near Tiszajenő contain a particular mineral water occurrence where bitter-water or glaubersalt water is produced by shallow (6–8 m deep) wells and bottled for commercial purposes.

All 1–6 hydrostratigraphic units are characterized by confined and usually artesian conditions but unit No. 7 represents water-table conditions. The development and production of all these aquifers is made through boreholes and wells of different depth up to 2500 meters.

### Petrophysical characteristics of the aquifers

Due to the gravity compaction and diagenesis the main petrophysical parameters, that is, the porosity and premeability-transmissivity and thus the water-yielding properties of aquifers generally deteriorate versus depth. Within the Pliocene sedimentary sequence the boundary of the Upper and Lower Pannonian substage is a very significant limit for economic water resources.

The majority of particle size of the Pliocene arenaceous sediments is of 0,1–0,2 mm, representing quartzose sand with 70–90 per cent quartz content. Quaternary reservoirs are characterized by coarser grains up to the gravels.

Effective porosity values are ranging from 35 to 5 per cent. High values are found within the loose deposits of Quaternary series while Lower Pannonian and Miocene porous rocks show low values. Average effective porosity of the Upper Pannonian aquifer system is about 25 per cent.

Similarly, permeabilities show an overall decreasing trend versus depth. Whereas permeability values of Quaternary sediments are usually in order of magnitude of a few Darcy Pliocene aquifers have lower values from 1 Darcy to 10 millidarcies.

### Chemistry of subsurface waters

Hydrochemical character of the different aquifers depends on the original sedimentary environment, rock type, pressure, temperature and mainly on the hydrodynamic state of the aquifer system. The entrapped original sea or lake-water was preserved only under favorable conditions, that is, in the deep parts of the basins (fossil waters). The upper part



of the sedimentary column is often the realm of hydrodynamic conditions where an active water exchange is prevailing and belongs to the hydrologic cycle.

According to hydrostratigraphic units the chemical characteristics of the formation waters are as follows :

1. *Miocene and Pliocene basal conglomerates* include salt or brackish water depending on the overlying and surrounding sediments.

2. *Miocene stratified aquifers* contain predominantly connate water of chloride type. The total solid content may reach in some places double value of the average sea water, that is, they are brines. Bromine and iodine content is also significant.

3. *Lower Pannonian sandstone reservoirs* are characterized by connate water of chloride content. Within the thick Lower Pannonian sequence a gradual decrease of the total solid content and  $\text{Cl}^-$  ion content was found from the bottom to upwards. Max. total solid content may reach a value of about 30 g/l or ppm whereas  $\text{Cl}^-$  content is about 10–15 ppm. In some places moderate bromine and iodine content was found.

4. *Upper Pannonian reservoir system* includes generally fresh formation water of bicarbonate character. Its chloride content is very low from 50 to 700 milligram/litre even in great depths. A few exceptions were experienced near the boundary of the Upper and Lower Pannonian substages where some Upper Pannonian formation waters may have chloride character. Total solid content of the average Upper Pannonian formation water is about 2–3 g/l.

5. *Levantine aquifers* include fresh waters of max. 2 g/l total solid content and they represent the bicarbonate type.

6. *Quaternary aquifers* have also fresh water of max. 1–1.5 g/l total solid content.

### Thermal water occurrences

The geologic setting and crustal structure of the Hungarian intermontane area differs in many respects from the surrounding orogenic zones and platform areas of the neighbouring countries. Due to the abnormally thin crust (24–26 kms) and to the subcrustal magmatic processes a regional geothermal anomaly is present in the Hungarian basin. This allows an abundance of thermal waters in many parts of the country, especially within the sediments of the Great Hungarian Plain. These waters represent low enthalpy thermal waters up to 100 Centigrades of flowing water temperature. For the time being there are more than 500 thermal water wells producing water warmer than 35°C and the majority of these thermal wells are situated in the Great Hungarian Plain, where the geologic, hydrogeologic and other conditions are the most favorable.

# HYDRODYNAMISCHE UNTERSUCHUNGEN DER MINERAL- UND THERMALWASSER UNGARNS

VON  
PAL LIEBE<sup>1</sup>

## Abstract

Hydrodynamic Investigations of Mineral and Thermal Waters in Hungary. A review is given about the natural conditions of pressure, flow temperature, concentration and gas content of deep mineral and thermal water reservoirs. A particular emphasis is afforded to the differences in water-densities. Their changes exerting an influence upon the water-yield are studied. A special consideration is paid to the resulting decrease in pressures. Hydraulic problems as well as the pressure distribution versus depth of thermal water wells are also dealt with. Periodic and continuous measuring procedures of pressure, water-yield, temperature, concentration and gas content at well-head and within the well are described. Operational problems, common failures of wells, their recognition by means of measurements and repair works are also reviewed.

In diesem Vortrag handelt es sich um die Bewegungen der Mineral- und Thermalwasser und um die zeitmaessigen Veränderungen ihrer hydrodynamisch- charakteristischen Werte ; also Druck, Ergiebigkeit b.z.w. Geschwindigkeit der Filtration, Temperatur, Mineralien- und Gasgehalt.

In den zerklüfteten und porösen Gesteinen Ungarns gespeicherte Mineral- und Thermalwasser befinden sich teilweise in einer langsamen Bewegung und teilweise in statischem Zustand. Die in der Natur vorkommenden Bewegungen sind allgemein permanent. Deren Untersuchung gibt uns außer den Naturwissenschaftlichen Zielsetzungen, nutzbare Daten auch für die Praxis der Thermalwasserproduktion. Die hydrodynamische Prüfung der Brunnen gibt uns folgende Daten :

— ruhe- und Betriebsdruck b.z.w. Wasserniveau am Brunnenkopf und in der Sohle, Druckzustand im Brunnen z.B. der durchschnittliche Brunnenkopfdruck liegt bei unseren Thermalbrunnen von —10 bis +10 atü, wo —10 atü einen Wasserspiegel in 100 m Tiefe entspricht ;

<sup>1</sup> VITUKI, Rákosi u. 41, 1088. Budapest. Hungaria.



- die Ergiebigkeit bei verschiedener Depression, der Anteil in der Ergiebigkeit der einzelnen erschlossenen wasserführenden Schichten (die Ergiebigkeit bei 0 Brunnenkopfdruck liegt bei uns zwischen 500—2500 l/min);
- die Wassertemperatur beim Brunnenkopf und auf der Sohle, der Temperaturzustand im Brunnen bei und ohne Produktion (die Temperatur des ausfließenden Wassers ist 35—100°C, wo die untere Temperaturgrenze konventionell ist);
- der Mineraliengehalt (in unseren Thermalwässern sind insgesamt 0,5—50 g/l Mineralien gelöst);
- die gelösten und die separierbaren Gase, das Gas-Wasser-Verhältnis, das den Volumen des mit einem m<sup>3</sup> Wasser geförderten Gases in Nm<sup>3</sup> zeigt (der Wert ist zwischen 0 bis 10 Nm<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> veränderlich, die Gase bestehen besonders aus CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>).

Diese Daten sind bei der Untersuchung der Tiefenwasserströmungen folgenderweise nutzbar :

Die Ruhedruckwerte, die nur in den Brunnen einen Ruhezustand bedeuten, zeigen in dem Schichtenkomplex einen von Tiefenwasserströmungen ausgebildeten Potentialzustand. Die Druckwerte sind horizontal und vertikal veränderlich. Die horizontalen Druckdifferenzen beweisen unmittelbar die Strömungen, wenn wasserführende Schichten existieren. Von den vertikalen Druckdifferenzen muss man aber die hydrostatischen Druckdifferenzen abziehen. Bei der Rechnung hydrostatischen Druckdifferenzen muss man das tatsächliche spezifische Gewicht — was von 1,00 abweicht — der Tiefe nach integrieren z.B. das spezifische Gewicht destillierten Wassers ist bei 100°C und 100 atü nach C h i e r i c i -L o n g 0,9632 p/cm<sup>3</sup>. Die dynamischen vertikalen Druckdifferenzen beweisen auch nur dann vertikale Strömungen, wenn Transmissibilität vertikalerweise existiert. Solche Möglichkeiten gibt es auch bei horizontalgelagerten wasserstauenden und semidurchlässigen Schichten, wenn man eine grössere Region beachtet. Von den Brunnenuntersuchungen sind die horizontalen Werte der Transmissibilität b.z.w. Wasserleitfähigkeit festzustellen (z.B. in Pliozänen porösen Gesteinen liegen diese Werte zwischen 0,1—10 Darcy.)

Von den Wassertemperaturdaten ist die räumliche Verteilung der Temperatur in den Gesteinen festzustellen. Diese Verteilung ist vom Wärmefluss und der Gesteinskonduktivität bestimmt, z. B. der durchschnittliche geotermische Gradient in tieferen Becken Ungarns ist 5,0°C/100 m, das heißt 20 m/°C. Diesen Temperaturzustand stören die vertikalen Tiefenwasserströmungen, b.z.w. der konvektive Wärmefluss. Von den Temperaturunterschieden ist die konvektive Wärmemenge, b.z.w. die strömende Wassermenge auszurechnen.

Die hydrochemischen Daten und der Wert des Gasgehaltes sind auch bei der Lösung von Tiefenwasserströmungen nutzbar. Wo solche existieren ist der Mineralien- und Gasgehalt geringer und dabei höher in Aufströmungs- und geringer in Absenkungsgebieten.



Also die Strömungen beeinflussen den Temperaturzustand und Mineraliengehalt, die aber verursachen durch Druckunterschiede wieder Strömungen. Das System existiert in Form dynamischen Gleichgewichts, und bildet eine hidrothermische Zirkulation. Eine solche Zirkulation ist in der Grossen Ungarischen Tiefebene auch zu beobachten (mit  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  zirkulierender Wassermenge). Grösster Temperaturunterschied in gleicher Tiefe ist  $25^\circ\text{C}$ , grösster Mineralgehaltunterschied  $3000 \text{ mg/l}$ .

Die Produktion aus den tiefen Thermalwasserspeichern Ungarns bedeutet allgemein den Verbrauch statischer Wasservorräte, die von der Elastizität des Wassers und der Gesteine stammen. Dieser Wert ist ungefähr  $5 \times 10^{-5} \text{ /atm}$ . Das bedeutet, dass ein  $\text{km}^3$  Wasserspeicher bei 1 atm Depression  $50.000 \text{ m}^3$  Wasser abgeben kann. Die erste Folge dessen ist, dass der — zur gleichen Ergiebigkeit gehörende — Druck, während der Produktion stets fällt. Bei Wasserspeichern unter  $1000 \text{ m}$  Tiefe ist dieser Wert ungefähr  $0,1 \text{ atm}/1 \text{ Million m}^3$  Wasserförderung.

In der Temperatur, dem Mineraliengehalt ist praktisch keine grosse Schwankung zu beobachten. Wo besonders grosser Gasgehalt vorkommt, dort fällt der Druck stärker während der Produktion.

Für die Praxis der Wasserproduktion sind nicht die in der Tiefe, sondern am Brunnenkopf messbaren Werte maßgebend, die aber von den vorigen abweichen. Die Ursache ist in der Brunnenhydraulik zu suchen.

Der Zusammenhang zwischen Brunnenkopfdruck und Sohlendruck ist mit folgender Formel zu berechnen :

$$P_L = P_0 + 0,1 \int_0^L (\gamma + \xi) dl - P_G$$

wo  $P_L$  (atü) = der Druck in der Tiefe L(m)

$P_0$ (atü) = der Brunnenkopfdruck

$\gamma$ ( $\text{kg/m}^3$ ) = das spezifische Gewicht des Wassers

$\xi$ ( $\text{kg/m}$ ) = der spezifische Reibungsverlust

$P_G$ (atm) = der von dem Gasgehalt verursachte Überdruck am Brunnenkopf

L (m) = die Brunnentiefe ist.

Im Ruhezustand ist das spezifische Gewicht des Wassers im Brunnen höher, als im Betriebszustand ; der  $P_G$  Wert ist 0, weil das ruhende Wasser den freien Gasgehalt verloren hat. Das heißt : bei gleichem Sohlendruck ist der Brunnenkopfdruck im Betriebszustand höher, als im Ruhezustand. Die Reibung wirkt verkehrt, aber diese Wirkung ist zu vernachlässigen. Bei der Produktion nimmt der Sohlendruck mit  $\Delta P$  Depressionswert ab. Diese Abnahme ist aber vielmals geringer als die vorher erwähnte Zunahme am Brunnenkopf ; z.B. gibt es Brunnen mit negativem Ruheneiveau, die im Betrieb positiven Brunnenkopfdruck zeigen.

Der Temperaturzustand im Brunnen ist auch von der Schüttung abhängig. Die Abkühlung dem Futterrohr entlang hängt von der Auf-



strömungsgeschwindigkeit, also Ergiebigkeit und Rohrdurchmesser ab (bei 0,5—1,0 m/sec Geschwindigkeit ist die Abkühlung 0,8—1,0 °C/100 m).

Der Mineraliengehalt ändert sich nur dort im Brunnen, wo der gelöste Gasgehalt infolge der Druckabnahme — also im oberen Teil des Brunnens — ausscheidet. Hier bilden sich schädliche Ablagerungen, die die Produktion verhindern.

Diese hydrodynamischen Untersuchungen sind bei den Thermalbrunnen Ungarns offiziell vorgeschrieben, und sind jährlich zu wiederholen. Sie geben uns die Möglichkeit, die zeitweiligen Veränderungen, das Leben der Brunnen zu beobachten und wirksame technische Eingriffe zur Zeit durchzuführen.



# THE RESEARCH STAGE OF THERMAL WATERS IN ROMANIA AND POSSIBILITIES TO EVIDENCE NEW AQUIFERS

BY

DUMITRU PARASCHIV<sup>1</sup>, CONSTANTIN GHENEA<sup>2</sup>, GHEORGHE VASILESCU<sup>3</sup>  
CONSTANTIN OPRAN<sup>4</sup>, ARTEMIU PRICĂJAN<sup>5</sup>, NATALIA GOLIȚĂ<sup>6</sup>

## Résumé

Stade des recherches concernant les eaux thermales de Roumanie et perspectives de mettre en évidence de nouveaux aquifères. L'ouvrage présente brièvement l'actuel stade des connaissances concernant les structures à eaux thermales tout en insistant sur les possibilités que présentent certaines unités géologiques d'évidencer de nouvelles ressources hydrogéothermales. Dans les Carpates Orientales outre les émergences naturelles rattachées au massif de Harghita, l'existence de quelques anomalies géothermales majeures dans la zone de Tușnad attire l'attention des chercheurs sur les perspectives que présente l'ensemble de la région. Dans les Carpates Méridionales et les Monts Apuseni les investigations ne regardent que les gisements déjà connus. Dans la Dépression géétique et dans la Plate-forme moesienne, à partir de quelques éléments de thermométrie révélés par les travaux de forage visant les hydrocarbures, s'ébauchent quelques zones intéressantes pour les recherches futures. La Dépression Pannonique, l'unité la mieux connue reste plus loin l'unité avec les plus favorables perspectives de découvrir de nouvelles structures hydrogéothermales, fait également révélé par l'étude des anomalies géothermiques existantes dans le schéma des degrés géothermiques qui accompagne l'ouvrage.

## Introduction

The utilization of the Earth's inner heat with various purposes constitutes a present-day problem among the concerns related to the discovery and the turning to account of some new energy sources.

<sup>1,4,5</sup> M.M.P.G. General Direction of Geology. Str. Mendeleev nr. 34. Bucharest — Romania.

<sup>2</sup> Institute of Geology and Geophysics. Str. Caransebeș nr. 1. Bucharest — Romania.

<sup>3</sup> I.F.L.G.S. Bd. N. Bălcescu nr. 26. Bucharest — Romania.

<sup>6</sup> I.G.P.S.M.S. Str. Caransebeș nr. 1. Bucharest — Romania.



The underground waters may be considered as one of the transport factors through whose agency the geothermal energy can be transmitted.

From the viewpoint of their utilization the underground waters, whose temperature in the emergence point exceeds 20°C, are considered as thermal. Waters with temperatures under 40°C, are generally used for balneary and recreational purposes, and those exceeding 40°C may be utilized as energy sources.

According to historical documents, the thermal waters have been used for balneotherapy since the times of Etruscans and Romans. Nowadays the utilization of thermal waters on this purpose led to the development of a balneary industry in some countries of Europe.

Projects on turning to account thermal waters in view to obtain energetic resources have been carried out still 40 years ago, but they began to be taken into consideration only recently owing to the penury of fuel which preceded the starting of the energy crisis. A striking example is offered by their utilization in Iceland where its capital Reikjavic is entirely heated by means of underground waters, whose average temperature reaches 78°C.

The thermal waters are used for heating and preparation of housekeeping warm waters in USSR, Hungary, Japan, New Zealand, etc.

The utilization of thermal waters yielding electric energy followed these last years an ascendant curve. Thus the electric power set up in power stations all over the world, and which utilize thermal waters, rised from 385 Mw in 1961 to 677 Mw in 1970, and will rise in 1975 to 2,000 Mw.

Taking into account the ever rising power requirements in view to utilize the hydrothermal resources as energy sources, an intense prospecting activity is unfolding in numerous countries as for instance the United States of America, USSR, New Zealand, Chile, Turkey, Italy, France, Indonesia, Zaïre, Ethiopia, Greece, Japan, Nicaragua, China, Yugoslavia, Venezuela, Colombia, Guatemala, Spain, etc.

In Romania the presence of thermal waters is known both from natural springs and boreholes.

The natural springs are located in the following areas : Băile Herculane (30 – 60°C), Băile Felix (49.5°C), Moneasa (32°C), Vața de Jos (39°C), Geoagiu (32°C), Călan (29°C), Siriu (31°C), Tușnad (32°C), Miercurea Ciuc (21°C), Dănești (22°C), Toplița (26°C), Bala (33°C), Mangalia (26°C), Vadul Oii-Hîrșova (36 – 38°C).

Since 1960, the investigations carried out by means of hydrogeological drillings in some zones with occurrences of natural springs, allowed to identify new sources of fluids with higher temperatures as e.g. those from sectors : Felix (50.5°C), Oradea (90°C), Călimănești-Căciulata (54°C). Herculane (62°C), Mangalia (26°C), Geoagiu (36°C), Vața (39°) and Moneasa (39°C).

Hydrogeological investigations have been also carried out by drillings performed for hydrocarbons, the former permitting to evidence new zones of interest as regards the presence of thermal waters. To this



category there may be referred the borings from Aciș (62°C), Săcuieni (80°C), Cadea (66°C), Cherechiu (45°C), Sînicolaul de Munte (66°C), Biharia (52°C), Tămășeu (55°C), Toboliu (90°C), Chișlaz (56°C), Ceavoș (70°C), Foieni (85°C), within the Western Plain, Țicleni (85°C), within the Getic Depression, Bîrla (68°C), Insurăței (45°C) and others in the Moesian Platform.

### Results obtained as to the disclosure of some thermal aquifers

Hydrogeological researches on purpose to disclose sources of thermal waters have been carried out through various methods over all the geological units of Romania, namely :

In the East Carpathians hydrogeologic investigations pointed to natural occurrences along the borderline of the Harghita Massif. In the Baia Mare Zone the boreholes have indicated the presence of a geothermal anomaly showing a marked value.

In the South Carpathians the researches have been limited to the Cerna Valley Basin, where by hydrogeologic, geophysic prospecting as well as by drillings a detailed knowledge on the hydrothermal aquifers from the Herculane Spa Zone was reached.

In the Apuseni Mountains due to investigations performed in their southern part, precise data have been obtained by means of boreholes and surface thermometry at Vața, as well as by hydrogeological borings at Geoagiu and Moneasa.

In the Transylvania Basin, where no investigations relating to this objective have been carried out, only few informational data were yielded by drillings for hydrocarbons.

In the Getic Depression, the Călimănești-Căciulata-Cozia Zone has been investigated; surface prospecting and drillings allowed to obtain detailed data on the respective hydromineral structure.

Some data referring to the presence of thermal waters were also obtained by drillings with the objective — hydrocarbons in the Țicleni and Mitrofani-Drăgășani Zones (the Triassic with thermal waters in this point is referable to the Moesian Platform overthrust by Miocene deposits of the Getic Depression).

Relying on geological data, no indications as to the presence of thermal waters do exist in the Moldavian Depression.

In the Moesian Platform the drillings for hydrocarbons disclosed the presence of thermal waters in several structures among which Icoana, Videle, Insurăței etc. As concerns the Dobrogea Sector of the Platform, detailed researches by means of mappings and drillings at Hîrșova-Vadul Oii and Mangalia have been carried out.

Among all the regions of Romania the Western Plain presents the most advanced information degree. All over this unit, the hydrogeological drillings for hydrocarbons as well as the geophysical prospecting carried out in some zones pointed to high temperature waters in permeable horizons of the Triassic, Cretaceous, Miocene and Pliocene formations. Deposits

in the Valea Ierului-Valea Crișului Interfluve, in the Oradea Mare-Felix Zone and in the Timișoara Zone have been delimited.

**East Carpathians.** The manifestations of thermal activity recognized in the East Carpathians Zone are limited to a restricted number of areas which are situated both along the western border and, in particular, along the eastern one of the Harghita Massif — a component part of the Neogene volcanic chain — at its contact with the Transsylvania Depression.

Geological and geophysical investigations of the eruptive chain and the neighbouring zones pointed out the existence of a deep-seated dislocation system to which the emplacement of eruptive massifs is linked. Along these dislocations and the cover fractures the access to surface of the post-volcanic manifestations (moffetes, solfatara and thermal waters) took place.

Water occurrences with temperatures exceeding the annual mean of the region, are to be probably referred, as previously mentioned, to the post-volcanic activity, fact suggested by their association with carbon dioxide manifestations, moffetes and solfatara. Whereas the spreading area of the moffetic activity (free gases or in water) comprises large surfaces accompanying all the eruptive East Carpathians Massifs, the so far known thermal manifestations are grouped along the borderline of the Harghita Massif, and the solfatara ones are still more restricted, namely to the southern part of the above massif.

Under these conditions, the thermal character of waters is probably genetically connected with the magmatic chambers, which had generated the youngest volcanism of the East Carpathians.

The thermal occurrences have been identified under the form of springs at Toplița (26.5°C), Mădăraș (16°C), Dănești (22°C), Racu (21°C), Miercurea Ciuc (21°C), Tușnad Băi (23°C), Bixad (23°C), in the eastern part of Harghita, as well as at Homorod (20°C) and Corund (19°C) in the western part of Harghita and at Prajd (60°C) in the western part of the massif. Thermal waters have been also disclosed in boreholes drilled at Toplița (27°C), Mădăraș (29°C), Tușnad Sat (22°C) in the east of Harghita and at Prajd (60°) in the western part of the mountain massif.

At Toplița the geological and geophysical researches revealed the presence of a tectonic depression outlined by crystalline formations and Triassic deposits (the latter being represented by dolomitic limestones) filled up by volcanogenic-sedimentary formations (Fig.1). The uplift of the basement in front of this locality occurred along a dislocation approximately trending NW—SE, which presents a dip slip of some 250 m in the Mureș Floodplain Zone.

The reservoir is represented by strongly fissured, even karstified Triassic dolomites, overthrusting the crystalline schists from east, and overlain from west by the volcanogenic-sedimentary complex deposits. The aquiferous thermomineral accumulations confined in these rocks are evidenced by the Băile Bradului springs with a temperature reaching 26°C and a discharge of 5 l/s — 432 m<sup>3</sup>/day, those from Baia Evreiască with a temperature of 23°C and a discharge of 0.9 l/s — 78 m<sup>3</sup>/day, as well as

the ones pointed out by drillings in the Strandul Tineretului area with a temperature of 25°C and an artesian yield of 9.7 l/s — 838 m<sup>3</sup>/day.

The thermal water occurrences of Dănești, Mădăraș, Racu and Miercurea Ciuc are morphologically located within the intramountain Ciuc

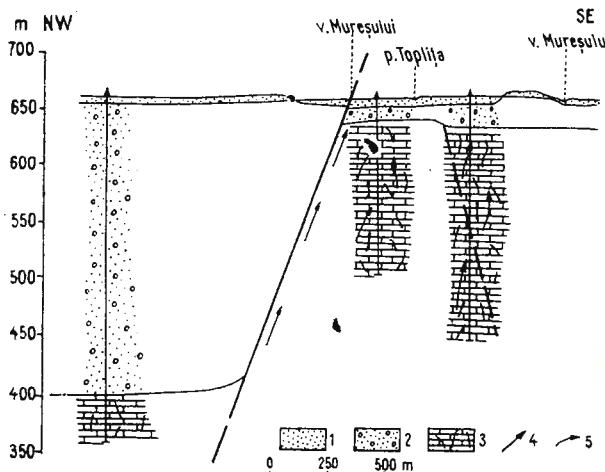


Fig. 1. — Geologic-hydrogeologic cross-section in the Toplița zone.

1, Quaternary flood plain and terrace pebbles; 2, Upper Pliocene — Lower Pleistocene volcano-sedimentary formation; 3, Triassic fissured, occasionally karstified dolomitic limestones; 4, circulation trend of thermomineral waters 5, borehole.

Depression. This depression, developed on either part of the upper course of the Olt river, is bordered in the north and north-west by the East Carpathians Crystalline Zone, in the east by the Inner Flysch, and in the west by the Harghita Volcanic Chain.

The tectonic origin of this depression accounts for the sinking of a longitudinal sector of the Carpathian basement divided into three basins by two transverse barriers (Racul and Sîncrăieni).

The basement is represented by crystalline schists and Sinaia Beds and the filling deposits are built up of an alternation of agglomerates, and Pliocene-Quaternary andesitic conglomerates.

The thermal waters are confined in the volcanogenic-sedimentary deposits.

At Dănești the occurrences of thermal springs (temperatures 22°C and discharge — 0.3 — 0.4 l/s — 34 m<sup>3</sup>/day) are situated along a fracture line which affects the crystalline basement and the volcanic agglomerates.

At Mădăraș the drillings carried out in limestones and crystalline schists have pointed out, at a depth of about 500 m, artesian carbon dio-

xide thermal waters (temperatures of 29°C and a discharge of 34 l/s — 2,237 m<sup>3</sup>/day).

At Miercurea Ciuc, the springs with natural thermal waters of the spa with the same name originated from the volcanogenic-sedimentary complex deposits (temperatures of 21°C and discharge of 1.7 l/s — 146 m<sup>3</sup>/day).

At Tușnad both the carbon dioxide and carbon dioxide thermal water occurrences (temperatures of 23°C and discharge of up to 1.5 l/s — 130 m<sup>3</sup>/day) crop out from volcanogenic-sedimentary deposits, which along the left side of the Olt river, build up a sequence whose thickness ranges from 20 to 80 m. However, the chemical composition of these waters reveals a deeper circulation in sedimentary deposits. Really the drillings carried out there have crossed along both banks of the Olt river a marly complex belonging to the intensely tectonized Cretaceous flysch (Fig. 2.), over a thickness of some 300 m. The temperature measurements performed in the borehole situated in the Oltul Floodplain disclosed the existence of an important thermic anomaly.

At Praid the thermomineral waters are confined in the Middle Tortonian deposits of the salt massif breccia, and had been set forth at a depth of about 1,000 m. The thermic anomaly is located on the easternmost tectonic line along which salt marked an uplift. From the reference borehole in this zone, artesian waters with a temperature of 60°C and a discharge of 10.4 l/s, respectively 898 m<sup>3</sup>/day, have been obtained.

Detailed studies undertaken in the Toplița, Mădăraș, Dănești, Tușnad and Praid Zones pointed to the thermal water occurrences connected with some major fractures, approximately trending NNW—SSE parallel to the emplacement line of eruptive formations. This fact is particularly evidenced by the hydrogeological Toplița boreholes where a marked tectonic accident of dolomitic limestones along the ascent line of thermal waters took place.

According to our today knowledge, geothermic anomalies have been recognized only in the Tușnad-Băi Zone. Here the geothermic step is of 7.7 m/<sup>o</sup>C, and in the Oca de Sus-Ibănești Zone of 24—28 m/<sup>o</sup>C. In this section, however, no reservoir rocks able to store thermal waters, have been so far identified.

A relatively large number of natural occurrences of thermal waters does exist in this zone, and hence the recognition of only two zones showing thermic anomalies accounts for the lack of investigations in boreholes.

The available geological and hydrogeological data lead to the conclusion that the whole region of Harghita presents perspectives as to thermal waters.

Likewise in the East Carpathians, along the Buzău Valley at Siriu, sulphur waters with temperatures of 31°C appear from the Tarcău Sandstone. A drilling carried out at approximately 1 km upstream of the Siriu spa opened the Eocene gritty complex at a depth of 1,500 m with an artesian yield of 260 m<sup>3</sup>/24 hrs, the water temperature amounting to 60°C.



In the Sub-Carpathians Foredeep area, special attention is to be paid to the drilling carried out at Filipești de Pădure, which yielded from Meotian formations waters with a temperature of 47°C. More eastwards of this locality, within the same unit, at Moreni-Gura Ocnitei some drillings

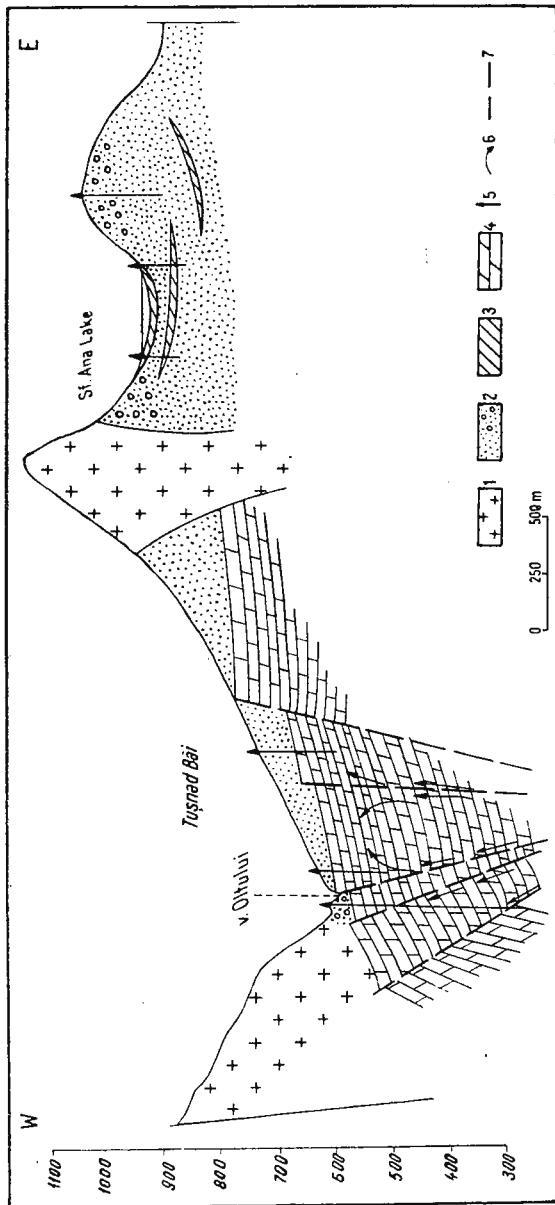


Fig. 2. — Geologic-hydrogeologic cross-section in the Tușnad-Sf. Ana Zone  
 1, Upper Pliocene — Quaternary andesites and andesitic pyroclastics ;  
 2, Upper Pliocene — Quaternary marls ; 3, Cretaceous clays ; 4, Quaternary pyroclastics ;  
 5, borehole ; 6, circulation trend of thermomineral waters ; 7, fault.

carried out for hydrocarbons pointed out, at the level of the Pliocene, waters whose temperatures exceed 85°C.

The presence of thermal waters both in the Flysch Zone and in the Mio-Pliocene one must be likewise connected with existence of some tectonic deep-seated accidents. Along some of them the diapir ascent of salt took place.

South Carpathians. In the South Carpathians the manifestations of the thermal activity are very seldom encountered, being limited to the occurrences along the Cerna Valley in the Băile Herculane Spa Zone.

The tectonic structure of the Cerna Valley is very intricated. It is reflected by close folds trending NNE—SSW, strongly affected by tectonic lines with the same trend within the autochthonous formations and by transverse faults perpendicular on the mentioned ones, which determine displacements of trending W—E compartments. Broadly in the Herculane Zone there was recognized a major anticline with Cerna granites in the axis, and a main syncline, whose axial zone is filled with the Upper Cretaceous Wildflysch.

The eastern flank of the anticline is affected by two important fractures, situated along the Cerna Valley, which have generated the Cerna Graben.

Geologically the zone is built up of the strongly tectonized Cerna Granite displaying a tendency of sinking north-south-wards (Fig. 3); it is commonly overlain by calcareous and slightly gritty, fissured and karstified Jurassic formations followed by Cretaceous deposits represented by the Nadanova Beds with a reduced permeability.

Along the Cerna Valley the presence of some springs with thermal waters was recognized (temperatures of 30—60°C and discharge of 4 l/s — 346 m<sup>3</sup>/day), and likewise some hydrogeological drillings, which intercepted in granites and Jurassic limestones an aquiferous artesian complex with discharges up to 8 l/s, respectively 691 m<sup>3</sup>/day and temperatures of 62°C.

The thermal water occurrences are situated in the intersection zones between the longitudinal and transverse fractures, which affect the access way to surface of water.

The hydrogeological researches carried out by drillings allowed to reach the conclusion that the discharge potential of aquifers is referring to the fissured reservoirs. The fissure network affects both the Mesozoic limestones as well as granites, whereas the thermal activity rises with depth, and is directly controlled by the existence of the granitic mass.

Apuseni Mountains. High temperature underground water occurrences, so far recognized within the Apuseni Mountains, are very unfrequently encountered; among them we quote the Moneasa, Geoagiu and Vata occurrences.

Moneasa Băi Spa is situated in the western part of the mountain Codru-Moma Massif, along the Moneasa Valley, tributary to the Crișul Alb.



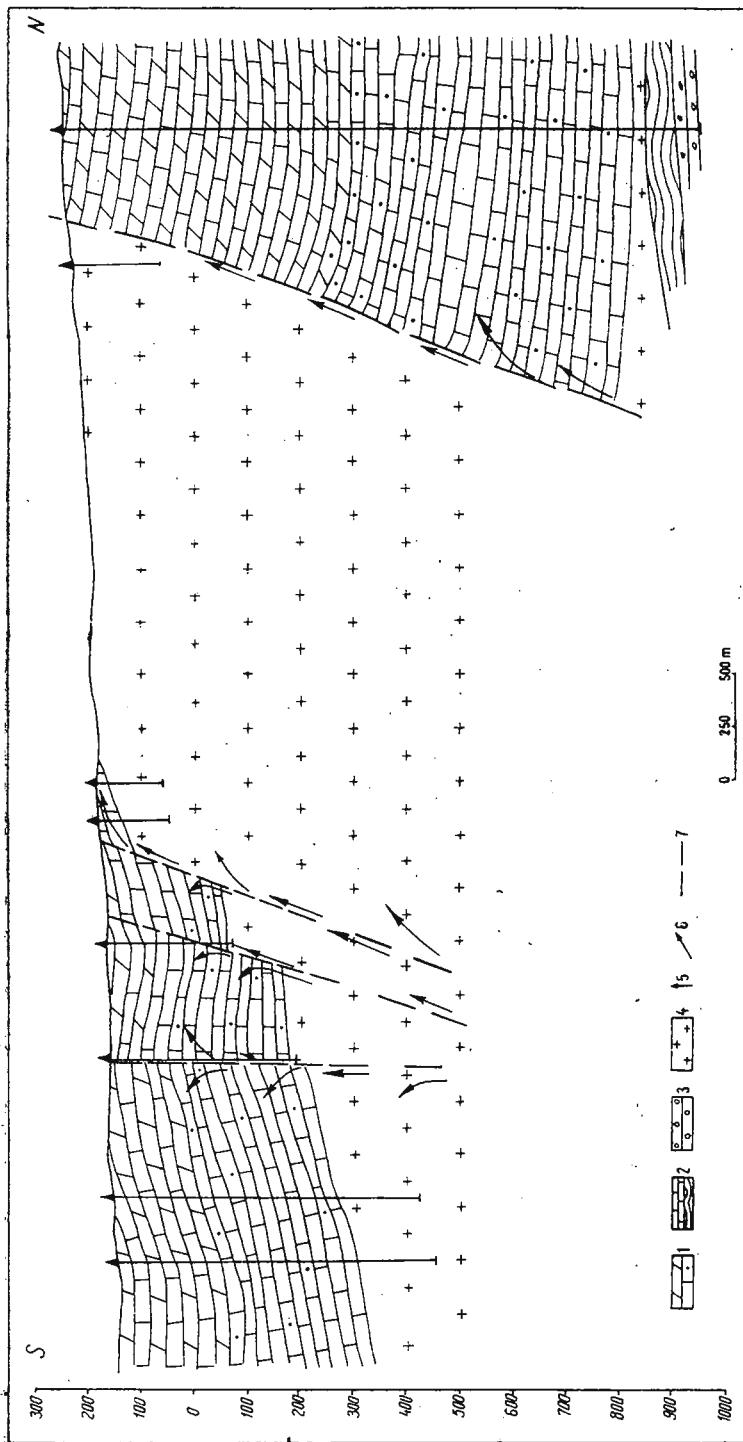


Fig. 3. — Geologic-hydrogeologic cross-section in the Băile Herculane zone.  
 1, Cretaceous Nadanova Beds; 2, Jurassic-limestones and calcareous sandstones, chloritic schists; 3, Permian conglomerates; 4, Fruptive formations; 5, borehole; 6, circulation trend of thermal waters; 7, fault.

In the geological formation of the Moneasa Zone there have participated the sediments of the Finiș Valley and Tărcăiță-Moma Units.

The sedimentary deposits from the first unit build up a westwards trending monocline belonging to various terms of the Triassic (quartzites, dolomites and limestones).

The second unit is represented by diabases and porphyries assigned to the Permian.

Structurally the Moneasa Zone is located within the contact zone between the two above mentioned units, the Valea Finiș Unit representing the Tărcăiță-Moma overthrusting the first one.

The Valea Finiș Unit deposits underwent a series of ruptural dislocations evidenced by geological and geophysical works, and which rendered extremely intricate the tectonics of this zone. Among these dislocations the Dealul Mare and Moneasa faults are noteworthy, as well as others perpendicularly overlying the first ones, but of lesser significance.

In the Mesozoic carbonate series substantial accumulations of underground waters, circulating within a karst regime, have been pointed out.

Along the Băile Stream, immediately north of the contact between the autochthonous formations and the nappe, a set of springs bearing a hypothermal character, were recognized; their temperatures amount to 30°C.

Geological, geophysical and hydrogeological researches carried out in the Moneasa Zone allow to conclude that the hydrothermal waters are of a vadose origin; as they are infiltrating at greater depths they are heated due to the higher thermic flux, then ascend to the surface, either along the autochthonous formations and the nappe or along various faults. It is assumed that their initial temperature would have been much higher, but during the ascending displacements of these waters, they have been subjected on the last 200–300 m from the surface to a contamination with cold waters.

In order to obtain some waters with higher temperatures and larger discharges, it is necessary to carry out boreholes close to the contact zone, the drilling being performed up to the lower part of the Triassic carbonate series.

The second zone in the Apuseni Mountains where thermal waters have been recognized is Geoagiu-Băi. Its geological and structural situation is relatively plain; the drillings performed in the Geoagiu Zone have been stopped at a depth of 150 m, in crystalline limestones overlain by marls and Upper Cretaceous sandstones with thicknesses of the order of tens metres. The sequence is closed by a layer of Quaternary travertines 10–15 m thick.

In the Geoagiu-Băi Zone has been pointed out a fault affecting both the crystalline limestones and the Cretaceous sediments, and through which the underground waters reach the surface. At the surface the water of springs shows a temperature of 20°C, whereas that of drillings amounts to 32°C (150 m at depth); the water discharges range from 5 to 10 l/sec.



It is not out of question that when carrying out drillings at a depth exceeding the mentioned one, waters with larger yields and higher temperatures may be encountered.

Thermal water occurrences were also pointed out in the Vata de Jos area located along the Crișul Alb Valley. This zone is built up of a complex of basaltic rocks characterized by an advanced fissuration and alteration degree. The drilling carried out at Vata up to a depth of 110 m has been stopped by the basaltic complex.

It is presumed that the thermal waters proceed from depth along some major fractures showing temperatures which vary between 38–39.5°C, and discharges of 4 l/sec.

In a restricted area, within the Vata spa, the geothermic measurements disclosed two anomalies with values ranging from 15 to 31.8°C.

Data on the thermic flux value and on hydrogeological conditions bellow 110 m depth could be obtained provided a drilling of some hundred metres would be carried out within the above anomalies.

**Transylvania Basin.** The Transylvania Depression bordered by the Apuseni Mountains, the South and East Carpathians has been generated by a non-uniform sinking of the Crystalline-Mesozoic Massif, along numerous fractures which delimitate it. This sinking had started at the beginning of the Cretaceous period and continued with intermittences up to the Pliocene.

The filling sedimentary formations belong to five distinct sedimentary cycles : the Upper Cretaceous, the Paleogene, the Burdigalian-Helvetic, Tortonian-Sarmatian and the Pliocene.

Among them the Tortonian-Sarmatian cycle is of foremost significance due to the fact that the Tortonian, corresponding to one of the strongest Neozoic transgression phase, includes very large amounts of rock salt building up a plate several metres thick. The salt outcrops along the border of the Depression, mostly under the shape of isolated massifs, are determined by tectonic conditions represented by fracture lines which delimit the Basin.

The deep-seated fractures from the eastern border of the Basin favoured, among others, the emplacement of the youngest eruptive formation — the Harghita Mts — entailing repercussions in the distribution of geothermic anomalies.

As a result of the temperature measurements, carried out in the Transylvania Basin, there have been evidenced anomalies in the Ibănești Zone (geothermic step 28 m/°C) Ocna de Sus (geothermic step 28 m/°C) and Mociu (geothermic step 10 m/°C).

Although the existence in the Transylvania Basin of geothermic anomalies was proved, thermal waters have not been here so far recognized, probably owing to the fact that no detailed hydrogeological investigations have been enterprise.

Taking into account the specific geological conditions, the above zones are of interest from the standpoint of their thermal features. As



regards the collectors first should be taken into consideration the Tortonian deposits consisting of conglomerates, microconglomerates and sandstones.

**Pannonian Depression.** The drilling data ever more numerous these last years allowed to decipher the geological evolution of the western territory of Romania, corresponding to the eastern border of the Pannonian Depression.

According to our present knowledge, the Pannonian Depression began its evolution in the Senonian, but achieved its today outline in the Tortonian, when the waters have covered nearly the whole region. Several exundated islands, corresponding to some positive relief forms of the Crystalline-Mesozoic basement, remained exundated also during the Sarmatian.

The Pannonian Depression basement is built up of Crystalline-Mesozoic formations identified either from outcrops along the western border of the Apuseni Mountains and the South Carpathians, or from deep drillings carried out in this region. Thus in the northernmost part of the Depression the crystalline schists represented by Mesozonal formations (gneisses, paragneisses with muscovite and biotite micaschists) were encountered in boreholes from Carei, Pișcolț, Otomani, Mihai Bravu. In the Oradea Sector (Borș Zone) the basement is represented by gneisses, micaschists and synorogenic granitic rocks. More south-wards the boreholes have also indicated the crystalline schists in Mesozonal facies.

The pre-Senonian sedimentary basement has been met with in the Oradea Zone (Borș, Biharia, Toboliu) where it is represented by the Triassic, the Jurassic and the Cretaceous (Lower and Middle). The Triassic is made up of conglomerates, quartzitic sandstones, clayey red and green schists, limestones, dolomites, reef limestones corresponding to the Seisian-Ladinian time interval. The Jurassic investigated in the Oradea, Sîntandrei and Toboliu boreholes begins with argillo-siltitic schists (Hettangian), quartzitic sandstones, argillo-marly and marly limestones (Pliensbachian), Neojurassic limestones (Kimmeridgian, eventually Tithonian). The Lower Cretaceous occurs in facies of the Urgonian limestones. The sequence seemed to be closed with the Turonian deposits.

The sedimentary cover forming the filling of the Pannonian Basin is referred to two cycles : Senonian-Paleogene and Neogene-Quaternary.

Nowadays the Senonian is known due to the boreholes from South Timișoara and Oradea-Sînnicolau-Abramut Sectors. In zones of maximum subsidence the Senonian formations exceed 1,000 m in thickness and consist of marl limestones, calcareous sandstones in the base, followed by a very thick series of marls, fine, and middle-grained sandstones, microconglomerates.

The Paleogene occurs in two facies : the one epicontinental along the borders of the basin (banded clays, gypsum, marls and sandstones in a sequence correlative with that from the Transylvania Basin), and a flysch facies encountered in the Carei, Pișcolț, Resighea, Curtuiușeni

boreholes (blackish argillites, fine- or middle-grained sandstones, conglomerates).

The Neogene shows a widespread development. The terms assuredly encountered are as follows : Helvetic, Tortonian, Sarmatian, Pannonian, Upper Pliocene and Quaternary. The Helvetic and Tortonian deposits from the southern part of the Depression are represented by red and brick-red, brown or black gritty marls with intercalations of occasionally conglomeratic sandstones. In the Borș Zone the Tithonian exceeds 600 m in thickness, and is built up of marls and calcareous sandstones with thin tuff intercalations. Within the Pannonian Depression are to be found many sectors with an uplifted basement where the thickness of the Tortonian deposits is notably reduced even up to the total thinning.

The Sarmatian is known both from outcrops bordering the Depression and from numerous drillings. It consists of an alternation of marls, sands and clays showing varied thicknesses, completely missing in some zones with uplifted basement and amounting to hundred of metres in others.

Encountered in most drillings the Pannonian was separated into two lithostratigraphic units : a predominantly marly lower complex, named „Lower Pannonian”, and a predominantly sandy upper complex named „Upper Pannonian”. The detailed researches of these last years allowed the separation in the Pannonian s. str. of some alternations of marly clays, black argillites and marls with rare sandstone intercalations, wherein the presence of the form *Congeria banatica* constitutes a most valuable paleontologic guide-mark.

The formations of the upper part of this complex representing the ones which have been separated as „Upper Pannonian”, were assigned to the Pontian-Quaternary time interval as a result of the correlation possibilities existing today between the Pannonian and the Dacic Basins. The limit between the Pannonian s.str. and this packet referred to the Pontian-Quaternary is drawn relying on the electric borehole prospecting, thus the lithologic contrast is geophysically well outlined. In the most part of the Pannonian Depression the upper complex comprises fine- and middle-grained sands with intercalations of sandy clays. Over some sectors of the Pannonian Depression the thickness of these deposits is very considerable as a result of intense subsidence movements. As a matter of fact, also in the southern part of the Depression the thickness of the above mentioned complex is frequently comprised between 1,000 and 2,000 m. Here also the Quaternary formations show great thicknesses of 300 to 500 m. In the northern part of the Depression more essential thicknesses have been recorded in front of some strongly subsided blocks (in the Cadea-Galoșpetru Graben the thickness of the upper series exceeds 2,000 m).

The surface geological-geophysical prospecting as well as drilling, undertaken in the Pannonian Depression, led to the deciphering of the tectonic style which characterizes the lower structural stages and also the post-Tortonian sedimentary cover. The structural stages of the Pannonian



Depression basement are characterized by intricated tectonics, the effect of several diastrophism phases. The first phase (Old Cimmerian) is disclosed by the unconformability between the Triassic and the Jurassic as well as by the conspicuously transgressive character of the Lias (Oradea-Bors Zone). The following phases (New Cimmerian, Austrian) gave rise, at least in the north of the Depression, to some systems with folds rendered intricate by numerous fractures.

The post-Turonian sedimentary cover is characterized by a block structure, among which some are uplifted under the shape of horsts, and others strongly sank suggesting the shape of a graben. The Miocene and the Pliocene sediments have completely covered the old basement fossilizing the old relief. The settling of cover deposits gave rise to some structures under the shape of large arches. As the displacement on vertical extent of tectonic blocks did not take place at the same time and with the same intensity, the old formations may be transgressively overlain by deposits pertaining to the Tortonian, Sarmatian, Pannonian or Upper Pliocene (Pl. II).

Broadly the settled structures from the northern part of the Pannonian Depression trend NNE—SSW, and occasionally are compartmented by a series of fractures which trend WNW—ESE. In the southern part of the Pannonian Depression, the structure of the upper stages shows the imprint of the block structure and the relief of the basement.

The presence of thermal waters in the Pannonian Depression is already known for a long time. The geothermal researches undertaken these last decades in Hungary, Yugoslavia and Romania pointed out very conspicuous geothermal anomalies.

The Pannonian Depression itself represents, as a whole, an essentially positive anomaly within which the geothermic step values range from 13 to 20 m/ $^{\circ}$ C.

In order to establish the anomaly zones over the territory of Romania the temperature measurements in boreholes and those of the underground waters, accumulated in the Pliocene and Mesozoic formations have been taken into account. The results were given by isolines representing geothermic steps.

As it can be stated in the map annex, the following anomalies are outlining north-eastwards :

1. Carei-Moftinu, generally trending E — W with geothermic step of 18 — 19 m/ $^{\circ}$ C.

2. Mădăraș, in extension of the Moftinu Zone, with geothermic step of 17 m/ $^{\circ}$ C.

3. Pișcolț, trending NE — SW.

4. Galoșpetru with a geothermic step of 15 m/s allowed to record the highest temperature values in Romania.

5. Secuieni, whose geothermic step is of 17 m/ $^{\circ}$ C. Hydrogeological drillings at Săcueni encountered in the interval of 1200 — 1400 m artesian waters with temperatures amounting to 80 $^{\circ}$ C, and water discharges of 35 l/sec.



6. Ciocăia — geothermic step of  $15\text{ m}^{\circ}\text{C}$ . In this sector the drillings evidenced artesian waters with a discharge of  $3.5\text{ l/sec.}$  and temperatures amounting to  $65^{\circ}\text{C}$ . Another hydrogeological drilling disclosed aquifers about depths of  $1000\text{ m}$ , an artesian discharge of  $13\text{ l/sec}$  and the water temperature of  $66^{\circ}\text{C}$ .

7. Abrămuț — geothermic step of  $17\text{ m}$ .

8. Mihai Bravu (geothermmic step  $18\text{ m}$ ) is very well individualized as anomaly with a N—S trend.

The hydrogeological drillings carried out on the Miha Bravu structure have pointed to the presence of underground thermal waters at depths comprised between  $1,000$  and  $2,000\text{ m}$  and temperatures varying from  $40$  to  $60^{\circ}\text{C}$ .

9. Siniob-Chișlaz (geothermic step  $16\text{ m}^{\circ}\text{C}$ ), generally trending W—E. Thermal waters were pointed out in drillings from Sinicolaul de Munte at depths of about  $1000\text{ m}$ . The artesian waters show a discharge of  $10\text{ l/sec.}$ , and temperatures of  $66^{\circ}\text{C}$ .

10. Biharia (geothermic step  $17\text{ m}^{\circ}\text{C}$ ) approximately trending N—S, yielded valuable indications on the existence of thermal waters. In Biharia boreholes fluids with temperatures of  $60^{\circ}\text{C}$  and discharges exceeding  $15\text{ l/sec.}$  have been encountered.

In contrast with the previously mentioned structures, where the thermal waters are accumulated in the Pontian deposits (Upper Pannonian s.l.), at Toboliu the drillings are met also in the Triassic with waters whose temperatures exceed  $87^{\circ}\text{C}$ . In the boreholes the Pannonian waters show a temperature of  $55^{\circ}\text{C}$ .

11. Tinca — geothermic step of  $15\text{ m}^{\circ}\text{C}$ .

12. Turnu, geothermic step of  $13$  and  $15\text{ m}^{\circ}\text{C}$ .

13. Nădlac, outlined taking into account the results recorded over the territory of Hungary. Along this anomaly two aquifers with artesian waters whose temperatures amount to  $37^{\circ}\text{C}$  and discharges to  $388\text{ mc/24h}$ . have been identified.

14. Sandra-Satchinez-Calacea which is superimposed on the major structure designated by the same name.

15. Timișoara — geothermic step of  $15\text{ m}^{\circ}\text{C}$ .

16. Teremia, trending NW—SE, characterized by the geothermic step of  $20\text{ m}^{\circ}\text{C}$ .

When analysing the presented data it results that the Pannonian Depression is characterized by higher temperatures in comparison with other structural units in Romania. The cause of this phenomenon has not been as yet sufficiently elucidated. In general, the factors controlling the geothermal earth field are as follows : heat produced by the radioactive desintegration processes, thermic anomalies determined by exogenous processes, relict heat of magmatic rocks, thermic effects determined by present tectonic movements thermal conductivity of rocks, etc. When examining these factors it would seem that the heat flow from the Pannonian Depression could be also assigned to other causes. First the correlation of this phenomenon with the results yielded by gravimetric,

deep seismic and seismology researches, according to which the Mohorovič discontinuity rise in the Pannonian Depression up to 24 — 24 km at depth. Due to this peculiarity the geothermic step of this sedimentary cover is constantly low over the most part of the Pannonian area. As previously mentioned on this high thermic background, in the western part of Romania, the existence of several local anomalies may be stated (Pl.II). However, in general, the respective anomalies are located in the northern part of the zone under study, displaying two directions : *north-east-south-east* and east-west, approximately perpendicular on the first direction (Paraschiv, Cristian, 1973).

These major directions of the geothermic anomalies have been determined by deep-seated accidents along which the tectonic blocks marked an oscillation on vertical extent in positive or negative sense. When comparing the geothermic anomalies with the structural profiles of the Pannonian Depression, a nearly perfect superimposition of positive anomalies with respect to uplifted blocks, within which the metamorphosed basement formed strongly positive reliefs, may be stated. By the way, higher values for geothermic steps correspond to sanked blocks.

Starting from the geothermal anomalies, outlined in the Pannonian Depression, a research programme can be sketched with a view to ensure the turning to account of hydrothermal waters, namely as energy sources.

According to our present-day information, the northern part of the Pannonian Depression yielded an essential bulk of data which permit to outline here two objectives of major interest.

The first is represented by a thermal water deposit in the Mesozoic formations, recognized by hydrogeological borings in the Oradea Zone. In the sinking zones of the Triassic dolomites — the most important reservoir of underground waters in the Mesozoic — hydrothermal waters with temperatures exceeding 90°C, which show in some points a high artesian discharge potential, have accumulated. Relying on borings carried out these last years in the Oradea, Borș, Toboliu, etc. Zones, the extension of the thermal water in the Triassic also in these zones was established. Within the Ghirișul de Criș Sector, where the aquiferous formations sink bellow 4,000 m, the temperature of waters exceeds 100°C. From this point of view the Oradea Zone, characterized by fissured and karstified calcareous formations, is mostly favourable taking into account its possibilities to accumulate thermal waters.

The second objective is constituted by the Pliocene sandy complex. In most boreholes from the Pannonian Depression, at the upper part of Pannonian deposits s.str., the presence of some predominantly sandy fine- or middle-grained strata, whose thickness occasionally exceeds 1,000m, has been disclosed.

Today in the northern part of the Pannonian Depression several boreholes do exist, within which the extension and the thickness of the thermal water could be established; in some boreholes, data referring to the hydrogeological features allowing to estimate their available potential, have been obtained. The large thickness of deposits crossed by borings



carried out north of the Barcău river, demonstrated the character of the zone which had undergone a strong subsidence. Here the maximum subsidence axis is situated on the direction Roșiori-Cadea-Adoni-Galoșpetru following the trend of the Galoșpetru Graben. Within the above subsidence zone, the Upper Pliocene permeable complex with important thermal aquifers was recognized; the temperature of waters rises south-northwards to over 95°C, as the sinking of formations becomes more pronounced. In the Săcuieni Zone considerable discharges, over 30 l/sec. have been recorded, thus proving the high discharge capacity of the Pliocene aquifers. Consequently, the region situated north of the Crișul Repede up to the Satu Mare-Carei Sector may be considered as a zone favourable for turning to account of thermal waters as energy sources.

Taking into account the presence of geothermic anomalies, one can admit that possibilities for accumulation of underground waters, which being controlled by the geothermic gradient would present high temperatures, do exist. The correlation of geothermic anomalies with available informational data yielded by drillings for hydrocarbons, allows to proceed to estimations with a prognosis character. Thus at Virșand a marked thickening of Pannonian and Upper Pliocene deposits exceeding 3,000 m could be stated. Between 2,000 m and 3,000 m at depth, several permeable intercalations were found, which favour the accumulations of non-mineralized waters with temperatures amounting to 55°C. At Socodor, locality situated in the same zone with thickening of Pliocene formations, do likewise exist some permeable intervals (ranging from 2,400 to 2,800 m), the temperature of waters exceeding 80°C (at the boundary with the Miocene). Considering these statements it may be asserted that the Virșand-Zerind-Socodor Sector represents a zone which is to be taken into account for the prospecting of thermal waters, due to the thickness of its Pliocene deposits as well as the presence of some permeable horizons on the background of the general geothermic anomaly in the Western Plain.

South of Mureș, similar conditions have been recognized in the Teremia Zone. Here the lower boundary of the Pannonian is bellow 2,000 – 2,400 m. In some drillings for hydrocarbons permeable levels with non-mineralized underground waters have been encountered. The prospect zone may be extended up to Dudești where on an interval of 800 – 1,400 m, several permeable levels indicative of thermal waters do exist (in this sector the geothermic step is of 15 m/°C).

If some supplementary investigation data should be obtained the prospect zones could be established with more precision, and eventually extended.

**Getic Depression.** Integral part of the pre-Carpathian Depression, this unit would seem to have had outlined at the end of the Cretaceous and has operated as a sedimentation basin during the whole Tertiary period, completely filled and exundated at the beginning of the Quaternary.



The sequence of deposits which partly built up the Getic Depression crops out in the Olt and Argeș Valley Basins, where the entire sequence from the beginning of the Sennonian up to the Quaternary may be followed.

If we take into account only the deposits which formed subsequently to the outlining of this structural-facial unit, within the Getic Depression may be distinguished four main cycles :

- a) Upper Senonian-Aquitanian
- b) Burdigalian-Lower Tortonian
- c) Upper Tortonian-Middle Sarmatian
- d) Middle Sarmatian-Upper Pliocene.

Referring to the first sedimentary cycle it is noteworthy that the Senonian consists of marls and grey-greenish clays, as well as marl-limestones. The Eocene is conglomeratic in its lower part and marly in its upper one. In the conglomeratic complex one can notice elements of crystalline schists, Jurassic limestones and Senonian sandstones, bound in a calcareous or gritty cement. The pelitic complex is made up of sandstone, sand or conglomerate intercalations. The maximum thickness of the Eocene met in the Govora borehole amounts to 2,500 m/within the latter; 300 – 800 m are referable to the conglomeratic complex. At its basement the Oligocene presents a gritty-conglomeratic sequence composed of weakly cemented conglomerates, sandstones and clays of the dysodile type. The described complex passes to its upper part into marls and dysodiles with intercalations of sand, sandstones and marl-limestones. More southerly in boreholes the sandstones and conglomerates are partly replaced by sands. In the central part of the Depression (Drăganu—Topoloveni—Bogăți—Golești—Galicea—Românești—Bustichini—Tg. Jiu) this complex is completely substituted for marls.

In the northern part of the Depression the gritty complex has been pointed out in most boreholes.

The Upper Oligocene, developed in pelitic facies, passes northwards into a sandy facies with gritty intercalations. The total thickness of the Oligocene reaches 1,600 m.

The Aquitanian is built up of an alternation of grey marls with whitish siliceous sands and rare pebble and blackisch clay intercalations. In the Ticleni as well as in the Folești and Leordeni boreholes, grey marls with interbeddings of calcareous or marly sandstones and even conglomerates at their lower part are occurring.

The next cycle started with the Burdigalian which marked the beginning of the Neogene transgression over the most part of the Getic Depression. In the northern part, the Burdigalian displays a psephitic facies, the conglomerates showing a marly-sandy matrix (Bustuchini—Ticleni—Băbeni).

The Helvetic begins with a predominantly sandy complex with interbeddings of sandy marls and dacitic tuffs. There follows a pelitic sequence, a psephitic series consisting of sands and pebbles with marly interbeddings.



The Lower Tortonian is represented by tuffs and marls including Globigerinae on a thickness of 300 — 700 m.

The starting of the Upper Tortonian-Middle Sarmatian cycle is marked by a salt breccia overlain by schists with Radiolaria and marls with Spirialis, all these three horizons pertaining to the Tortonian.

The Sarmatian is represented at its lower part by marls, then marl-limestones with thin-layered sandstones. It is continued by an individualized sandy-gritty series which marks the transition of the Middle-Upper Sarmatian and, concomitantly, the beginning of the last cycle of the Neogene. In certain zones the Sarmatian succession is completed by a marl sequence with sandy intercalations.

The Meotian is predominantly pelitic, showing sandstone and sand layers both in the basement and in the rest of the profile.

The Pontian displays with rare exceptions the marly facies.

The Dacian is built up of thick layers of coarse sands and pebbles separated by marls, in some zones with coaly intercalations.

At its lower part the Upper Pliocene is characterized by clays and sandy marls with pebble elements, and at its upper part by pebbles alternating with sands.

The Getic Depression was affected by rumpling and disjunctive movements. Thus as a result of the rumpling movements several folded structures, aligned on a direction parallel with the South Carpathians, are observed.

Each structural alignment is built up of several anticlines and synclines interrupted or fragmented by faults.

The structural intricacies are accentuated with the depth and the age of formations.

The Getic Depression is sinking north-southwards, hence in the sense of its formation and evolution As a result, in the composition of rumpling elements ever more recent formations took part as proceeding towards the outer flank of the foredeep; the folds are generally overturned southwards.

The existence of thermal waters in the Getic Depression was recognized owing to springs occurring in the Călimănești—Căciulata and Bala Zones.

Relying on these indications with the view to fulfil the rising requirements of thermal waters, researches by means of boring have been carried out thus obtaining results of interest.

At Bala for instance there have been obtained waters from Miocene deposits with temperatures of 33°C and discharges of 170 wag/24h.

In the Căciulata—Cozia Zone the researches carried out by borings have evidenced in the Cretaceous gritty complex (some 1,000 m depth) a thermomineral water deposit whose temperature amounts to 54°C and artesian water discharge to about 860 m<sup>3</sup>/24h.

Thermal waters have been also disclosed in boreholes drilled for hydrocarbons in the Helvetian of the Ticleni structure. Here the bore-

holes yielded by artesian discharge waters whose temperatures exceed 85°C and flows of approximately about 500 m<sup>3</sup>/24 h, from depths of about 2,800 m.

On the basis of borehole thermometric data, processed into isolines representing geothermal steps, some geothermal anomalies have been delimited within the Depression, respectively, the zones displaying a higher geothermal background where the geothermal step values are situated under 30 m for 1°C. Among these anomalies we may quote :

Ticleni—Hurezani—Găiceana Zone oriented E—W, some 70 km long ;

Căciulata Zone likewise oriented E—W over some 30 km.

When analyzing the position of anomalies it is stated that the first one is situated nearby the peri-Carpathan Bibesti-Tinocu Fault, whereas the Căciulata-Cozia Zone may be referred to the Olt Fault.

From the standpoint of the prospecting of thermal waters, the objectives of interest seem to be localized nearby the main dislocations where the Meotian, Paleogene and Cretaceous partially developed in the psammitic-psephitic facies.

**Moesian Platform.** This Platform is characterized by a heterogeneous basement overlain by a Paleozoic, Mesozoic and Tertiary cover whose thickness occasionally amounts to 8,000 m.

The basement of the Moesian Platform can be separated into two areas : the eastern and the western.

The eastern area, consisting of greenschists was recognized in the Central Dobrogea and along the left bank of the Danube (Romanu, Silistraru, Bordeiu Verde, Piua Pietrii, etc. boreholes).

The western area is formed of crystalline rocks (Optaş and Bals) of the mesozone and the epizone.

Both areas are crossed by eruptive rocks recognized in the west along the Dioşti-Balş-Priseaca-Ciureşti line, and in the east at Smirna.

The sedimentary cover consists of Paleozoic, Mesozoic and Tertiary deposits which are referable to four major sedimentation cycles :

1. Cambrian-Ordovician-Upper Carboniferous
2. Permotriassic-Lower Lias
3. Upper Lias-Cretaceous
4. Neogene.

The first sedimentation term of the Cambrian-Carboniferous cycle (about 100 m) is predominantly made up of quartzitic sandstones as proved by Bordeiu Verde, Iancu Jianu, Corbu, etc. boreholes. The Silurian is represented by a clayey-calcareous sequence wherein sandstones are subordinately occurring. The Devonian (some 1,500 m) consists of a detrital sequence at its lower part, and of a dolomitic calcareous complex with clay intercalations at its upper part.

The Carboniferous is represented by the Dinantian, Namurian and Westphalian terms overlying the calcareous dolomitic series. The Carboniferous consists of limestones and dolomites at its lower part, and of clays and sandstones, subordinately gritty or dolomitic limestones,



at its upper part. In general, the Middle Devonian-Lower Carboniferous stratigraphic interval totalizes over 2,000 m of carbonate deposits.

The Permo-Triassic-Lower Lias cycle begins with a detrital sequence assigned to the Permo-Lower Triassic, which can exceed 2,500 m in thickness within the southern part of the Platform. Broadly this sequence begins with a conglomeratic horizon followed by a siliceous sandstone complex and sands and ends with a complex (300 m) formed of marls and clays with sandstone and sand intercalations, limestones and anhydrites. The sedimentation continues with the Middle Triassic built up of a marine carbonate series (700 m) including dolomites, dolomitic limestones and limestones with marl and anhydrite intercalations. The so-called red upper series ranging from 800 to 1000 m in thickness was attributed to the Upper Triassic. Lithologically it consists of an alternation of marls and reddish clays, marl-limestones, limestones, dolomites and sands.

The Upper Lias-Cretaceous cycle begins with a terrigenous sequence pertaining to the Terminal Lias and to the Dogger. This sequence is composed of sands, sandstones, marls and clays (400 m), and is overlain by a Malm-Aptian carbonate series. The latter consists of limestones, dolomitic limestones, dolomites and subordinately marl-limestones (total thickness some 400 m). The cycle continues in the western zone of the Platform with Albian marl and marl-limestones, in the central-eastern zone with calcareous sandstones and gritty limestones, which pass east of Urziceni into sands. The Albian is overlain by the Cenomanian formed of calcareous sandstones, chalky marls and conglomerates. There follows the Turonian (100 m) consisting of limestones, marls and marl-limestones. The cycle is closed by the Senonian represented by a chalky limestone complex with intercalations of marls, bentonites and limestones including silicifications. Locally this cycle extends up to the Eocene.

The beginning of the last sedimentation cycle is marked by the Tortonian, and its end by the Quaternary. The Tortonian displays a sporadic distribution, more frequently along the northern boundary of the Platform. The Sarmatian is predominantly consisting of marls, occasionally limestones, sandy marls as well as sand and sandstone intercalations. The commonly marly Pontian grades sometimes into sands to its upper part. The Dacian and Levantine consist of sands and sandstones with marl, clay and coal intercalations.

Tectonically the Moesian Platform is bordered in the north and the west by the Carpathian Foredeep Folded Zones. The contact among both units has been conventionally established along the Bibesti-Tinosu-Fault, the tectonical line which crosses the localities of Drăgașani-Spineni-Găiești-Tinosu-Vintileanca. Along this line the folded Miocene deposits of the Depression overthrust the Lower Sarmatian and Tortonian deposits of the Platform.

North-eastwards the Moesian Platform is considered to have been delimited by the Pecineaga-Camena line, which also continues in the north-west of the Danube beneath the Mesozoic and Neozoic deposits. Along this line the Moesian Platform comes into contact with the North Dobrogean orogen.



The available geological data reveal that at the level of the Neogene formations in the whole, the Moesian Platform is dipping from south to north and from west to east. At the level of the Paleozoic formations and, to a large extent, of the Mesozoic ones, the northern border of the Platform built up an uplifted zone oriented along the Balş-Slatina-Optaş line.

The characteristic feature displayed by the tectonics of the Moesian Platform is due to the presence of some fracture lines trending west-eastwards, intercepted by transverse faults. The most important tectonic accidents of the Moesian Platform are as follows :

Bibesti—Ventileanca ;  
 Gliganu—Băräitaru—Deduleşti ;  
 Mileşti—Iancu Jianu—Optaş—Periş—Căldăruşani ;  
 Priseaca—Ştefan cel Mare, continued with the line  
 Urziceni—Bordeiu Verde ;  
 Balş—Piatra Olt—Ciureşti—Optaş ;  
 Dioşti—Vlăduleni S—Grădinari—Bucureşci—Belciugatele.

The presence of thermal waters in the Moesian Platform area has been but recently recognized, and was set forth by drillings for hydrocarbons. Thus in the Insurăţei—Brăila area, within the permeable horizons of the Miocene formations, surface waters with temperatures amounting to 45°C have been pointed out. At Mitrofani, the Jurassic gritty horizons have yielded, at a depth of about 4,350 m, surface waters with temperatures reaching 102°C and discharges of 270 m<sup>3</sup>/24h. Anomalous temperatures have been also recorded in the drillings within the following areas : Strîmbu (Cretaceous) 65°C, Săftica (Cretaceous) 51°C, Otopeni (Cretaceous) 50°C, Colelia (Cretaceous) 50°C, Pogoanele (Cretaceous) 70°C, Brăgăreasa (Cretaceous) 70°C, Spineni (Cretaceous) 115°C, Urziceni (Triassic) 77°C, Lişa (Triassic 62°C, Oporelu (Triassic) 118°C, and so on.

Relying on thermometric borehole data a map with isolines has been drawn due to which some anomalous zones of the geothermic step were disclosed as follows :

1. Cetate Zone oriented SW—NE, 30 km long and 15 km wide.
2. Craiova—Slatina—Potcova Zone approximately oriented E—W
3. Găieşti—Leordeni—Recea Zone oriented E—W, developed on a length of 25 km.
4. Videle—Preajba Zone, oriented S—N, 15 km long.
5. Dragoş Vodă Zone south of the Ialomiţa river, oriented E—W, 10 km long.
6. Insurăţei—Spiru Haret Zone, located along the NW—SE direction, 15 km in length.

When analyzing the position of the main geothermic anomalies, it may be stated that they are partly superimposed on some major tectonic lines generally trending SW—NE.

The most important tectonic alignment is developed along the Craiova—Slatina—Potcoava—Găieşti—Leordeni—Recea direction, almost parallel with the peri-Carpathian Fault.



The Videle—Preajba geothermic anomaly corresponds to the Ciureşti—Videle major fracture, whereas the Insurătei anomaly is recorded along the continuation of the Ovidiu—Capidava major fracture trending NE.

The position of some geothermal anomalies suggests that the transmission of heat flow to the surface took place along these deep-seated fractures.

Taking into account the lithological constitution of formations participating in the geological forming of the Moesian Platform, it is considered that the existence of some thermal aquiferous complexes can be connected with the Paleozoic and Mesozoic calcareous and gritty reservoirs in the framework of the Cetate, Craiova—Slatina—Potcoava, Găieşti—Recea, Videle—Preajba, Dragoş Vodă, Insurătei etc. anomalies.

**Dobrogea.** In Dobrogea thermal waters have been evidenced within the Hîrşova—Capidava Zone and the Mangalia Sector.

In the Capidava—Hîrşova Zone the Jurassic limestones, outcropping along the right bank of the Danube, have been recognized. These deposits directly overlie the greenschists, and occasionally underlie the Crétaceous deposits (in predominantly calcareous facies). The whole sequence is overlain by Quaternary loessoid deposits.

The Jurassic limestones, linked to all the thermal water occurrences, are strongly karstified, fact that allows the storage of a considerable amount of fluids, and concomitantly their rapid circulation.

On the right-side bank of the Danube, between Hîrşova and Capidava, numerous thermomineral springs with temperatures ranging from 20 to 26°C, and discharges up to 1 l/sec., respectively 86 m<sup>3</sup>/day have been evidenced. Likewise north of Hîrşova, in the Puturosul Channel Zone, thermal water occurrences with temperatures of 36°C have been pointed out. The boring carried out in this zone proved that the entire aquiferous complex accumulated in the Danube old aluvia presents a high thermal activity (36—40°C). In some cases the discharge of thermal waters is of 0.3—71/l/sec (26—605 m<sup>3</sup>/day). When intercepting Jurassic limestones, thermal waters showing higher temperatures (40—42°C) have been recognized.

Due to borings carried out in the Ostrovul Gîsca area, artesian waters with temperatures varying from 45 to 52°C have been evidenced.

These thermomineral waters are to be connected with a deep-seated fracture system, fact favouring the discharge of some hyperthermal waters along the line which approximately traces the Hîrşova-Topalu Syncline axis, and then extends into the Capidava Fault Zone between Topalu and Capidava.

The existence of some deep-seated young magmatic masses, which would have favoured the rapid and marked heating of waters infiltrated in depth, could have contributed to the high temperature of waters from this sector.

These waters are to be considered as proceeding from the Moesian Platform where the Mesozoic limestones are markedly wide-spread.



In relation to the afore-said, both the sector situated west of the Danube, in the localities of Lădești, Vlădeni and Piua Pietrii and the Danube Flood-Plain, north-east of Hirșova, are of interest as to the prospective possibilities yielded by thermal waters.

In the Mangalia Zone, the stratigraphic sequence, inferred from the study of outcrops and boring data, consists of Quaternary and Sarmatian deposits, which crop out, as well as Eocene, Cretaceous, Jurassic and Paleozoic formations identified by borings.

The boring data assert the horizontal position of Sarmatian and Quaternary deposits lacking on any conspicuous tectonic disturbances. The older deposits, and especially the Mesozoic ones, display a slight uplift which is approximately situated between the localities of 23 August and Mangalia and was subjected to the effect of faults.

Sarmatian, Eocene and Mesozoic formations have developed in a prevailingly calcareous facies, fact that determined a wide circulation under the karst conditions; north of the Mangalia swamp, it is even possible to quote a unique aquiferous complex localized in these deposits.

The aquiferous complex waters are evidenced both by natural occurrences connected with Sarmatian limestones (temperatures ranging from 21 to 23°C, and total discharges exceeding 3000 l/sec, respectively 25,920 m<sup>3</sup>/day) and by borings carried out in this zone, which up to depths of some 600 m pointed to thermal waters whose temperatures amount to 26°C and discharges to 50 l/sec (4,320 m<sup>3</sup>/day).

### Conclusions

The limited world supply of classical mineral fuel its unequal distribution throughout the world, as well the possibility to utilize this fuel especially oil, in the turning to account processes, have led to the search of new energy sources. Thus the research and the turning to account of thermal waters as an energy source became a present-day problem at world-wide scale.

In Romania the concern for research relating to thermomineral sources dates still from the beginning of this century, when studies of thermal waters have been sporadically carried out in the Băile Herculane and Felix Zones.

In a subsequent stage between the two world wars, the concern about the balneary turning to account of hydromineral sources extended over most spas.

These last 15 — 20 years, researches aiming at the discovery of new thermomineral sources extended over the whole territory of Romania and prevailingly during the last 7 — 8 years in the Pannonian Depression, where the high temperature of the underground thermal waters suggested their turning to account as a thermoenergetic source.

As previously mentioned, until some years ago, thermal waters were turned to account for balneary purposes in a proportion of 99 per cent. Concomitantly with the discovery of important hydrothermal structures in the northern part of the West Plain, these waters have been utilized as



thermoenergetic sources for heating greenhouses, experimentally for heating some flats and public buildings. Today projects for their utilization in the flax and hemp industry, in the carpet industry, heating some residential districts, rural localities, are outlining.

The presence of thermal waters has also been evidenced in other geological units of Romania, still their widespread is more pronounced within the Getic Depression, Apuseni Mountains, South Carpathians and the Moesian Platform. The research stage for these units is different, depending on the possibilities yielded by each geological unit also for other useful mineral substances. Thus the Carpathian Chain, excepting certain areas, the Moesian Platform and the Transsylvania Depression, is in the inventory stage of thermal sources. The Getic Depression, and particularly the Pannonian Depression passed beyond this stage, and the present one is more advanced. In these units, inclusively the South Carpathians and the Apuseni Mountains have been carried out complex geological, geophysical, hydrogeochemical and boring researches, homologated reserves existing within the Pannonian Depression in the zone comprised between the Valea Crișului Repede and Valea Ierului areas.

From the viewpoint of the genesis of the geothermal activity phenomenon, one may state that the geothermal anomalies generally correspond to uplifted blocks wherein the basement forms markedly positive reliefs. It has been observed that higher values of the geothermic step correspond to the sanked blocks in comparison with the uplifted ones. It is considered that the major trends of geothermal anomalies are impressed by deep-seated tectonic accidents. As regards the Pannonian Depression its high thermic background is also partly explained by the presence of the Mohorovici discontinuity at rather small depths, peculiarity revealed by gravimetry and deep seismic researches.

Taking into account the structural conditions of various geological units, the presence of rocks with capacity for collecting, the thickness and ability of compliance of these collectors, we are enabled to estimate that considerable hydrothermal resources are available in our country; they may be turned to account on thermoenergetic purposes, and possibly for output of electric energy.

It is considered that by the application of geological and geophysical prospecting methods a more thorough knowledge on geological-structural conditions, and implicitely on zones, which allow the display of the geothermal activity, will be reached. Likewise an inventory of all hydrothermal sources will be achieved, researches in zones regarded as potential will be carried out, and in certain areas the determining of pay reserves will be made.

As a function of the reserve quantum of pay thermal waters and of the value of the encountered temperatures, the turning to account of these ressources may aim at thermoenergetic purposes, or they may be utilized at the 2nd step as household waters or for balneotherapy. It will be proved that sufficient industrial water supply whose temperatures amount to 100°C at the surface does exist, or if at lower temperatures in



the boreholes steam will be obtained, then the data of the problem will be modified, the possibility to obtain electric energy in the borehole being more probable.

A special attention must be assuredly paid to the rational utilization of thermal waters since although they are supplied, they can be exhausted through an irrational exploitation.

In this sense studies of rational and economical exploitation are to be planned.

## REFERENCES

- Airinei S., Pricăjan A. (1972) Corrélations entre la structure géologique profonde et les manifestations postvulcaniques de l'éruptif néogène de Călimani—Tibleş—Gutii sur le segment nord des Carpates Orientales. *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr. Série de Géophysique*. 16. 2. p. 219—230. Bucarest.
- (1972) Corrélation entre la structure géologique profonde et les manifestations post-vulcaniques de l'éruptif néogène Călimani—Harghita sur le segment sud des Carpates Orientales. *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr. Série de Géophysique*. 16, 1 p. 123—131. Bucarest.
- Boldizsar T. (1968) Geothermal chart of Hungary and the Viena Basin. Sc. 1 : 500.000
- Constantinescu V., Croitoru M. (1968) Cercetări hidrogeologice pentru ape termo-minerale în zona Hîrșova—Vadu Oii. *D. S. Inst. Geol.*, III/3. p. 293—311. Bucureşti.
- Feru M. (1970) Apele termominerale din partea de vest a Dobrogei centrale și posibilitățile de valorificare ale acestora. *Inst. Geol. Stud. tehn. econ. ser. E*. 9 p. 79—94. Bucureşti.
- Ghenea C., Niculescu M. (1969) Aperçu général sur les eaux minérales et thermales de Roumanie. XXXIII Internațional Geological Congress. Praga 1968.
- Liteanu E., Opran C., Radovici Ioana (1953) Perspectivele descoperirii de ape hipertermale și termominerale în Depresiunea Panonică. *Natura*, ser. geogr. -geol. 5, p. 38—42, Bucureşti.
- Vasilescu G. (1965) Sur la présence des eaux hyperthermales dans la région Oradea. Congres al V-lea al Asoc. Internaționale a hidrogeologilor. Hanovra.
  - Vasilescu G., Opran C. (1965) Fundamentarea cercetărilor hidrogeologice pentru descoperirea de noi surse de ape hipertermale în cîmpia de vest a țării. *D.S. Inst. Geol.* LI/2. p. 85—102, Bucureşti.
- Papiu V. Corvin. (1960) Asupra originii mineralizației apelor termale de la Băile Herculane. *Acad. R.S.R., St. și cerc. Geol.* 1, V, Bucureşti.
- Paraschiv D., Cristian M. (1973) Asupra particularităților regimului geotermic în nord-estul Depresiunii Panonice. *Petrol și gaze*, 11, 24, p. 655—660, Bucureşti.
- Paucă M. (1958) Izvoarele termale de la vest de Munții Apuseni. *Natura*. X, 2, p. 5—16, Bucureşti.
- Pricăjan A. (1969) Tipuri principale de zăcăminte de ape minerale din România. *Bul. Soc. de Științe Geol. din R.S.R.* XX, p. 379—387, Bucureşti.
- (1972) Apele minerale și termale din România. Edit. Tehnică, Bucureşti.



- S ă lă v o a că D. (1971) Geneza apelor minerale de la Tușnad. *Inst. Geol. Stud. tehn.-econ. ser. E*, 9, p. 95–102, București.
- R ă du le scu D. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a părții centrale a Munților Harghita. *D.S. Inst. Geol. L/2*, p. 151–160, București.
- Vasilescu A, Peltz S., Peltz M a r g a r e t a (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Munților Gurgiu. *An. Inst. Geol.*, XXXIII, p. 87–134, București.
- V asilescu G., N echiti G., Szabo I. (1968) Contribuții la cunoașterea radioactivității apelor termale din zona Oradea–Băile Victoria–9 Mai și 1 Mai. *Inst. Geol. Stud. tehn.-econ. Ser. E*, 5, p. 135–150, București.
- N echiti G. (1968) Contribuții la cunoașterea geologică și hidrogeologică a zonei orașului Oradea. *Buletinul societății de științe geologice din RSR*. X, p. 291–308, București.
  - D ragomirescu C. (1969) Cercetări hidrogeologice pentru ape termale, efectuate în zona orașului Timișoara, *Rev. hidrotehnică, gospodărirea apelor, meteorologie*. 14, 5, p. 32–52, București.
  - N echiti G. (1970) Cercetări hidrogeologice în zona stațiunilor balneare Felix și 1 Mai. *Inst. Geol. Stud. tehn.-econ. Ser. E* 8, p. 115–133, București.
  - Liteanu E. (1973) Noi surse de ape termominerale în zona stațiunii Băile Herculeane. *Inst. Geol. Stud. tehn.-econ. Ser. E*, 11 p. 25–44, București.
- 





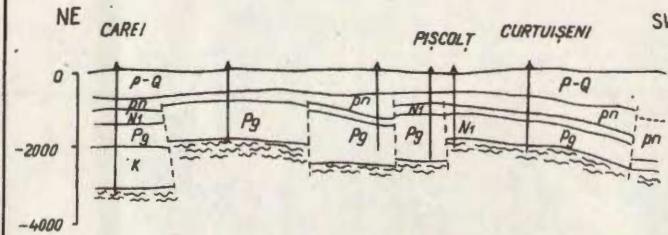
Institutul Geologic al României

# GEOLOGIC CROSS-SECTIONS IN THE PANNONIAN DEPRESSION

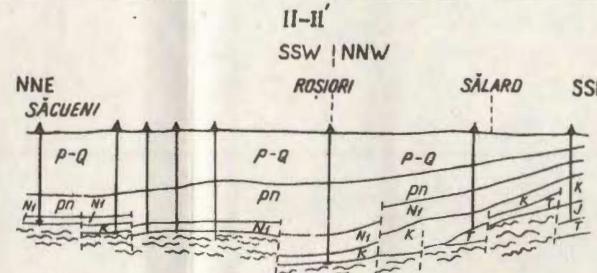
D. PARASCHIV et al. Research otage of Thermal Waters in Romania.

PL. I

I - I'



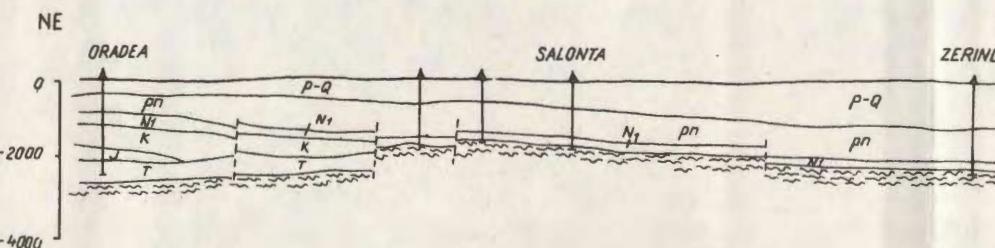
II-II'



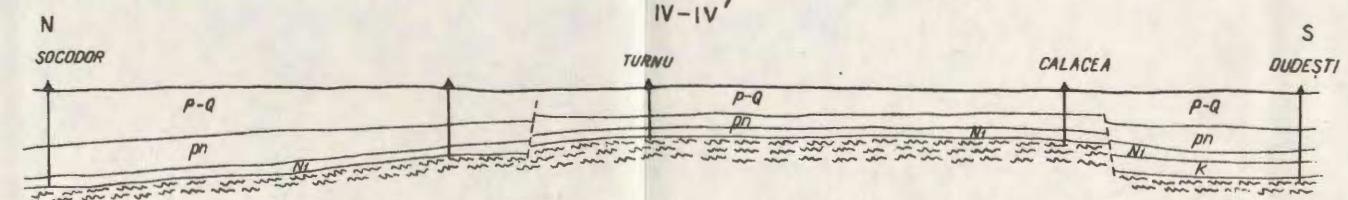
## LEGEND

P-Q	Pontian - Quaternary	K	Cretaceous
pn	Pannonian	J	Jurassic
M1	Miocene	T	Triassic
Pg	Paleogene		Crystalline

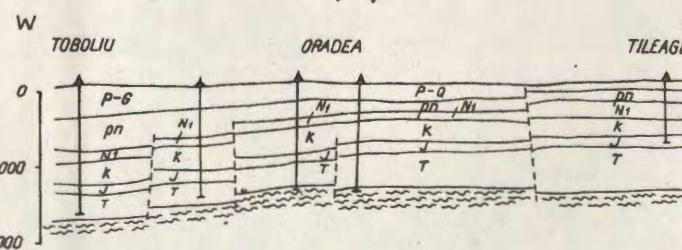
III - III'



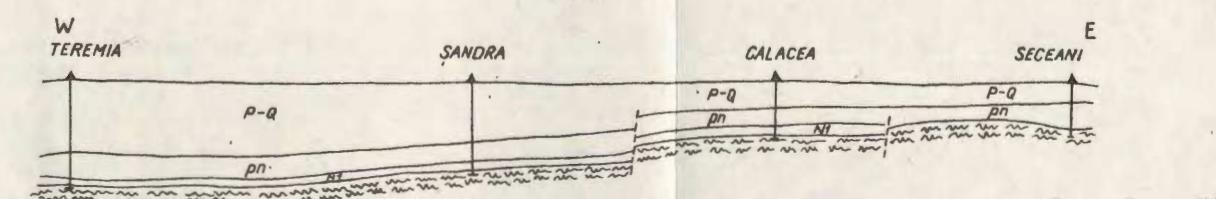
IV-IV'



V-V'



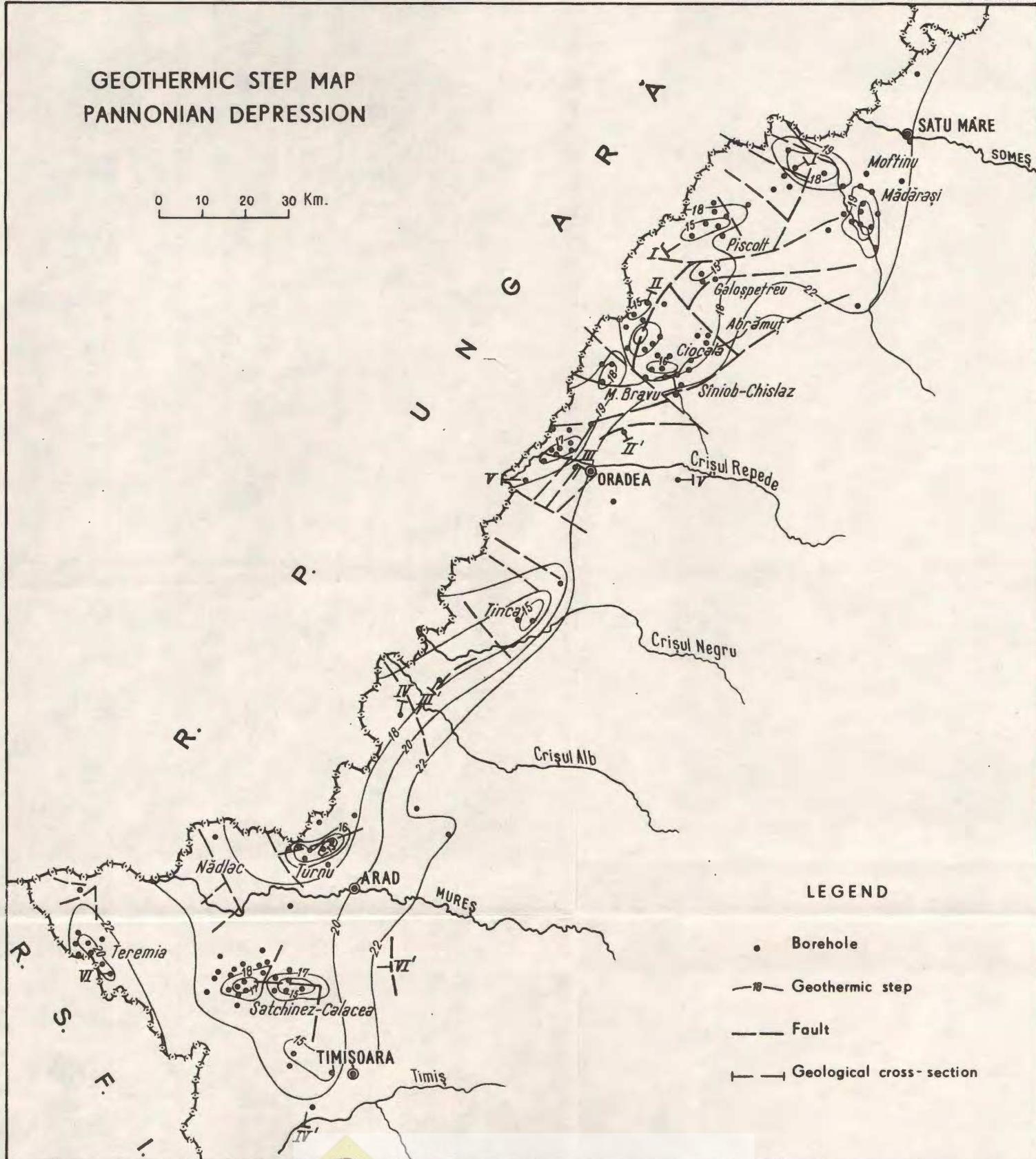
VI-VI'



0 5 10 km

## GEOTHERMIC STEP MAP PANNONIAN DEPRESSION

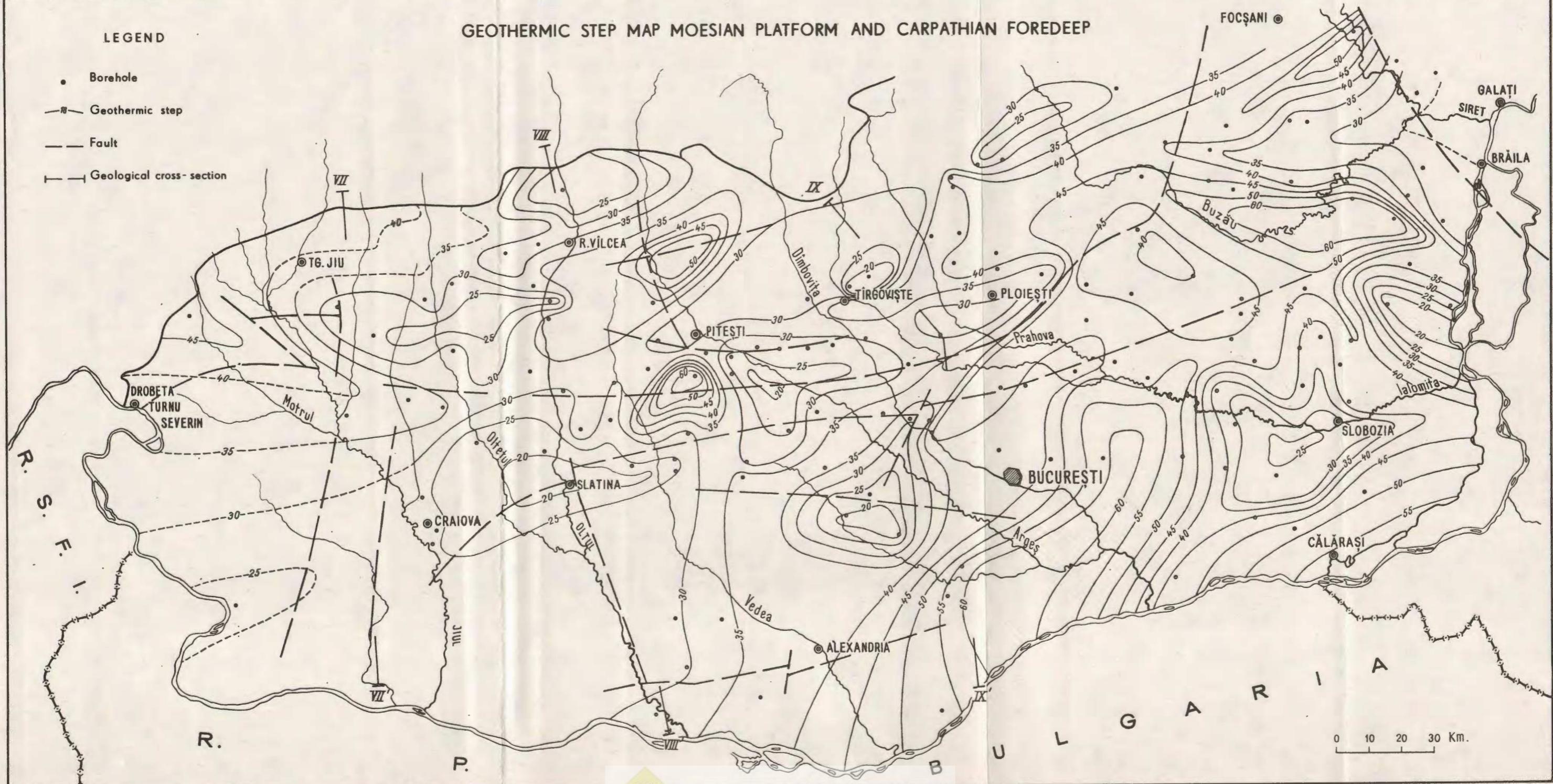
0 10 20 30 Km.



## GEOTHERMIC STEP MAP MOESIAN PLATFORM AND CARPATHIAN FOREDEEP

## LEGEND

- Borehole
- Geothermic step
- Fault
- Geological cross-section



0 10 20 30 Km.

HYPOTHÈSES SUR LA GENÈSE DES EAUX THERMALES  
DE BĂILE HERCULANE  
PAR  
ION PREDA<sup>1</sup>

---

**Abstract**

Hypotheses Concerning the Genesis of the Herculane Thermal Waters. Relying on detailed geological and hydrogeological researches, carried out in the Mehedinți Plateau and Cerna Mountains, the author considers that the radioactive, sulfide, sodium and calcium chloride thermal waters in the Herculane Spa are the ones accompanying the oil deposits, still marking a degradation. These waters are to be found in the hydrogeological structures of the Danubian Autochthonous overlain by the Severin and Getic Nappes made up of impervious rocks. The above hydrostructures are cropping out in the central zone of the Mehedinți Plateau and are sinking towards the Danube. The infiltrations establish the movements of waters along the longitudinal and transversal faults, and their occurrence is to be noticed in the Cerna Valley. The temperature of waters is closely related to that of rocks whose geothermal step is small, as well as to the hot vapours that come from the depth of the Earth, being yielded by the recent Tertiary eruption rocks.

---

La genèse des eaux thermales de Băile Herculane présente une grande importance pratique. D'une appréciation juste de leur genèse dépendent le mode de captation et celui d'entretien des sources.

**Conditions géologiques.** Au point de vue géologique la zone de Băile Herculane fait partie du massif des monts Cerna—Plateau de Mehedinți. Les formations qui participent à la constitution de cette région d'orogène appartiennent à l'autochtone danubien des nappes de Severin et Gétique (Planche).

La tectonique de cette région est complexe, avec des structures pliatives et disjonctives majeures. Dans les formations de l'autochtone (schistes cristallins épimétamorphiques à intrusions de granitoïdes recouverts par des roches sédimentaires paléozoïques et mésozoïques) on dis-

---

<sup>1</sup> Université de Bucarest, Bd. N. Bălcescu no 1, Bucarest—Roumanie.



tingue deux zones de sédimentation : Cerna et Coșuștea. Les formations de la zone de Cerna constituent les anticlinaux de Cerna et de Balta Baia de Aramă. Entre ces anticlinaux se trouve le synclinal d'Orzești—Seliște et vers l'ouest le synclinal de Cerna. Dans la zone de sédimentation de Coșuștea ces dépôts participent largement à la constitution d'une structure monoclinale à pendage vers l'ouest.

Les formations des nappes de Severin (dépôts détritiques—Tithonique—Aptien contenant des intercalations d'écoulement de diabases à la partie basale) et Gétique (schistes cristallins mésométamorphiques, dépôts sédimentaires—Dogger-Aptien et Crétacé supérieur) revêtent le style tectonique de l'Autochtone, participant à la constitution du synclinal de Bahna et du monocline de Coșuștea.

Tout cet échafaudage est traversé par de nombreuses fractures de décrochement importantes. Quelquesunes de ces failles sont orientées N—S (Cerna—Dubova, Bahna, Baia de Aramă—Ponoare). Tout le long des fractures se sont formés des grabens et des horsts. Les horsts correspondent aux anticlinaux et les grabens aux synclinaux. Les autres failles sont orientées de l'est à l'ouest (Obîrșia Cloșani—Isverna—Ponoare, Cerna—Topolnița etc.). Aux décrochement des failles on impute le déplacement des compartiments vers le N et aux rejets des failles l'affaissement des compartiments en gradin vers le sud.

**Considérations hydrogéologiques.** Les formations qui participent à la constitution géologique de la région ayant été sujettes à des plissements intenses et à des exondations répétées sont largement écrasées et traversées par de nombreuses failles et fissures. Les roches solubles (calcaires) sont en outre karstifiées, processus qui a commencé au cours de l'exondation de l'Aptien-Albien et a été repris pendant le Paléogène et surtout le Quaternaire. En conséquence les formations contiennent de l'eau dans les pores et dans les fissures, qui se décharge par des sources à débits variables.

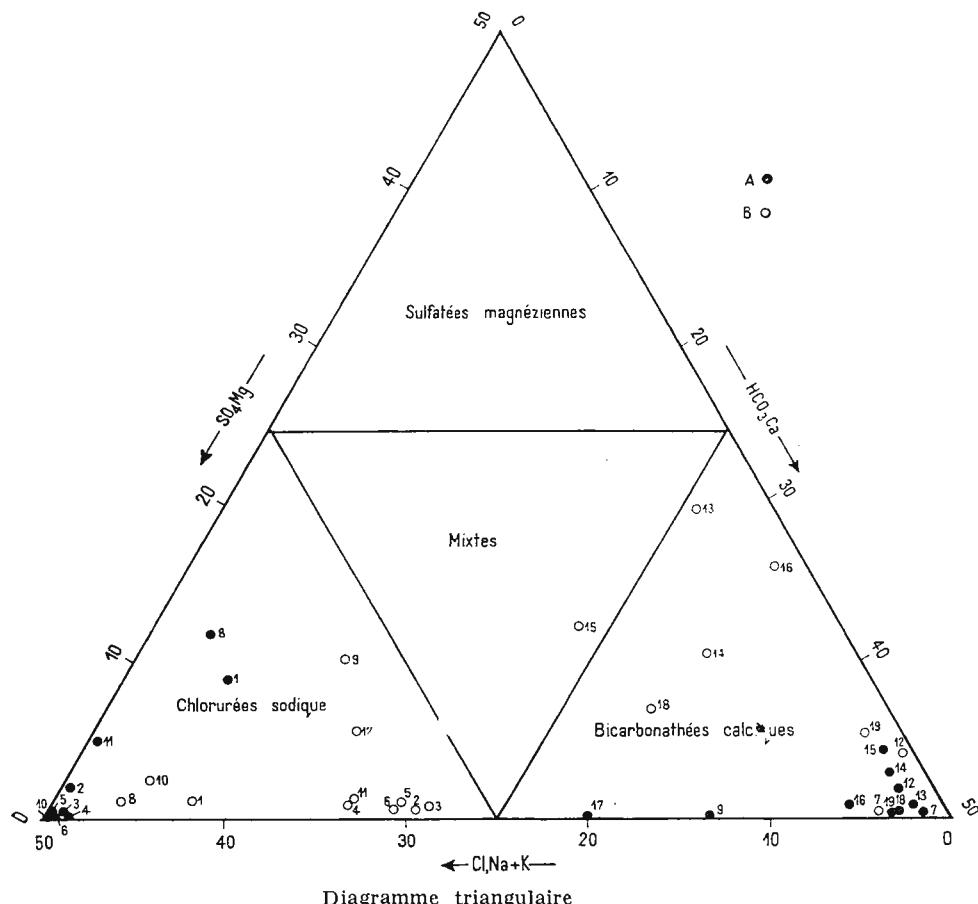
L'eau des sources fournie par le cristallin de l'autochtone (zone de Baia de Aramă-Balta) est bicarbonatée calcique, à minéralisation inférieure à 300 mg/l. Les ions de  $\text{SO}_4^{2-}$  font défaut. On rencontre les ions de  $\text{Br}^-$ , dans les sources de Busești et Gheorghеști (voire figure).

L'eau des sources fournie par les dépôts paléozoïques de la Cime d'Obîrșia sont elles aussi dépourvues de sulfates et révèlent une concentration inférieure à 200 mg/l.

Sur les dépôts liasiques imperméables reposent des calcaires récifaux (Dogger-Aptien) aquifères dont l'eau se décharge par des sources importantes telles celles de Coșuștea et Isverna cantonnées dans la dupliciture de Cerna. Leurs débits atteignent 50 l/s ; les eaux sont bicarbonatées calciques à concentration réduite (300 mg/l). L'eau de la source Coșuștea présente une teneur en Na (20 mg/l) relativement élevée par rapport à celle des autres sources des calcaires (5 mg/l — source d'Isverna ; 5 mg/l — source de la Cime d'Obîrșia ; 1 mg/l — source de Busești) ; les sulfates font défaut.



À Teșna, sur le versant N du mont Inălăț et dans la vallée de la Cerna les sources qui émergent des calcaires récifaux de l'autochtone sont très nombreuses. Les eaux sont froides, bicarbonatées calciques, faiblement magnésiennes, à concentration d'environ 500 mg/l. Les sulfates, là aussi, font défaut.



Les sources émergeant du flysch crétacé présentent les mêmes caractéristiques. Les sulfates font défaut, bien que le gypse y soit constamment présent. Du flysch crétacé à Balta apparaissent deux sources à eau

froide, faiblement sulfureuse, bicarbonatée calcique et sodique (400 mg/l) et à ions de Na<sup>+</sup> (35 mg/l) et de Br<sup>-</sup> (1,5 mg/l). A remarquer que ces sources sont situées le long des failles profondes. Dans la zone des nappes de Severin et Gétique les sources sont rares.

Sur la bordure est et sud-est du Plateau de Mehedinți on connaît quelques apparitions d'eaux minérales à Bala et à Schela-Cladova.

Les eaux des sources de Bala sont hypothermales (28–30°C), sulfatées, bicarbonatées sodiques, à concentration réduite (558 mg/l). Les eaux de Schela—Cladova interceptées par des forages sont hypothermales (24°C), chlorurées sodiques, calciques, à concentration élevée (42.000 mg/l). Ces eaux ont été rangées dans le groupe des eaux de gisement de pétrole.

Les eaux de Bala et de Schela—Cladova, d'origine commune, apparaissent le long des fractures profondes qui délimitent la Dépression Gétique et le Plateau de Mehedinți.

**Hypothèses concernant la genèse des eaux thermales.** La genèse des eaux thermales de Băile Herculane est vivement discutée étant donné la température élevée (en moyenne de 45°C), la présence des vapeurs d'eau chaudes (80°C) dans la grotte à vapeurs et la composition chimique (eaux sulfureuses, chloro-sodiques, calciques) de ces sources situées en pleine zone d'orogène où l'on ne connaît guère de dépôts lagunaires ni des gisements de pétrole. Jusqu'à présent à ce sujet ont été émises trois hypothèses selon lesquelles il serait question d'eaux : juvéniles, météoriques et de gisement de pétrole.

L'hypothèse des eaux juvéniles a été émise par Koch (1872), Schafarzik (1901) et Popescu-Voitești (1920). Popescu-Voitești a considéré que les eaux thermales de Băile Herculane représentent des manifestations fumeroliennes alcalines, rattachées aux éruptions du Tertiaire récent, restées en profondeur. Les gaz chauds montent le long des lignes de fractures accompagnées d'effondrements qui délimitent le massif granitique. Dans le voisinage de la surface, par refroidissement ils se condensent partiellement et fournissent l'eau des sources qui sourdent par les fissures de l'enveloppe imperméable des roches sédimentaires. Les substances restées à l'état gazeux se dégagent dans la mesure qu'elles aboutissent à l'extérieur par les fissures ouvertes.

L'hypothèse de Popescu-Voitești a été reprise par Pasca (1970), qui a apporté comme arguments le caractère pulsatif des gaz, l'augmentation du débit de la Cerna en aval des établissements balnéaires, l'imperméabilité des fractures.

L'hypothèse des eaux météorologiques a été émise par Atanasiu (1939) fondé sur la teneur réduite en CO<sub>2</sub> et en NH<sub>4</sub><sup>+</sup> des eaux thermales. A son avis les eaux météoriques pénètrent jusqu'à 2 km de profondeur, leur température monte, elles lessivent les sédiments marins lagunaires jurassiques, se minéralisent, perdent une partie du sodium, gagnant en échange du calcium et remontent à la surface le long des fractures ouvertes. Il y a des sources dont l'eau a été ultérieurement diluée par les eaux



superficielles qui leur fournissent les sulfates, les carbonates etc. Cette hypothèse a été acceptée par Codarcea (1930), Oncescu (1953).

Papiu (1958, 1960) après une étude minéralogique-pétrographique des terrains sédimentaires de Băile Herculane considère que l'origine de ces eaux est liée à la pénétration des eaux superficielles en profondeur. Le gradient géothermique est suffisant pour expliquer l'augmentation de la température des eaux et leur grande capacité de dissolution. La minéralisation est fournie par le complexe argileux des couches de Nadanova et la radioactivité par les granites (Antanasiu, 1927).

La troisième hypothèse a été exprimée par Pricăjan (1973) qui admet l'origine des eaux de gisement de pétrole.

En analysant les arguments pro et contre pour chaque hypothèse on constate que :

les sources de Băile Herculane sont situées le long des failles profondes de décrochement où probablement au cours du Tertiaire récent se sont insinuées des magmatites. Pareilles intrusions ont été mises en évidence par les recherches géophysiques (Socolescu, 1969) dans les vallées de la Cerna et de la Topolnița ;

les émanations de gaz chauds ( $80^{\circ}\text{C}$ ) dans la grotte à vapeurs sont une réalité ;

Papiu (1958) montre que les dépôts de la série jurassique ont été affectés par des phénomènes métasomatiques dûs à un apport hydrothermal. Ces phénomènes sont également observables dans les dépôts jurassiques du Plateau de Mehedinți. Ils sont plus intenses le long des fissures ;

les granites qui se trouvent dans la vallée de la Cerna sont largement fissurés et contiennent des imprégnations de pyrite, fait révélé par le forage de Scorillo.

En tenant compte de ces données, même en écartant l'hypothèse des eaux juvéniles, un faible degré géothermique dû à la conductivité des roches éruptives (anciennes ou récentes) ne peut être négligé.

L'hypothèse de l'origine vadeuse ne pourrait expliquer l'abondance de la chlorure de sodium, car dans toute la région on ne connaît pas de dépôts lagunaires, quoique les formations sédimentaires affleurent jusqu'au voisinage de Băile Herculane. La variante admise par Papiu elle non plus ne peut expliquer la présence de la chlorure de sodium parce que les couches de Nadanova et le wildflysch de Băile Herculane sont faiblement développés et se disposent à la partie supérieure des formations. Nous ne pouvons pas expliquer comment l'eau à température d'environ  $50^{\circ}\text{C}$  en traversant les roches fissurées, dont l'épaisseur ne dépasse pas 70 m, se minéralise-t-elle si vite. Plus encore, la concentration en sels atteint 6 g/l, dont 80 % est donné par les chlorures. Si le débit moyen est de  $1645 \text{ m}^3/\text{jour}$ , il en résulte que les sels dissous dépassent 2000 kg/jour, dont 800 kg sont les chlorures. Ces sels ne proviennent pas des couches de Nadanova qui se trouvent dans la vallée de la Cerna car le forage de Scorillo creusé dans les granites donne des eaux thermales minéralisées

et le forage de Crucea Ghiselei, situé à un km en amont, creusé dans les supposées couches de Nadanova, donne des eaux thermales douces.

C'est hypothèse des eaux de gisement qui me semble plausible. Les analyses chimiques indiquent des eaux de gisement diluées. Cette hypothèse s'étaye des arguments suivants :

à la limite entre le Plateau de Mehedinți et la Dépression Gétique on constate la présence des sources hypothermales. Il s'agit des sources de Bala et de Schela—Cladova. Les eaux de Schela—Cladova sont des eaux de gisement à concentration très élevée alors que celles de Bala, qui selon toute vraisemblance sont du même type, sont très diluées (tableau).

des eaux minérales mais froides on rencontre aussi dans le Plateau de Mehedinți à Vîrciorova (chlorurées sodiques-calciques à brome) et à Balta (sulfureuses, oligominérales, à brome). D'où viennent-elles? Seraient-elles des eaux de gisement de pétrole cantonnées dans les dépôts du Plateau de Mehedinți, ou seraient-elles des eaux de gisement de pétrole cantonnées dans les dépôts de la Dépression Gétique ?

Les recherches effectuées par Slăvăcă<sup>2</sup>, Conovici et al<sup>3</sup> dénotent que les dolomies doggériennes, les couches de Nadanova et le flysch crétacé contiennent des bitumes, en moyenne de 0,125% substance bitumineuse.

La présence des substances bitumineuses soulève le problème de l'existence des eaux de gisement cantonnées dans les dépôts de l'autochtone. Les formations des nappes de Severin et Gétique, imperméables, jouent le rôle d'écrans protecteurs. Les eaux sont en voie de dégradation, autrement nous ne saurions expliquer la présence du brome dans les sources sulfureuses de Balta, dans les sources normales de Busești, de Gheorghesti, dans les eaux salées de Vîrciorova et de Schela—Cladova.

Si l'on admet l'hypothèse des eaux de gisement, dans la zone de Cerna—Mehedinți il y a trois structures hydrogéologiques : Coșuștea, Isverna—Bahna et Cerna. L'alimentation en eau de ces hydrostructures a lieu dans toute la zone d'affleurement des calcaires récifaux. L'hydrostructure de Coșuștea alimente les sources de Bala—Schela—Cladova, Balta et Vîrciorova, celle d'Isverna les sources de Topleț et de Bîrza et probablement les sources de Băile Herculane. À la parallèle de cette station balnéaire les formations géologiques sont affectées par de nombreuses failles transversales responsables de la position relative des différents compartiments. Les compartiments imperméables de l'autochtone entravent l'écoulement des eaux vers le Danube, mais la pression de gisement les pousse le long des failles vers l'hydrostructure de Cerna. En circulant en profondeur, les eaux météoriques se mélangent avec les eaux de gise-

<sup>2</sup> D. Slăvăcă (1963) Raport asupra cercetărilor hidrogeologice în zona Isverna—Valea Cernei (Platoul Mehedinți). Arh. I.G.P.S.M.S.

<sup>3</sup> M. Conovici, Natalia Conovici, I. Preda, V. Mutihac (1972). Raport geologic privind lucrările geologice de prospecție pentru calcare, dolomite, serpentinită în perimetru Isverna—Nadanova—Obârșia Cloșani (Județul Mehedinți). Arh. I.G.P.S.M.I.S.

TABLEAU

Composition chimique des quelques sources minérales de Băile Herculane et du plateau de Mehedinți

Ions \ Sources	7 izvoare		Hercule		Hygeea		Diana		Ochi		Stomac		Bala		Schela-Cladova*		Vînciorova*		Balta		Ticleni*	
	mg/l	%	mg/l	%	mg/l	%	mg/l	%	mg/l	%	mg/l	%	mg/l	%	mg/l	%	mg/l	%	mg/l	%	mg/l	%
Cl <sup>-</sup>	248,2	34,2	2198,5	48,1	2042,5	49,6	2205,6	58,9	3659,5	60,0	3829,7	59,1	63,8	11,4	25.064,2	60,5	3327,6	52,8	7,1	1,5	58.275,7	91
Br <sup>-</sup>	abs.	3	1,2	—	—	—	2,8	—	3,0	—	1,0	—	25,0	—	8,5	0,1	0,2	—	—	—	6,5	—
I <sup>-</sup>	abs.	—	abs.	—	abs.	—	abs.	—	abs.	—	abs.	—	9,5	—	abs.	—	—	—	—	—	12,0	—
NO <sub>3</sub>	abs.	—	abs.	—	abs.	—	abs.	—	abs.	—	abs.	—	17,7	—	abs.	—	—	—	—	—	—	—
NO <sub>2</sub>	abs.	—	abs.	—	abs.	—	abs.	—	abs.	—	abs.	—	abs.	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	96,0	13,2	124,8	2,7	24,1	0,5	abs.	9,6	0,2	abs.	1,9	0,3	9,6	—	51,0,6	8,1	19,2	4,2	—	—	13,5	—
HS	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,8	—	—	—	—	—	—	—
HCO <sub>3</sub>	73,2	10,1	48,8	1,0	73,2	1,7	97,6	2,6	73,2	1,2	97,6	1,5,1	305,0	54,6	183,0	0,4	97,6	1,5	292,8	64,4	183,0%	—
Institutul Na <sup>+</sup>	183,5	25,3	741,1	33,1	1362,8	33,1	936,0	25,0	1413,1	23,2	1477,2	22,8	88,4	15,8	13.953,9	33,7	1533,8	25,1	35,5	7,8	30.862,3	32,3
K <sup>+</sup>	6,2	0,8	55,5	1,2	36,0	0,8	38,5	1,0	59,0	0,9	74,5	1,1	2,6	0,4	220,0	0,5	15,4	0,2	1,9	0,4	—	—
Li <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,2	0,8	—	—	—	—	—	—
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	abs.	—	abs.	—	abs.	—	abs.	—	6,0	0,1	10,0	0,1	20,0	0,3	4,0	0,7	36,6	6	abs.	—	0,6	0,1
Ca <sup>++</sup>	32,1	4,4	533,0	11,7	500,2	12,1	424,8	11,3	804,0	13,2	841,7	13,0	32,1	5,7	1287,7	3,1	706,6	11,2	50,5	11,1	4995,0	5,
Mg <sup>++</sup>	2,4	0,3	10,2	0,2	6,3	0,1	7,3	0,2	12,2	0,2	4,9	0,7	13,6	2,4	407,9	0,9	17,5	0,2	15,1	3,3	889,3	1
Fe <sup>++</sup>	—	abs.	abs.	—	abs.	—	abs.	—	0,3	—	0,1	—	10,8	—	2,4	—	0,1	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	68,3	44,5	—	—	—	—	—	—	10,3	—	20,7	—	46,6	—	16,3	7,4	—	16,2	—	12,9	—	—
HBO <sub>2</sub>	abs.	12,0	—	—	—	—	—	—	12,5	—	15,6	—	28,7	—	abs.	—	—	7,0	—	abs.	—	—
CO <sub>2</sub>	8,8	17,6	—	—	—	—	—	—	4,4	—	17,6	—	17,6	—	—	—	—	—	—	17,6	—	—
H <sub>2</sub> S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	32,4	—	11,9	—	51,0	—	—	—	—	—
Minéral.	724,7	4552,9	4114,5	3743,8	6097,8	53°	61°	44°	—	—	6478,4	—	558,3	—	41.385,1	—	6294,4	—	454,4	—	95.455,9	—
Témp.	41°	37°—	—	50°—	—	—	—	—	—	—	48°	—	28°	—	24°	—	24°	—	12,5°	—	10°	15°
PH	5,7	—	5,5	—	5,3	—	6	—	5,8	—	6	—	6,5	—	6,2	—	6,8	—	7	—	5,4	—

\* D'après V. Dragoș

ment, se chauffent et accèdent à la surface dans les sources thermales connues. Les granites empruntent aux eaux qui les traversent la radioactivité et les pyrites les ions sulfates. Les eaux thermales de quelques sources (source d'Hercule) se mélangent avec les eaux froides de la structure de Cerna, en cédant une partie de leur température. Les ions de  $\text{SO}_4^{2-}$  se combinent avec ceux de  $\text{Ca}^{++}$  des eaux karstiques conduisant aux gypses.

Quant aux températures des eaux thermales nous avons montré que dans la vallée de la Cerna les formations présentent quelques fractures profondes à décrochement importants, le long desquelles durant le Crétacé et Tertiaire ont été mises en place des roches éruptives, dont les solutions ont métamorphisé les dépôts jurassiques. Il n'est pas exclu que ces intrusions, restées en profondeur, mettent en liberté, par dégazification, des vapeurs d'eau qui se condensent, se mélangent avec les eaux leo météoriques en faisant monter leur température, ou bien sortent librement dans l'atmosphère. Les spéléologues Diaconu et Povară<sup>2</sup> ont remarqué le caractère pulsatif des gaz dans la grotte d'Adam.

## BIBLIOGRAPHIE

- A tanasiu G. (1927) Radioactivité de quelques sources minérales, thermales et d'eau douce de la Transylvanie, de Crișana et de Banat *Ann. Inst. Géol. Roum.* XII p. 1–66, București.
- A tanasiu I. (1939) Distribuția regională și geneza apelor minerale din România. *Rev. Iașul Medical* IV, 1–9, p. 1–50, Iași.
- Codarcea A. (1938) Apele minerale și balneare. *Enciclopedia României* III. p. 789–797, București.
- (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XX. p. i–74, București.
- Dragoș V. (1970) Geologia și apele minerale ale Județului Mehedinți. Apele minerale și nămolurile terapeutice din România. Edit. Medic. III. p. 247–269. București.
- Niculescu Marcela (1970) Privire generală asupra geologiei și apelor minerale din Județul Caraș–Severin. Apele minerale și nămolurile terapeutice din România. Edit. Medic. III. p. 125–150. București.
- Papiu V. Corvin, Kizyka A. (1958) Asupra litologiei calcarelor recifale de la Băile Herculane. *Stud. cerc. geol.* III, 1–2, p. 121–142 București.
- (1960) Asupra originii mineralizației apelor termale de la Băile Herculane. *Stud. cerc. geol.* V, 1, p. 135–148, București.

<sup>4</sup> G. Diaconu, M. Povară. Information verbale.

- P o p e s c u I. Voitești (1920) Studiu geologic asupra izvoarelor minerale de la Băile Herculane. Considerații asupra regimului lor actual și propuneri pentru viitor. *Analele Minelor din România*. IV. 3–4, p. 115–135, București.
- P r i c ă j a n A. (1973) Apene minerale și termale din România. Edit. Tehn. București.
- V a s i l e s c u G., L i t e a n u E. (1970) Noi surse de ape termominerale în zona stațiunii Băile Herculane. *Inst. Geol. Stud. tehn.-econ*, ser. E, 11, p. 25–44 București.
- O n c e s c u N. (1953) Apene curative (minerale și balenare) din R.P.R. *Natura V*, 1. 15–16, București.

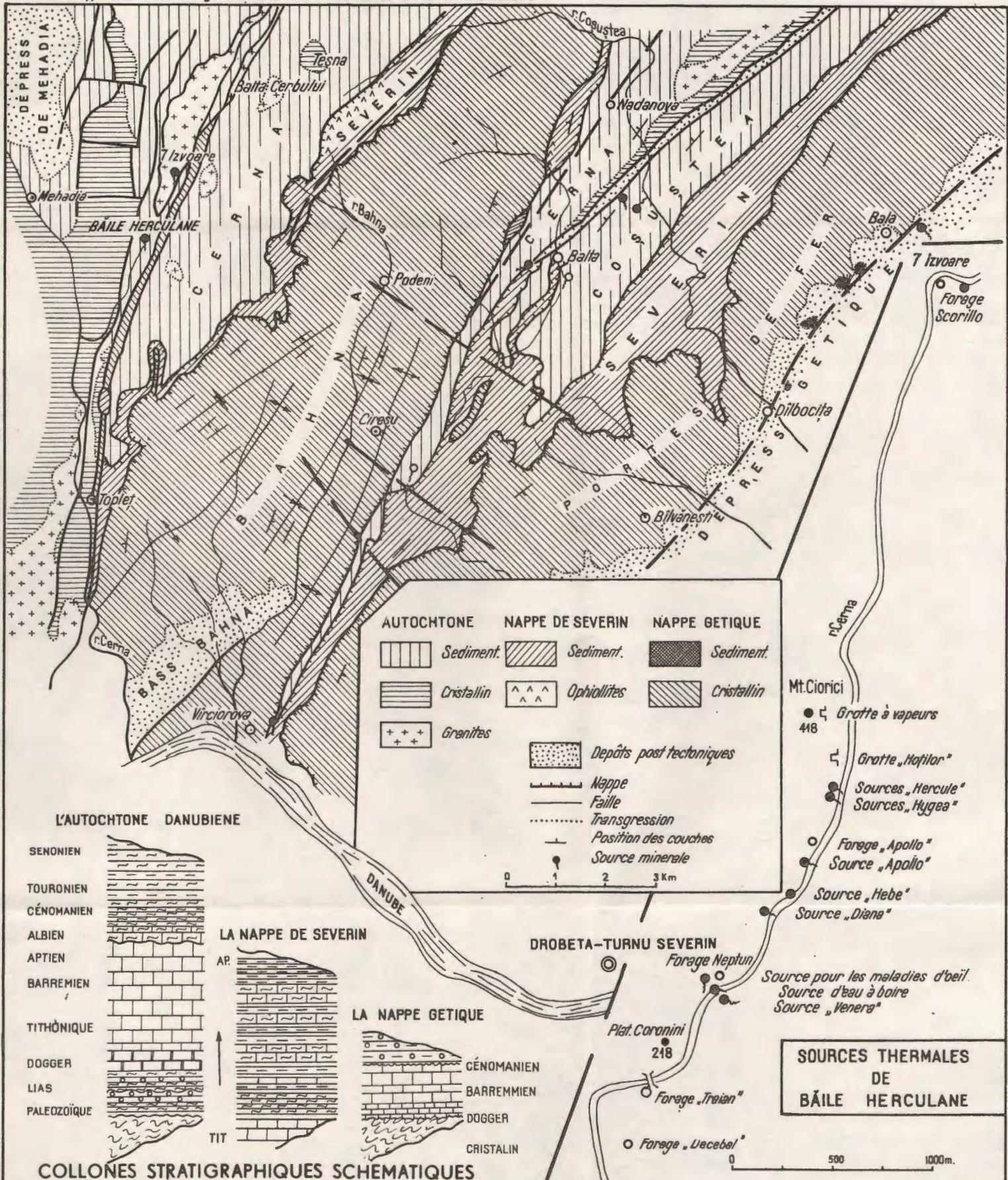




Institutul Geologic al României

# CARTE GÉOLOGIQUE DU PLATEAU DE MEHEDINTI

I. PREDA. Hypothèses sur la genèse des eaux thermales de Băile Herculane



AUTOCHTONE DANUBIEN : 1-Schistes cristallins, granites; 2-Sédimentaire  
NAPPE DE SEVERIN: 3-Ophiolites ; 4-Sédimentaire ;  
NAPPE GETIQUE: 5-Schistes cristallins ; 6-Sédimentaire  
Depôts posttectoniques ; 7-Miocène - Pliocène

# RECHERCHES SUR LA SITUATION DES SOURCES THERMALES ET À ACIDE CARBONIQUE

PAR  
ERNST SOBOTHA

## Abstract

Researches on the Situation of Thermal Springs. The thermal carbon-dioxide waters yield us valuable informational data on the structure of the Earth's crust. If the border of an upper flag is fractured along a fault which limits a sinking, the „Randschollen” are separated and are dipping. This dip determines the pressure and extension zones as well as the currents of thermal waters. Examples from Asia, Europe and America illustrate the situation of thermal carbon-dioxide springs.

Des recherches sur les courants et le chimisme des eaux souterraines expliquent beaucoup des détails de la tectonique. Des eaux non minéralisées viennent de la surface. Dans les profondeurs elles changent le chimisme, qui est déterminé par les roches traversées. La température augmente. Ce sont les eaux thermales qui nous donnent les renseignements les plus précieux sur la structure de l'écorce terrestre. Leur naissance est la plus profonde et leur courant fait distinguer les zones de pression et d'extensions. L'acide carbonique vient aussi de la profondeur et il y a donc les mêmes conditions de l'origine des sources minéralisées.

Hummel (1930) a constaté que la plupart des sources thermales sont situées au bord des massifs surélevés — sauf les thermes dans les régions d'un volcanisme jeune. Mes recherches sur les zones de diaclases et les „Randschollen” (de petits blocs au bord des massifs surélevés) expliquent la situation des sources thermales et des sources à acide carbonique. Moret (1946) décrit les différentes types de sources thermales sans des recherches sur la position tectonique. Les grandes failles du bord des massifs sont bouchées par de l'argile provenue par la masse des roches mouvées. Mais dans les massifs, des zones de diaclases sont formées le long des bords. Le morcellement se renforce s'il y a des couches d'éva-

<sup>1</sup> Frankenberg, Wolfsbad 16, République Fédérale d'Allemagne.



porites, mais aussi des phyllonites intercalées provoquent des glissements dans le sous-sol et également dans les pentes alpines (voyez Döllach).

Les grandes failles limitant les massifs surélevés sont des zones faibles où le magma peut monter. Là sont les régions de naissance des eaux thermales et, dans des autres conditions, de l'acide carbonique. Dans le voisinage de grandes failles, les courants des eaux thermales et l'acide carbonique cherchent des possibilités d'une ascension. Randschollen donnent des routes, les figures (fig. 1) expliquent la tectonique. Les

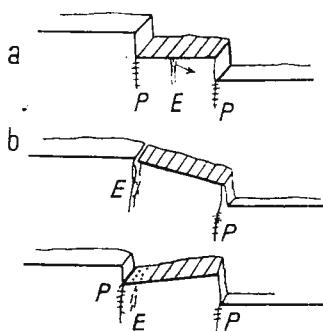


Fig. 1. — Les blocs au bord d'un massif surélevé (Randschollen). a, escarpement; b, bloc basculé.  
E, Zone d'extension; P, zone de pression;

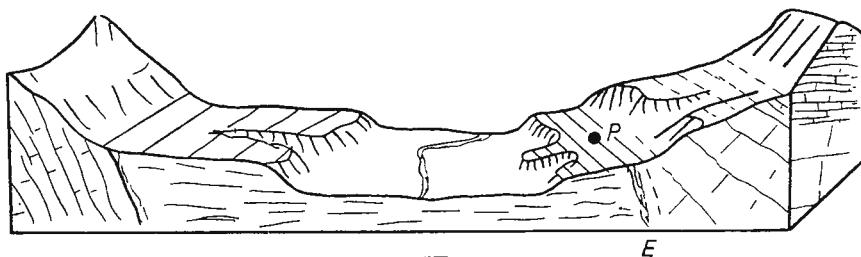


Fig. 2. — Les sources thermominérales de Pamukkale (P) en Turquie. E, zone d'extension.

zones d'extensions sont significative. On trouve des zones de diaclases au bord des blocs inclinés, entre les Randschollen, accompagnant la faille de la bordure.

Des exemples éclaircissent les situations. Les sources thermales de Pamukkale en Turquie sont situées sur un escarpement entourant le bassin de Denizzli (fig. 2). Les magnifiques tufs tirent vers la plaine alluviale de la vallée. Il y a des tufs sur les pentes à Besenova (fig. 3) et à Bojnice (fig. 4). Ceux de Bojnice sont fossiles avec une station préhistorique, la source d'aujourd'hui coule plus loin de la pente. Ce sont des escarpements où sont situées la source thermale de Ramsar en Iran au dessus de la plaine côtière de la mer Caspienne, à Nanff dans les Rocky Mountains au Canada (fig. 5), de Sliac en Tchécoslovaquie (fig. 6). Le sondage de Lipt. Jan (fig. 3) a trouvé des eaux thermales artésiennes sur un escarpement.

Les sources thermominérales de Wiesbaden ne sont pas éloignées du bord d'un massif surélevé contre le fossé rhénan, celles de Baden-Baden montent dans l'intérieur d'un avant-montagne. Les pentes et le lit d'une rivière sont les lieux des sources thermo-minérales dans les régions au

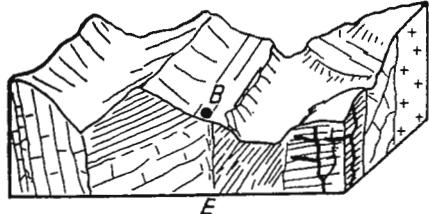


Fig. 3. — Les sources thermominérales de Besenova (B) en CSSR. E, zone d'extension.

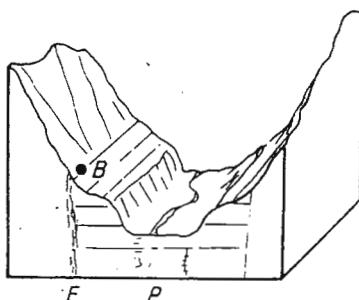


Fig. 5. — Les sources thermominérales de Banff (B) au Canada.  
E, zone d'extension; P, zone de pression.

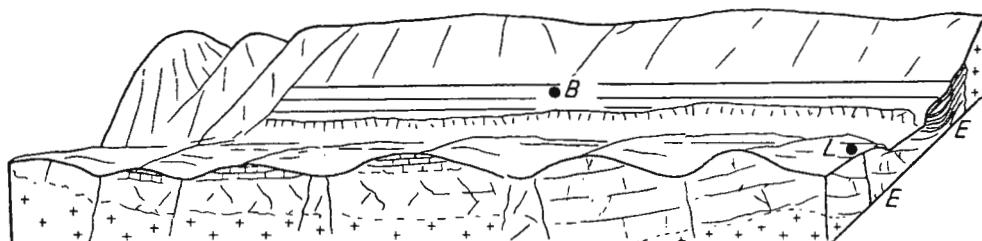


Fig. 4. — Les sources thermominérales de Bojnice (B) et de Lipt Jan (L) en CSSR.  
E, zone d'extension.

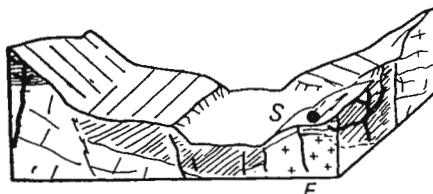


Fig. 6. — Les sources thermominérales de Sliac (S) en CSSR.  
E, zone d'extension.

bord d'un massif surélevé aux alentours de Karlovy Vary (fig. 7).

La situation tectonique est d'importance. Des failles ou une zone de diaclases accompagnent la grande faille d'abaissement, elles ouvrent les routes ascendantes pour les eaux minérales. Des failles se croisent à Karlovy Vary (fig. 7), elles croisent des plis dans le Randscholle de Wildungen (fig. 8). On y trouve les sources minéralisées.

Les recherches sur la tectonique du sous-sol sont très difficiles, si des plaques supérieures cachent les massifs paléozoïques. Elles ne sont pas achevées par exemple, à Salzuflen (S o b o t h a 1967, 1974) et à Oeynhausen.

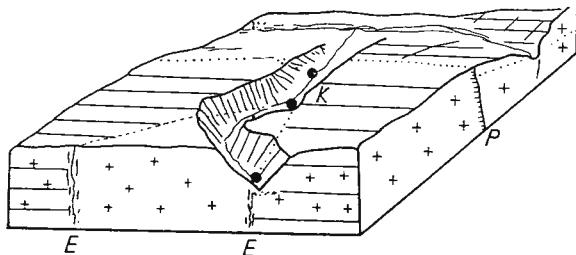


Fig. 7. — Les sources thermominières de Karlovy Vary (K) en CSSR. E, zone d'extension; P, zone de pression.

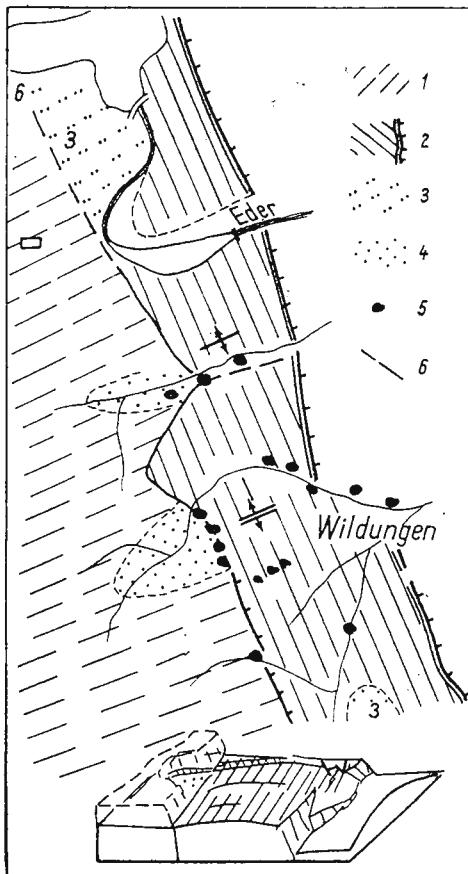


Fig. 8. — Les sources de Wildungen (W) en République Fédérale d'Allemagne. 1, massif surélevé; 2, Randscholle (bloc de bordure); 3, bassin vieux; 4, bassin jeune; 5, source d'acide carbonique; 6, faille qui n'est pas sûre.

## BIBLIOGRAPHIE

- H u m m e l K. (1930) Beziehungen der Mineralquellen Deutschlands zum jungen Vulkanismus. *Zs. f. prakt. Geol.* 38. Jg. H. 1 u.2. Halle.
- M o r e t L. (1946) Les sources thermominérales. p. 146. MASSON & Cie. Paris.
- S o b o t h a E. (1967) Meßreihen von Temperatur und Chemismus als Grundlage der Festlegung von Grundwasserwegen. *Mémoires Réunion de l'AIH* 1965. VII, p. 352–356. Hannover.
- (1974) Chemismus u. Kohlensäuregehalt von Quellwässern nach langen Trockenperioden (Winter 71/72). *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.* Jg. 102, S. 296–303. Weisbaden





Institutul Geologic al României

# REMARQUE CONCERNANT LES STRUCTURES À EAUX THERMALES EN ROUMANIE

PAR

GHEORGHE VASILESCU<sup>1</sup>, CONSTANTIN OPRAN<sup>2</sup>

## Abstract

Remarks on the Structures of Thermal Waters of Romania.  
On purpose to study the thermal waters all over the territory of Romania, which may be utilized as energy sources, the Ministry of Mines, Petroleum and Geology has initiated since 1960 a program of complex geological researches. In the northern part of the Western Plain, where the most favourable premises do exist, two thermal water reservoirs have been evidenced. The interpretation of informational data obtained through various geological researches and hydrogeologic drillings revealed favourable perspectives as to the existence of some structures with thermal waters in the southern part of the Western Plain and in the Romanian Plain too; these perspectives are less essential in the Transylvania Basin and in the mountain Carpathian Zone.

Parmi les préoccupations de découvrir et de valoriser de nouvelles sources d'énergie, celle de l'utilisation de la chaleur interne de la Terre est de grande actualité.

Les eaux souterraines constituent le principal agent par l'intermédiaire duquel l'énergie géothermique peut être transmise et valorisée.

Du point de vue économique on peut mettre en valeur pour des besoins industriels l'énergie hydrothermique si les eaux à températures élevées sont cantonnées à de faibles profondeurs et si leurs débits et qualités sont satisfaisants.

Le grand avantage de l'utilisation des sources d'énergie géothermique réside dans le fait qu'elles sont pratiquement inépuisables à très long terme, car les eaux souterraines qui constituent l'agent de transport se renouvellent constamment par voie naturelle.

<sup>1</sup> IFLGS. Bd. N. Bălcescu No. 26, Bucarest—Roumanie.

<sup>2</sup> Ministère des Mines, du Pétrole et de la Géologie, Str. Mendeleev No. 34, Bucarest—Roumanie.



Il faut envisager les eaux thermales comme des substances minérales utiles. Les accumulations en eaux souterraines dont la température, la composition chimique et les réserves exploitables satisfont aux exigences énergétiques ou balnéaires et sont exploitables en conditions avantageuses au niveau des connaissances techniques actuelles doivent être classées dans la catégorie des gisements de minéraux dont l'exploitation pour des besoins économiques est des plus pressantes.

En Roumanie les résultats des recherches hydrogéologiques effectuées dans la plupart des cas par des spécialistes du Département géologique (auprès du Ministère des Mines, du Pétrole et de la Géologie), nous permettent d'affirmer qu'en lignes générales on connaît la distribution des eaux thermales sur l'ensemble du territoire de notre pays.

Dans la partie orientale de la Dépression Pannonique, qui du point de vue morphologique, sur le territoire de la Roumanie, représente la plaine occidentale, les eaux thermales sont largement répandues et sont cantonnées dans les horizons perméables des formations mésozoïques et tertiaires.

Les forages exécutés par des investigations hydrogéologiques dans la région du municipie d'Oradea révèlent que le réseau de fissures qui affectent les calcaires et les dolomies triasiques à des profondeurs à valeurs supérieures à 2040 m, abritent un important gisement d'eaux thermales à caractère artésien marqué et à température pouvant toucher + 94°C.

Dans la zone des établissements balnéaires de Felix les calcaires du Crétacé inférieur situées à des profondeurs à valeurs supérieures à 50 m, abritent un important complexe aquifère à caractère artésien à température de +49,5°C.

Les dépôts miocènes, sur toute leur étendue, contiennent des eaux thermales, néanmoins à débits réduits et températures qui varient autour de +45°C dans la zone d'Arad +70°C—80°C dans la zone de Foeni—Ceavos et de 56°—61°C à Satu Mare.

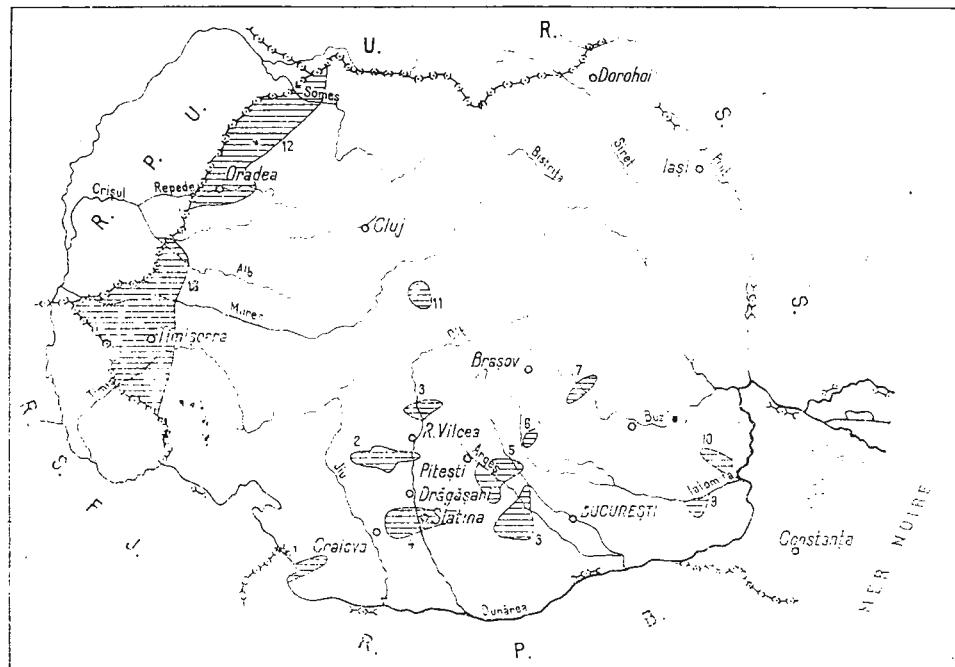
Le Pliocène inférieur constitué principalement de marnes et d'argiles n'accumule que de faibles quantités d'eaux dont la température varie autour de +50°C.

Les investigations hydrogéologiques exécutées par forages dans les couches sablonneuses situées à la partie inférieure du Pliocène supérieur attestent l'existence d'un complexe aquifère thermal développé au nord du Crișul Repede et au sud du Crișul Negru. La température des eaux de ce complexe à caractère artésien monte généralement à mesure que ce complexe s'affaisse vers l'ouest. Elle présente les variations suivantes, du sud au nord : +52°C à Timișoara, +39°C à Calacea, +32°C à Arad, +40—85°C dans la partie qui s'étend entre la Crișul Repede et Valea Ierului, +54°C à Carei et +62°C à Satu Mare.

Dans la zone de Săcuieni (district de Bihor) située dans l'interfluve Crișul Repede—Valea Ierului le débit de ce complexe aquifère à caractère artésien est de 3040 m<sup>3</sup>/24 h, la température touchant +80°C.

Les données existentes dénotent que la température des eaux et les débits de ce complexe aquifère sont très promettants dans la zone de Halmeu-nord Satu Mare et de Baba Veche — ouest d'Arad.

À présent les eaux thermales de cette unité structurale sont utilisées dans des établissements balnéaires dans les zones de : Timișoara, Calaceea, Arad, Băile Felix et 1 Mai, Oradea, Carei et Satu Mare et pour le chauffage dans les zones d'Oradea et de Săcuieni.



## Repartition de structures des eaux thermales de la Roumanie.

1, zone Cetate; 2, zone Ticleni; 3, zone Căciulata; 4, zone Craiova—Slatina; 5, zone Găiești—Leordeni—Recea; 6, zona Moreni—Gura Ocnitei; 7, zone Cheia—Siriu; 8 zone Videle—Preajba; 9, zone Dragoș Vodă; 10, zone Insurătei; 11, zone Bazna-Cetatea de Baltă; 12, zone Oradea—Satu Mare; 13, zone Timișoara—Arad.

Dans la zone des Monts Apuseni sont à mentionner les eaux thermales de : Moneasa Băi à température de  $+32^{\circ}\text{C}$  cantonnées dans les calcaires triasiques et jurassiques, Vata de Jos à températures de  $+39^{\circ}\text{C}$  cantonnées dans les mélaphyres altérés et Geoagiu Băi à températures de  $+34-36^{\circ}\text{C}$  cantonnées dans les calcaires cristallins et crétacés.

Dans la Dépression de Transylvanie les mesurages thermométriques effectués dans les forages indiquent des valeurs du degré géothermique généralement normales, à quelques exceptions près dans certains endroits isolés tel à Cetatea de Baltă.

Dans les Carpates Orientales la présence de eaux thermales se rattache, selon toute vraisemblance, à la chaîne volcanique de Harghita—Călimani et à son auréole mofettique.

Ainsi dans les grès communs de la zone de Siriu (vallée du Buzău) émergent des eaux chaudes à températures de  $+27^{\circ}$ — $28^{\circ}\text{C}$ . D'un forage executé dans la même zone ont jailli des eaux dont le débit est de  $260 \text{ m}^3/24\text{h}$  et la température est de  $+60^{\circ}\text{C}$ .

Dans le zone de la chaîne volcanique émergent des eaux chaudes à températures de  $+25^{\circ}$ — $26^{\circ}\text{C}$  à : Toplița, Bixad, Mădăraș —Ciuc, Sinerăieni, Tușnad et Baraolt.

Les investigations effectuées par forage dans la Plate-forme Moldave, le Delta du Danube et en Dobrogea de Nord n'indiquent pas des accumulations en eaux thermales.

Dans les Carpates Méridionales sont connues et exploitées dans des établissements balnéaires des eaux thermales à Băile Herculane où dans le réseau des fissures des calcaires mésozoïques et des granites du soubassement sont cantonnées des couches aquifères à caractère artésien dont la température atteint  $+62^{\circ}\text{C}$ . Dans la zone de Mehadia il y a un complexe aquifère cantonné dans des formations miocènes dont la température est de  $+32^{\circ}\text{C}$ .

Dans la Dépression Gétique les eaux thermales n'émergent que dans quelques endroits et sont exploitées dans les établissements balnéaires de Călimănești—Căciulata, Olănești et Bala. Des forages implantés dans le Crétacé supérieur, l'Éocène ou le Miocène jaillissent des eaux à débit de  $864 \text{ m}^3/24\text{ h}$  et à températures variant de  $+35^{\circ}\text{C}$ — $59^{\circ}\text{C}$ .

Dans la zone de Ticleni, on a intercepté dans les dépôts perméables du Miocène un complexe aquifère thermal à caractère artésien, dont la température des eaux touche  $+80^{\circ}\text{C}$ .

Une série de forages exécutés dans la Plate-forme Moesienne ont mis en évidence des eaux thermales à température variant de  $+50^{\circ}$  à  $102^{\circ}\text{C}$ .

À Insurăței-Brăila, d'un forage qui atteint 100 m de profondeur des dépôts miocènes ont jailli des eaux à température de  $+45^{\circ}\text{C}$  et dans la zone de Hirșova (Ostrovul Giștii) un forage qui atteint environ 100 m de profondeur, dans des dépôts jurassiques, a rencontré des eaux à températures variant de  $+45^{\circ}$ — $50^{\circ}\text{C}$ .

Par mesurages thermométriques effectués dans une série de forages on a établi le degré géothermique de différentes unités structurales. Il en résultèrent une série de zones anomalies dont la valeur du degré géothermique est inférieure à 30 m. Ainsi, outre les anomalies géothermiques connues antérieurement dans la Dépression Pannonique on a dépiqué de nouvelles zones intéressantes du point de vue hydrogéothermique, tout spécialement dans la Plate-forme Moesienne, telles : zone de Cetate, située dans la partie de SW de la plate-forme ; zone de Craiova—Slatina—Potcoava ; zone de Găiești—Leordeni—Recea ; zone de Videle—Preajba ; zone d'Insurăței ; zone de Dragos Vodă.

Une zone anomale intéressante apparaît à l'extrême orientale de la Dépression Précarpatique, entre Moreni et Gura Ocniței.

Enfin, nous pourrons mentionner dans le flysch des Carpates Orientales la zone de Cheia-Siriu.

La corrélation de la position des zones anomalies avec des accidents tectoniques majeurs de l'unité structurale porte à conclure que les anomalies géothermiques se rattachent généralement aux lignes de fractures dont les valeurs des coefficients de conductivité sont élevées, fait qui facilite sensiblement la transmission de la chaleur interne de la Terre. Si ces lignes de fractures à conductivité thermique élevée interceptent des couches aquifères profondes elles déterminent le chauffage des eaux. La température des eaux monte alors au dessus de celle résultée conformément au degré géothermique normal, apparaissant ainsi des zones d'anomalies hydrogéothermiques.

Compte tenu des zones où se développent les anomalies géothermiques et de la présence des roches magasin, la présence de nouvelles sources d'énergie hydrogéothermique est certaine.

Le potentiel thermique, le débit et le contenu chimique des couches aquifères profondes des zones ci-dessus mentionnées devront être vérifiés par des recherches hydrogéologiques complexes.





Institutul Geologic al României

# COMPLEX GEOPHYSICAL STUDIES AND CONSEQUENCES FOR MINERAL WATERS EXPLORATION IN ROMANIA

BY

MARIUS VISARION, VASILE VÂJDEA, ȘERBAN VELICIU, ANDREI APOSTOL<sup>2</sup>

## Résumé

Recherches géophysiques complexes à l'appui des études hydrogéologiques en Roumanie. Les auteurs présentent quelques uns des résultats obtenus en Roumanie dans le domaine de la recherche hydrogéologique par l'emploi de procédés géophysiques complexes. On a établi que la méthode électrométrique est tout particulièrement indiquée pour la prospection des eaux minérales tandis que la géothermométrie peut représenter un instrument approprié pour la prospection des eaux thermominérales. L'utilisation de procédés géophysiques complexes dans certaines conditions structurales et de surface nous permet d'établir une corrélation entre les anomalies géophysiques caractéristiques et les différents types de structures hydrogéologiques.

## Introduction

In the last ten years the interest in the systematic prospecting of mineral waters has grown owing to their value as well for the therapeutic cure as for industrial purposes.

In this paper the authors attempt to emphasize the contribution of complex geophysical methods to the mineral water hydrogeology. Some historic cases from Romania will illustrate this contribution and, moreover they will set down possible correlation among hydrogeological structures and characteristics of geophysical elements.

## Salt mineral waters

Mineral waters with high content of salt occur frequently in Romania, as a rule, upon structural units where the Miocene formations have im-

<sup>1</sup> Institute of Geology and Geophysics. Str. Caransebeș nr. 1 Bucharest—Romania



portant volume. Typical for such kind of mineral waters are chloride waters, having various contents of chlorine and low flow-rate. They are formed by water of percolation which circulates near salt bodies or through salty sediments, and then they display as salt springs at the ground surface. Occasionally the salt content in these springs exceeds 200 g/l.

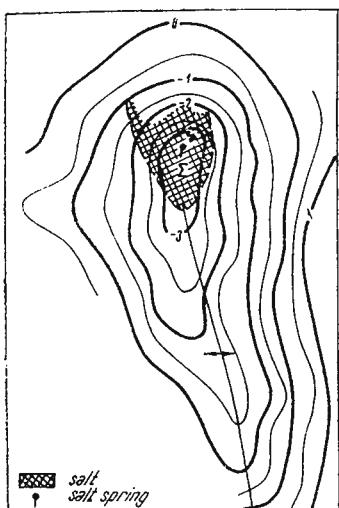


Fig. 1. — Gravity anomaly of Figa Zone  
(Visarion, 1959).

Owing to the low flow-rate, the geophysical investigation of salt waters is carried out by an indirect way, that is usually by mapping geological structural elements favourable for salt water accumulation. Gravimetry as well as other geophysical techniques bring an important contribution to the salt body mapping (Boțeza et al., 1970). In order to illustrate how geophysical methods can be used in the prospecting of interesting areas for salt mineral waters, a few typical examples are presented farther on.

Gravimetric survey, performed in the northern part of Transylvania Depression — Figa Zone, outlined a negative gravity anomaly directed north-south (Visarion, 1959). This anomaly is produced by an anticline containing a salt core (Fig. 1). The salt pushed up the marly covered sediments of Sarmatian age. Inside the gravity anomaly are located the salt springs of Figa Spa, well known since a long time and used for therapy.

An other example is shown in the figure 2, where the gravity anomaly over the Sărătel area, in the north-eastern part of the Transylvania Depression, is correlated with a salt dome 1500 m high (Visarion, 1959). There are many springs and wells placed on the gravity anomaly. Here, the salt concentration in water reaches 297 g/l.

In Moldavia some salt springs, having their supplying zone in the Lower Miocene, present a high content of potassium and magnesium. Such springs are especially found in the Central part of Moldavia, where the percolation water circulates above salt deposits of potassium and mag-

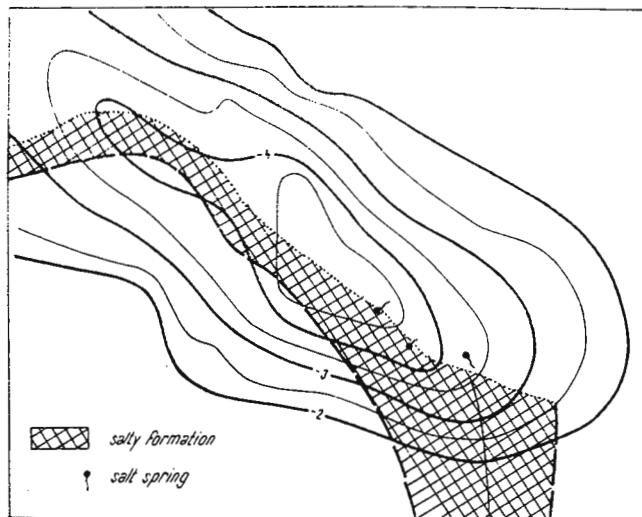


Fig. 2. — Gravity anomaly of Sărătel Zone (Visarion, 1959).

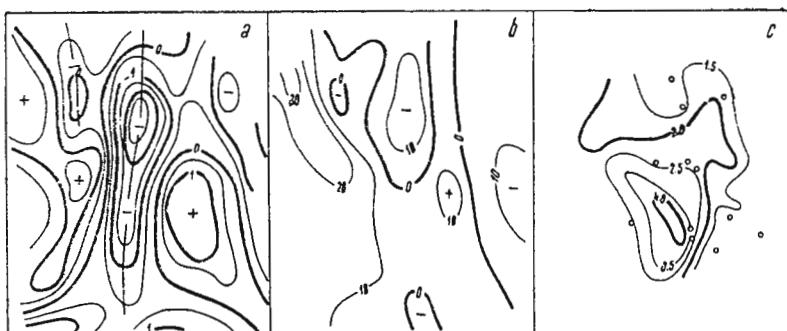


Fig. 3. — Gravity (a) and magnetic  $\Delta Z$  anomaly (b) of Băltătești-Crăcăoani Zone (Arienei, Visarion, 1966) matched with potassium content in water (c) for the same area (Bandrabur et al., 1964).

nesium. One of these cases is shown in the figures 3 a and 3 b (Arienei, Visarion, 1966). Both magnetic  $\Delta Z$  and gravity anomalies from Băltătești-Crăcăoani zone are correlated with a false anticline heaving a core which consists of Lower Miocene conglomerate and salty formation

on the flanks. There is a contrast of physical properties between the conglomerate and the salty formation containing salts of potassium and magnesium. This contrast explains the maximums mapped above the center of the anticline and the strong minimums mapped on the flanks.

The figure 3 c presents the potassium content distribution of mineralized waters in the same geophysically investigated area (Bandlerabur et al., 1964). The minimums  $\Delta g$  and  $\Delta Z$  correspond to a potassium content higher than 0,5%, indicating a good agreement between geophysical and hydrogeological data. Such kind of correlation is typical for large areas in the Central Moldavia, and Geophysics could be efficiently used. However, from the hydrogeological point of view, the solution is not always successful due to the absence of the water supplying sources.

### Carbo-gaseous mineral waters

As the latest volcanic manifestations, the  $\text{CO}_2$  exhalations are spread over large zones in Hărghita—Călimăni and West Carpathians. The  $\text{CO}_2$  comes up through the fractures and its dissolution in the ground water gives carbonated mineral waters which usually have also a various content of salts.

In the Gheorghieni Depression, along the Mureş Valley, such mineral water springs as well as mophetic manifestations are frequently encountered. Geophysical surveys are carried out either for fractured zone mapping or, sometimes, for direct investigation of carbonatated water accumulations. So in the middle of the Gheorghieni Depression, seismometry has indicated a major deep fault trending NNW—SSE, affecting the basement<sup>3</sup> (Fig. 4).

A seismometric profile matched with geoelectric-vertical section is presented in the figure 5. It is obvious that geoelectric data show two different domains of apparent resistivity, separated by limit in good agreement with the fault settled by seismometry (Mihail, 1970).

Occasionally fair results in carbo-gaseous water exploration may be obtained using electromagnetic methods, i.e. Turam, taking into account the very sensibility of such electric measurements in respect with the water content in the rocks. For instance, in the figure 6 is shown the in-phase map from Bodoc Spa, drawn up for a space of 20 m between transmitting and receiving coils<sup>4</sup>. The minimums of  $-8^\circ$  as well as  $-6^\circ$  outlined conductive zones which round bicarbonatated water springs Matild and Perla.

<sup>3</sup> A. A postol, C. Mihail, S. Spinoche, G. Málnási. O posibilă relație între elemente de structură geologică și distribuția teritorială a unor forme de cancer. Al VII-lea simpozion de prospecțiuni geofizice 1972. București.

<sup>4</sup> F. Securtu, Raport asupra prospecțiunilor electrometrice pentru ape minerale în regiunea Bodoc—Malnaș Băi. 1965. Arh. IGG. București.



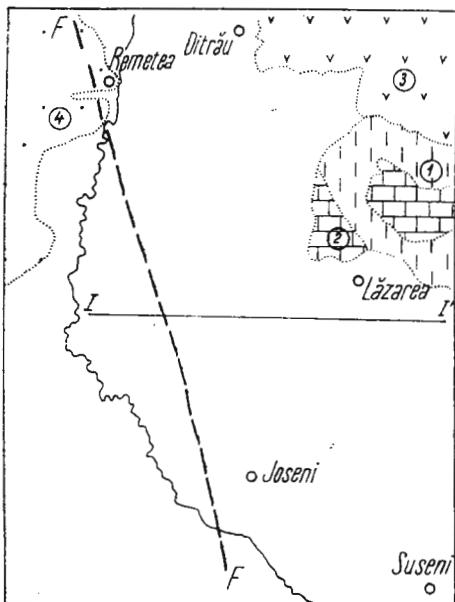


Fig. 4. — The deep fault in Gheorghieni Depression outlined by seismometry (Apostol et al., 1972).

1, crystalline schists; 2, limestone; 3, alcaline rocks of Ditrău; 4, volcanic-sedimentary series.

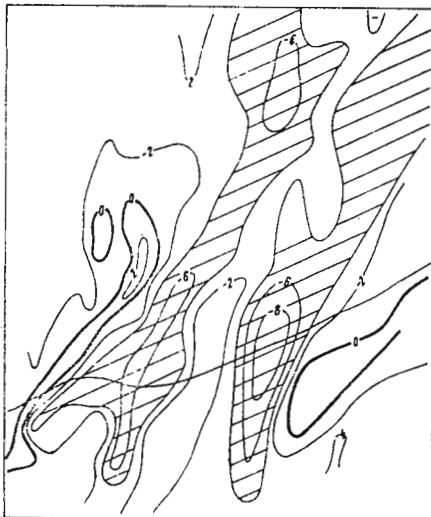


Fig. 6. — In-phase map of Bodoc (Scurtu, 1965).

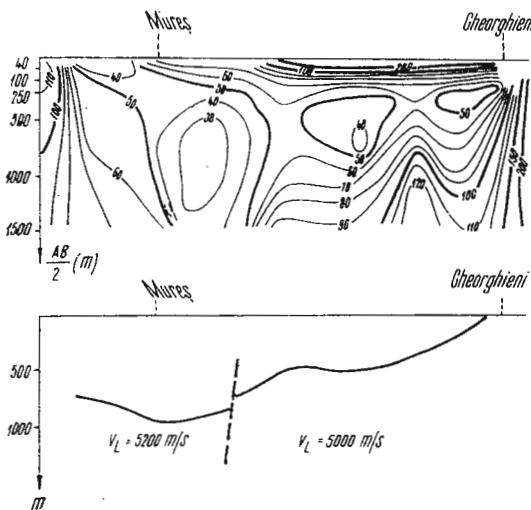


Fig. 5. — Seismometric section along I—I' profile (Apostol et al., 1972) correlated with geoelectric section (Mihail, 1970).



In order to get an idea about the downward extension of conductive zones, electric vertical soundings have been carried out. The figure 7 shows a geoelectric section with a minimum of resistivity due to the presence of bicarbonatated water in pervious sandstones of Cretaceous age.

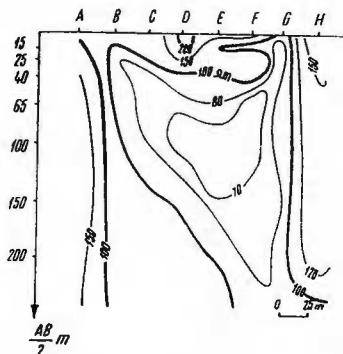


Fig. 7. — Geoelectrical section of Bodoc (Securtu, 1965).

### Thermal-mineral waters

In different regions of Romania occur thermal waters which exhibit a temperature ranging from 25° to 100°C. As far as it has been proved by hydrogeological research, the great majority of these thermal waters is distributed in the regions with a thermal gradient at least 2.5 times greater than average.

Classical geophysical techniques can be employed for thermomineral water exploration but it seems more efficiently to use geothermometry as a direct investigation tool.

Pannonian Depression is well known for its thermal water accumulations. Here the crystalline rocks and Mesozoic sediments build up the basement of the Basin and they underlie the Pannonian impervious sediments. Thermomineral waters accumulate in the Mesozoic limestones which are karstified and fissured. Within the limits of this geological unit, Geophysics located structural elements containing water-bearing layers.

The figure 8 shows the geothermal map of 1 Mai and Felix Zones according to geothermometry in short boreholes<sup>5</sup>. It may be noted that better conductivity of the Cretaceous limestone displays as a regional trend in temperature values : the deeper the top of limestone is, the lower the temperature becomes. Upon regional temperature trend are superposed high temperature anomalies with magnitude as far as 3—4°C. The shape and distribution of these anomalies suggest a faulting system circulated by warm waters.

Two maximums, situated near Felix and, respectively 1 Mai areas, appear as the clearest. In the western part, a strong horizontal gradient

<sup>5</sup> S. Veliciu. Studii geotermice regionale in zona Oradea. 1971. Arh. IGG, Bucuresti.

of temperature may be linked with a fracture that strikes north-southwards. The geothermal anomaly nearby 1 Mai outlines a east-west fault along the Peța river. Other positive anomalies could be generated by warm water accumulation in fissured and karstified limestone.

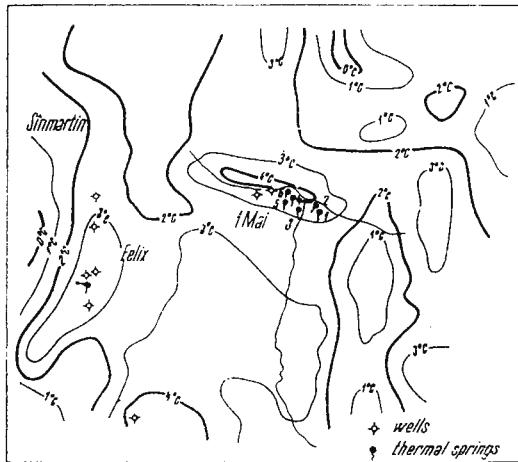


Fig. 8. — Geothermal map for Felix and 1 Mai Zones (Veliciu, 1971).

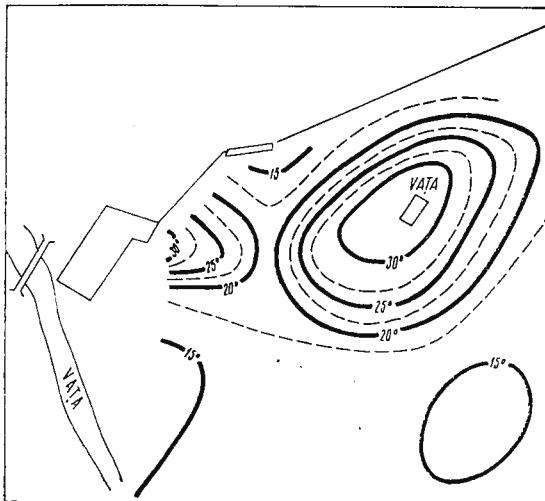


Fig. 9. — Geothermal map of Vața de Jos (Veliciu, 1970).

Both magnetometry and geothermometry offered interesting results in the West Carpathians at Vața de Jos. From the geological point of view in this region Cretaceous sediments overlie the ophiolites. Geothermometry in short boreholes outlined an anomaly of 15°C (Fig. 9) over the Vața Spa area<sup>6</sup>. It is supposed that the water from Criș and Vața rivers as well as percolation water infiltrate at the depth where a heat source

is to be found. Then, the thermomineral waters accumulated in the fissured ophiolites. Geothermal anomaly is generated both by the warm water circulation and the better thermal conductivity of ophiolites. A magnetic anomaly of  $1800 \gamma$  overlaps the geothermal anomaly (Fig. 10) and suggests a rugged relief of the ophiolitic basement<sup>7</sup>.

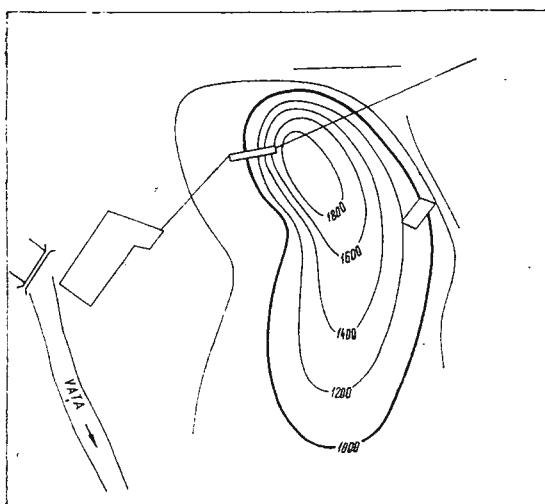


Fig. 10. — Magnetic  $\Delta Z$  map of Vața de Jos (Romanescu, Popescu-Brădet, 1957).

At the Herculane Spa, many thermomineral springs occur along the Cerna Valley. In this region, granite of Cerna pierces the crystalline schists, and both of them are covered by Paleozoic and Mesozoic sediments. According to hydrogeological data it was established that the intersections among the so called "Cerna Fault" and transversal fractures constitute good passes for thermal water occurrences to the surface (Papiu, 1960; Papiu et al., 1961).

Complex geophysical data have been obtained using electrometry, magnetometry and geothermometry (Visarion et al., 1974). These data allowed the localization of fractures. The figures 11 a, 11 b and 11 c present the geoelectric results obtained by the resistivity method. There have been separated two different domains of electric conductivity which correspond to a geological contact between Jurassic limestones and Nadanova Satrata.

According to the electric-vertical sounding interpretation, the Hercules Fault which had been previously suggested by geological survey, has been precisely traced (Fig. 11 d).

<sup>6</sup> S. Veliciu. Documentare în vederea trecerii la studii geotermice regionale. 1970 Arh. IGG. București.

<sup>7</sup> D. Romanescu, M. Popescu-Brădet. Raport asupra cercetărilor magnetice de detaliu din imprejurimile băilor termale Vața. 1957. Arh. IGPSMS. București.

Geologia



Institutul Geologic al României

Direct information about the presence of thermomineral waters was yielded by geothermometry. In respect to the average of air temperature round the year ( $+6^{\circ}\text{C}$ ), there have been recorded anomalies from  $+9^{\circ}$  to  $+20^{\circ}\text{C}$  (Fig. 13). These anomalies are displaced, overlapping trans-

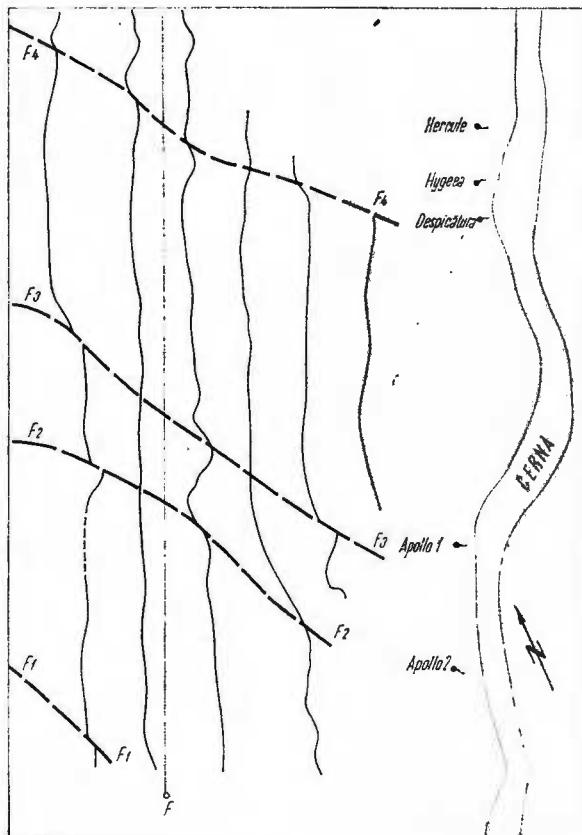


Fig. 12. — Magnetic map for Herculane Spa (Zone (Visarion et al., 1974).

versal faults, owing to the warm water accumulation in holes and fissures of the limestones.

Geophysics has been also applied for the hydrogeological exploration of deep thermal waters along the Olt Valley, at Bivolaru—Călimănești (Papiu et al., 1962). Here the basement is built up of Cozia Gneiss which underlies Senonian sediments.

Owing to Geoelectrical surveys performed by means of electrical vertical sounding aquiferous layers have been investigated. The figure 14 presents a vertical resistivity section with a deep minimum at the Cretaceous series level.

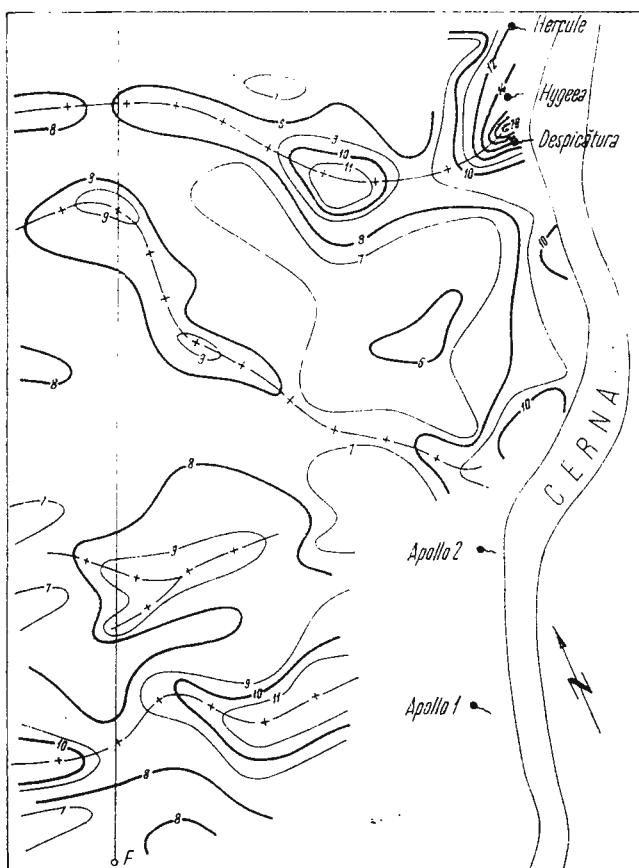


Fig. 13. — Geothermal map of Herculane Spa (Visarion et al., 1974).

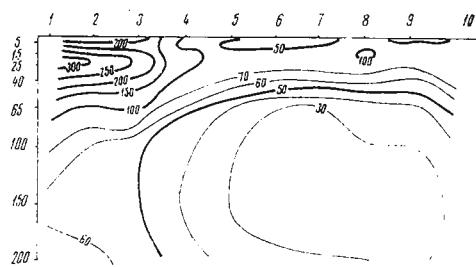


Fig. 11. — Electric-vertical section of Bivolari (Papiu, et al., 1962).

Low resistivity values are located within shallow zones in alluviums where thermal water, coming up through the fractures, is mixed with superficial waters. There is a remarkably good agreement between minimum of resistivity and high temperature zone outlined by measurements performed in drillholes (Fig. 15).

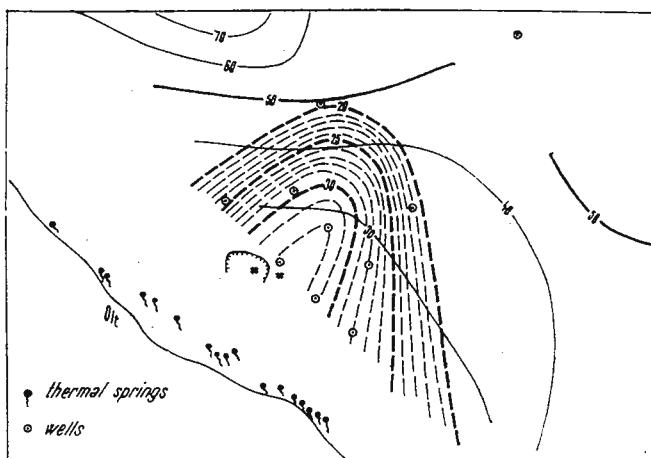


Fig. 15. — Resistivity map of Bivolari correlated with high temperature zone in drillholes (Papiu et al., 1962).

### Conclusions

The previously described examples have shown the ability of the geophysical techniques for mineral water exploration. Any kind of geophysical methods may be theoretically used in hydrogeology but, taking into account structural condition analysis, it has to be chosen a method linked to the strongest physical contrast of the rocks. Usually there are mapped faults, synclines, dykes and, under certain conditions, karstified limestones.

Sometimes, electrometric methods or geothermometry can directly investigate mineral water accumulations, due to their better electric-conductivity or pronounced differences of temperature.

### REFERENCES

- Airinei S., Visarion M. (1966) Prospections magnétométriques des sels de Na, K, Mg dans les Subcarpates de Roumanie. *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Série de Géophysique*, 10, 1, Bucarest.

- B andrabur T., Opran C., Mocanu V., Mocanu Maria (1964) Cercetări hidrogeologice în vederea stabilirii prezenței sărurilor de potasiu în regiunea Băltăești—Mărgineni—Nechitu. *An. Com. Geol. Rom.*, 34/2, București.
- B otezatu R., Visarion M., Lăzărescu V. (1970) Contribution géophysique à l'étude des massifs de sel en Roumanie. *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr.*, Série de *Géophysique*, 14, 1, Bucarest.
- C astany G. (1968) Prospection et exploitation des eaux souterraines. Edit. Dunod, Paris.
- Gavăt I., Botezatu R., Visarion M. (1973) Interpretarea geologică a prospecțiunilor geofizice. Edit. Acad. RSR, București.
- M iha i C. (1970) Adâncimea și relieful fundamentalui bazinului Gheorghieni deduse din date electrometrice. *Inst. Geol. Stud. tehn., econ. Ser. D*, 7, București.
- P apiu V., Corvin (1960) Asupra originii mineralizației apelor termale de la Băile Herculane. *Stud. Cerc. Geol.*, 5, 1, București.
- R omanescu D., Ionescu F. (1961) Date magnetometrice pentru cunoașterea genezei apelor termominerale de la Băile Herculane. *Con. Acad. RPR*, 11, 12, București.
- V âjdea V., Constantinescu P., Niculescu M. (1962) Prospecționi geoelectrice pentru ape termominerale în regiunea Călimănești-Bivolaru. *Inst. Geol. Stud. tehn., econ. Ser. D*, 4, București.
- P ricăjan A. (1972) Apele minerale și termale din România. Edit. tehn. București.
- V isarion M. (1959) Cercetări gravimetrice în Transilvania de NNE, cu privire specială asupra regiunii Bistrița. *D.S. Com. Geol.* XLII, București.
- A postol A., řtefănescu R. (1974) Contribuții geofizice la precizarea zonelor de ridicare spre suprafață a apelor termominerale de la Băile Herculane. *Stud. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr.*, Cerc. Geofiz., 12, București.





Institutul Geologic al României

## **CRONICA**

### **SIMPOZIONUL INTERNATIONAL ȘI LUCRărILE COMISIEI PENTRU APE MINERALE ȘI TERMALĂ, ROMANIA 1974**

DE  
TODERITĂ BANDRABUR<sup>2</sup>

În perioada 7—14 iunie 1974, au avut loc în România două manifestări științifice internaționale de o deosebită importanță pentru lumea hidrogeologică din țara noastră : Simpozionul internațional pentru ape minerale și termale și sesiunea Comisiei pentru ape minerale din cadrul A.I.H.

Ambele manifestări s-au desfășurat pe litoralul Mării Negre la Eforie Nord, în sala complexului balnear.

#### **Simpozionul Internațional pentru ape minerale și termale**

Acest simpozion a fost organizat de Institutul geologic, în colaborare cu specialiști din cadrul Ministerului Minelor, Petrolului și Geologiei având ca tematică : „cercetarea hidrogeologică a structurilor și zăcămintelor de ape minerale“.

Simpozionul menționat urmează altor două simpozioane cu caracter național, celor de la Brașov (Mai, 1967) și Băile Herculane (octombrie 1971), unde au fost dezbatute probleme legate de protecția și exploatarea rațională a zăcămintelor de ape minerale, lacuri și nămoluri terapeutice în scopul valorificării lor complexe.

Lucrările simpozionului pe care-l prezentăm s-au desfășurat între 9 și 10 iunie, urmate de o excursie de studiu prin țară : între 11 și 14 iunie 1974.

La acest simpozion au participat un număr de 78 specialiști provenind din 12 țări europene, după cum urmează : din Cehoslovacia = 10 participanți ; Elveția = 3 participanți ; Franța = 2 participanți ; Italia = 2 participanți ; Jugoslavia = 3 participanți ; Polonia = 2 participanți ; R. F. Germania = 4 participanți ; România = 40 participanți ; Spania = 3 participanți ; Ungaria = 4 participanți ; Uniunea Sovietică 3 participanți ; Turcia = 2 participanți.

<sup>1</sup> Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, București, România.



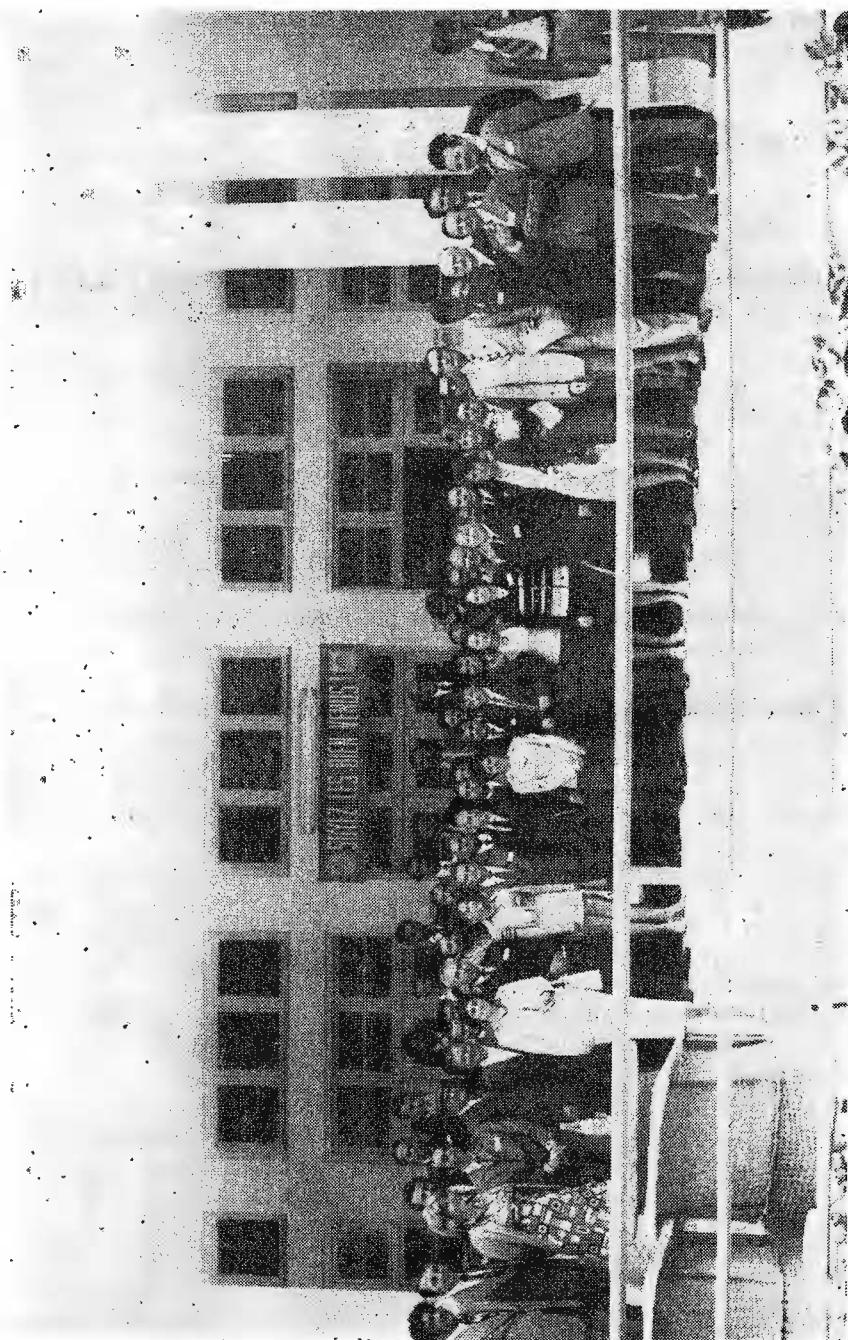


Fig. 1. — Participantii la simpozion.

În dimineața zilei de 09.06., a avut loc ședința de deschidere a lucrărilor Simpozionului; au luat loc în prezidiu: Prof. D. Rădulescu, Ministru Adjunct în M.M.P.G., Dr. H. Savu — Directorul Institutului Geologic, președintele Simpozionului, E. Liteanu, președinte de onoare, Prof. H. Schoeller (Franța), Prof. T. Dinulescu, Dr. J. Döwgiało (Polonia), Vicepreședintele Comisiei pentru ape minerale din cadrul A.I.H., M. Iliescu, vicepreședinte al Consiliului Popular al Municipiului Constanța și A. Pricăjan, Secretar științific al Simpozionului.



Fig. 2. — Prezidiul ședinței de deschidere a lucrărilor simpozionului.

În discursurile rostite cu acest prilej de către Prof. D. Rădulescu, Dr. H. Savu și Prof. T. Dinulescu, s-a subliniat eforturile făcute de partid și statul nostru în sprijinirea activității de cercetare și valorificare a apelor minerale și termale din țara noastră. S-a insistat asupra diversității tipurilor de ape minerale, existente în România, asupra modului de organizare a cercetării, asupra ansamblului de metode utilizate în studiul apelor minerale, și în sfîrșit, asupra rezultatelor obținute de școala hidrogeologică românească în cunoașterea și valorificarea acestei importante bogății minerale.

Cuvîntul de salut al oaspeților a fost adus de Dr. J. Döwgiało.

După cocteilul oferit de Prof. D. Rădulescu, ministru adjunct al M.M.P.G., prilej în care participanții străini și români au făcut cunoștință, au urmat ședințele de comunicări.

Inițial au fost anunțate un număr de 47 comunicări, din care au fost prezentate 24 (15 de români și 9 de străini).

Textele comunicărilor în extenso susținute în cadrul simpozionului sunt publicate în acest volum.

Regretări că parte din comunicările anunțate, unele chiar prezentate, nu au fost primite la redacție în timp util spre a fi publicate.

Comunicările au fost prezentate pe parcursul a trei ședințe, care au avut loc în zilele de 9 și 10 iunie, conduse de prezidii alcătuite din oaspeți ajutați de specialiști români.

În lucrările susținute s-au abordat probleme în legătură cu originea apelor minerale și termale din Sudeți (Polonia) și Mehedinți (România) în lumina investigațiilor geochemice și izotopice; au fost expuse unele lucrări privind răspândirea și caracterele fizico-chimice ale apelor minerale și termale din Ungaria, Spania, Islanda și România. De asemenea, s-a dezbatut problema conexiunii genetice dintre apele carbogazoase și termale și manifestările postvulcanice, corelate cu structura de adâncime a Carpaților românești. Într-o altă lucrare, cu caracter regional, s-a prezentat modul de formare a apelor minerale din zona Subcarpaților românești. N-au lipsit lucrările de geofizică în care s-au prezentat rezultatele unor metode speciale în cercetarea apelor minerale și termale din România. În sfîrșit, amintim unele lucrări în legătură cu clasificarea structurilor hidrogeologice de ape minerale și modele tectonice în studiul apelor minerale.

Cu ocazia inchiderii ședințelor de comunicări, Prof. Schmittmann (Elveția), care a prezidat ultima ședință, și-a exprimat deplina satisfacție în legătură cu lucrările prezentate, cu conținutul lor bogat și diversificat, cu atmosfera academică în care s-au desfășurat discuțiile, felicitând călduros pe autori și pe cei care au luat parte la discuții.

În ziua de 11 iunie a început excursia de studiu. Pentru o mai bună înțelegere a problemelor care urmău a fi prezentate participanților la simpozion, organizatorii au pregătit și un ghid în limba franceză.

Prima parte a zilei a avut ca obiectiv lacul Techirghiol și apele hidrotermale din Dobrogea de Sud, ale căror condiții geologice, hidrogeologice și chimice au fost prezentate de către C. Ghenea și G. Vasilescu.

Concomitent cu aceste obiective participanții au avut posibilitatea să viziteze noul complex balnear din Eforie Nord, unde se utilizează nămolul și apele lacului Techirghiol în procedee de tratament dintre cele mai diversificate și moderne, precum și întregul ansamblu de stațiuni ale litoralului românesc.

În cea de-a doua parte a zilei, în drum spre București, excursia s-a oprit la Hîrșova, pe platoul fostului eastru roman „Carsium”, de unde M. Feru a făcut o scurtă expunere asupra liniei de izvoare termominerale de pe partea dreaptă a Dunării, în aval și amonte de Hîrșova.

În continuare, pînă la Amara, T. Bandrabur a prezentat oaspeților unele aspecte morfologice, geologice și particularitățile hidrogeologice ale Cîmpiei Române orientale. Ajunși în stațiunea balneoclimatică Amara, participanții sînt conduși pe terasa înuiuia din blocurile complexu-



lui sanatorial de unde s-a făcut prezentarea situației geologice, hidrogeologice, chimice și terapeutice a lacului de stepă sărat Amara.

Tipul hidrochimic al apelor lacului, radical diferit față de cel al apelor freatică din care se alimentează, a ocasionat unele discuții interesante. În final Prof. H. Scheller (Franța) a confirmat punctul de vedere al specialiștilor români, potrivit căruia, apele freatică care alimentează lacul Amara suferă un proces de metamorfoză pierzind  $\text{CO}_2$  și depunând  $\text{CO}_3\text{Ca}$  în nămolul lacului, tipul hidrochimic devenind din carbonatat (în ape freatică) sulfatat (în apa lacului).

Participanții au făcut și o scurtă vizită secțiilor medicale cele mai importante din complexul sanatorial Amara.

A doua zi de excursie (12.06.) a avut ca obiective apele minerale din stațiunile Olănești, Călimănești și Căciulata.

Prezentarea generală a condițiilor geologice, hidrogeologice și chimice asupra întregii regiuni a fost făcută de către M. F er u. S-a insistat în mod deosebit asupra genezei apelor minerale din această regiune, autorul considerîndu-le, pe baza unui studiu detaliat, ca reprezentând un amestec al apelor de zăcămînt, puternic mineralizate provenite din adîncinme, cu ape dulci acumulate în conglomerate cocene și senoniene. S-au vizitat pe rînd izvoarele minerale din Olănești cu varietăți chimice multiple, cele de la Călimănești și în cele din urmă sursele de ape termominerale de la Căciulata.

În drum spre Sibiu, punctul terminus al celei de-a doua zi de excursie, participanții au avut posibilitatea de a admira frumoasa Mănăstire Cozia și în continuare pitorescul deosebit al văii Oltului din zona de traversare a Carpaților Meridionali.

Ziua a treia de excursie (13.06.) a fost, în oarecare măsură, afectată de o vreme puțin ploioasă, organizatorii nereușind să arate participanților toate punctele propuse. În drum spre Sovata A. P r i c ă j a n a informat participanții despre structura geologică a depresiunii Transilvaniei, despre apele de zăcămînt legate de structurile gazeifere din această unitate, despre apele clorosodice provenite din spălarea masivelor de sare, precum și de lacurile sărate formate în vechile exploatari de sare, în unele din ele fiind prezent fenomenul de heliotermie. La Sovata, D. S l a v o a c ă, face prezentarea lacului Ursu, lac în care fenomenul de heliotermie este cel mai tipic. Între Sovata și Odorhei se fac opriri la Corund pentru a se prezenta depunerile de aragonit din apele clorosodice, carbogazoase, și la Odorheiul Secuiesc cu ape bicarbonate clorurate slab sulfuroase.

În drum spre Miercurea Ciuc traversind lanțul vulcanic Harghita-Călimani, A. P r i c ă j a n a prezentat participanților, în treacăt, apele minerale carbogazoase de la Homorod, Szelters, Chirui, Harghita, precum și numeroase surse minerale din cadrul bazinului Ciucului inferior.

La Tușnad-Sat, participanților la simpozion li s-a făcut o primire călduroasă și ospitalieră de către organele locale, cu care ocazie s-a vizitat și noua stație de îmbuteliere din localitate, situată pe lunca Oltului.



Seară tîrziu, la Tușnad-Băi a avut loc obișnuitul banchet de adio, prilej binevenit oaspeților de a-și exprima impresiile asupra celor vizitate, asupra realizărilor interesante obținute de speciaștii români în cercetarea și valorificarea apelor minerale și de a aduce mulțumiri organizatorilor pentru primirea, atenția și ospitalitatea de care s-au bucurat în tot timpul șederii în România.

În ultima zi de excursie (14.06.), participanții au ascultat expunerea lui D. S l a v o a c ā asupra zăcămîntului de ape minerae de la Tușnad-Băi, au vizitat cîteva izvoare mai importante, mofeta și apoi sonda hidrogeologică în lucru, situată pe lunca Oltului, în care s-a pus în evidență o anomalie geotermică deosebită, corespunzătoare unei trepte geotermice de  $9 \text{ m}/^{\circ}\text{C}$ .

De la Tușnad-Băi, excursia se îndreaptă spre S, pe valea Oltului, a cărei importanță din punctul de vedere al apelor minerale este scoasă în evidență de T. B a n d r a b u r ; acesta prezintă aparițiile minerale de la Bixad, Micfalău, Malnaș și Bodoc, cu unele completări aduse de M. P a s c u și I. B a r b u . Organele de partid și administrative ale județului Covasna fac o primire călduroasă participanților, la Bodoc, unde se vizitează Stația de îmbuteliere, făcîndu-se degustarea apei de Bodoc și a altor produse ale industriei alimentare județene.

Ultimul obiectiv al excursiei simpozionului a fost orașul Covasna, unde s-au vizitat Fabrica de îmbuteliere a acidului carbonic, interesantele balbotări ale bioxidului de carbon în punctul „Balta dracului”, captarea de ape minerale din centru, precum și mofeta uscată din interiorul nouului complex sanatorial – Covasna.

În drum spre București, oaspecții au primit explicații cu privire la limita de extensiune spre sud a aureolei mofetice pînă la stațiunea balneo-climatică Săcele, apoi pe valea Prahovei, li s-a vorbit de ivirile de ape clorosodice de la Bușteni și cele sulfuroase de la Sinaia.

Astfel ia sfîrșit cel de-al III-lea Simpozion internațional de ape minerale și termale din România, manifestare științifică de o deosebită importanță, în timpul căreia s-a efectuat un prețios schimb de experiență între hidrogeologii noștri și cei străini, constituind totodată un prilej fericit pentru cercetătorii noștrii de a face cunoscut colegilor de peste hotare progresele realizate în cercetarea apelor minerale din țara noastră.

Nu aș putea să închei înainte de a aduce călduroase mulțumiri conducerilor Ministerului Minelor, Petrolului și Geologiei și Institutului de geologie și geofizică pentru sprijinul acordat în organizarea acestei manifestări; un cuvînt de laudă revine tuturor organizatorilor și în primul rînd m-aș gîndi la colegul A. P r i c ă j a n , inițiatorul acestui simpozion, precum și a celorlalte două anterioare de care aminteam la început.

### Comisia pentru ape minerale și termale

În perioada presimpozion, în zilele de 7 și 8 iunie 1974 s-au desfășurat lucrările Comisiei pentru ape minerale și termale.



Această comisie face parte din Asociația Internațională a Hidrogeologilor (A.I.H.) și a luat ființă în anul 1968 cu ocazia Congresului internațional de geologie de la Praga.

Obiectivul principal al acestei comisii este redactarea hărții apelor minerale și termale ale Europei la sc. 1 : 1.500.000, redactarea unui catalog

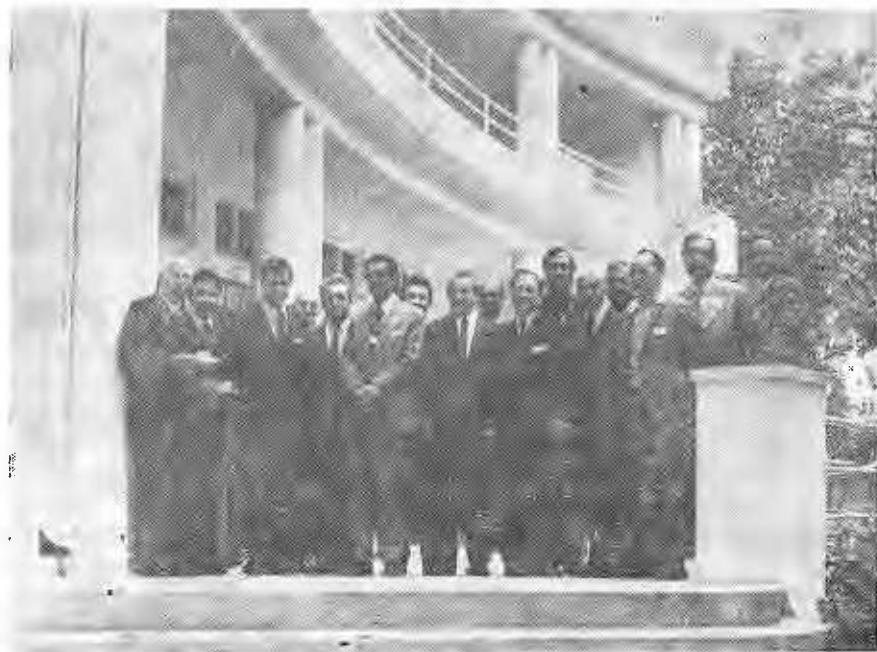


Fig. 3. — Comisia pentru ape minerale și termale.

al apelor minerale și termale pe țări și elaborarea unui dicționar al termenilor utilizați în domeniul apelor minerale și termale.

Țările care au activat pînă acum în cadrul comisiei menționate sunt : Algeria, Bulgaria, Cehoslovacia, Elveția, Franța, Grecia, Jugoslavia, Polonia, R. F. Germania, România, Spania, Ungaria, Uniunea Sovietică și Turcia.

Reuniuni ale comisiei pentru ape minerale și termale au avut loc după cum urmează : la Sofia în 1970, la Karlovi Vary în Mai 1972, la Kislovodsk (Caucaz) în Septembrie 1972, la Bad Driburg (R.F.G.) în februarie 1973 și ultima ședință a avut loc la Eforie în iunie 1974.

Deoarece, Prof. Dr. K. F r i c k e (R.F.G.), președintele Comisiei nu a putut participa la reuniunea din România, din motive de sănătate, lucrările comisiei au fost conduse de Dr. J. D o w g i a l l o (Polonia), vicepreședintele comisiei, ajutat de Dr. E. B r a e u n i n g (R.F.G.), ca secretar.

Au fost prezentate o serie de modele de hărți aparținind țărilor : Cehoslovacia, Uniunea Sovietică, Elveția, Polonia România, Franța, Algeria, R. F. Germania, Jugoslavia și Turcia. Aceste hărți sunt într-un stadiu relativ avansat, urmând a fi completate cu ocazia ședințelor viitoare. S-a ridicat o serie de probleme în legătură cu lizibilitatea hărților, cu compoziția gazoasă a apelor și cu reprezentarea litologiei, probleme care și-au găsit o rezolvare adecvată.

S-a discutat apoi catalogul apelor minerale și termale, stabilindu-se modelul care va trebui să fie adoptat de fiecare țară.

La al treilea punct de pe ordinea de zi, Dr. M. Kononov (U.R.S.S.) a prezentat un dicționar cu 244 de termeni hidrogeologici în limbile : rusă, engleză, franceză, germană și spaniolă. Acești termeni au fost analizați și discutați și s-a făcut apel la membrii comisiei pentru a completa dicționarul și cu alți termeni hidrogeologici neinclusi încă în dicționar și a le face definițiile.

În cadrul Comisiei s-au ținut și două referate, unul prezentat de Dr. J. Dowgiallo în legătură cu utilizarea cercetărilor izotopice pentru soluționarea problemei originii apelor minerale și termale, și cel de-al doilea, prezentat de Dr. Kononov, cu privire la relația dintre izotopii heliumului în apele termale din Islanda și cîteva exemple din Kamciatca. După discuțiile ce au avut loc pe marginea celor două referate comisia a recomandat utilizarea izotopilor în rezolvarea genezei apelor minerale și termale.

În încheierea lucrărilor comisiei, Dr. J. Dowgiallo, anunță că sesiunea următoare ar putea avea loc fie în Grecia, fie în Ungaria ; între timp s-a stabilit că aceasta se va ține la Grenoble în Franța (august – septembrie 1975), odată cu Simpozionul internațional asupra problemelor chimismului apelor termale, organizat de AIHS și AIH. În programul de lucru al sesiunii viitoare, pe lîngă problemele cunoscute, legate de hartă, catalog, dicționar și geneză, mai figurează și protecția apelor minerale și termale.



Tehnoredactor: OVIDIU KIFAAȚ  
Traducător: MARGARETA HÂRJEU  
Illustrații: CONSTANȚA BURLACU, VIRGIL NITU

---

Dat la cules: iunie 1975. Bun de tipar; august 1975. Hîrtie scris I A.  
Format 70×100/56 g. Coli de tipar: II.5. Comanda: 2283. Indicele de  
clasificare pentru biblioteci: 55(058)

---

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația” Str. Brezolanu  
nr. 23–25, București



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolelor  
revine în exclusivitate autorilor**



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României