B. I. G.
163593

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

ISSN 1453-357X



VOL. 70

163593

Raport de activitate al IGR pe anul 1996
Report of GIR activity for the year 1996

Institutul Geologic al României
București – 1998

Institutul Geologic al României

GEOLOGICAL INSTITUTE OF ROMANIA

Director General **Dr. G. Udubaşa** Member of the Romanian Academy

The **Geological Institute of Romania** is now publishing the following periodicals:

Romanian Journal of Mineralogy
Romanian Journal of Petrology
Romanian Journal of Mineral Deposits
Romanian Journal of Paleontology
Romanian Journal of Stratigraphy
Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology
Romanian Journal of Geophysics
Anuarul Institutului Geologic al României
Memoriile Institutului Geologic al României

Romanian Journal of ... supersede "Dări de Seamă ale Şedinţelor" and "Studii Tehnice şi Economice", whose apparition goes back to 1910. Beside regular volumes, each series may occasionally contain Supplements (for abstracts and excursion guides to congresses and symposia held in Romania) and Special Issues (for larger papers of special interest). "Anuarul Institutului Geologic al României" (year first issued 1908) appears also in a new form, containing both the annual activity report and review papers.

Editorial Board: Gheorghe Udubaşa (chairman), Tudor Berza, Marcel Mărunţiu, Grigore Pop, Gheorghe Popescu, Vlad Roşca, Anatol Rusu, Mircea Săndulescu

Managing Editor: Cecilia Vamvu

Executive Secretary: Georgeta Borlea

Editorial Office:
Geological Institute of Romania
Str. Caransebeş Nr. 1
RO – 79678 Bucureşti – 32
Tel. (+40) 1 224 20 91, 224 15 30
Fax (+40) 1 224 04 04
e-mail UDUBASA@IGR.RO

The editor has changed the name as follows: Institutul Geologic al României (1910–1952), Comitetul Geologic (1953–1966), Comitetul de Stat al Geologiei (1967–1969), Institutul Geologic (1970–1974), Institutul de Geologie şi Geofizică (1975–1993), Institutul Geologic al României (since 1994).

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI supersedes ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ.

Scientific Editor: G. Udubaşa, A. Rusu

Advisory Board: P. Andăr, E. Avram, T. Berza, I. Hârtopanu, M. Mărunţiu, Gr. Pop, Gh. Popescu, D. Romanescu, V. Roşca, M. Săndulescu, A. Seghedi, I. Seghedi, A. Soare, A. Szákacs, A. Ştefan, Ş. Veliciu.

The manuscripts should be sent to the scientific editor and/or executive secretary. Correspondence concerning advertisments, announcements and subscriptions should be sent to the Managing Editor.

©GIR 1998
ISSN 1453–357X
Classification index for libraries 55(058)

Printed by the Geological Institute of Romania
Bucharest

Institutul Geologic al României

CONTENTS

I. REGIONAL GEOLOGY AND HYDROGEOLOGY

Stratigraphic Observations on the Eocene Deposits in the Turbuţa–Stejera Region (NW Transylvania) A. Rusu 1

Note on the Geology of the Region between the Telejenel and Teleajen Valleys (Eastern Carpathians) D. Bădescu 6

New Stratigraphical and Structural Data from the Western Part of the Remeţi Graben (Pădurea Craiului Mountains) S. Bordea, G. Mantea 11

Hydrostratigraphy of the Neogene Deposits from the Central Dacic Basin P. Enciu, Gh. Popescu, A. Hadnagy, M. Ciulavu, M. Enciu 15

Tectonic Evolution of the Inner Carpathian Bend Inferred from Paleostress Analysis V. Aioanei 21

Hydrogeological Map of Romania. Sheet Terpeziţa, 1:50.000 P. Enciu 27

Pleistocene Aquifer Systems in the Suşiţa – Trotuş Interstream P. Crăciun, E. Mogoş, Cr. Panait 29

Hydrogeological Researches for the Elaboration of the Tufeşti Sheet M.-T. Munteanu, E. Munteanu 36

Limnogeological Observation Concerning the Salt Lake (Brăila County) M.-T. Munteanu, E. Munteanu 40

II. MINERALOGY AND ORE PROCESSING

Feldspatoids L. Robu, I.N. Robu 43

Mg–Phyllosilicates and Associated Minerals in Ultramafic Rocks from the Southern Carpathians L. Robu, I.N. Robu, G. Stelea, I. Vanghelie, V. Alexe 45

Accessory Minerals of the Magmatic Rocks from Romania. Petrogenetic Implications (Muntele Mic and Vârful Pietrii) I.N. Robu, L. Robu, M. Stoian, V. Alexe 47

Mineralogical Monographs in Areas of Skarn and Hornfels Associated with Banatites from Romania. IV. Phlogopite and Clintonite Şt. Marincea, Gh. Ilinca, E. Niţoi, G. Stelea, C. Cristea, V. Alexe 49

Mineralogy and Paragenetic Analysis of a Manganese Metamorphic Ore from the East Carpathians. Argestru–Căprărie Deposit P. Hârtopanu 53

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI
163593
BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

III. PALEONTOLOGY AND BIOSTRATIGRAPHY

The Paleontologic Atlas of the Mesozoic E. AVRAM, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, D. GRIGORE, M. POPA 56

L'étude des faunes de Mollusques Méotiens du Bassin Dacique I. PAPAIANOPOL, R. MACALEŢ, FL. MARINESCU 60

L'évolution du Genre *Melanopsis* FERUSSAC pendant le Romanien B. MARINESCU 67

The Meotian Ostracods and Their Problems R. OLTEANU 70

Tithonian Praecalpionellids and Calpionellids from the South Carpathians: Stratigraphic Distribution and Biozonation G. POP 76

Upper Kimmeridgian and Lower Tithonian Sequence of the Greben Formation in the Sviniţa – SW of the Southern Carpathians D. GRIGORE 81

The Meotian Nannoplankton Study M. MĂRUNŢEANU 87

Integrated Biostratigraphy for the Coniacian of Romania J. ION, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, L. SZASZ 91

Integrated Biostratigraphy of the Cenomanian–Turonian of Romania J. ION, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, L. SZASZ 96

Santonian–Maastrichtian Integrated Biostratigraphy for Romania J. ION, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, L. SZASZ 101

Studies for Neogene Biostratigraphic Scale – Muntenian Subcarpathians M. MĂRUNŢEANU, I. PAPAIANOPOL, GH. POPESCU, R. OLTEANU, S. PESTREA, R. MACALEŢ 108

Biostratigraphical Aspects of the Lower Sarmatian in Salcia Area (Prahova County) E. MUNTEANU, M.T. MUNTEANU 113

IV. IGNEOUS PETROLOGY AND VOLCANOLOGY

Genetic Study of Volcaniclastics in Romania. Study of Neogene Volcanoclastic Deposits in the Călimani–Gurghiu–Harghita Volcanic Chain (Călimani and Northern Gurghiu Mts.) A. SZAKACS, I. SEGHEDI, C. COSTEA 118

Petrogenesis of the Jurassic Alkali-Subalkali Magmatites in the "Black Flysch" Nappe – Maramureş D. RUSSO-SĂNDULESCU, M. STOIAN, A. ILINCA 120

Study of Xenoliths – Their Significance for the Genesis of the Calc-Alkaline Magmas from the East Carpathians Neogene Subvolcanic Zone E. NIŢOI, ŞT. MARINCEA, M. MUNTEANU 123

Alpine Intrusive Breccias and Related Mineralizations in the Apuseni, Poiana Ruscă Mountains and North Dobrogea A. ŞTEFAN, E. ROŞU, L. NEDELCU, G. UDUBAŞA, V. PARASCHIVOIU, V. MILU, E. IAMANDEI, S. BOŞTINESCU 127

On the Presence of some Quartz Andesites in the Măgura Hill – Vărmăgeaua Creek Area (Rapolt Crystalline) FL. SCURTU, D. ALEXANDRESCU 135

V. METAMORPHIC AND STRUCTURAL PETROLOGY

Low to Medium Grade Mylonites (Blastomylonites) in the South Carpathians V. IANCU 139

Meso- and Microscopic Structures of the Crystalline Sequences in the Arieş Basin. Part I South Gilău Mountains. Codru Nappes System and Biharia Nappes System: A Comparison I. BALINTONI, R. STAN 141

Institutul Geologic al României

Systematic Inventory of the Meso- and Microstructural Elements of the Metamorphic Terrains from the Northern Apuseni Mountains C. STRUTINSKI, E. MOSONYI 148
Blastomylonites Study in the East Carpathians G. BINDEA 152
Blastesis-Deformation Relationship in the Alpine and Pre-Alpine Shear Zones in the South Carpathians V. IANCU, G. BINDEA, V. AXENTE, C. LLOP, P. LEDRU, H. MALUSKI 154
Degree of Deformation and Retrometamorphism in the Terrigeneous and Carbonaceous Complexes of the Rebra Group in the North-Western Part of the Rodna Massif C. STRUTINSKI, E. MOSONYI, D. PAPP 156
Lithostratigraphic and Tectonic Structure of the Lotru Group Metamorphics I. GHEUCA 159
The Manganese–Silicate Rocks in the Lotru Metamorphic Suite: An Example of Mineral Concentration Driven by Metamorphic Processes G. SĂBĂU 162
Mass Transfer Related to Deformation in the Păltiniş Shear Zone (Cibin Mts) I. STELEA 168
Structure of the Metamorphic Rocks of the Olt Defile, between Sadu and Robeşti I. DINICĂ 172
Petrogenetic Study of the Reaction Skarns in the Preluca Mts Metamorphics I. HÂRTOPANU, P. HÂRTOPANU 176
Preliminary Data on the P–T Conditions of the Metamorphism of the Tulgheş Series Sulfides (East Carpathians) E. ROŞU, AL. VODĂ, C. COSTEA 179
Histoire de la déformation préalpine des métamorphites carpatiques. Les Monts Bihor M. DIMITRESCU 182

VI. ENVIRONMENTAL AND ROCK GEOCHEMISTRY

Geochemical Atlas of Romania (scale 1:3,000,000) P. ANDĂR, R. NICOLESCU, M. GHEAUŞ, V. GHEORGHE, R. ANDREESCU 185
Geochemical Evidence for Some Granitoids from the Getic Domain A. DOBRESCU 187
Preliminary Investigation of D/H Composition of Water from Some Metamorphic and Igneous Rocks and Minerals – Rodna Massif D.C. PAPP 192

VII. METALLOGENY AND RELATED PROCESSES

Structural and Metallogenetic Study of Dorna–Dârmoxa–Bilbor Region M. MUNTEANU, AL. VODĂ 196
The Estimation of the Physical and Chemical Parameters of Polymetallic–Auriferous Ore Formation in the Baia de Arieş Structure, Metaliferi Mountains L. NEDELCU, E. ROŞU, S. ANASTASE, L. ROBU, A. ŞTEFAN, C. COSTEA, M. CIULAVU, S. IAMANDEI, E. IAMANDEI, C. UDRESCU, I. VANGHELIE 200

VIII. GEOMAGNETISM AND ROCK MAGNETISM

Geomagnetic Field Monitoring at the Surlari National Geophysical Observatory – Main Results in 1996. A. SOARE, V. ŞTEFLEA, G. CUCU, C. DUMITRESCU, GH. MATEESCU 205
Some Results of Sources Modelling in Deep Magnetic Sounding Interpretation in Romania. A. SOARE, V. ŞTEFLEA, V. ROSIN 208

Institutul Geologic al României

Some Features of the Ionospheric Current System at Surlari National Geophysical Observatory and Some European Stations. A. SOARE, G. MANEA 211
Study of the Geomagnetic Field Structure in the Tertiary in the Context of Magnetostratigraphic Scale Elaboration. I – The Pliocene. S. C. RĂDAN, M. RĂDAN 215
Monograph of Magnetic Properties and Density of Metamorphic and Igneous Rocks in Their Main Occurrence Zones (Part V – Eastern Part of Gilău Massif). D. ROMANESCU, A. GEORGESCU, V. ROSIN, C. NEDELCU-ION 232

IX. DEEP STRUCTURE INVESTIGATIONS

Geothermal Map of Romania. Scale 1:200,000 Baia Mare Sheet. Ş. VELICIU, F. BERINDEI, A. ZAMFIR, D. PAPP, I. URECHE 236
National Telluric Maps. Joining of Maps on the Scale 1:200,000 Bacău, Bârlad, Covasna, Focşani. C. FURNICĂ 242
The Gravity Map of Romania on the Scale 1:50,000, Sânnicolau Roman, Gepiu, Ceica, Vârciorog and Vadu Crişului Sheets. A. NICOLESCU 247
Magnetotelluric Researches along Lugoj-Teregova and Alba-Iulia–Agnita Profiles. M. STĂNICĂ, D. STĂNICĂ, L. ASIMOPOLOS, A. IVANOV, H. NISTOR 252
Magnetotelluric Researches in the Southern Apuseni (On two Mountains Profiles in Zlatna-Abrud Area). C. VISARION, H. NISTOR 259
Geophysical Studies for the Deep Geology of the Eastern Carpathian Arc Bend and Its Foreland. V. ROŞCA, S. SPÂNOCHE, B. STANCHIEVICI, L. ATANASIU, M. ROGOBETE 263
Study of Geoid Undulations on the Romanian Territory. D. IOANE, L. ATANASIU, M. ROGOBETE 271
Mercurometry – A Tool for Locating Crustal Faults. D. IOANE, D. DRĂGOI 277

X. APPLIED GEOPHYSICS AND REMOTE SENSING

Applying Remote Sensing Techniques and Geographical Information System (GIS) in the Field of Geoscience (Metaliferi Mountains). V. VÂJDEA, I. POPESCU, C. NIŢICĂ, A.-M. VÎJDEA, A. MARINESCU 283
Capabilities of Seismic Investigation to Landslide. Applications in Slănic Prahova and Bertea Acreages (Muntenia Diapir Folds Zone). P. CRISTEA 292
Complex Radiometric Study of Danubian Granitoides Domain in Order to Establish Some Radiochemical Genetic Relationship. part V. Şuşiţa Massif. VL. ROŞCA, N. STAN, I. TIEPAC, N. HODORCĂ 297
Un model gravimetric-magnetometric al masivului granitic Muntele Mare. F. SCURTU . 302
Radio Tomography Investigation of Salt Massifs from Romania. V. CIUCĂ 306

XI. BIOPHYSICS AND "PETROELECTROGRAPHY"

Inventory of Corine Land Cover Changes in the North and North-East Part of Romania. V. VÂJDEA, A.-M. VÎJDEA, C. NIŢICĂ, A. MARINESCU, I. POPESCU 310
Studiul electrografic al fenomenelor de interacţiune dintre rocă şi apă. D. SVORONOS, A. NICOLESCU, C. NIŢICĂ 315

Institutul Geologic al României

XII. MISCELLANEOUS

Engineering–Geological Researches on the Prahova–Teleajen Area Landslides G. CIOBANU, R. MAFTEI 320
The National Drill Core Shed. The Study for Completion and Systematization of the Collection I. PETCU, M. ICHIM 327

The Specialists from G.I.R. in 1998. Fields of interest 329
Abbreviations 332
Index of authors 334

Institutul Geologic al României

LIST OF FIELD GUIDEBOOKS AVAILABLE FOR SELLING
(price 10 USD per copy if not otherwise stated)

- EXCURSION GUIDE: MINERAL OCCURRENCES IN THE METALIFERI MTS. ROMANIA. **First National Symposium on Mineralogy.** *Romanian Journal of Mineralogy*, Vol. 75, Suppl. No. 2, 1992.

- EXCURSION GUIDE: MINERAL OCCURRENCES IN SOUTHWESTERN BANAT, ROMANIA. **Second Symposium on Mineralogy.** *Romanian Journal of Mineralogy*, Vol. 76, Suppl. No. 2, 1993.

- FIELD GUIDEBOOK: SOUTH CARPATHIANS AND APUSENI MOUNTAINS, ROMANIA. **ALCAPA II. "Geological Evolution of the Alpine–Carpathians–Pannonian system".** *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, Vol. 75 Suppl. No. 2, 1994.

- GUIDE TO EXCURSION B2: UPPER NEOGENE FROM THE DACIC BASIN. **X^{th} Congress RCMNS, Bucureşti 1995.** *Romanian Journal of Stratigraphy*, Vol. 76, Supp. No. 1, 1995.

- GUIDE TO EXCURSION A2: SARMATIAN OF THE MOLDAVIAN PLATFORM. **X^{th} Congress RCMNS, Bucureşti, 1995.** *Romanian Journal of Stratigraphy*, Vol. 76, Suppl. No. 2, 1995.

- GUIDE TO EXCURSION A1: NEOGENE FROM TRANSYLVANIA DEPRESSION. **X^{th} Congress RCMNS, Bucureşti 1995.** *Romanian Journal of Stratigraphy*, Vol. 76, Suppl. No. 3, 1995.

- GUIDE TO EXCURSION B3: TYME–SPACE EVOLUTION OF NEOGENE–QUATERNARY VOLCANISM IN THE CĂLIMANI – GURGHIU – HARGHITA VOLCANIC CHAIN. **X^{th} Congress RCMNS, Bucureşti 1995.** *Romanian Journal of Stratigraphy*, Vol. 76, Suppl. No. 4, 1995.

- GUIDE TO EXCURSION B1: LOWER–MIDDLE MIOCENE FORMATIONS IN THE FOLDED AREA OF THE EAST CARPATHIANS. **X^{th} Congress RCMNS, Bucureşti 1995.** *Romanian Journal of Stratigraphy*, Vol. 76, Suppl. No. 5, 1995.

- GUIDE TO ONE–DAY EXCURSIONS:

(C1) – FACIES AND STRATIGRAPHY OF THE LOWER AND MYDDLE MIOCENE FORMATIONS OF SLĂNIC SYNCLINE.

(C2) – NEOGENE MAMMALIAN FAUNA FROM THE BEND ZONE OF THE EAST CARPATHIANS.

(D) – UPPER NEOGENE FROM THE DACIC BASIN.

X^{th} Congress RCMNS, Bucureşti 1995. *Romanian Journal of Stratigraphy*, Vol. 76, Suppl. No. 6, 1995.

- EXCURSION GUIDE: MINERALS AND MINERAL OCCURRENCES IN THE BAIA MARE MINING DISTRICT. **Third Symposium on Mineralogy 1995.** *Romanian Journal of Mineralogy*, Vol. 77, Suppl. No. 2, 1995.

- FIELD SYMPOSIUM: OLIGOCENE MIOCENE TRANSITION AND MAIN GEOLOGICAL EVENT IN ROMANIA. **IGCP Project No. 326.** *Romanian Journal of Paleontology*, Vol. 76, Suppl. No. 1, 1996.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 1–5, Bucureşti, 1998

OBSERVAŢII STRATIGRAFICE ASUPRA DEPOZITELOR EOCENE DIN REGIUNEA TURBUŢA–STEJERA (NORD–VESTUL TRANSILVANIEI)
STRATIGRAPHIC OBSERVATIONS ON THE EOCENE DEPOSITS IN THE TURBUŢA–STEJERA REGION (NW TRANSYLVANIA)

Anatol RUSU

Schimbările faciale ale depozitelor eocene din Aria Preluca, precum şi dispariţia unor entităţi litostratigrafice spre rama bazinului de sedimentare au dus la interpretări eronate privind corelarea formaţiunilor limitrofe masivelor cristaline Ţicău şi Preluca cu cele din restul zonei paleogene a Transilvaniei. Cercetările noastre efectuate pentru elaborarea Hărţii geologice a României scara 1:50.000, foaia Ţicău, aduc date care contribuie la elucidarea unor raporturi stratigrafice neclare.

Urmărind de la SSW spre NNE între Turbuţa (judeţul Sălaj) şi Stejera (judeţul Maramureş), pe 25 km lungime, formaţiunile Grupului Călata (Seria marină inferioară a Paleogenului transilvan) cuprinse între Formaţiunea de Jibou (Paleocen–Lutetian) în bază şi Formaţiunea de Turbuţa, sau de Valea Nadăşului (Priabonian), la partea superioară, se constată dispariţia treptată a termenilor mai vechi şi încărcarea celor rămaşi cu material detritic din ce în ce mai grosier, fapt remarcat încă de către Hofmann (1879, p. 248).

Vom prezenta fiecare unitate litostratigrafică pornind de la secţiunea de referinţă pentru Grupul Călata (fost Grupul Rakoczy) din malul drept al Someşului (Est de Jibou), situată în aval de Turbuţa sub Piscuiul Ronei (Dealul Rakoczy din vechime) şi devenită clasică în urma descrierii lui Hofmann (1879) (vezi şi Koch, 1894).

Pentru detalii privind nomenclatura litostratigrafică utilizată a se vedea lucrarea noastră din 1995.

Formaţiunea de Foidaş (Lutetian superior) reprezintă primul termen marin al paleogenului dispus transgresiv, în discordanţă simplă, peste argilele roşii continentale ale Formaţiunii de Jibou. Ea este constituită din argile verzui, marne argiloase bej-cenuşii, calcare dolomitice cu moluşte eurihaline, dolomicrite şi gipsuri, depozite însumând circa 70 m grosime (exagerată datorită dezvoltării puternice a bancurilor de gips). Formaţiunea evaporitică se încheie în secţiunea de pe Someş cu o secvenţă predominant calcaroasă în care se evidenţiază un nivel cu anomii. Spre NNE Formaţiunea de Foidaş se subţiază rapid şi dispare la circa 5 km (nord de Dealul Sacadicu dintre localităţile

The facies changes of the Eocene deposits in the Preluca Area as well as the disappearance of some lithostrtatigraphic entities towards the border of the sedimentary basin led to erroneous correlation of adjacent formations to the Ţicău and Preluca crystalline massifs with those from the rest of the Transylvanian Paleogene zone. Our surveys carried out in view of the Geological map of Romania, scale 1:50,000, Ţicău sheet, bring new data that solve certain unclear stratigraphic relations.

Following from SSW to NNE, between Turbuţa (Sălaj district) and Stejera (Maramureş district), on a length of 25 km, the formations of the Călata Group (Lower marine series of the Transylvanian Paleogene) comprised between the Jibou Formation (Paleocene-Lutetian), at the base, and the Turbuţa or Valea Nadăşului Formation (Priabonian), at the top, the gradual disappearance of the older terms as well as the loading of the remainder with ever coarser material (as also mentioned by Hofmann, 1879, p. 248) can be observed.

Each lithostratigraphic unit will be presented, starting from the reference section of the Călata Group (former Rakoczy Group) on the right side of the Someş River (east of Jibou), situated downstream of Turbuţa under Piscuiul Ronei ("Rakoczy Hill" in former times), which became classical section after Hofmann's description (1879) (see also Koch, 1894).

For further information on the lithostratigraphic nomenclature used see our paper from 1995.

The **Foidas Formation** (Upper Lutetian) represents the first marine term of the paleogene transgressively overlying in disconformity the continental red clays of the Jibou Formation. It consists of green clays, beige-grey clayey-marls, dolomitic limestones with eurihaline molluscs, dolomicrites and gypsums, all of them of about 70 m in thickness (exaggerated due to the strong development of the gypsum banks). The evaporitic formation ends, in the Someş section, with a mostly calcareous sequence within which an Anomia level is worth mentioning. Towards NNE, the Foidaş Formation is thinning out rapidly and disapears after about 5 km (north of the Sacadicu Hill, between the

Institutul Geologic al României

Husia şi Ciocmani) (fig. 1) în punctul atins atunci de extensiunea maximă a bazinului schizohalin instalat pe shelful transilvan.

Husia and Ciocmani localities) (Fig. 1) in the point reached by the maximum extension of the schizohaline basin settled on the Transylvanian shelf.

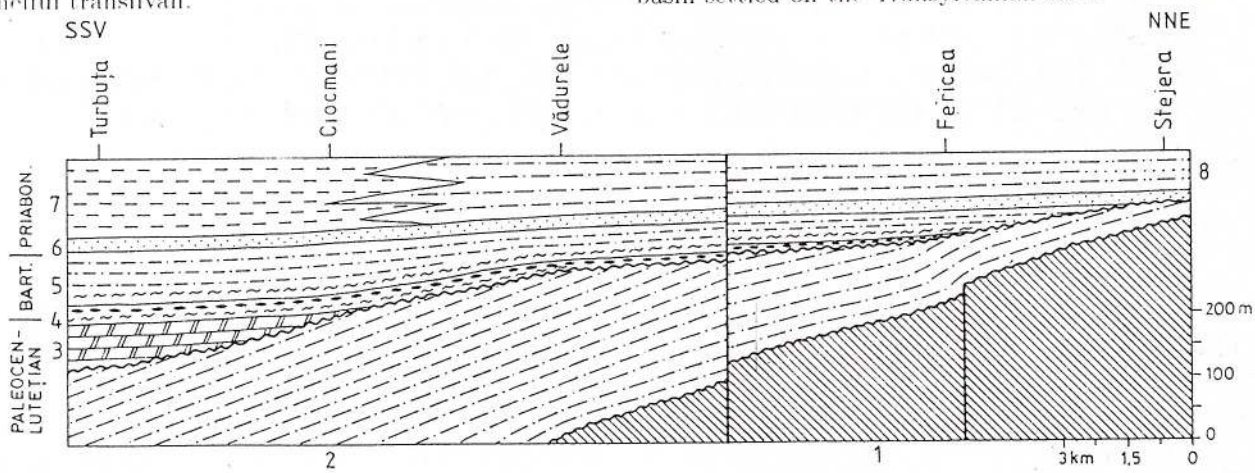


Fig. 1 – Corelarea depozitelor eocene din regiunea Turbuţa-Stejera
Correlation of the Eocene deposits in the Turbuţa-Stejera region.
1. Metamorphic basement, 2. Jibou Formation, 3. Foidaş Formation, 4. Căpuşu Formation, 5, Mortănuşa Subgroup, 6. Rakoczy Sandstone, 7. Turbuţa Formation, 8. Valea Nadăşului Formation.

Formaţiunea de Căpuşu (Lutetian superior – Bartonian) are în profilul Someşului 35 m grosime şi este constituită din marne şi marnoargile nisipoase cenuşii cu intercalaţii de marnocalcare bogate în moluşte marine eurihaline euhaline şi numuliţi. Formaţiunea include în jumătatea sa inferioară o aglomerare stratiformă de cochilii ale unei ostrei de talie mare *Sokolowia eszterhazyi* (PAVAY) şi se termină cu două bancuri lumaşelice de numuliţi dezvoltate după Popescu (1984) pe un interval de 4–5 m grosime, în care specia dominantă *Nummulites perforatus* (MONTF.) este însoţită de alte specii. Aceste concentrări fosilifere formează două importante nivele reper şi anume Nivelul de Sokolowia eszterhazyi şi Nivelul cu Nummulites perforatus.

După ce depăşesc transgresiv spre nord depozitele formaţiunii precedente Stratele de Căpuşu încep să piardă şi ele din termenii inferiori, ajungând ca la Vădurele (11 km NNE de secţiunea clasică) bancul cu *Nummulites perforatus* să ajungă direct peste argilele roşii ale Formaţiunii de Jibou (fig. 1). Lumaşelul numulitic (cca. 3 m grosime) cu matrice marnoasă, în care mai apar rare exemplare de *Sokolowia eszterhazyi* şi *Pycnodonte rarilamella* (MELLEV.) poate fi urmărit în aceeaşi poziţie stratigrafică până la Fericea, ultima apariţie spre nord (la aproximativ 20 km NNE de Turbuţa), marcând ţărmul mării din acel moment.

Ca o excepţie, la 1,5 km S de Fericea, pe Valea Iacobului între Formaţiunea de Jibou şi bancul cu *Nummulites perforatus* mai apar:

– 10 cm nisip argilos cenuşiu reprezentând nivelul bazal al transgresiunii marine, depus peste argilele

The **Căpuşu Formation** (Upper Lutetian–Bartonian) is about 35 m thick in the Someş profile and consists of marls and grey sandy clayeymarls with marly limestones intercalations rich in euhaline molluscs and nummulites. This formation includes, in its lower half, a stratiform agglomeration of shells of a large-sized oyster *Sokolowia eszterhazyi* (PAVAY) and ends with two lumachelle banks of nummulites developed, according to Popescu (1984), on a 4-5m thick interval, within which the dominant species *Nummulites perforatus* (MONTF.) is accompanied by other species. These fossiliferous concentrations are appreciated as two significant marker levels: the Sokolowia eszterhazyi Level and the Nummulites perforatus Level.

After the transgressive overlapping, of the former formation deposits to the north, the lower terms of the Căpuşu Beds begin to disappear so that at Vădurele (11 km NNE of the classical section) the *Nummulites perforatus* bank lies directly over the Jibou red clay Formation (Fig. 1). The Nummulitic lumachelle (about 3 m thick) with a marly matrix, bearing rare specimens of *Sokolowia eszterhazyi* and *Pycnodonte rarilamella* (MELLEV.) can be traced in the same stratigraphic position up to Fericea, the last northward occurrence (at about 20 km of Turbuţa) which marked the seashore at that time.

As an exception, at 1.5 km south of Fericea, on the Valea Iacobului between the Jibou Formation and the bank with *Nummulites perforatus* also occur:

– 10 cm grey clayey sand, representing the basal level of the marine transgression, deposited over the red

Institutul Geologic al României

nisipoase roşii şi

– 50 cm gresie bioclastică calcaroasă cu mulaje de gasteropode euhaline apaţinand speciilor *Globularia patula* (LMK.), *Turritella imbricataria* (LMK.), *Tibia ampla* (SOL.) şi *Cassidaria nodosa* (SOL.) şi cu rare testuri de numuliţi.

În apropiere spre E, la Vărai, în poziţie similară, adică imediat sub Nivelul cu Nummulites perforatus se întâlnesc şi bivalve ca *Pitar* sp., *Glossus* sp., *Corbula gallica* LMK. şi rar *Sokolowia eszeterhazyi*. Apariţia unor exemplare izolate ale ultimei forme (cunoscută de altfel până în topul formaţiunii) nu atestă prezenţa aici a Orizontului cu Sokolowia eszterhazyi cum au interpretat Mărgărit, Mărgărit (1969), acesta fiind depăşit transgresiv mult mai la sud.

Subliniem că bancul cu *Nummulites perforatus* are caracter larg transgresiv pe toată rama de nord-vest a depresiunii Transilvaniei, depăşind în suprafaţă cu mult depozitele mai vechi ale formaţiunii din care face parte.

Subgrupul Mortănuşa (Bartonian) care însumează în secţiunea de pe Valea Someşului aproape 100m grosime, este constituit pe primii 20 m din marne şi argile marnoase cu nivele fosilifere, corespunzând Formaţiunii de Inucu, peste care urmează încă cca. 75 m de argile nisipoase şi nisipuri argiloase cenuşii cu rare resturi organice, corespunzând Formaţiunii de Ciuleni. În lipsa Calcarului de Văleni (limitat la Aria Gilău) care să le separe, aceste două formaţiuni predominant pelitice sunt cartate impreună. Spre nord secvenţa marnoasă se încarcă cu material arenitic, devine pe alocuri mai calcaroasă (până la marnocalcar grezos) şi îşi păstrează conţinutul fosil caracterizat prin frecvenţa speciilor *Corbula gallica* şi *Pycnodonte rarilamella*. Punctul cel mai nordic în care poate fi recunoscut un echivalent al Formaţiunii de Inucu se situează mult la est de aliniamentul urmărit, în aval de localitatea Valea Chioarului unde am identificat Nivelul cu Crassostrea bersonensis, atât de răspândit în Aria Gilău (Rusu, 1987).

Subgrupul Mortănuşa scade relativ brusc în grosime la nord de Ciocmani, ajungând să măsoare aproximativ 45 m grosime în dreptul localităţii Cozla (la 13 km NNE de secţiunea clasică) şi numai 15–20 m spre obârşia Văii Stejerii (cu încă 10 km spre nord) unde este prezent doar echivalentul Formaţiunii de Ciuleni cu unele nivele conglomeratice şi cu rare moluşte marine.

În intervalul lipsit de aflorimente de 2 km până la Stejera şi această formaţiune dispare, fiind depăşită transgresiv la rândul ei de depozitele formaţiunii suprajacente (fig. 1).

Gresia de Rakoczy (Priabonian) se dezvoltă în trecere gradată de la Formaţiunea de Ciuleni şi este constituită în principal din gresii calcaroase, gresii

sandy clays, and

– 50 cm calcareous bioclasic sandstone with mould of eurihaline gastropods belonging to the species *Globularia patula* (LMK.), *Turitella imbricataria* (LMK.), *Tibia ampla* (SOL.), and *Cassidaria nodosa* (SOL.) and with rare nummulite tests.

To the east, at Vărai. in a similar position, that is immediately under the Nummulites perforatus Level, bivalves such *Pitar* sp., *Glossus* sp., *Corbula gallica* LMK. and, in places, *Sokolowia eszterhazyi* are also to be found. The appearance of some isolate specimens of *Sokolowia eszterhazyi* (as a matter of fact found up to the top of the formation) does not attest here the presence of the Sokolowia eszterhazyi Horizon, as interpreted by Mărgărit, Mărgărit (1969), this horizon being trangressively overlapped more southwards.

It is to note that the bank with *Nummulites perforatus* displays a very transgressive character on the whole north-western border of the Transylvania Depression, its surface exceeding the older deposits of the formation to which it belongs.

The **Morănuşa Subgroup** (Bartonian) is about 100 m thick in the section on the Someş Valley and consists on the first 20 m of marls and marly clays with fossiliferous levels, corresponding to the Inucu Formation, overlain by about 75 m of sandy clays and grey clayey sands with rare organic remains, corresponding to the Ciuleni Formation. Due to the absence of the Văleni Limestone (that occurs only in the Gilău Area) to separate them, these two mostly pelitic formations are mapped togerther. To the north, the marly sequence is loaded with arenitic material, in places becomes more calcareous (up to gritty marly limestone) and preserves its fossil content characterized by the frequent occurrence of the species *Corbula gallica* and *Pycnodonte rarilamella*. The northernmost point in which an equivalent of the Inucu Formation can be recognized is situated more eastwards of the followed lineament, downstream the Valea Chioarului locality, where the Crassostrea bersonensis Level, widespread in the Gilău Area (Rusu, 1987), has been identified.

The Mortănuşa Subgroup becomes relatively suddenly thinner north of Ciocmani, reaching about 45 m in thickness in front of the Cozla locality (13 km NNE of the classical section) and only 15–20 m towards the spring area of the Stejera Valley (10 km more northwards) where only the equivalent of the Ciuleni Formation with some conglomeratic levels and with sparse marine molluscs is present.

Within the 2 km interval without outcrops up to Stejera this formation also disappears, being transgressively overlapped, in its turn, by the suprajacent formation (Fig. 1).

The **Rakoczy Sandstone** (Priabonian) develops gradually from the Ciuleni Formation and consists

Institutul Geologic al României

argiloase şi nisipuri. Pachetul arenitic gros de 16 m se termină în secţiunea tip de sub Piscuiul Ronei (= dealul Rakoczy) cu un nivel foarte fosilifer peste care urmează încă 3 m de marne cu moluşte marine euhaline. Gresia de Rakoczy conţine o faună bogată şi diversificată de echinide (reprezentanţi ai genurilor *Scutellina, Eupatagus, Sismondia, Schizaster, Cidaris*), moluşte (*Cubitostrea, Crassostrea, Vulsella, Chlamys, Panope, Lucina, Thracia, Turritella, Globularia* şi altele) foraminifere bentonice (în special miliolide, numuliţi şi alveoline), balanide, crabi etc.

Formaţiunea arenitică are spre NNE o grosime constantă de cca. 15 m şi îşi păstrează faciesul tipic prin intercalaţiile de gresii calcaroase frecvent bioturbate, cu rare cochilii de bivalve şi testuri de *Scutellina*, până pe aliniamentul Fericea-Duruşa. La nord de Fericea, pe afluenţii de obârşie ai Văii Stejerii Gresia de Rakoczy apare deja într-un facies atipic de nisipuri grosiere până la microrudite, cenuşii albicioase, slab sortate, cu rare urme de bioturbaţie. Aici aceste nisipuri se dispun în succesiune normală peste Formaţiunea de Ciuleni. Cu aceeaşi contituţie litologică Formaţiunea de Rakoczy se regăseşte în afloriment la 2 km spre nord pe Vâlceaua Feţei (N de Stejera), unde însă acest pachet de nisipuri marine (15 m grosime) repauzează transgresiv direct peste argilele roşii ale Formaţiunii de Jibou (din care remaniază galeţi moi), suportând normal ca şi în sud Formaţiunea de Valea Nadăşului de argile roşii şi nisipuri continentale (fig. 1).

Identificarea Gresiei de Rakoczy (este adevărat atipică) în zona Stejera dispusă peste Formaţiunea de Jibou (cu grosime redusă de numai 30–50 m) face inutilă prezervarea numelui "Strate de Stejăra" prin care Răileanu şi Saulea (1956) desemnau un facies marginal cuprinzător de nisipuri cu argile roşii considerat a fi echivalent "Orizontului argilelor cenuşii", Gresiei de "Racoţi" şi Stratelor de Turbuţa şi aşternut direct peste fundamentul metamorfic) (fig. 2).

Schema aceasta eronată de corelare a fost preluată ulterior de Mészáros, Ghiurca (1965), Popescu (1984) şi Rusu (1987), fără a fi verificată.

De fapt în apropierea masivelor cristaline Ţicău şi Preluca ajung doar următoarele unităţi litostratigrafice: Formaţiunea de Jibou-continentală. Gresia de Rakoczy-marină (într-un facies marginal nefosilifer, pe alocuri greu de separat de formaţiunea suprajacentă) şi Formaţiunea de Valea Nadăşului-continentală (invadată de nisipuri).

Se evidenţiază astfel aici o importantă lacună de sedimentare corespunzătoare intervalului ocupat de Formaţiunea de Foidaş + Formaţiunea de Căpuşu + Subgrupul Mortănuşa (fig. 2). În concluzie reiese că în timpul Luteţianului terminal şi a Bartonianului zonele

mainly of calcareous sandstones, clayey sandstones and sands. The 16 m thick arenitic packet ends in the type section under the Piscuiul Ronei (= Rakoczy Hill) with a quite fossiliferous level overlain by 3 m of marls with eurihaline marine molluscs. The Rakoczy Sandstone contains a rich and diversified fauna of echinoids (represented by the genera *Scutellina, Eupatagus, Sismondia, Schizaster, Cidaris*) , molluscs (*Cubitostrea, Crassostrea, Vulsella, Chlamys, Panope, Lucina, Thracia, Turritella, Globularia* etc.), benthonic foraminifera (especially miliolids, nummulites and alveolines), balanides, crabs etc). Towards NNE, the arenitic formation is about 15 m thick and it preserves its typical facies by calcareous sandstone intercalations frequently bioturbated, with rare bivalve shells and *Scutellina* tests, up to the Fericea-Duruşa lineament. North of Fericea, on the tributaries of the Stejera Valley, the Rakoczy Sandstone already occurs in an atypical facies of coarse sands up to microrudites, of a grey-whitish colour, poorly sorted, with rare bioturbation traces. Here, these sands normally overlie the Ciuleni Formation. The Rakoczy Formation occurs, with the same lithologic constitution 2 km to the north, in an outcrop of the Vâlceaua Feţei (north of Stejera), where the pile marine sands (15 m thick) rests directly transgressive on the red clays of the Jibou Formation (from which clay balls are reworked) and is normally overlain, as in south, by the Valea Nadăşului Formation with continental red clays and sands (Fig. 1).

The identification of the Rakoczy Sandstone (an atypical one) in the Stejera zone overlying the Jibou Formation (only 30-50 m thick) makes useless the preservation of the name "Stejăra Beds", according to Răileanu and Saulea (1956), which designated a marginal facies including sands with red clays considered to be the time equivalent of the "Grey Clays Horizon", the "Racoţi" Sandstone and Turbuţa Beds, directly overlying the metamorphic basement (Fig. 2).

This erroneous correlation scheme has been taken over by Mészáros, Ghiurca (1965), Popescu (1984) and Rusu (1987) without any verification.

As a matter of fact, in the vicinity of the Ţicău and Preluca crystalline massifs only the following lithostratigraphic units are to be found: Jibou Formation-continental, Rakoczy Sandstone-marine (in a non-fossiliferous marginal facies, in places unseparable from the suprajacent formation) and Valea Nadăşului Formation-continental (invaded by sands).

Thus a significant sedimentary gap, corresponding to the interval occcupied by the Foidaş Formation + Căpuşu Formation + Mortănuşa Subgroup (Fig. 2) can be rendered evident. In conclusion, it seems obvious that during the terminal Lutetian and the Bartonian the Ţicău and Preluca zones functioned Ţicău şi Preluca funcţionau ca domenii emerse de pe

Institutul Geologic al României

care cea mai mare parte a stivei de argile roşii continentale de tip Jibou a fost îndepărtată prin eroziune.

emerged as realms from which most of the pile of continental red clays of Jibou type cropped out to the erosion.

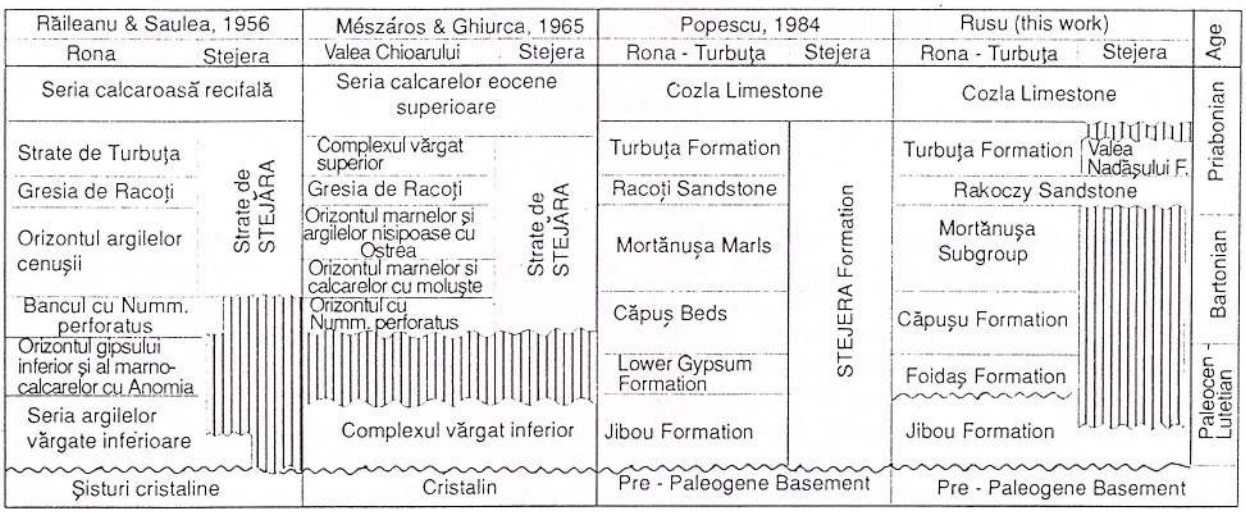


Fig. 2 – Schema de corelare a depozitelor eocene din regiunea Turbuţa-Stejera.
Correlation schemes of the Eocene deposits in the Turbuţa-Stejera region.

References

Hofmann, K. (1879) Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Közl.*, IX, 5–6, p. 231–283, Budapest.

Koch, A. (1894) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. I Paläogene Abtheilung. *Mitth. Jahrb. kgl. ung. geol. Anst.*, X, 6, p. 177–399, Budapest

Mărgărit, G., Mărgărit, M. (1969) Date noi cu privire la orizontarea Eocenului din Valea Chioarului (Bazinul Transilvaniei) *St. cerc. geol., geogr., Geologie* 14, , 1, p. 253–260, Bucureşti.

Mészáros, N, Ghiurca, V. (1965) Paleogenul dintre masivele Ţicău şi Preluca. *Stud. Univ. Babeş-Bolyai, Geol.-Geogr.*, 2, p. 29–43, Cluj.

Popescu, B.M. (1984) Lithostratigraphy of cyclic continental to marine Eocene deposits in NW Transilvania, Romania. *Arch. Sc. Genève*, 37, 1, p. 37–73, Geneva.

Răileanu, Gr., Saulea, E. (1956) Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (NW bazinului Transilvaniei). *An. Com. Geol.*, XXIX, p. 271–308, Bucureşti.

Rusu, A. (1987) Ostreia Biohorizons in the Eocene of the North-West Transylvania (Romania). In "The Eocene from the Transylvanian Basin", p. 175–182, Cluj-Napoca.

Rusu, A. (1995) Eocene formations in the Călata region (NW Transylvania): a critical review. *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, 76, p. 59–72, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 6–10, Bucureşti, 1998

NOTĂ ASUPRA GEOLOGIEI REGIUNII CUPRINSE ÎNTRE VALEA TELEJENELULUI-CULMEA CĂMĂŞII ŞI VALEA TELEAJENULUI
NOTE ON THE GEOLOGY OF THE REGION BETWEEN THE TELEJENEL AND TELEAJEN VALLEYS (EASTERN CARPATHIANS)

Doru BĂDESCU

Cercetările geologice efectuate în cadrul foii Bâsca Chiojdului în cursul anului 1996 au cuprins, în exclusivitate, depozite sedimentare. Acestea aparţin la trei unităţi tectonice ale flişului din zona de curbură a Carpaţilor Orientali. Este vorba (de la interior spre exterior) de pânza de Ceahlău, pânza de Bobu şi pânza Flişului Curbicortical (fig.). Primele două pânze de şariaj au fost amplasate în Cretacicul superior, cea de a treia, pânza Flişului Curbicortical, a fost pusă în loc în decursul tectogenezelor Miocen inferioare.

A. Pânza de Ceahlău

Este cea mai internă pânză de şariaj din zona cercetată. Conform lui Săndulescu (1984) formaţiunile sedimentare ale pânzei de Ceahlău aparţin digitaţiei Bratocea-Durău. Conform lui Ştefănescu (1976) digitaţia este ridicată la rang de pânză de şariaj acest autor reintroducând termenul de pânza de Bratocea propus de Popescu (1958).

Depozitele sedimentare aparţin la trei formaţiuni: stratele de Comarnic, flişul marnos-ruginiu şi conglomeratele de Bucegi.

Stratele de Comarnic (Barremian) sunt reprezentate de calcarenite gălbui cu structura laminară precum şi de gresii cenuşii, convolute. Vârsta barremiană le-a fost atribuită pe baza faunei de amoniţi (*Barremites difficila, Pulchellia schlumbergeri, Ananmulina fumisusina, Laptoceras bayrichi*) descrisă de Patrulius (1952) şi Ştefănescu et al., (1965).

Flişul marnos-ruginiu (Barremian-Apţian) urmează în continuitate de sedimentare peste stratele de Comarnic. Flişul debutează cu un nivel de cca 100 m grosime de gresii masive şi brecii cu elemente de calcare şi şisturi cristaline. Urmează un fliş calcaros ruginiu în ritmuri turbiditice de 20-30 cm. Grosimea întregii formaţiuni a flişului marnos-ruginiu este de cca. 300 m.

Conglomeratele de Bucegi (Albian) sunt reprezentate de gresii grosiere şi conglomerate cu elemente de calcare şi roci metamorfice de tipul celor din unităţile Dacidelor mediane (zona cristalino-mezozoică). Aceste roci alcătuiesc în întregime

The field research work for drawing up the Bâsca Chiojdului sheet had also in view the sedimentary deposits of the zone between the Telejenel and Teleajen valleys. Between these two valleys three nappes sedimentary deposits are cropping out (from west to est): Ceahlău Nappe, Bobu Nappe and Convolute Nappe (Fig.). All these are flysch sedimentary formations and belong to the Lower to Upper Cretaceous. The purpose of this short paper is to comment the stratigraphic and tectonic aspects of the region.

STRATIGRAPHY

A. The Ceahlău Nappe

This nappe is the most internal tectonic unit in the area. According to Săndulescu (1984) the sedimentary formations belong to the Bratocea-Durău tectonic subunit. Ştefănescu (1976) considers that this subunit could be assimilated with the Bratocea thrust nappe in the sense of Popescu (1958).

The sedimentary deposits belong to the three formations: Comarnic Beds, Marly-rusty Flysch and Bucegi Conglomerates.

Comarnic Beds (Barremian) are represented by yellowish laminated calcarenites and grey convolute sandstones. The Barremian age is proved by the ammonites fauna with *Barremites difficila, Pulchellia schlumbergery, Ananmulina fumisusina* and *Lapoceras bayrichi* (Patrulius, 1952; Ştefănescu et al., 1965).

Marly-rusty Flysch (Barremian-Aptian) follows conformably the Comarnic Beds. The flysch deposits starting with massive coarse sandstones and breccias (100 m) with reworked elements of Jurassic limestones and metamorphic rocks originated in the more internal thrust nappes i.e. the Median Dacides. This detrial episode is followed by a rusty calcareous flysch with 20–30 cm thick turbidites rhythms. The whole formation of the marly-rusty flysch has 300 m.

Bucegi Conglomerates (Albian) are represented by coarse sandstones and conglomerates. The consti-

Institutul Geologic al României

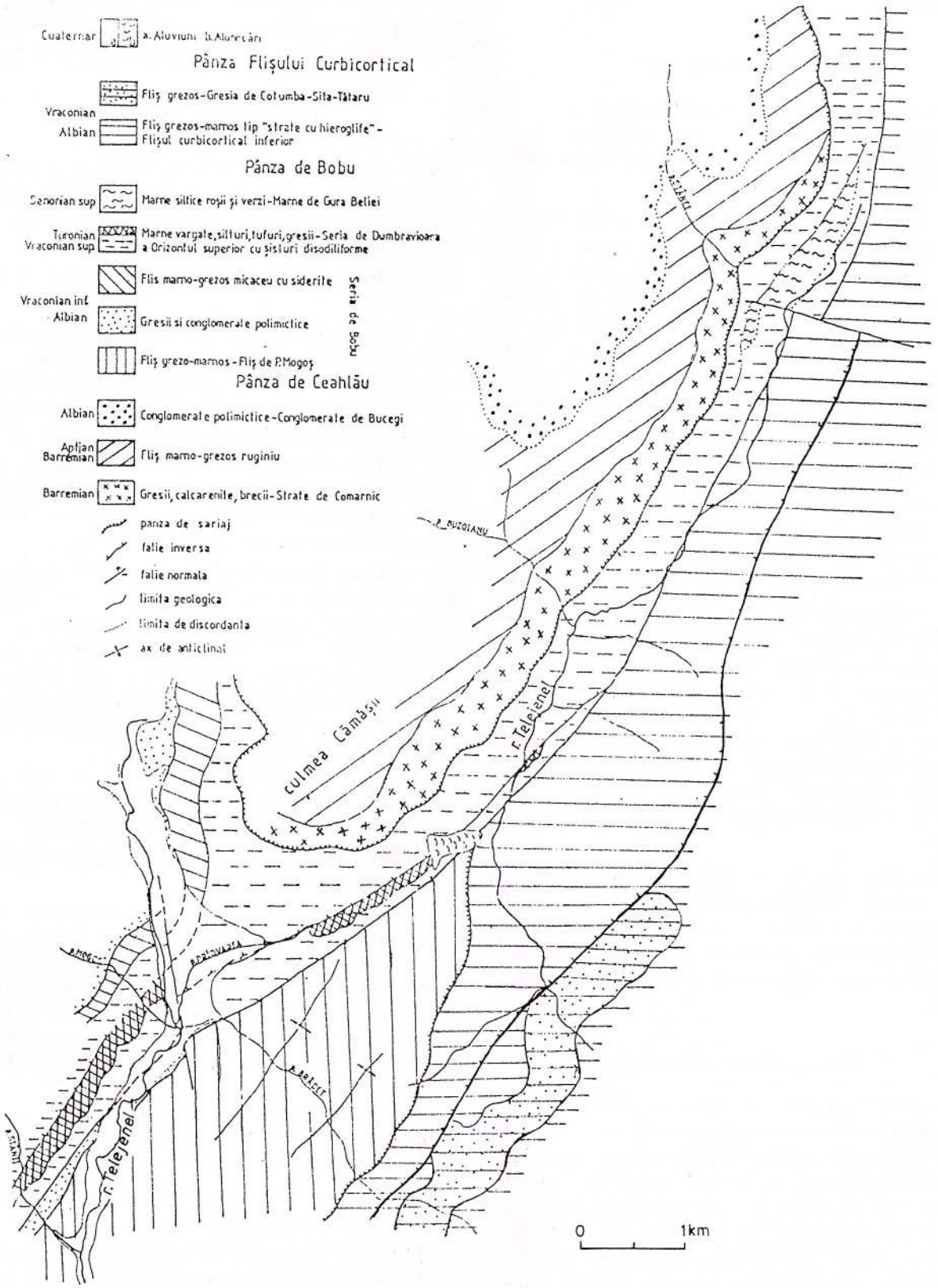


Fig. - Harta geologică a regiunii cuprinse între R. Teleajen–Culmea Cămăşii–R. Telejenel (D. Bădescu).

Institutul Geologic al României

muntele Zăganu. Vârsta le-a fost atribuită prin paralelizare cu depozitele similare care aflorează pe valea Prahovei.

B. Pânza de Bobu

Această pânză este încălecată de pânza de Ceahlău şi cuprinde depozite sedimentare cretacice. Au fost separate cinci formaţiuni, primele trei alcătuind seria de Bobu (Popescu, 1958).

1. Seria de Bobu (Albian-Vraconian inferior)

a. Flişul de Pârâul Mogoş este un fliş tip "strate cu hieroglife" alcătuit, în general, din gresii curbicorticale şi silturi şi argile cenuşii. Uneori gresiile devin dominante aşa cum se întâmplă pe valea Brădet.

b. Orizontul grezos-conglomeratic se prezintă în bancuri metrice. Este alcătuit din gresii micacee, nisipoase şi conglomerate cu elemente de cuarţ, calcare şi şisturi cristaline.

c. Flişul marnos-grezos este ultimul orizont al seriei de Bobu şi este un fliş tip "strate cu hieroglife" deseori însoţit de concreţiuni de marnocalcare sideritice. Atât gresiile cât şi pelitele sunt bogate în muscovit, sursa acestuia fiind cordiliera intrabazinală perimoldaviană situată în estul bazinului (Săndulescu, 1984).

2. Seria de Dumbrăvioara (Vraconian superior-Turonian) este o formaţiune preponderent pelagică. Este alcătuită, în principal, din marne siltice roşii şi verzi. Apar de asemenea gresii subţiri, centimetrice, cu hieroglife. Pe valea Pridvarea, în câteva locuri, au fost întâlnite şi tufuri vulcanice alb-verzui. Ca un orizont reper este de remarcat prezenţa unor gresii şi argile negre bituminoase. Pe baza acestuia s-a pus în evidenţă o falie inversă în cadrul pânzei de Bobu.

Marnele de Gura Beliei (Campanian superior-Maastrictian inferior) sunt cele mai noi formaţiuni sedimentare din cadrul pânzei de Bobu. Ele aflorează pe o suprafaţă foarte redusă în bazinul Teleajenului şi sunt reprezentate de marne siltice roşii şi verzi.

C. Pânza Flişului Curbicortical

Încălecată de pânza de Bobu, această unitate tectonică este cea mai externă (estică) din zona cercetată. Din seria tipică a flişului curbicortical respectiv flişul curbicortical inferior, gresia de Cotumba-Sita-Tătaru şi flişul curbicortical superior, în regiunea studiată nu apar deschise decât primele două subdiviziuni. Acestea se încadrează, pe baza asociaţiilor de microforaminifere şi de nannoplancton recoltate în anii precedenţi (Ştefănescu et al., 1992), în intervalul albian-vraconian.

tutive elements are from Median Dacides and are represented mainly by limestones and metamorphic rocks.

The Bucegi Conglomerates have good outcrops in the Zăganu mountains. The Albian age was established in the well-studied region of the Prahova Valley.

B. The Bobu Nappe

This nappe is overthrust by the Ceahlău Nappe and it is formed by Cretaceous sedimentary formations. There were separated five stratigraphic units, the first three belonging to the Bobu Formation.

1. Bobu Formation (Albian-Lower Vraconian)

a. Pârâul Mogoş Flysch is typical "hieroglyphic beds" type flysch. It consists of convolute sandstones and grey silts, silty marls and shales. Sometimes the sandstones are dominant like in the Brădet Valley.

b. Sandstones and conglomerates horizon consists of thick-bedded coarse rocks. Generally, these coarse rocks are represented by micaceous sandstones and conglomerates with quartz fragments or lithic elements of limestones and metamorphic rocks.

c. Marly-sandy horizon is the last one of the Bobu Formation. It is a "hieroglyphic beds" type flysch with frequent intercalations of rusty marls rich in iron carbonate. Both the sandstones and the pelites are rich in muscovite originating in the Perimoldavian intrabasinal cordillera (Săndulescu, 1984). This cordillera was situated in the eastern part of the Bobu Cretaceous sedimentary basin.

The Albian-Lower Vraconian age of the Bobu Formation was established by regional correlation and by the presence of several fossils (Popescu, 1958).

2. Dumbrăvioara Formation (Upper Vraconian-Turonian)

The Dumbrăvioara Formation is represented by a pile of finer pelagic rocks i.e. usually grey-greenish silty marls subordinately red ones and thin-bedded sandstones (1–15 cm). In several places on the Pridvarea Valley white and green volcanic tuffs have been. In the upper part of the Dumbrăvioara Formation a good marker can be distinguished; that is a bituminous shales and sandstones horizon.

The Dumbrăvioara Formation age was determined by micropaleontological assemblages (Ştefănescu et al., 1992; Bădescu et al., 1996).

3. Gura Beliei Marls (Upper Campanian-Lower Maastrichtian)

Gura Beliei Marls are the most recent sedimentary formation and crop out on a restricted area only in the Telejenel Valley. They are represented by a thin pile of green and red silty marls. The age was determined

Institutul Geologic al României

a. Flişul curbicortical inferior este reprezentat, ca în multe zone ale Carpaţilor Orientali, de un fliş tip "strate cu hieroglife" marnos-grezos sau grezos-marnos. Gresiile sunt cenuşii sau cenuşii-cafenii deseori curbicorticale (intevalul Tc, *sensu* Bouma-1962). Pelitele sunt ruginii şi cenuşii. Uneori apar intercalaţii de gresii decimentrice, fără ca acestea să poată fi separate cartografic.

b. Gresia de Cotumba-Sita-Tătaru este un fliş grezos, cu bancuri de gresii de 1–3 m. Uneori apar şi intercalaţii de ordinul metrilor de fliş tip "strate cu hieroglife" asemănătoare celor din flişul curbicortical inferior.

D. Elemente structurale

Pânza de Ceahlău are un profil al planului de şariaj festonat descriând un cap tectonic în Culmea Cămăşii. Astfel formaţiunile sedimentare ale pânzei de Bobu apar într-o semifereastră tectonică de dimensiuni mari. Ea depăşeşte limitele regiunii cercetate.

În cuprinsul pânzei de Bobu a fost pusă în evidenţă o falie ce afectează seria de Dumbrăvioara. Un accident tectonic important, dar interpretat diferit, este cel care aduce în contact depozitele pânzei de Bobu cu cele ale pânzei Flişului Curbicortical. După Ştefănescu et al. (1992) acest accident are caracterele unei încălecări ale formaţiunilor mai noi ale pânzei de Bobu (seria de Dumbrăvioara) peste cele mai vechi (flişul curbicortical inferior) ale pânzei Flişului Curbicortical. În această situaţie ar fi vorba de o remobilizare miocen inferioară de tip "out-of-sequence" a pânzei de Bobu, ştiut fiind că vârsta şariajului principal al acesteia este cretacic superioară. Conform lui Săndulescu (1984), în fapt este vorba de o falie listrică, care la nord de valea Buzăului pătrunde în corpul principal al pânzei Flişului Curbicortical. Aceasta ar demonstra vârsta post-şariaj a faliei precum şi caracterul ei de falie normală cu flancul vestic coborât.

Structura pânzei Flişului Curbicortical este în general simplă, de tip plicativ. S-a pus în evidenţă, totuşi, o falie inversă de dimensiuni mari care încalecă gresia de Cotumba-Sita-Tătaru peste formaţiunea flişului curbicortical inferior. Aceasta poate fi urmărită din bazinul văii Teleajenului, spre nord, în bazinul văii Telejenelului.

by nannoplankton assemblages (Melinte in Ştefănescu et al., 1992).

C. The Convolute Flysch Nappe

This nappe is the lowermost tectonic unit in this region. The sediments belong to the Convolute Flysch Formation well known along all the Eastern Carpathians. From the three lithological units i.e. the Lower Convolute Flysch horizon, the Cotumba-Sita-Tătaru sandstone horizon and the Upper Convolute Flysch horizon, in the region under discussion only the first two horizons were described. Based on the microfauna described by Ştefănescu et al., 1992 and Bădescu et al., 1996 the age of the Lower Convolute Flysch and the Cotumba-Sita-Tătaru horizons is Albian-Vraconian.

a. The Lower Convolute Flysch horizon

This horizon is represented by a typical "hieroglyphic beds" type flysch. It can be marly-sandy or sandy-marly flysch. The predominant color is grey. A characterisitc of this flysch is the well-developed Tc turbidite interval (*sensu* Bouma, 1962).

b. The Cotumba-Sita-Tătaru Sandstone horizon

Following the Lower Convolute Flysch horizon a thick pile of sandy flysch is developed. The sandstones are thick bedded (1–3 m) and sometimes can support tens of meters of marly-sandy flysch intercalations.

TECTONICS

The geological structure is dominated by thin-skinned tectonics and it is represented by three thrust sheets: the Ceahlău Nappe, the Bobu Nappe and the Convolute Flysch Nappe.

The Ceahlău Nappe has gentle dipping of the thrust plane. For this reason the Ceahlău Nappe described a well-developed tectonic head in the Culmea Cămăşii hill.

The internal structure of the Bobu Nappe is complicated by the presence of a thrust fault which affected the Dumbrăvioara Formation. The tectonic contact between the Bobu Nappe and the Convolute Flysch Nappe eas interpreted in two ways. Ştefănescu et al. (1992) consider that the sedimentary formations of the Bobu Nappe (the Dumbrăvioara Formation) are overthrust on the deposits of the Convolute Flysch Nappe (the Lower Convolute Flysch horizon). In this interpretation the only solution to explain such a tectonic contact is to accept that the Upper Cretaceous thrust tectonics (responsible for the emplacement of the Bobu Nappe) was followed, probably during Lower Miocene, by an out-of-sequence (*sensu* Ménard, 1987) reactivation of the Bobu Nappe. According to Săndulescu

Institutul Geologic al României

(1984) the tectonic contact between these two nappes is represented by a normal listric fault which cut the older Upper Cretaceous thrust plane of the Bobu Nappe.

The structure of the Convolute Flysch Nappe is dominated by minor synclines and anticlines. A well-developed thrust fault, with an SW-NE strike, overthrusts the Lower Convolute Flysch horizon on the Cotumba-Sita-Tătaru horizon.

References

Bădescu, D., Melinte, M., Băceanu, I. (1995) Elaborarea hărţilor naţionale geologice, hidrogeologice, metalogenetice şi geofizice, scara: 1:50.000, foaia Bâsca Chiojdului. Arhiva I.G.R., p. 10, Bucureşti.

— , **D., Melinte, M., Băceanu, I. (1996)** Elaborarea hărţilor naţionale geologice, hidrogeologice, metalogenetice şi geofizice, scara: 1:50.000, foaia Bâsca Chiojdului. Arhiva I.G.R., p. 8, Bucureşti.

Bouma, A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits - a graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publising Company, p. 168, Amsterdam.

Ménard, G. (1987) L'équilibrage des coupes géologiques. Atelier GET, p. 158, Grenoble.

Popescu, Gr. (1958) Contribuţii la stratigrafia flişului cretacic dintre valea Prahovei şi valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Studii şi cercetări de geologie, Acad. R.P.R.*, Tom III, nr. 3-4, Bucureşti.

Săndulescu, M. (1984) Geotectonica României. Editura tehnică, p. 336, Bucureşti.

Ştefănescu, M. (1976) O nouă imagine a structurii flişului intern din regiunea de curbură a Carpaţilor. *D.S. Inst. Geol.*, LXII/5, p. 257–279, Bucureşti.

— , **M., Constantin, P., Ivan, V., Ştefănescu, M., Melinte, M. (1992)** Elaborarea hărţilor naţionale geologice, hidrogeologice, metalogenetice şi geofizice, scara: 1:50.000, foaia Bâsca Chiojdului. Arhiva I.G.R., p. 9, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 11–14, Bucureşti, 1998

DATE NOI STRATIGRAFICE ŞI STRUCTURALE ÎN PARTEA DE VEST A GRABENULUI REMEŢI (MUNŢII PĂDUREA CRAIULUI) NEW STRATIGRAPHICAL AND STRUCTURAL DATA FROM THE WESTERN PART OF THE REMEŢI GRABEN (PĂDUREA CRAIULUI MOUNTAINS)

Sever BORDEA, Gheorghe MANTEA

Cercetările întreprinse în ultimii ani în teritoriul situat la nord-vest de Staţiunea Stâna de Vale, în sectorul vestic al Grabenului Remeţi, au permis acumularea de noi date stratigrafice şi structurale. Au fost puse în evidenţă două entităţi structurale: Unitatea de Bihor, cunoscută şi din cercetările anterioare, şi Pânza de Arieşeni, recunoscută de noi în partea de vest a Grabenului Remeţi, pe valea Sohodol. Coloana litostratigrafică a Unităţii de Bihor cuprinde formaţiuni cristalofiliene (Seria de Someş), permiene, triasice, jurasice şi eocretacice.

Depozitele permiene, care aflorează între văile Soimuş şi Sohodol, se dispun discordant pe formaţiunile cristalofiliene ale Seriei de Someş. Ele sunt reprezentate prin formaţiuni fluviatil-continentale de grosimi ce variază între 150–350 m. În cuprinsul depozitelor permiene au putut fi deosebiţi doi termeni: unul bazal, constituit din gresii vermiculate, şi unul superior, constituit din brecii roşii cu rare intercalaţii de cinerite.

Skythianul este reprezentat prin gresii cuarţitice şi conglomerate, rar argile şistoase roşii la partea superioară; el are o grosime de 150 m. Formaţiunea este transgresivă pe depozitele permiene putând sta direct pe Seria de Someş.

Succesiunea tip a Anisianului din Munţii Pădurea Craiului, cuprinde, în zonă, trei termeni: Dolomitul inferior (cenuşiu, gros de cca 80 m), Calcarul de Bucea (micrite cenuşiu-închise, stratificate, cu zone dolomitizate şi cu grosimi de aproximativ 400 m) şi Dolomitul superior (alb, stratificat cu grosimi de cca 250 m). Aceşti termeni constituie Formaţiunea de Crişul Repede. Formaţiunea de Lugaş prezentă în alte sectoare ale Pădurii Craiului, nu apare în zona cercetată.

Depozitele anisian superior-carnian inferioare sunt constituite din calcarul de Wetterstein: aceste calcare sunt bine dezvoltate la izvoarele Soimuşului stâng şi ale Sohodolului. Sunt calcare albe, recifale, uneori stratificate; grosime 200 m.

Formaţiunea de Scăriţa, reprezentând Triasicul superior, o menţionăm pentru prima dată în Munţii Pădurea Craiului, ea fiind cunoscută numai în Munţii

The latest geological investigations of the territory situated north-west of the holiday resort Stâna de Vale (western part of the Remeţi Graben) have permitted the accumulation of new stratigraphical and structural data. Two structural entities have been pointed out: Bihor Unit and Arieşeni Nappe, the latter being recognized by us in the western part of the Remeţi Graben in the Sohodol Valley.

The lithostratigraphical column of the Bihor Unit comprises crystalline formations (Someş Series) and sedimentary formations having sometimes volcanic intercalations, beloging to the Permian, Triassic, Jurassic and Early Cretaceous.

The Permian formations crop out in the zone between the Şoimuş and Sohodol Valleys, and lie discordantly on crystalline rocks of the Someş Series. Having a thickness of 150–350 m, they are represented by fluvial continental formation. The Permian formations are made up by two members: at the base vermiculate sandstones are present, the second member being represented by red breccias, sometimes with scarce intercalations of ignimbritic rhyolite tuffs.

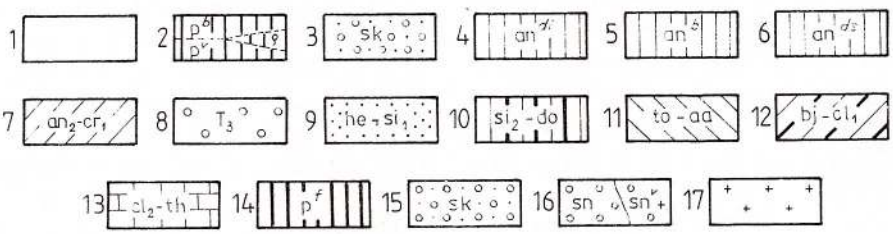
The Skythian, constituted by quartzitic conglomerates and sandstones with rare red schists shale at the upper part of the succession is 150 m in thickness and rests discordantly on the Permian formations or even directly on crystalline rocks of the Someş Series.

The type succession of the Anisian known in the Pădurea Craiului Mountains is represented, in western part of Remeţi Graben, by the Crişul Repede Formation. This formation is made up of three members: Lower Dolomite (grey dolomites which have 80 m in thickness, Bucea Limestone (grey-blackish micrites, stratified, parly dolomitized, 400 m in thickness) and Upper Dolomite (white stratified dolomites which have 250 m in thickness). The Lugaş Formation does not appear in the western part of the Remeţi Graben.

The Wetterstein Limestone (Upper Anisian-Lower Carnian) is represented by white, reefal, sometimes stratified biomicrites, pelmicrites, calcarenites of wackestone type, and frequent reddish breccias. This

Institutul Geologic al României





HARTA GEOLOGICĂ A PĂRŢII DE VEST A GRABENULUI REMEŢI. Sc. 1:50.000. GEOLOGICAL MAP OF THE WESTERN PART OF THE REMEŢI GRABEN. Sc. 1:50,000. **Bihor Unit**, 1. Upper Precambrian – Someş Series; 2. Permian – ignimbritic rhyolites (ρ) bearing vermiculite sandstones (p^v) and breccias (p^b); 3. Skythian – quartzitic sandstones (sk); 4.,5.,6. Anisian –Crişul Repede Formation: Lower Dolomite (an^{di}), Bucea Limestone (an^b), Upper Dolomite (an^{ds}); Upper Anisian-Lower Carnian – Wetterstein Limestone (an_2–cr_1); 8. Upper Triassic – Scărişa Formation (T_3); 9. Hettangian–Lower Sinemurian – Gresten Sanstone (he+si_1); 10. Upper Sinemurian–Domerian – Gresten Limestone (si_2–do); 11. Toarcian–Aalenian – marls and marly limestones, spotted limestones (to–aa) ; 12. Bajocian–Lower Callovian – limestones and siltites, Entolium bearing limestones, brown nodules bearing limestones (bj–cl_1); 13. Middle Callovian–Tithonian – Farcu Limestone and Cornet Limestone (cl_2–th); **Arieşeni Nappe**, 14. Permian – Feldspathic Formation (p^f); 15. Skythian – quatzitic sanstones (sk); **Post-tectonic Formations**, 16. Senonian – conglomerates, sanstones, marls, shales (sn) and Vulcano-sedimentary Formation (sn^v); **Alpine Subsequente Magmatites (Banatites)**, 17. Rhyolites, granites and porphyric microgranites.

Institutul Geologic al României

Rocile care constituie această formaţiune au fost observate în zona de izvoare a Soimuşului stâng constituind o fâşie lată de 150–200 m şi lungă de 1 km. Formaţiunea este alcătuită din argile şistoase, adesea foiase, cărămizii, micacee, în care apar gresii cuaţitice sau calcare deschise la culoare. La diferite nivele se intercalează lentile de microbrecii calcaroase cu ciment argilos roşu. Grosimea formaţiunii este de cca 80 m.

Depozitele jurasice întâlnite în partea de vest a Grabenului Remeţi, sunt asemănătoare cu cele prezente în restul Munţilor Pădurea Craiului. Hettangian-Sinemurianul inferior este reprezentat prin "Gresia de Gresten" care are o grosime de 200 m. Sinemurianul superior-Domerianul este constituit din calcare encritice, grezoase, roşcate şi cenuşii, şi calcare marnoase, (Calcarul de Gresten) în care apar bivalve, belemniţi şi amoniţi. Grosimea depozitelor este de cca 50 m. Toarcian-Aalenianul este reprezentat prin marne şi calcare marnoase cu concreţiuni fosfatice (Fleckenmergel) şi calcare negricioase cu pete gălbui care în zonă cuprind fragmente de amoniţi şi belemniţi nedeterminabili. Grosimea depozitelor este de maxim 40 m. Bajocian-Callovianul inferior este constituit din calcare spatice cu entolium, calcare cu noduli bruni şi calcare cu ooide feruginoase, toate nedepăşind 10 m grosime. Callovian mediu-Tithonianul apare în zonă numai la izvoarele Văii Groapei, fiind considerat de cercetătorii anteriori "Calcar de Wetterstein". De altfel, întreaga succesiune jurasică descrisă mai sus, şi care apare pe Valea Groapei, afluent drept al văii Sohodol, a fost raportată Triasicului.

Jurasicul superior este constituit din calcare recifale "de tip Stranberg", în bază cuprinzând şi calcare " de tip Farcu" ambele puternic transformate la contactul cu magmatitele subsecvente alpine (banatite). Sunt calcare cenuşiu-deschise care conţin resturi de echinoderme, briozoare şi alge calcaroase.

Direct pe formaţiunile Unităţii de Bihor, menţionate mai sus, la nord de izvoarele văii Sohodol, se dispun formaţiuni permiene şi skythiene care formează un lambou, lamboul "Sohodol", ce aparţine Pânzei de Arieşeni. Depozitele permiene sunt reprezentate prin conglomerate violacee sau verzui, cu elemente nesortate, şi prin gresii cu feldspaţi alteraţi. Considerăm că aceste depozite aparţin "Formaţiunii gresiilor feldspatice". Depozitele skythiene, reprezentate prin gresii cuarţitice dure, rar conglomerate, acoperă discordant pe cele permiene din "lamboul Sohodol".

Formaţiunile post-tectonice comportă depozite senoniene de facies Gosau şi o formaţiune vulcanosedimentară care atestă debutul proceselor magmatice în intervalul raportat Senonianului superior, respectiv Maastrichtianului.

Magmatitele subsecvente alpine (banatitice) care aparţin Masivului eruptiv al Vlădesei cuprind o gamă

limestone recognized in the sources zone of the Bihor Şoimuşul Stâng and Sohodol Vallys is 200 m thick.

The Scăriţa Formation (Upper Triassic), known in the Bihor Mountains, is recognized for the first time in the Pădurea Craiului Mountains by us. This formation appears in the sources zone of the Şoimuşul Stâng Valley as a strip 150–200 m wide and 1 km long. It is made up of schistose shale, frequently foliated, brick-red in colour, micaceous, quatzitic sanstones and white light limestones. Sometimes, calcareous breccias lenses with a red argillaceous matrix appear as intercalations. The thickness of the Scăriţa Formation is approximately 80 m.

The Jurassic is represented by the Lower, Middle and Upper Jurassic. The Early Jurassic comprises, in fact as the rest of Pădurea Craiului Mountains and the Bihor Mountains too, in the Lower part of the succession a detrial formation ("Gresten Sandstone") made up of quartzitic conglomerates and sandstones, associated with rare argillaceous intercalations. It is distributed to Hettangian-Lower Sinemurian and is 200 m in thickness. The following formation ("Gresten Limestone"), which assigns the Upper Sinemurian-Domerian age, is made up of encrinitic limestones, reddish and greysh in colour, and bivalves (*Gryphaea gigantea*), belemnites (*Belemnites paxilosus*), and ammonites bearing marly limestones.

Toarcian-Aalenian is represented by grey-blackish silty marls, phosphatic nodules bearing indurated grey-blackish marly limestones of Fleckenmergel type associated with yellowyish spots bearing blackish limestones containing ammonites and belemnites fragments. The thickness of this marly formation is not more than 40 m.

Middle Jurassic is reprezented by Entolium bearing spathic packstone, brown nodules bearing grey micrites and ooidic ferruginous wacke-stones, the entirely succession having aproximately 10 m in thickness. These deposits belong to the Bajocian-Lower Callovian interval and appear in the source area of the Groapei Valley.

Middle Callovian-Tithonian appears in the source area of the Groapei Valley. The limestones included in this interval have been considered by former researcers as Wetterstein Limestones. As a matter of fact the entire Jurassic succession already presented by us and which appears in the Groapei Valley was assigned formely to the Triassic.

Upper Jurassic is constituted of reefal limestones developed under a Stramberg facies which are represented at the base of succession by the Farcu Limestone. The Upper Jurassic limestones (micrites, pelmicrites, calcarenites of wackestone type, etc.) are strongly metamorphosed by alpine magmatites (banatites). They are grey light limestones and contain

Institutul Geologic al României

variată de roci ce nu fac obiectul cercetărilor noastre.

În concluzie trebuie remarcat faptul că în succesiunea depozitelor triasice, la partea lor superioară, este prezentă şi în Munţii Pădurea Craiului, ca şi în Munţii Bihor. "Formaţiunea de Scăriţa" care reprezintă Triasicul superior. De asemenea este de subliniat că o serie de succesiuni stratigrafice, considerate de antecercetători de vârstă Triasică, au fost identificate de noi ca aparţinând terenurilor jurasice.

echinoderm entrocs, hydrozoans, bryozoans and calcareous algae fragments. North of the sources of the Sohodol Valley, directly on the Bihor Unit rest Permian and Skythian formations belonging to the Arieşeni Nappe and known as the Sohodol Outlier.

The Permian is represented by violaceous or green conglomerates and altered feldsphatic sandstones and which made up the Feldshathic Sandstones Formation. The Skythian formations are represented by quartzitic hard sanstones and rare conglomerates, which cover discordantly the Permian formations.

The Post-tectonic Formations are represented by a Senonian succession developed under Gosau facies, and a volcano-sedimentary formation, the last attesting the beginning of the magmatic process during the Maastrichtian interval. Subsecvent alpine magmatites (Banatites) which belong to Vlădeasa Eruptive Massive comprise a various range of rocks.

As conclusion is pointed out the presence at the upper part of Triassic succession of the Scăriţa Formation (Upper Triassic) recognised for the first time by us into Pădurea Craiului Mountains. At the same time we remark that some stratigraphic successions considered by the former researchers as Triassic have been assigned by us to Jurassic.

References

Ianovici, V., Borcoş, M., Bleahu, M., Patrulius, D., Lupu, M, Dimitrescu, R., Savu, H. (1976) Geologia Munţilor Apuseni. Ed. Acad. RSR, Bucureşti.

Patrulius, D. (1972) Permianul de Bihor (Munţii Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LVIII, 4, Bucureşti.

Popa, E. (1981) La biostratigrafie des formations mésozoiques de la partie orientale de Pădurea Craiului (Monts Apuseni). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII, Bucureşti.

Preda, I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad (Munţii Pădurea Craiului), Ed. Acad. RPR, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 15–20, Bucureşti, 1998

HIDROSTRATIGRAFIA DEPOZITELOR NEOGENE DIN PARTEA CENTRALĂ A BAZINULUI DACIC
HYDROSTRATIGRAPHY OF THE NEOGENE DEPOSITS FROM THE CENTRAL DACIC BASIN

P. ENCIU, Gh. POPESCU, A. HADNAGY, M. CIULAVU, M. ENCIU

Introducere

Datorită programului naţional pentru acvifere de adâncime (intervalul 50–500 m), începând cu anul 1989, cercetarea marilor bazine sedimentare (Panonic, Transilvaniei, Moldovenesc, Dacic) capătă o dezvoltare importantă.

Prin urmare, în limitele Bazinului Dacic, între 1989 şi 1997, Institutul Geologic al României a cartat 75 foraje hidrogeologice cu extracţie continuă de carote şi a prelevat cca 4.000 de probe de rocă.

1. Materiale şi metode

Studiul anual (pe 1996) a utilizat cca 250 carote din trei foraje executate în programul amintit: H2 Piatra Olt (250 m adâncime totală), H4 Slatina (375 m) şi H5 Balş (270 m). Cercetarea a privit formaţiunile sedimentare din intervalul Badenian–Holocen (ultimul ciclu din evoluţia bazinului Dacic).

Pe teren, s-a urmărit cunoaşterea grosimii fiecărui strat, a litologiei, a culorii, a conţinutului în materie organică, a structurilor interne, caracterul limitelor, arhitectura "secvenţelor" ş.a.

În laborator, s-a studiat conţinutul paleontologic şi s-au determinat, pe roci acvifere: granulometria, conţinutul în minerale grele şi conductivitatea hidraulică iar pe roci fin-granulare: conţinuturile în CaO, MgO, Cl.

2. Rezultate

Cele trei foraje sunt dispuse pe o linie aproximativ ENE–VSV, lungă de 25 km, în axul ridicării Balş–Optaşi (fig.).

Comportarea trăsăturilor lito- şi biostratigrafice ale formaţiunilor separate pe acest aliniament cu cele ale formaţiunilor definite anterior (Pauliuc et al., 1979; Andreescu et al., 1985; Lubenescu et al., 1987; Papaianopol, Marinescu, 1994), a condus la concluzia că au fost traversate grupurile Olt-Vedea, Optaşi-Cartojani şi Bucureşti.

Pe suportul cognitiv sus-amintit, funcţie de caracterul hidrogeologic al fiecărei formaţiuni, în lucrare se

Introduction

Thanks to the national programme of hydrogeological prospection for confined groundwaters (50–500 m depth), begining with 1989 the research of the great sedimentary basins (Pannonian, Transylvanian, Moldavian, Dacic) brought an impressive development.

As a result, between 1989 and 1997, within the Dacic Basin, the Geological Institute of Romania mapped 75 hydrogeological boreholes with continous mechanical drilling and sampled cca 4,000 cores.

1. Materials and methods

Our yearly study (1996) used cca 250 cores from three hydrogeological boreholes: H2 Piatra Olt (250 m depth), H4 Slatina (375 m) and H5 Balş (270 m). It had in view the search of the Badenian-Holocene sedimentary formations (the latest cycle of the Dacic Basin evolution).

In the field (at the borehole place), the thickness of each bed, its lithology, the colour, the organic matter content, the inner structures, the character of the limits, the architecture of the sequences, etc. have been investigated.

In the laboratory, the paleontological content has been studied and the grain-size, the hydraulic conductivity (for the aquifer rocks), the content of CaO, MgO, Cl for fine-grained lithotypes, etc. have been determined.

2. Results

The three hydrogeological boreholes are situated on the axis of Balş-Optaşi uplift, on the ENE–WSW 25 km alignment (Fig.).

Comparing the litho- and biostratigraphic features of the formations found on this alignment with previously defined formations (Pauliuc et al., 1979; Andreescu et al., 1985; Lubenescu et al., 1987; Papaianopol, Marinescu, 1994) it results that the Olt-Vedea, Optaşi-Cartojani and Bucureşti Groups have been investigated.

Institutul Geologic al României

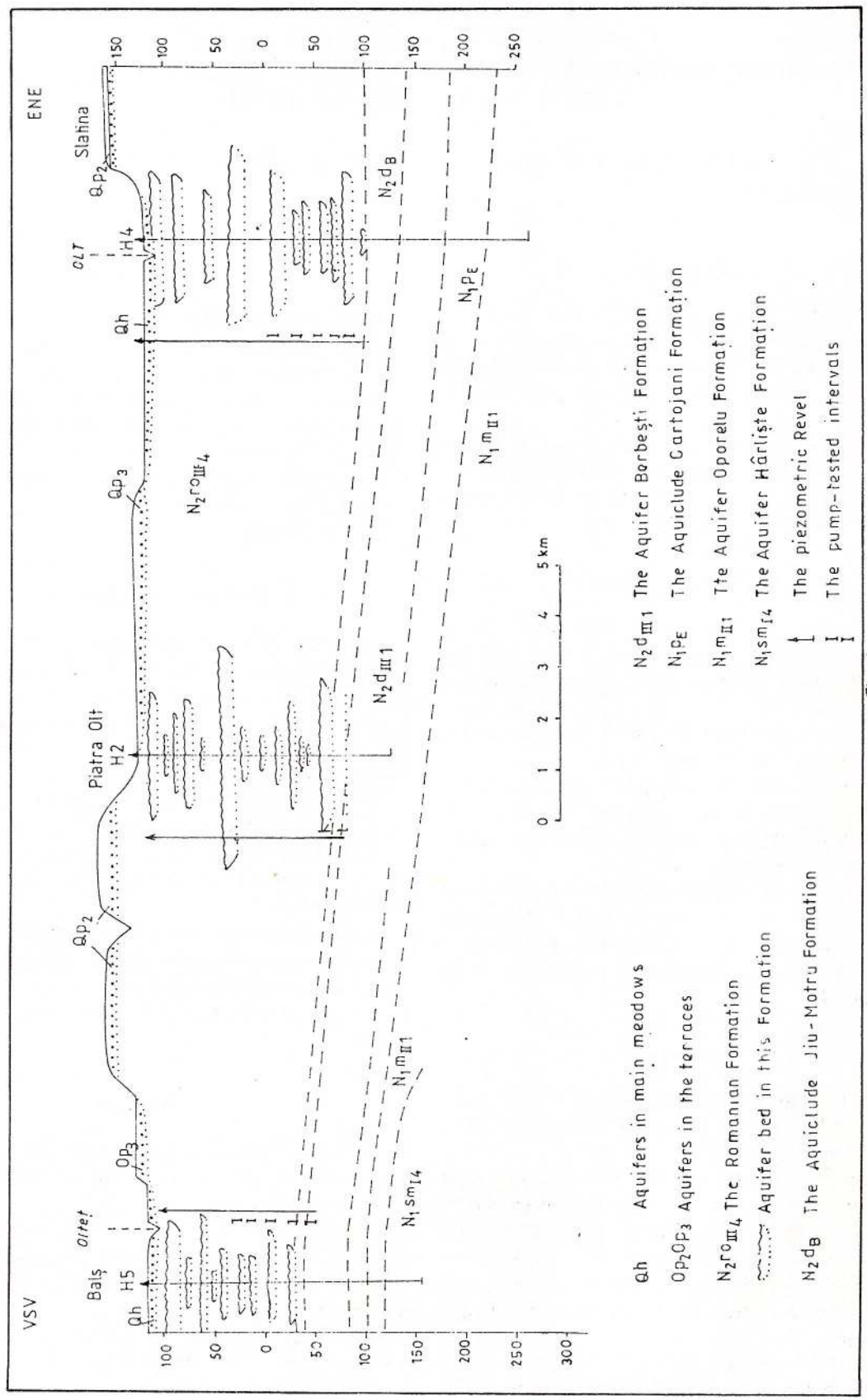


Fig. 1

Institutul Geologic al României

propune pentru fiecare unitate hidrostratigrafică un set de indici (tab.).

În literatura internaţională hidrogeologică, în studiul unitar al bazinelor sedimentare, această practică este utilizată (Toth, 1978; Struckmeier, Margat, 1995).

As regard the hydrogeological character of each formation and based on the stratigraphic data, for each hydrostratigraphic unit we propose an unitary set of indices (Tab.).

This is the usual practise in the international hydrogeological literature; Toth, 1978; Struckmeier, Margat, 1995.

Table

Series	Stage	Substage	Group	Formation	Proposed codes	
					aquifer	aquiclude
Pliocene	Romanian	Valahian	Cartojani-Optaşi Bucureşti	Jiu-Motru Berbeşti	N_2ro_{III5}	N_2ro_E
		Pelendavian			N_2ro_{III4}	N_2ro_D
		Siensian			N_2ro_{III3}	N_2ro_C
	Dacian	Parscovian			N_2d_{III2}	N_2d_B
		Getian			N_2d_{III1}	N_2d_A
Miocene	Pontian	Bosphorian		Cartojani	N_1p_{II5}	N_1p_E
		Portaferian			N_1p_{II4}	N_1p_D
		Odessian			N_1p_{II3}	N_1p_C
	Meotian	Moldavian		Slatina	N_1m_{II2}	N_1m_B
		Oltenian		Oporelu	N_1m_{II1}	N_1m_A
	Sarmatian	Kersonian	Olt-Vedea	Cetate	N_1sm_{I5}	N_1sm_E
		Basarabian		Olteni-Hârleşti	N_1sm_{I4}	N_1sm_D
		Volhinian		Miroşi-Ciureşti	N_1sm_{I3}	N_1sm_C
	Badenian	Kossovian		Humele	N_1ba_{I2}	N_1ba_B
		Langhian			N_1ba_{I1}	N_1na_A

2.1 Grupul Olt-Vedea

În extremitatea vestică a ridicării Balş-Optaşi, în forajul de prospecţiune hidrogeologică H5 Balş s-a identificat *formaţiunea de Hârleşti* (componentă a grupului Olt-Vedea). Aceasta este alcătuită din cca 35 m calcare cavernoase, fosilifere (de vârstă sarmaţiană).

Din punct de vedere hidrogeologic, formaţiunea Hârleşti nu conţine apă potabilă (având mineralizaţie ridicată şi aparţinând tipului clorurat sodic). Transmisivitatea acviferului este de cca 400 m^2/zi iar adâncimea nivelului piezometric este cca 50 m.

2.2 Grupul Optaşi-Cartojani

Formaţiunea de Hârleşti este acoperită (după o suprafaţă hiatală) de *formaţiunea de Oporelu*, ca parte a grupului Optaşi-Cartojani (cod N_1m_{III}, formaţiune de vârstă meoţiană).

Formaţiunea de Oporelu este constituită în principal din cca 50 m strate de nisip (cu 2–3 nivele bogate în moluşte aparţinând familiilor *Micromelanidae, Hydrobiide* şi *Dreissenidae*).

Analizele granulometrice indică predominarea nisipurilor fine (cu o valoare medie a fracţiei argilo-siltică de 5–18 %). Transmisivitatea acviferului este scăzută (cca 5–10 m^2/zi).

Trăsăturile menţionate anterior, ca şi tipul hidrochimic (sulfatat-bicarbonatat sodo-calcic) nu re-

2.1 The Olt-Vedea Group

In the H5 Balş borehole situated in the westernmost part of the Balş-Optaşi uplift, the Hârleşti Formation (belonging of the Olt-Vedea Group) has been identified. It consists of cca 35 m of cavernous, fossiliferous limestones (Sarmatian).

Hydrogeologically, the Hârleşti Formation, belonging to natrium chlorite type). The transmissivity is cca 400 m^2/day and depth of groundwater cca 50 m.

2.2 The Optaşi-Cartojani Group

Separated by a hiatal surface, the Hârleşti Formation is overlain by *the Oporelu Formation* (Meotian, code N_1m_{III}) belonging to the Optaşi-Cartojani Group.

The Oporelu Formation is mostly constitued of cca 50 m sandy beds (with 2–3 levels rich in molluscs belonging to the families *Micromelannidae, Hydrobiidae and Dreissenidae*.

The grain-size analysis shows that the formation consists mainly of fine sands (with an average of silt-clay fractions between 5 % and 10 %) and it has a low transmissivity (cca 5-10 m^2/day).

The above-mentioned features and its hydrochemical type (sulphate-bicarbonate natrium calcium) make this aquifer unadvisable for supply.

The Oporelu Formation is unconformably overlain by the acviclude *Cartojani Formation* (code N_1P_E).

Institutul Geologic al României

comandă utilizarea acestui acvifer pentru alimentarea populaţiei.

Formaţiunea de Oporelu este acoperită (după un lung interval ce nu-şi găseşte corespondenţa în depozite) de *formaţiunea de Cartojani* (de vârstă ponţian superioară).

Această formaţiune este alcătuită în principal din marne, foarte bogate în specii din familia *Didacninae*.

Pentru marnele acestei formaţiuni, conţinuturile de CaO şi Cl scad din partea inferioară (34–39 %, respectiv cca 18 %) spre cea superioară (cca 19%, respectiv cca 9 %).

Privitor la grupul mineralelor argiloase, se remarcă lipsa caolinului şi ponderea importantă a smectitelor calcice (cca 50 %).

Extractele apoase, comparativ cu cele obţinute pe roci din alte formaţiuni probate pe profilul Balş-Piatra Olt-Slatina, indică pentru marne valorile cele mai ridicate în HCO_3^- (360–510 mg/l), în Na^+ (110–130 mg/l) şi în K^+ (10–15 mg/l).

Din punct de vedere hidrogeologic, formaţiunea acvicludă de Cartojani separă curenţii acviferelor de adâncime din formaţiunile de Oporelu şi de Berbeşti.

2.3 Grupul Bucureşti

În cadrul acestui grup s-au identificat formaţiunile Berbeşti, Jiu-Motru şi romanianã (la acest ultim nivel cronostratigrafic, există în literatură formaţiuni concurente, însă nedefinite clar, cum recomandă normele elaborate în literatura stratigrafică internaţională începând din 1970).

Formaţiunea de Berbeşti este alcătuită în partea inferioară din cca 25 m microsecvenţă cu strate decimetrice de nisip siltic, silt, argilă silto-nisipoasă, argile marnoase ş.a. Pentru ultimul litotip, conţinuturile în CaO şi Cl sunt între 6–31 %, şi respectiv 3,0–4,5 %.

În grupul mineralelor argiloase, ponderea este următoarea (în ordine descrescândă): ilit, smectit, caolinit şi clorit.

Partea a doua a formaţiunii are tendinţă de creştere a granulozităţii din bază spre suprafaţă, probabil urmare a regresiunii lacului Dacic şi progradării microdeltelor. Această parte a formaţiunii este constituită din cca 20 m nisipuri siltice şi nisipuri fine.

Nisipurile au conţinuturi foarte mici în minerale feromagnetice (0,4 % în raport cu totalul fracţiei grele) şi valori în minerale autigene (în aceeaşi clasă, sideritul deţine cca 55 %).

Din punct de vedere hidrogeologic, partea superioară a formaţiunii de Berbeşti are debite specifice medii (cca 0,3 l/s/m) şi conţine apă potabilă.

Testele *in situ* indică pentru această suprafaţă piezometrică la cca 95 m altitudine absolută (cca 25 m adâncime sub nivelul marilor lunci: Olt şi Olteţ).

În regiunea studiată, *formaţiunea de Jiu-Motru* are cca 30 m grosime şi constă din microsecvenţe (uneori

This formation is mainly composed of marls (very rich in speciesses of *Didacninae* Family).

For this formation, the amount of CaO and Cl is varying from the lower (34–39%, cca 18 %, respectivly) to the upper part (cca 19%, cca 9 %, respectivly).

Regarding the clayey minerals, the lack of kaolinite and the first place of the calcic smectites (cca 50 %) can be remarked.

In comparison with the waterly extract from other formations sampled in the Balş-Piatra-Slatina profile, the marls show the highest values of HCO_3^- (360–510 mg/L), of Na^+ 110–130 mg/L) and of K^+ (10–15 mg/L).

Hydrogeologically, the acviclude Cartojani Formation divides the flow of confined groundwaters of the Oporelu and Berbeşti formations.

2.3 The Bucureşti Group

This group is made up of the Berbeşti, Jiu-Motru and Romanian formations.

The lower part of *the Berbeşti Formation* is constitued of cca 25 m microsequences represented by decimetric beds with silty sand, silt, silty-sandy clay, marly clay etc. For the last lithotype, the contents of CaO, MgO and Cl are between 6 and 31 %; 3 and 6.%; 3 and 4.5 %, respectivly. As concerns the clayey minerals, the situation is (in a decreasing order) : illite, smectite, kaolinite and chlorite.

As regards the heavy fraction, the sands have a low amount of ferromagnetic minerals (cca 0.4 %) and great values of authigenic minerals (e.g. in the same fraction, siderite represents 55 %).

Hydrogeologically, the upper part of the Berbeşti Formation has a medium specific capacity (0.3 – 0.5 l/s/m) and contains supply waters.

The pump-test data show the piezometric surface at about 95 m above sea-level (at cca 25 m depth below the main Olt and Olteţ meadows).

In the above-mentioned region, *the Jiu-Motru Formation* has cca 30 m thickness and it consists of thin microsequences composed of sand, sandy clay, coaly clay (coal), marly clay etc.

The study of the Jiu-Motru beds shows the prevalence of finegrained petrotypes, each having thin thickness, low contents of nannogasteropoda and cardiids, the traces of the pedogenetic processes, low amount of Cl^-, proper to high deltaic plain environment.

For the clay beds, the contents of CaO and MgO decrease from the lower part (5–15 %, 4–6 % repectivly) to the upper one 0.5–3.0 %, cca 2.5 %).

The waterly extracts from thin interbedded sands of the Jiu-Motru Formation contain significant values of NH_4^+, F^-, CO_2 (from phytodetritus).

From the hydrogeologic point of view, the Jiu-Motru Formation has an aquitard-aquiclude character.

Institutul Geologic al României

incomplete) cu nisip, argilă nisipoasă, argilă cărbunoasă (cărbune), argilă marnoasă ş.a.

În cadrul formaţiunii predomină rocile fin-granulare, fiecare având grosimi mici, conţinut scăzut în nanogastropode şi cardiacee, urme ale proceselor pedogenetice, conţinuturi foarte mici în Cl^- (trăsături proprii mediului unei câmpii deltaice superioare).

Conţinuturile în CaO şi MgO ale stratelor de argilă scad din partea inferioară (5–15 %, respectiv 4–6 %) spre cea superioară (0,5–3,0 %, respectiv cca 2,5 %).

Extrasele apoase obţinute la filtrarea prin nisipurile acestei formaţiuni au valori semnificative de NH_4^+, F^-, CO_2 (din degradarea fitodetritusului).

Din punct de vedere hidrogeologic, formaţiunea de Jiu-Motru are caracter acviclud-acvitard.

Următoarea formaţiune, *formaţiunea romaniană* nu este suficient de bine studiată în limitele Bazinului Dacic.

În sectorul Slatina-Piatra-Balş, aceasta are o succesiune de cicluri litologice, fiecare alcătuit din depozite aluviale de canal (nisipuri, nisipuri cu pietriş, pietrişuri cu nisip) cu trecere gradată în sus la depuneri de câmpie inundabilă, cu largi porţiuni de mlaştină (argile nisipoase, argile siltice, argile cărbunoase ş.a.)

În treimea inferioară a formaţiunii romaniene, funcţie de trăsăturile sale principale: culoarea pestriţă a depozitelor de overbank, conţinutul scăzut în carbonaţi, frecvenţa mică a stratelor cărbunoase, se apreciază că acest sector aparţinând părţii centralsudice a bazinului Dacic era bine drenat (aidoma unei câmpii de inundaţie cu nivelul hidrostatic la câţiva metrii).

Apoi, în timpul acumulării părţii mijlocii a formaţiunii romaniene, datorită unui climat mai umed, condiţiile paleohidrologice s-au schimbat. La acest nivel, depozitele aluviale sunt mai bine sortate iar frecvenţa argilelor cărbunoase sau a paleosolurilor gleice a crescut.

În treimea superioară a acestei formaţiuni (exemplificată în fig. 1), există strate de nisipuri şi strate de pietrişuri cu nisip (ceeace semnifică, fie creşterea competenţei paleocursurilor, fie o mişcare orogenică în domeniul Carpaţilor).

Hidrogeologic, formaţiunea romaniană are un caracter predominant impermiabil dar conţine apă subterană la variate nivele (aluviuni ale vechilor cursuri, etajate şi îngropate, pe fondul subsidenţei Platformei Moesice).

Datorită arhitecturii, formaţiunea romaniană are o mare anizotropie a caracterelor hidraulice. Debitul specific are valori ce se înscriu în intervalul 0,1 l/s/m – 0,3 l/s/m (Feru, Scafă, 1977; date existente la Fondul IGR).

În cazul acestei formaţiuni, funcţie de poziţia structurală a acviferului (acviferelor), acesta are nivel liber,

The next formation, *Romanian Formation* is not well studied (in area of Dacic Basin). In the Slatina-Balş sector, it presents a succession of lithological cycle, each composed of alluvial channels deposits (sands, sands with gravels) with gradual upward transition to floodplain with swampy products (sandy clays, silty clays, coaly clays etc).

In the lower third of the Romanian Formation, considering the main features: variegated colour of the overbank deposits, their low contents of carbonates, the low frequency of the coaly beds (Plate), it is supposed that the central part of Dacic Basin was well drained (a floodplain with water level at some meters). Then, in the middle part of the Romanian Formation accumulation, due of wetter climate, the paleohydrological conditions have changed. At this interval, the alluvial deposits are better-sorted and the frequency of coaly clays or gleis paleosols grows.

In the upper part of this formation there are beds of sands with gravels (meaning either an increasing paleorivers competency, or an orogenesis movement of the Carpathian area).

Hydrogeologically, the Romanian Formation has an imprevious character and contains groundwaters at different levels (stacked buried alluvia of old streams).

Thanks to its architecture, the Romanian Formation shows a high anisotropy of hydraulic properties (Feru, Scafă, 1977). The specific capacity is ranging between 0.1 l/s/m and 0.3 l/s/m.

Ranging the structural position of the tested aquifer(s), the elevation of groundwater table differs, being free, confined or highly confined. The H4 Slatina borehole tested the aquifers between 128 and 209 m (here is indicating the existence of artesian outflow).

Nearby, the Romanian Formation is tapping for Slatina (drinking water). Having hydraulic relation with phreatic aquifer of Holocene alluvia and with Lake Slatina, the Romanian Formation has a medium potential for contaminant spreding.

References

Andreescu, I., Ţicleanu, N., Pauliuc, S., Pelin, M., Pană, I., Barus, T. (1985) Stratigraphie des dépôts pliocènes à charbons. Zone est d'Olténie (secteur Olt-Jiu). *An. Univ., Geol.*, 34, p. 87–96, Bucureşti.

Lubenescu, V., Diaconu, M., Radu, A., Ştefănescu, C., Cornea, C. (1987) Stratigraphie des dépôts néogenes de la plate-forme moessienne (secteur de Drăgăneşti Olt-Roşiori de Vede-Alexandria). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72–73/4, p. 115–123, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

sub presiune sau arterzian. Forajul H4 Slatina a testat *in situ* acviferele romaniene din intervalul 128–209 m (cu manifestare arteziană).

În vecinătatea acestui foraj, formaţiunea romanianã este captată (prin cca 35 foraje) pentru alimentarea oraşului Slatina. Întrucât s-a evidenţiat existenţa relaţiilor hidraulice cu acviferul freatic din aluviunile luncii Oltului şi cu lacul artificial Slatina, formaţiunea romanianã are un potenţial mediu de contaminare; în principal, în primul strat acvifer, situat în intervalul 10–22 m adâncime (planşa I).

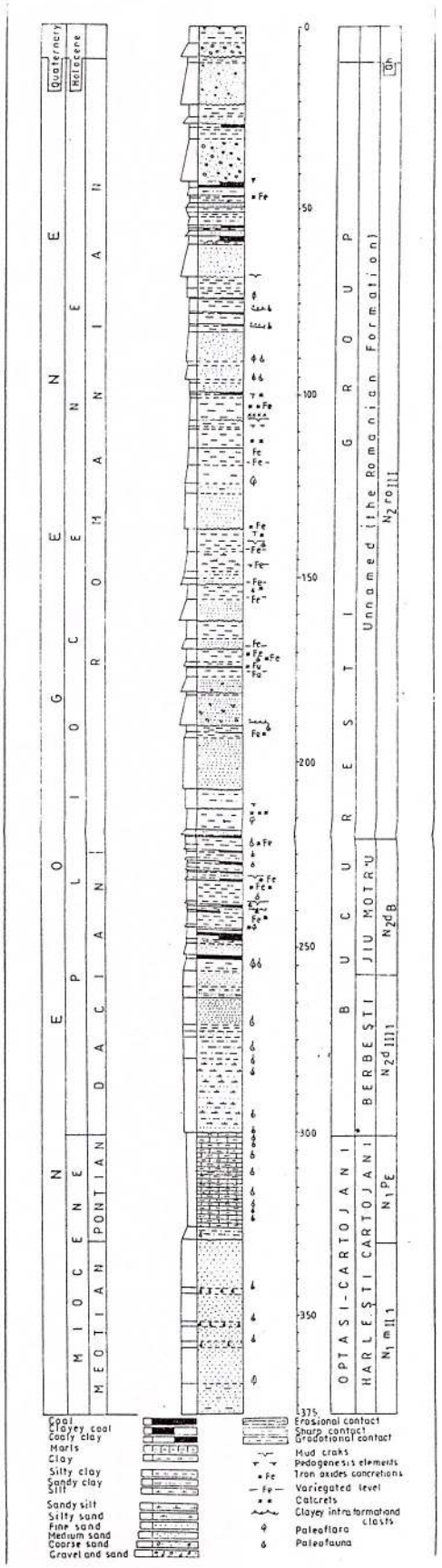
Papaianopol, I., Marinescu, F. (1994) Lithostratigraphy and Age of Neogene Deposits on the Moesian Platforme, between Olt and Danube Rivers. *Rom. J. Stratigraphy*, 76. p. 67–70, Bucureşti.

Pauliuc, S., Negoiţă, F., Darwische, M., Andreescu, I. (1979) Stratigrafia depozitelor miocene din sectorul central al Platformei Moesice (V. Olt-V. Dâmboviţa). *An. Univ. Buc., Geol.*, 28, p. 65–77, Bucureşti.

Toth, J. (1978) Gravity Induced Cross-Formation Flow of Formation Fluids Red Earth Region, Alberta; Analysis, Patterns and Evolution; in rew.: *Water Resources Research*, 14, 5, p. 805–843.

Institutul Geologic al României

The hydrogeological borehole H4 SLATINA



163593

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 21–26, Bucureşti, 1998

INTERPRETAREA EVOLUŢIEI TECTONICE A CURBURII INTERNE A CARPAŢILOR PE BAZA ANALIZEI DE PALEOSTRESS
TECTONIC EVOLUTION OF THE INNER CARPATHIAN BEND INFERRED FROM PALEOSTRESS ANALYSIS

V. AIOANEI

Introducere

Regiunea studiată este situată în zona de racord a Carpaţilor Orientali şi Meridionali, mai precis în partea internă a acesteia. Cercetările s-au axat pe deformaţia casantă a rocilor sedimentare mezozoice, având ca scop determinarea direcţiilor de paleostress, pe baza măsurătorilor efectuate pe striuri de alunecare prezente pe planele de falie. Prelucrarea datelor s-a făcut cu ajutorul unui program de calculator care utilizează metoda inversiunii directe (Angelier, 1979; 1983; 1984; 1990). Fiind vorba de o fază preliminară, interpretarea rezultatelor trebuie privită cu circumspecţie; cercetări ulterioare vor crea, probabil, posibilitatea unei mai bune evaluări a evenimentelor tectonice şi a unei analize mai consistente a structurii geologice a regiunii.

Cadrul geologic

Unităţile tectonice majore reprezentate în zona cercetată sunt: Transilvanidele (pânzele transilvane); Dacidele mediane, (pânza bucovinică, pânzele supragetice şi pânza getică); Dacidele externe (pânza de Ceahlău). În ceea ce priveşte vârsta tectogenezelor principale, acestea se inscriu în faza austrică (mezocretacică) şi în faza laramică (finicretacică).

Transilvanide. Pânza de Perşani este unitatea cea mai internă din alcătuirea Curburii Carpaţilor, provenind din sutura majoră tethysiană, care separă Dacidele Interne de Dacidele Mediane. Este constituită dintr-un complex ofiolitic şi din formaţiuni sedimentare mezozoice (Triasic–Cretacic inferior), şariajul ei peste pânza bucovinică producându-se în faza austrică.

Dacide mediane. În zona curburii interne a Carpaţilor se realizează joncţiunea între segmentul oriental şi cel meridional, continuitatea acestora în cele două sectoare făcând obiectul unor cercetări intense şi fiind în prezent bine documentată (Săndulescu, 1975; 1976; 1988). Astfel, pânza bucovinică şi cea subbucovinică se corelează cu pânzele supragetice, iar pânzelor infrabucovinice le corespunde pânza getică.

Introduction

The study area is located in the inner part of the connection between the East and South Carpathians. The research was based on brittle deformation of Mesozoic sedimentary rocks and was aimed at determining paleostress directions from measurements on slickensided fault planes. Data processing was performed with the aid of a computer program using the direct inversion method (Angelier, 1979; 1983; 1984; 1990). This being a preliminary stage, the interpretation of the results should be regarded with caution, as future research will probably lead to a better assessment of events and a more consistent analysis of the geological structure of the region.

Geological setting

The major tectonic units represented in the research area are: Transylvanides (Transylvanian nappes); Median Dacides (Bucovinian Nappe, Supragetic nappes, Getic Nappe); Outer Dacides (Ceahlau Nappe). The main orogenic events are the Austrian (mid-Cretaceous) and the Laramian (end-Cretaceous) tectogeneses.

Transylvanides. *The Perşani Nappe* is the innermost unit of the Carpathian Bend, its source area being the Tethyan major suture, which separates the Inner Dacides from the Median Dacides. It consists of an ophiolitic complex and Mesozoic sedimentary rocks (Triassic - Lower Cretaceous), and was overthrust upon the Bucovinian Nappe during the Austrian tectogenesis.

Median Dacides. The joining of the eastern and southern segments within the Inner Carpathian Bend area and the continuity of these tectonic units have been thoroughly researched and are now well documented (Săndulescu, 1975; 1976; 1988). Thus the Bucovinian Nappe and the Subbucovinian Nappe are related to the Supragetic Nappe, while the Infrabucovinian nappes are likened to the Getic Nappe.

The Bucovinian Nappe comprises a crystalline basement and Early-Middle Triassic and Upper Aptian deposits. The overthrust of the B.N. was achieved in the Austrian tectogenesis.

Institutul Geologic al României

Pânza bucovinică este alcătuită dintr-un fundament cristalin şi din depozite triasic-inferioare şi medii precum şi apţian-superioare. Şariajul pânzei bucovinice s-a produs în faza austrică.

Pânzele supragetice sunt reprezentate prin *Pânza de Şinca* (Săndulescu et al., 1986), de fapt o digitaţie a pânzei de Făgăraş, constituită, în principal, din formaţiuni metamorfice. Izolat, apar câteva petice sedimentare de vârstă permiană, triasic-inferioară şi apţian-superioară. *Solzul Poiana Mărului* este alcătuit din formaţiuni ale fundamentului, pe alocuri acoperite de depozite permiene sau triasice. *Solzul Măgura Codlei*, cu o poziţie paleotectonică ceva mai externă, este o unitate predominant sedimentară jurasică, şisturile cristaline fiind întâlnite numai în foraje. Şariajul pânzelor supragetice s-a produs, în principal, în faza austrică, dar a fost reluat în faza laramică. Pânza getică include unitatea de Holbav, inferioară, şi unitatea de Braşov, superioară. Unitatea de Holbav este alcatuită din formaţiuni sedimentare mezozoice (Triasic inferior - Apţian inferior), cu o secvenţă vulcanogenă liasică. Unitatea de Braşov are un fundament metamorfic şi o cuvertură sedimentară acoperind intervalul Permian (cu vulcanite acide) - Apţian inferior. Pânza getică a încălecat pânza de Ceahlău în timpul tectogenezei mezocretacice, iar în faza laramică deplasarea celor două pânze s-a făcut solidar.

Dacide externe. Pânza de Ceahlău conţine un fliş tithonic-neocomian şi depozite sedimentare cretacic-inferioare.

Deformări rupturale. Un rol determinant în realizarea edificiului structural din zona curburii interne a Carpaţilor l-au avut două accidente tectonice importante: falia Dealu Mare şi falia Branului.

Falia Dealu Mare, cu direcţie aproximativ W-E, reprezintă extremitatea estică a fracturii majore sudtransilvane şi ar putea fi considerată ca limită de separaţie între Dacidele mediane din Carpaţii Orientali şi cele din Carpaţii Meridionali. În mod cert, ea separă două sectoare cu tectonică net diferită: la nord se află culoarul Vlădeni, având aspect de bloc înclinat spre sud, acoperit de depozite cretacic-superioare şi paleogene, fără deformări rupturale sau plicative importante; la sud, regimul tectonic este caracterizat de încălecări de amploare, precum şi de structura complexă a terenurilor mezozoice. Fiind iniţiată, probabil, în Jurasicul inferior, falia Dealu Mare a avut un rol important în timpul tectogenezelor mezo- şi fini-cretacice, dirijând şariajul pânzelor supragetice şi al pânzei getice spre est. În Terţiar, a produs deplasări verticale, de ridicare a compartimentului sudic şi coborâre a celui nordic.

The Supragetic nappes are represented by the Şinca Nappe (Săndulescu, 1986), in fact a digitation of the greater Făgăraş Nappe, made up of metamorphic rocks and isolated patches of Permian, Lower Triassic, and Upper Aptian sediments. The Poiana Mărului Scale consists of basement rocks and scarce Permian and Triassic deposits. The Măgura Codlei Scale, with a more external paleotectonic position, is a mainly Jurassic sedimentary unit; crystalline rocks have only been reached by drillings. The overthrust of the Supragetic nappes took place primarily in the Austrian tectogenesis, but was renewed during the Laramian tectogenesis.

The Getic Nappe includes the Holbav (lower) and Braşov (upper) units. The Holbav Unit consists of Mesozoic sediments (Jurassic - Lower Cretaceous), also holding Liassic volcanic sequence. The Braşov Unit has a metamorphic basement and a sedimentary cover spanning from Permian (with acid volcanics) to Lower Aptian. The Getic Nappe overthrust the Ceahlău Nappe during the mid-Cretaceous tectogenesis, while in the Laramian tectogenesis the two nappes moved together.

Outer Dacides. The Ceahlău Nappe contains a Tithonian-Neocomian flysch and Lower Cretaceous sedimentary deposits.

Brittle tectonics. A major role in the structural development of the Inner Carpathian Bend area was played by two important fractures: the Dealu Mare and Bran faults.

The Dealu Mare Fault, trending roughly W-E, is the eastern segment of the great South-Transylvanian Fault and could be considered as the boundary between the Median Dacides of the East Carpathians and those of the South Carpathians. Clearly, it separates two domains having utterly different structural patterns: the Vlădeni Couloir to the north, a southward tilted block covered by Upper Cretaceous and Paleogene deposits and lacking in folding or faulting; to the south, the tectonic regime is marked by heavy thrusting, and complicated structures of the Mesozoic formations. Probably initiated in the Lower Jurassic, the D.M.F. was actively involved in the mid- and late-Cretaceous tectogeneses, by controlling the eastward overthrust of the Supragetic and Getic nappes. During the Tertiary, it only caused vertical movements, namely the uplift of the southern compartment and the downing of the northern one.

The Bran Fault, situated farther south, passing near Zărneşti and Bran, and having a WNW-ESE trend, probably led to the absence of Triassic and Lower Jurassic deposits in the southern area, and, during the Tertiary, produced the collapse of the southern compartment.

Institutul Geologic al României

Falia Branului, situată mai la sud şi trecând prin dreptul localităţilor Zărneşti şi Bran, are o direcţie WNW-ESE şi a determinat, probabil, absenţa depozitelor triasice şi jurasic-inferioare în compartimentul sudic, iar în timpul Terţiarului a condus la afundarea compartimentului nordic.

Direcţii de paleostress

Măsurătorile au fost efectuate pe următoarele formaţiuni sedimentare:

- calcare bituminoase în plăci (Anisian): pct.8
- calcare masive (Kimmeridgian-Tithonic): pct. 4, 6, 7, 9, 10, 11, 13, 14
- calcare masive organogene (Apţian superior): pct.1, 2, 3
- conglomerate polimictice (Vraconian-Cenomanian): pct. 5, 12.

Utilizând criterii de stabilire a cronologiei, cum ar fi superpoziţia striurilor de falie şi debascularea seturilor de date (prin aducerea la orizontală a planelor de stratificaţie), au fost separate 21 de faze de mişcare: 4 compresiuni, 6 extensiuni şi 11 decroşări. Totuşi, ţinând cont de gradul destul de ridicat de nedeterminare impus de numărul redus de situaţii clare şi de lipsa măsurătorilor în formaţiuni mai noi, comentariile vor fi făcute în urma grupării fazelor cu orientări geografice apropiate în câteva direcţii dominante.

Direcţiile de compresiune şi de extensiune au fost proiectate împreună pe hartă (fig.1), cele mai bine evidenţiate fiind următoarele:

Compresiunea NW-SE (din pct.8 şi 13) ar putea fi responsabilă de retroşariajele de la sud şi vest de aceste puncte de măsurare;

Compresiunea WNW-ESE din pct.13 se încadrează în direcţia generală a şariajului pânzei getice peste unităţile externe;

Extensiunea NNW-SSE din pct.1 şi, respectiv, pct.12 pare a fi produs subsidenţa din culoarul Vlădeni şi din zona localitatea Zărneşti, urmată de depunerea depozitelor paleogene;

Extensiunile orientate aproximativ W-E (în pct. 4, 6, 7, 8, 9, 10, 13, 14) sunt legate de deschiderea riftului Dacidelor Externe, care a început în Jurasicul inferior sau mediu şi a continuat până în Tithonic (Săndulescu, 1984);

Extensiunea NE-SW (în pct.6 şi 11) şi Extensiunea NW-SE (în pct.7 şi 10) se raportează la accidente tectonice minore, şi anume falii normale aflate în vecinătatea punctelor de măsurare.

Direcţiile caracteristice regimului decroşant se pot urmări în figura 2, dintre acestea remarcându-se:

Paleostress directions

The data was collected from the following sedimentary rocks:

- bedded bituminous limestones (Anisian): site 8;
- massive limestones (Kimmeridgian-Tithonian): sites 4,6,7,9,10,11,13,14;
- massive fossil-rich limestones (Upper Aptian): sites 1,2,3;
- polymictic conglomerates (Vraconian-Cenomanian): sites 5,12.

Making use of chronology setting criteria such as superposition of striae and rotation of fault-slip data sets (by restoring the horizontal position of bedding planes), 21 movements were separated: 4 compressional, 6 extensional, and 11 strike-slip events. However, taking into account the relatively high degree of uncertainty conditioned by the small number of unambiguous situations and the lack of measurements in younger rocks, the discussion will accommodate a grouping of closely oriented directions into a few dominant trends.

Compressions and extensions were plotted together on the map in Figure 1, and some of the best featured are the following:

The NW-SE compression (in sites 8 and 13) could be responsible for the backthrusts south and east of localities;

The WNW-ESE compression in site 13 is compatible with the general trend of the overthrust of the Getic Nappe onto the external units;

The NNW-SSE extension in site 1, and 12, respectively, seems to have caused subsidence followed by deposition of Paleogene sediments in the Vlădeni and Zărneşti areas;

The roughly W-E oriented extensions (in sites 4,6,7,8,9,10,13,14) are linked to the opening of the Outer Dacian megatrough, which started in the Lower or middle Jurassic and continued until the Tithonian (Săndulescu, 1984);

The NE-SW extension (in sites 6 and 11), and the NW-SE extension (in sites 7 and 10) relate to minor tectonic events, that is, normal faults nearby localities.

Strike-slip regime directions can be examined in Fig.2, the most outstanding being:

The roughly NW-SE oriented strike-slip (in sites 4,6,8,10,11) accounts for the dextral component of the Dealu Mare Fault (south of Vlădeni), in agreement with the latest regional-scale research (Linzer, 1996);

The NNW-SSE strike-slip (in site 14), has the same role as the former, regarding the Bran Fault (south of Zărneşti).

Institutul Geologic al României

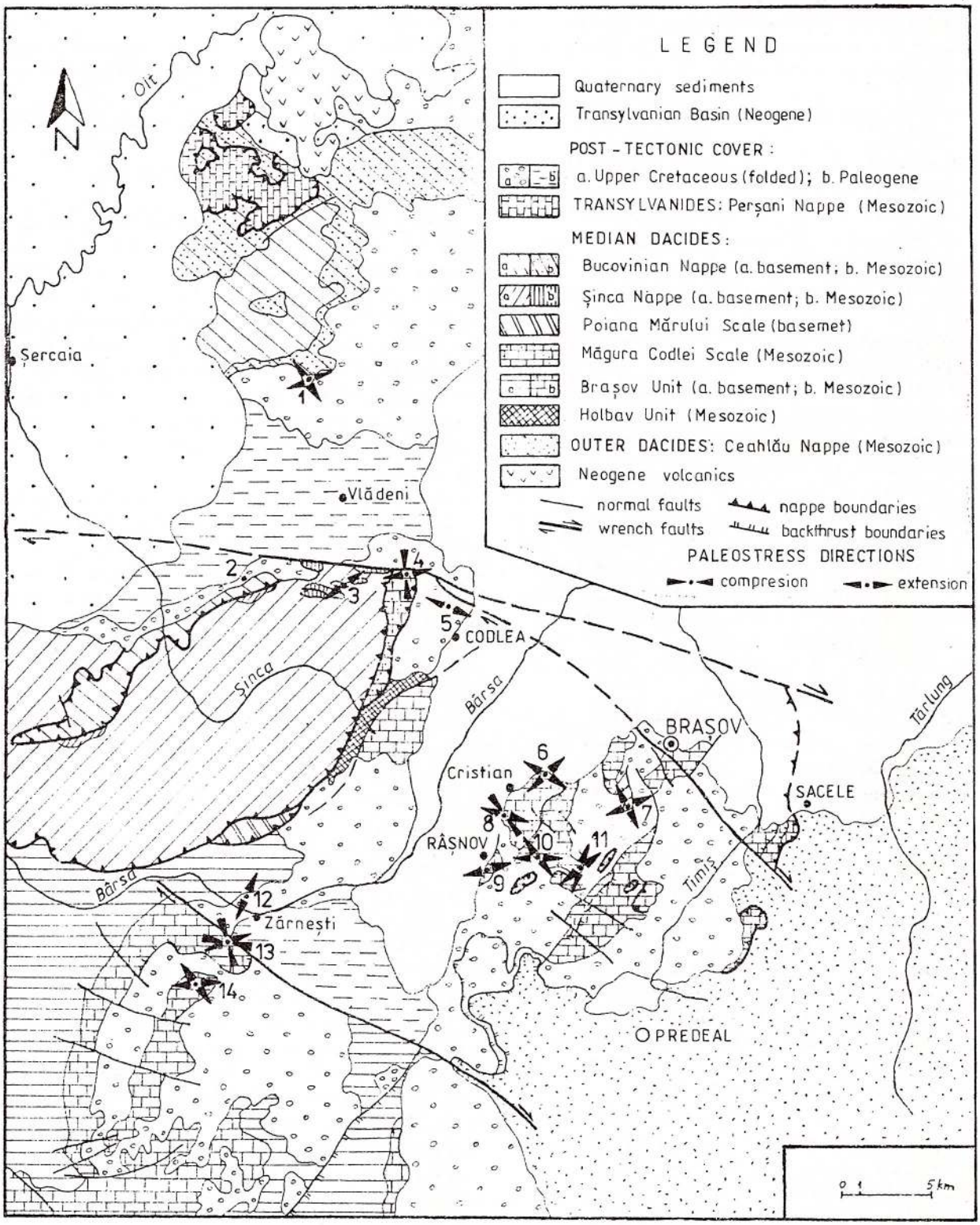


Fig. 1 – Tectonic sketch of the Inner Carpathian Bend, with paleostress directions for compressional and extenssional regimes.

163593
Institutul Geologic al României

163593

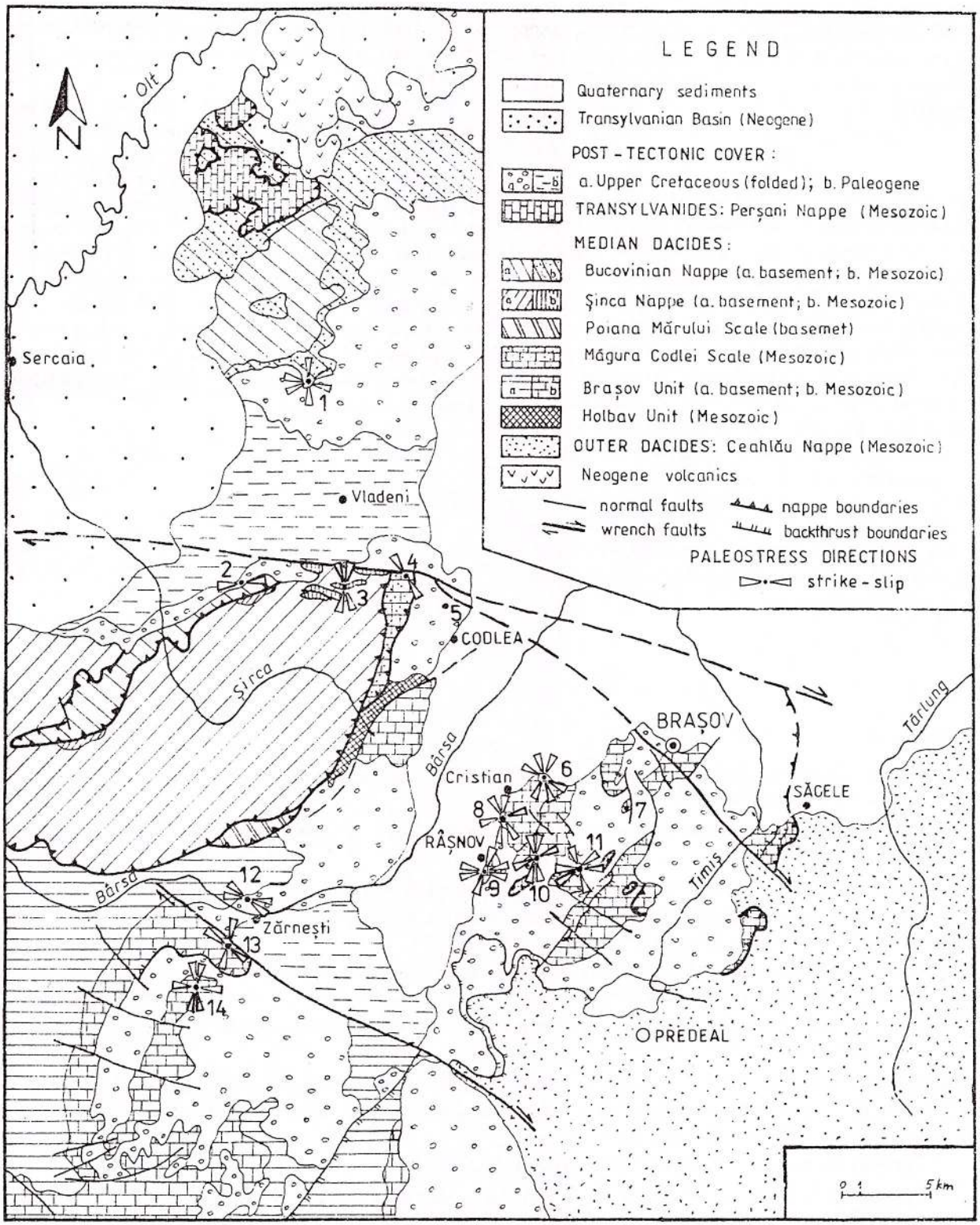


Fig. 2 – Tectonic sketch of the Inner Carpathian Bend, with paleostress directions for strike-slip regime.

Institutul Geologic al României

Decroşarea orientată aprox. NW-SE (în pct. 4, 6, 8, 10, 11), care imprimă o componentă dextră Faliei Dealu Mare (de la sud de Vlădeni), conformă cu cele mai recente cercetări la scara regională (Linzer, 1996);

Decroşarea NNW-SSE (în pct. 14), cu acelaşi rol ca precedenta, dar în cazul Faliei Branului (de la sud de Zărneşti).

Concluzii

Se poate observa cu uşurinţă că doar o parte din direcţiile de paleostress determinate au putut fi raportate la evenimente tectonice cunoscute în regiune, în timp ce multe faze de mişcare rămân neexplicate.

În afară de aceasta, nu s-a ţinut cont de investigaţiile paleomagnetice efectuate pe roci cretacic-superioare (marne turonian-campaniene), care au pus în evidenţă o declinaţie magnetică de cel puţin 90^0 în sensul acelor de ceasornic faţă de direcţia nord actuală (Bazhenov et al., 1993). Deşi nu cuprind toată gama de roci pe care s-au făcut măsurătorile de paleostress, aceste determinări ar putea fi extrapolate la întreaga zonă, care s-ar încadra într-un bloc solidar. Este evident că o asemenea rotaţie a direcţiilor de paleostress determinate ar invalida interpretarea expusă în lucrarea de faţă, astfel că, pe viitor, se impune luarea în considerare a acestei posibilităţi.

Conclusions

It can easily be noticed that only some of the paleostress directions could be assigned to established tectonic events, while many of the movements have yet to be explained.

Furthermore, there has not been any implementation of the results of paleomagnetic investigations performed in Upper Cretaceous rocks (Turonian-Campanian marls), which yielded a more than 90 clockwise magnetic declination relative to the present-day north (Bazhenov et al., 1993). Although the measurements do not include rocks that are the subject of this study, these findings could be extended to the entire region, which might have acted, at some point, as a single block. It is obvious that such a rotation of paleostress data would render the whole discussion meaningless; therefore, in the future, this possibility should be considered.

References

Angelier, J. (1979) Determination of the mean principal directions of stress for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, no.3/4, T17–T26.

— **(1983)** Analyse qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t.XXV, p.661–672.

– **(1984)** Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journ. geophys. Res.*, 89, B7, p.5835–5848.

– **(1990)** Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103, p.363-376.

Bazhenov, M.L., Burtman, V.S., Săndulescu, M. (1993) Paleomagnetism of the upper Cretaceous rocks and its bearing on the origin of the Romanian Carpathian arc. *Rom. J. Tect. & Reg. Geol.*, .75, p. 9–14, Bucureşti.

Linzer, H.-G. (1996) Kinematics of retreating subduction along the Carpatian arc, Romania. *Geology*, 24, 2, p. 167–170.

Săndulescu, M. (1975) Essaï de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, XVII, 3, p.299–358.

– **(1976)** La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpathes roumains. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, p.177–194, Bucureşti.

– **(1984)** Geotectonica României. Edit. Tehnică, Bucureşti.

– **(1988)** Les problèmes tectoniques de la courbure interne des Carpathes roumaines. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72–73/5, p.283–299, Bucureşti.

– **, Russo-Săndulescu, D., Udrescu, C., Medeşan, A. (1986)** Position structurale, pétrologie et ambiance géotectonique des magmatites mésozoïques de Ţara Bârsei. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5, p.197-222, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 27-28, Bucureşti, 1998

HARTA HIDROGEOLOGICĂ A ROMÂNIEI scara 1:50.000,foaia TERPEZIŢA HYDROGEOLOGICAL MAP OF ROMANIA Sheet TERPEZIŢA, 1:50,000

Petru ENCIU

Sectorul Terpeziţa este situat în partea sudică a Podişului Getic, la cca 200 m altitudine, într-o zonă umedă cu o reţea hidrografică controlată de trăsăturile structurale regionale.

Din punct de vedere geologic, foaia Terpeziţa corespunde flancului epicratonic al Avanfosei Carpatice, cu fundament format din morfostructuri postcretacice, acoperit de depozite sarmaţian-cuaternare.

Pe intervalul 0–300 m adâncime, cele peste 20 foraje de cercetare hidrogeologică au identificat patru formaţiuni. În bază, o formaţiune groasă şi impermeabilă, cea a marnelor ponţiene, este acoperită de formaţiunea de Berbeşti, un corp cu apă subterană, extins şi continuu în vestul Bazinului Dacic (30–60m nisipuri fin-medii acumulate în Dacianul inferior în mediu litoral-deltaic).

În intervalul Dacian superior-Romanian mediu, mediul depoziţional trece de la câmpie mlăştinoasă la câmpie aluvială (cu intermitente revărsări). În acest interval s-a format altă unitate hidro-litologică, alcătuită din 30–70 m strate impermiabile (cu nisipuri ca intercalaţii, ultimele alcătuind un acvifer multistrat sub presiune).

Cea de a patra formaţiune s-a acumulat în Pleistocen inferior în ambianţa unui con aluvial şi este alcătuită din 5–15 m pietrişuri, nisipuri ± bolovănişuri.

Aranjamentul structural şi grosimea depozitelor pliocene au fost influenţate de mişcările izostatice ale ridicării Optaşi-Balş-Leu şi ale depresiunii Lom-Terpeziţa-Filiaşi.

Formaţiunile pliocene stau VSV-ENE/NNV, au grosimea minimă pe periclinul vestic al ridicării menţionate (30–45) şi grosime maximă (50–200 m) în axul depresiunii sus-amintite.

Cele mai importante acvifere sunt cantonate în formaţiunile dacian inferioare şi pleistocen inferioare (prin mărime, geometrie, permiabilitate ş.a.). Pentru acviferul din formaţiunea dacian inferioară, zona proximă de alimentare este situată la cca 40 km NNV iar zona proximă de descărcare la cca 15 km SSE, în fereastra hidrogeologică Teascu-Bâzdâna. Înălţimea suprafeţei sale piezometrice descreşte de la 85 m în partea nordică a carouluı Trepeziţa la 65 m în partea

The Trepeziţa sector is situated in the southern part of the Getic Plateau, at about 200 m altitude, in a humide zone with a hydrographic network controlled by the regional structural pattern.

Geologically, the Terpeziţa sheet corresponds to epicratonic flank of the Carpathian Foredeep, with the basement formed of great Postcretaceous morphostructures, covered by Sarmatian-Quaternary deposits.

In the 0–300 m depth interval, over twenty pumping boreholes identified four formations. An imprevious and thick Marly Pontian Formation is overlain by an extensive/continous groundwater body (30–60 m of fine-medium sands, accumulated during the Lower Dacian in a lacustrine-deltaic enviroment).

In the Upper Dacian-Middle Romanian interval, the depositional environment passed through swampy plain to alluvial (with irregular flash floods). During this interval another hydro-lithological unit formed, consisting of 30–70 m impervious strata with highly confined multilayered aquifer.

The fourth formation: 5–15 m gravels, sands ± boulders, was accumulated in an alluvial fan environment during the Lower Pleistocene.

The structural setting and thicknes of the Pliocene Formations were influenced by the isostatic movements of the Optaşi-Balş-Leu Uplift and the Lom- Terpeziţa-Filiaşi Depresion.

The Pliocene Formations trend WSW-ENE/NNW, have minimum thickness (30–45 m) on the western pericline of the above uplift, and the highest thickness (50–200 m) on the axis of the Lom-Terpeziţa-Filiaşi Depression.

The Lower Dacian and the Lower Pleistocene aquifers are the most important by the size, geometry, permeability and productivity.

The proximal zone of feeding is situated at about 40 km NNW (for the Lower Dacian Groundwater) and the proximal zone of discharge is at 15 km SSE, in Leu-Teascu-Bâzdâna Hydrogeological Window. The height of the potentiometric surface decreases from 85 m in the northern part of sheet to 65 m in the southern part.

Institutul Geologic al României

sudică.

Formaţiunea pleistocen inferioară se alimentează din precipitaţii, se drenează în nisipurile romaniene din substrat sau se descarcă prin lungi linii de izvoare pe versanţii văilor Gabru, Terpeziţa Desnăţui, Jiu ş.a. Câmpul curgerii pentru acviferul freatic este radiar divergent pe interfluviul Desnăţui-Jiu (cu hidroizopieze de 140–150 m) şi radiar convergent în valea Desnăţui (110–115 m); (Enciu, Giurgea, Diaconu, 1985).

Principalele tipuri hidrochimice sunt: bicarbonatat-clorurat natric pentru acviferul dacian inferior, bicarbonatat-sulfatat magnezian pentru formaţiunea dacian superior-romanian medie şi bicarbonatat calco-magneziană pentru acviferul cantonat în formaţiunea pleistocen inferioară; trăsăturile depinzând în principal, de faciesul geochimic din timpul depunerii formaţiunilor (Enciu, Crăciun, 1994).

The Lower Pleistocene Formation is fed by rainfall, it recharges the Romanian sands or goes off in the Terpeziţa, Desnăţui and Jiu valleys. The flow field for the phreatic aquifer of the Lower Pleistocene Groundwater is radial-diverging on the Desnăţui-Jiu Interfluve (145–150 m a.s.l.) and radial-converging in the Desnăţui Valley (105–110 m a.s.l.); (Enciu, Giurgea, Diaconu, 1985).

The main hydrogeochemical types are: natrium bicarbonate-chlorite for Lower Dacian Groundwater, magnesium bicarbonate-sulphate for Upper Dacian-Middle Romanian Groundwater and calcium-magnesium bicarbonate for the Lower Pleistocene Groundwater (these features depend on the geochemical facies during the deposition of the formations) (Enciu, Căciun, 1994).

References

Enciu, P, Giurgea, P., Diaconu, A. (1985) Harta hidrogeologică a României, scara 1:100.000, foaia Craiova.

– , **Crăciun, P. (1994)** Hydrogeochemical Caracteristics of the Pliocene-Quaternary Formation of South-Western Oltenia and their vulnerability, p. 186–195, Bucharest Univ. Press.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 29–35, Bucureşti, 1998

SISTEMELE ACVIFERE DIN DEPOZITELE PLEISTOCENE ÎN ZONA BAZINELOR SUŞIŢA - TROTUŞ
PLEISTOCENE AQUIFER SYSTEMS IN THE SUŞIŢA - TROTUŞ INTERSTREAM

P. CRĂCIUN, E. MOGOŞ, Cr. PANAIT

Cercetările pe teren efectuate în campania anului 1996 în nord-estul bazinului Dacic, regiunea de câmpie a bazinelor Suşiţa-Trotuş, au adus informaţii asupra extinderii spre nord a celor două acvifere din Pleistocen identificate la sud de Valea Putnei. În această regiune s-au recunoscut patru unităţi morfologice dispuse aproximativ paralele cu valea Siretului, reprezentate prin piemontul terasat, câmpia piemontană înaltă, câmpia piemontană joasă şi lunca râului menţionat. Dinamica areală a sistemelor acvifere este influenţată într-o anumită măsură de dezvoltarea acestor unităţi.

Informaţiile din teren au fost interpretate în concordanţă cu datele forajelor hidrogeologice existente.

Caracteristicile litologice ale depozitelor pleistocene de la nord de Valea Putnei favorizează generarea a două sisteme de adâncime cu rol important în crearea de resurse pentru alimentarea cu apă.

1. Sistemul acvifer inferior

Această unitate hidrogeologică include acviferele din stratele psamitice şi psefitice ce alcătuiesc partea superioară a Stratelor de Cândeşti (Pleistocen inferior). Ca arie de dezvoltare acest acvifer apare în unitatea piemontană, regiunea de câmpie şi în zona de luncă.

În zona piemontană acviferele sunt localizate în baza orizonturilor de pietrişuri şi bolovănişuri care apar interstratificate sub forma a două pachete inegale ca grosime fiind separate prin strate de argilă şi marnă nisipoasă. Potenţialul acvifer este în general scăzut fiind caracteristic zonelor cu drenaj accentuat din partea superioară a Complexului de Cândeşti. Un element care susţine acest aspect îl reprezintă poziţia coborâtă a apei subterane într-un foraj amplasat în punctul Vităneşti. Adâncimea aproximativă de 90 m a nivelului piezometric determinat de acviferul din intervalul 104–131 m sugerează existenţa unui proces de drenare creat de acţiunea văilor adiacente. Aceeaşi situaţie apare în zona Panciu-Străoane (câmpul dintre văile Suşiţa-Zăbrăuţ), unde acvifere de adâncime (130–284 m şi respectiv 120–190 m) au nivele mai coborâte, de 106 m şi respectiv 110 m, fiind la cote inferioare talvegului văilor Suşiţa-Zăbrăuţ.

The field research carried out during 1996 in the north-eastern part of the Dacic Basin, namely the Suşiţa-Trotuş-Siret rivers plain, provided information about the northern extension of two Pleistocene aquifer systems. In the above mentioned region four morphological units have been recognized. These units are: high piedmont, high plain, lower plain and Siret meadow. They develop along the Siret valley. The regional dynamics of aquifers is dependent, to some extent, on the areal extension of the morphologic units.

The data obtained from field research have been interpreted together with hydrogeological data recorded in water supply wells.

Lithologic sequences of Pleistocene age include water-bearing deposits developed north of the Putna River. Several water wells drilled in the region have been completed to yield groundwater from Pleistocene deposits.

Some hydrogeological features of the two aquifers are shown below.

1. Lower aquifer system

This system comprises aquifers in coarse deposits of the Cândeşti Complex (Lower Pleistocene). It covers the piedmont region, the plain and the Siret meadow area.

Aquifers in the piedmont area occur at the base of the coarse deposits, being separated by thin silty clay layers. Groundwater potential evidenced by waters well is moderate, as these higher zones are essentially drained water moving to the lower plain. Consequently, the piezometric level was found at 90 m depth, at Vităneşti point, where aquifers occur between 104m – 131 m depth. The same situation occurs in the Panciu and Străoane zones (the plain Sector Suşiţa-Zăbrăuţ) where aquifers at depth intervals of 130–284 m and 120–190 m, respectively, indicate potentiometric levels of 106 m and 110 m, respectively. These levels correspond to altitudes below the thalweg of the mentioned rivers.

The grain-size of water-bearing deposits reduces to the depth (from gravel to medium – fine sand) that

Institutul Geologic al României

Constituţia granulometrică a orizonturilor acvifere inferioare, variază în adâncime spre fracţiuni mai fine (de la pietrişuri la nisipuri medii–fine) ceea ce determină scăderea capacităţii de debitare a stratelor. Astfel, de exemplu, în zona Panciu, două foraje de alimentare cu apă, unul cu adâncimea de 300 m (Panciu) şi altul de 190 m (Satu Nou) au traversat pachetul inferior de pietrişuri şi bolovănişuri gros de 10 m în primul şi 56 m în al doilea. Datorită acestei reduceri de grosimi, apare şi o scădere a capacităţii acvifere de la 64,8 m^3/zi.m la 22,6 m^3/zi.m. Dacă ne raportăm la unităţile morfologice, se evidenţiază tendinţa de creştere a capacităţii acvifere dinspre piemont către câmpie, deci în direcţia acumulării apelor subterane.

Urmărind un profil transversal pe structura geologică, trecând prin forajele de la Moviliţa-Haret-Mărăşeşti, se constată unele diferenţieri în caracterele hidrogeologice ale sistemului acvifer inferior. Astfel, pe arealul câmpiei joase şi înalte, orizonturile nisipose au granulaţie fină şi se găsesc la adâncimi de la 120m până la cca 300 m, fiind într-o poziţie subsidentă faţă de acelaşi acvifer din aria piemontană. Nivelele piezometrice se situează la adâncimi de 30-35 m, corespunzând la cote în jur de 190 m (fig. 1). În zona subsidentă a văii Siretului, stratele acvifere sunt mai grosiere şi încep la adâncimi de peste 200 m (forajul Haret). În sectoare mai sudice ale luncii Siretului (sud Mărăşeşti), complexul de depozite aluviale grosiere se dezvoltă începând de la suprafaţă şi până la adâncimi probabil mai mari de 200 m. Secvenţa litologică din jumătatea inferioară a profilului alcătuieşte acviferul inferior având o cotă piezometrică dintre cele mai coborâte din regiune (43 m). Având în vedere repartiţia spaţială a faciesului grosier, putem considera că în acest sector cele două sisteme acvifere sunt în interconexiune hidrodinamică.

Pe un aliniament mai nordic, Rugineşti-Domneşti sau Rugineşti-Adjud, apar condiţii hidrogeologice similare cu situaţia din sudul regiunii în ceea ce priveşte dinamica curenţilor acviferi, însă suprafaţa piezometrică se plasează la cote mai coborâte. Astfel, la Rugineşti, un foraj executat pe câmpia joasă a indicat o cotă piezometrică de 138 m, de la care se constată o tendinţă de scădere către lunca Siretului, dovedită de rezultatele unor foraje de alimentare cu apă existente în zonele localităţilor Adjud (cota piezometrică 106 m) şi Domneşti (nivel piezometric la cota 97 m). Imaginea suprafeţei piezometrice a sistemului acvifer inferior este prezentată prin linii de contur pe figura 1.

În ceea ce priveşte capacitatea de debitare se constată aceeaşi tendinţă de scădere pe aria câmpiei piemontane în raport cu şesul aluvionar. Astfel, la Rugineşti, debitul specific este sub 10 m^3/zi.m, în timp ce la Domneşti şi Adjud valoarea acestui parametru creşte la 40 m^3/zi.m. şi respectiv 110 m^3/zi.m.

determines a decreased transmissivity. For example, two water-wells in Panciu zone, drilled at different depth, 300 m (Panciu) and 190 m (Satu Mare), have tapped the lower coarse horizon, 56 m and 10 m thick, respectively. Because of this thinning, the specific yield reduces from 64 m^3/d.m to 22 m^3/d.m.

In relation to morphological units, a gradual increase of the aquifer potential, from the piedmont area to the plain, where groundwater accumulates, can be pointed out.

Following a N-E section (transversal profile) through the Quaternary formation, passing Moviliţa, Haret and Mărăşeşti localities, some features are obvious. Consequently, sandy deposits on the lower plain consist of finer grains, lying at greater depth (120–300 m) compared to the coarser complex on the piedmont area. At the same time a piezometric level is found at 30-35 m depth, which corresponds to an altitude of 190 m (Fig. 1).

In the subsidence area of the Siret-valley, aquifer deposits become coarser and are found at depths below 200 m (Haret zone). A distinct feature is evidenced in the southern section of the Siret meadow (South Mărăşeşti). Here one drillhole has penetrated gravel and coarse sand from the surface to a depth of 200 m.

The lower part of the lithological sequence in the Mărăşeşti well makes up the lower aquifer system whose groundwater rises to 43 m altitude and is the lowest in the region.

It is appears that in this sector the two aquifer systems are hydrodynamically interconnected. Passing northward, certain water wells investigated at Rugineşti-Domneşti or Rugineşti-Adjud localities show similar dynamics with the northern region regarding the drainage action of the Siret valley. For example, the Rugineşti well, located on the lower plain, indicates a groundwater level at 138 m altitude. From there the piezometric surface trends to decrease to the Siret meadow. Obviously, records in wells at Adjud and Domneşti show an altitude of 106 m and 97 m, respectively. These can be seen on Figure 1.

As regards water production of the wells, the same tendency of decreasing from the piedmont area to the Siret valley is observed. This is confirmed at Rugineşti site (piedmont area), where the specific yield produced by well was less than 10 m^3/d.m., while at Domneşti and Adjud this capacity rises to 40 m^3/d.m. and 110 m^3/d.m., repectively. Over the region crossed by tributaries of the Siret the values of this parameter vary monotonously.

Figure 1 shows the general feature of the regional dynamics, illustrating the major drainage to the Siret and partially to the Trotuş River.

The average hydraulic gradient is significantly greater on the piedmont and high plain area (5.0–6.5%).

Institutul Geologic al României

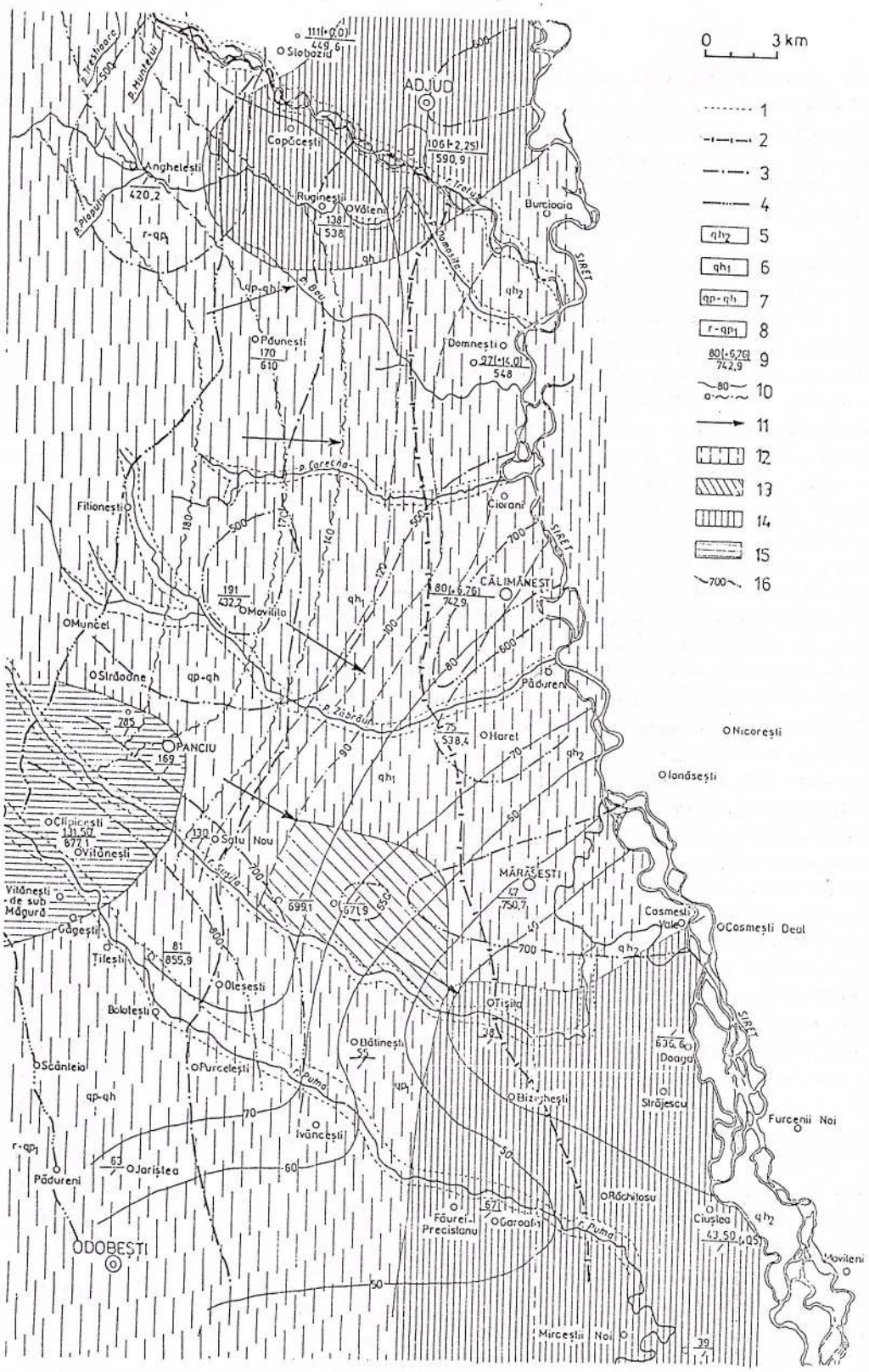


Fig. 1 – HARTA HIDROGEOLOGICĂ A COMPLEXULUI ACVIFER DE ADÂNCIME (PLEISTOCEN INFERIOR) ZONA VALEA SUŞIŢA – VALEA TROTUŞ. HIDROGEOLOGICAL MAP OF THE LOWER PLEISTOCENE AQUIFER IN THE SUŞIŢA – TROTUŞ RIVERS PLAIN. 1, Terrace boundary; 2, Lower plain boundary; 3, Higher plain boundary, 4, Piedmont boundary; 5, Upper Holocene; 6, Lower Holocene; 7, Undivided Quaternary; 8, Romanian – Lower Pleistocene; 9, Piezometric head [m], (artesian aquifer)/TDS[mg.l^{-1}]; 10, Piezometric head [m]; 11, Groundwater flow direction; 12, HCO_3 – Ca(Mg); 13, HCO_3 – Mg(Ca); 14, HCO_3 – Na(Ca); 15, Cl – Na(SO_4/Mg); 16, TDS[mg.l^{-1}].

Institutul Geologic al României

În interfluviile afluenţilor Siretului, valorile acestui parametru sunt monotone.

Din imaginea suprafeţei piezometrice, ilustrată pe figura 1, se desprinde aspectul general reprezentat de drenajul natural accentuat dinspre piemont către valea Siretului şi în măsură mai redusă dinspre piemont către Valea Trotuşului.

Gradienţii hidraulici medii între piemont şi câmpie (5–6,5 %) sunt sensibil mai mari decât de-alungul văii Siretului (2,5 %). De aici tragem concluzia că influenţa drenajului regional al Dunării este parţial anihilat de acţiunea văii Siretului situată într-o poziţie subsidentă în raport cu sectoarele piemontane vestice.

Caracteristici hidrochimice. Totalitatea analizelor hidrochimice efectuate la laboratorul de analize geologice a S.C. Prospecţiuni S.A., arată că mineralizaţia apelor subterane din acviferele inferioare este scăzută, respectiv sub 700 mg/l. Această situaţie sugerează existenţa unor relaţii directe între apele subterane şi sursele hidrologice de suprafaţă şi de asemeni o dinamică activă în acvifer permiţând reînnoirea apelor în cicluri de câţiva ani. Valorile cele mai scăzute ale conţinutului solid dizolvat (sub 500 mg/l) apar în unele zone de pe valea Domoşiţei şi pe valea Trotuşului. Printre acestea menţionăm sectoarele localităţilor Angheleşti şi Urecheşti. Conţinuturi mai mari, respectiv între 500–700 mg/l se întâlnesc în zonele Adjud, Rugineşti şi Mărăşeşti (fig. 1).

Examinând răspândirea ionilor predominanţi constatăm că grupul bicarbonic este prezent peste tot în concentraţii variind între 4-8 mech/l. Valorile maxime se situează pe valea Bâlca, afluent pe dreapta al Trotuşuluui şi în sudul luncii Siretului (Mărăşeşti). Ionul clor este în general în conţinuturi reduse, sub 2 mechiv./l. Dintre cationi, în ordinea descrescătoare a concentraţiilor, apar Ca^{2+}, Na^{+} şi Mg^{2+}. Analizele indică pentru Ca^{+} conţinuturi de 3–5,5 mech./l, pentru Na^{+} cca 3 mech./l, iar al treilea cation apare între 0,5-2,5 mech./l.

2. Sistemul acvifer superior

În acest acvifer s-au inclus acviferele din orizonturile de pietrişuri cu nisipuri şi bolovănişuri întâlnite prin foraje, pe aria luncii Sitetului şi pe câmpia joasă la adâncimi variind între 20 m şi 100 m.

În ceea ce priveşte separaţia litologică a acestei entităţi hidrogeologice, se constată că în multe sectoare uniformitatea în plan orizontal şi în adâncime îngreunează sau chiar face imposibilă delimitarea părţii inferioare a sistemului.

În continuare vom prezenta câteva aspecte reieşite din examinarea datelor provenite de la forajele pentru alimentare cu apă.

Pentru zona de câmpie informaţiile hidrogeologice provin de la forajele executate în zona localităţilor

Consequently, our conclusion is that the regional drainage to the Danube, remarked in the southern zones, is partially replaced by the subsidence area of the Siret valley.

Hydrochemical characteristics. Hydrochemical analyses show that water in the Lower Pleistocene aquifer has total dissolved solids less than 700 ppm. This concentration suggests a straight relation with the surface water and at the same time an active circulation allowing renovation of water after a period of several years. The smallest concentration of water (less than 500 ppm) occurs in some sector on the Domoşiţa and Trotuş valleys. Among them, Angheleşti and Urecheşti localities are remarked. Greater TDS, between 500–700 ppm, can be found in the area Adjud--Rugineşti-Mărăşeşti (Fig. 1).

Examining major ions distribution, one can see that HCO_3^- occurs with common values, 4–8 mEq/l. The maximum values are on the Bâlca valley and on the southern Siret meadow (Mărăşeşti). The second anion Cl^- was measured less than 2 mEq/l. Among cations, the first is Ca^{2+} and it is followed by Na^+ and Mg^{2+}. Their concentration represent 3.0–3.5 mEq/l for Ca^{2+}, 2 mEq/l for Na^+ and 0.5–2.5 mEq/l for the third.

2. Upper aquifer system

This system includes gravel, sand and pebbles tapped by wells at depths between 20 m and 100 m, on the Siret meadow on the lower plain area.

With regard to the identification of this hydrogeological unit, one can see that in many zones, the lithologic homogeneity in areal and vertical plain gives rise to difficulties in tracing the lower boundary. In the following, we present some aspects obtained from hydrogeological data provided by wells. Different enterprises have carried out drilling boreholes in the localities: Păuneşti, Haret, Pufeşti and Tişiţa on the lower plain, and at Adjud, Cosmeşti, Păduroiu and Călimăneşti on the meadow. At Păuneşti, one of the northest point in the region, a higher piezometric level was found in comparison with other sites on the plain, such as Haret, Pufeşti and Tişiţa. Along the Siret valley, groundwater moves from piezometric head of 225 m in the north to southern places, where piezometric levels reach 95–50 m. This is determined by the subsidence region in the southern Siret valley in regard to northern parts of the same valley.

The coarse deposits of the upper aquifer have been penetrated between 50–80 m depth on the plain, lying below upper sandy clay of Pleistocene age.

The gravel and sand sequence in the upper aquifer has a relatively constant thickness of 18–20 m.

As regards the piezometric level, it was found at quite different depths on the plain, for example 6 m at

Institutul Geologic al României.

Păuşeni, Haret, Pufeşti şi Tişiţa, iar pentru zona de luncă în punctele Adjud, Cosmeşti, Pădureni şi Călimăneşti.

Parcurgând de la nord către sud regiunea de câmpie se constată că în sectorul Păuneşti, punctul cel mai nordic investigat, acviferul dispune de o energie potenţiometrică mai ridicată faţă de punctele Haret, Pufeşti şi Tişiţa. Curentul acvifer circulă de la cote piezometrice de 224 m în nord, spre sectoarele sudice cu valori mai scăzute, respectiv la cote de 90–50 m. Această situaţie este determinată de aspectul depresionar al câmpiei în zona sudică faţă de sectoarele nordice.

Ca adâncime, depozitele grosiere acvifere ale sistemului superior se situează între 50–80 m, plasându-se sub nivelul superior de argile nisipoase pleistocen superioare. Grosimea stratelor de nisipuri şi pietrişuri apare relativ uniformă, fiind cuprinsă între 15–20 m. Nivelul apei subterane pe arealul câmpiei s-a întâlnit la adâncimi diferite, de la câţiva metri (6 m la Păuneşti) la 10–20 m în zona Haret, sau chiar 30 m la Tişiţa. Excepţie face zona Pufeşti unde acviferul se manifestă artezian.

Capacitatea de debitare a sistemului acvifer superior se încadrează la cote moderate, sub 100 m^3/zi.m. Spre deosebire de aceasta, zonele Pufeşti şi Tişiţa, de pe lunca Siretului, dispun de potenţiale acvifere mai mari, depăşind 150 m^3/zi.m.

Se remarcă faptul că sectorul de luncă unde capacitatea acviferă este la cote înalte, se dispune paralel cu Valea Siretului şi are o lăţime îngustă, de câţiva km. Această zonă reprezintă aria de acumulare a sistemului acvifer, apele subterane de pe câmpia înaltă şi joasă fiind drenate către Siret.

Caracteristici hidrochimice. Analizele chimice efectuate pe 13 probe de ape indică un conţinut mineral dizolvat în cantităţi scăzute, respectiv sub 1 gr/l, intervalul de variaţie fiind între 400–980 mg/l. Interpretarea areală a distribuţiei mineralizaţiei a condus la reprezentarea tendinţei de variaţie a carcteristicilor calitative ale apei (fig. 2). Astfel se remarcă dispunerea izoliniilor de concentraţii pe direcţii aproximative SW–NE, sugerând o descreştere din sectorul sudic către zona nordică, învecinată văii Trotuşului. Se remarcă, o zonă cu conţinut mineral crescut între Panciu şi Mărăşeşti şi o zonă cu ape subterane încadrabile la categoria de potabilitate, în bazinele văilor torenţiale Zăbrăuţ, Carecna, Domoşiţa şi pe Valea Trotuşului.

În comparaţie cu regiunea de la sud de valea Suşiţa în sectoarele nordice, apele subterane sunt mai demineralizate cu cca 100–200 mg/l, sugerând ideea apropierii de zonele de alimentare de pe rama nordică a structurii hidrogeologice. Totodată dispunerea izoliniilor de concentraţie indică şi existenţa unor sectoare de infiltraţie de suprafaţă pe arealul piemontan şi în

Păuneşti, 10–20 m at Haret and 30 m at Tişiţa. One exception is at Pufeşti, where the groundwater level arises above soil surface, when the aquifer is pened by well (Fig. 2).

The aquifer production rate recorded in wells usually was less than 100 m^3/d.m for most part in the region. Nevertheless, in some subsided places, such as Pufeşti and Tişiţa sites, two wells yield a specific discharge rate exceeding 150 m^3/d.m.

A higher potential zone, of about 4–5 km width, displaying along the Siret valley can be remarked. It accounts for accumulation of groundwater which flows from the higher plain to the Siret valley the major drainage area.

Hydrochemical characteristic. Thirteen water samples were analysed in order to outline general geochemical features. Geochemical data indicate small values for TDS, usually below 1 gr/l. Most samples have mineral content between 400 and 480 mg/l. The areal distribution of the drawn on Figure 2 shows a regional trend of monotonous variation for qualitative characteristics. Contour lines of equal mineralization folow a general SW-NE direction, illustrating a decrease of TDS from the southern parts to the northern area, close to the Trotuş valley. A higher content is noticed in a zone between the localities of Panciu and Mărăşeşti and another with fresh water of low mineralization spread on erosional valley Zăbrăuţ, Carecna and Domoşiţa and also in the Trotuş basin.

In the northern region, groundwater has a decreased TDS with about 100–200 mg/l in comparison with the sector south of the valley. This suggests an approaching recharge zone located on the northern boundary of the Dacic Basin. At the same time contour lines of equal mineralization show that the piedmont area west of the Siret river includes recharge sectors for the Upper Pleistocene aquifers. A similar situation occurs in the Trotuş basin.

The distribution of hydrochemical facies delineates three types of waters. Therefore, the type HCO_3^- – $Ca^{2+}(Mg^{2+})$ was found in sector between Carecna and Domoşiţa valleys, and at Mărăşeşti. The second type, HCO_3^- – $Mg^{2+}(Ca^{2+})$, is spread on the plain and meadow area, between Zăbrăuţ and Carecna valleys, and on some high plain site, between Suşiţa and Zăbrăuţ. The third type, HCO_3^- – $Na^+(Ca^{2+})$, was contoured in an area of the Trotuş-Siret interstream, covering the localities of Adjud, Văleni, Copăceşti and Slobozia. Among these types, the last one appears to be related to the Trotuş River, whose water carries out solution salts from the Miocene molasse deposits developed in the Carpathian Foreland.

A broad comparison between the mineral composition of the TDS and the hydrochemical facies can lead to the assumption that no direct corelation exists

Institutul Geologic al României

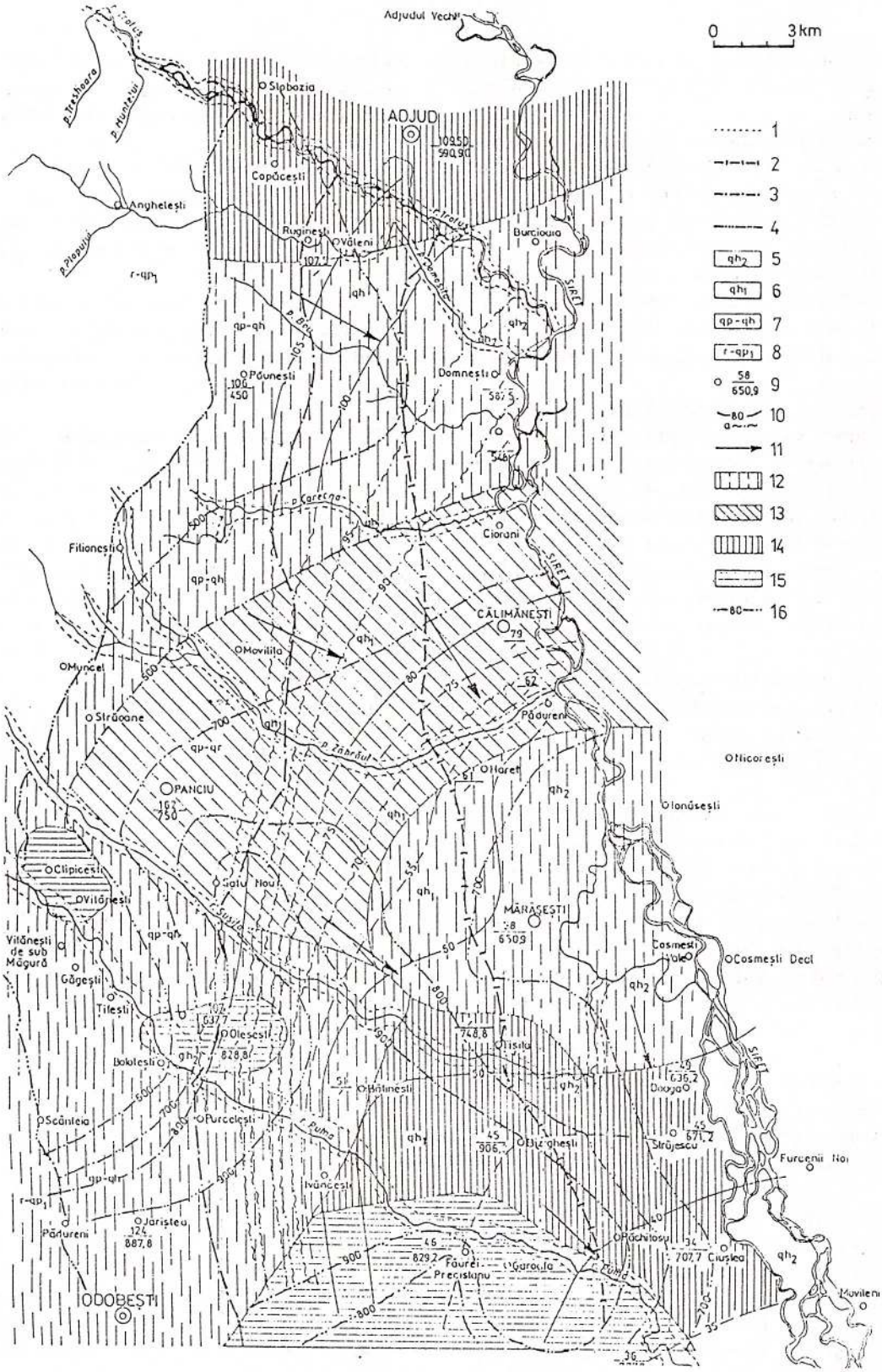


Fig. 2 – HARTA HIDROGEOLOGICĂ A COMPLEXULUI ACVIFER DE ADÂNCIME (PLEISTOCEN SUPERIOR) ZONA VALEA SUȘIȚA – VALEA TROTUȘ. HIDROGEOLOGICAL MAP OF THE LOWER PLEISTOCENE AQUIFER IN THE SUȘIȚA – TROTUȘ RIVERS PLAIN. 1, Terrace boundary; 2, Lower plain boundary; 3, Higher plain boundary; 4, Piedmont boundary; 5, Upper Holocene; 6, Lower Holocene; 7, Undivided Quaternary; 8, Romanian – Lower Pleistocen; 9, Piezometric head [m]/TDS[mg.l^{-1}]; 10, Piezometric head [m]; 11, Groundwater flow direction; 12, HCO_3 – Ca(Mg); 13, HCO_3 – Mg(Ca); 14, HCO_3 – Na(Ca); 15, Cl – Na(SO_4/Mg); 16, TDS[mg.l^{-1}]

Institutul Geologic al României

special în zonele văilor erozive afluente Siretului şi Trotuşului.

Conturarea perimetrelor cu repartiţia faciesurilor hidrochimice reflectă separarea a trei sectoare caracteristice. Astfel, tipul HCO_3-Ca(Mg) este răspândit între Valea Carecna şi Valea Domoşiţa, precum şi în zona Mărăşeşti. Al doilea tip HCO_3-Mg(Ca) este răspândit pe aria de câmpie şi luncă dintre Valea Zăbrăuţi şi Carecna, precum şi o parte a câmpiei piemontane dintre Suşiţa şi Zăbrăuţ. Al treilea tip, HCO_3-Na(Ca) s-a conturat într-un singur sector comun văilor Trotuş-Siret, în zona localităţilor Adjud--Văleni-Copăceşti-Slobozia.

Dintre toate aceste tipuri, cel din urmă pare a fi legat de aportul de ape mai bogate în cloruri de sodiu pe care râul Trotuş le transportă din depozitele molasei miocene.

Examinând conţinutul mineral al apei subterane în raport cu faciesurile chimice identificate la nord de Valea Suşiţa, putem aprecia că nu există o corelaţie între acestea, aşa cum s-a observat în cazul regiunilor de la sud de Valea Suşiţa.

Din distribuţia conţinuturilor ionice individuale pentru componenţii principali se constată o variaţie concordantă cu tendinţa observată la mineralizaţia totală numai pentru ionii HCO_3^- şi Ca^{2+}.

among them, being in contrast with the situation in the subsidence plain are south of the Buzău River. The areal distribution for HCO_3^- and Ca^{2+} in groundwater is in accordance with the variation trend of the bulk mineral content.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 36–39, Bucureşti, 1998

CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE PENTRU ELABORAREA FOII TUFEŞTI
HYDROGEOLOGICAL RESEARCHES FOR THE ELABORATION OF THE TUFEŞTI SHEET

M.-T. MUNTEANU, E. MUNTEANU

Teritoriul reprezentat pe foia Tufeşti scara 1:50.000 este amplasat în partea de SE a judeţului Brăila (fig. 1), având o suprafaţă de 360 km^2, din care cca 25 km^2 revin Dunării, lacului Lupoiul şi Călmăţuiului.

The territory represented on the Tufeşti sheet (scale 1:50,000) is located in the southern part of the Brăila County (Fig. 1). The whole territory reaches 360 sqkm, out of which almost 25 sqkm are covered by the Danube, Lupoiul Lake and Călmăţui River.

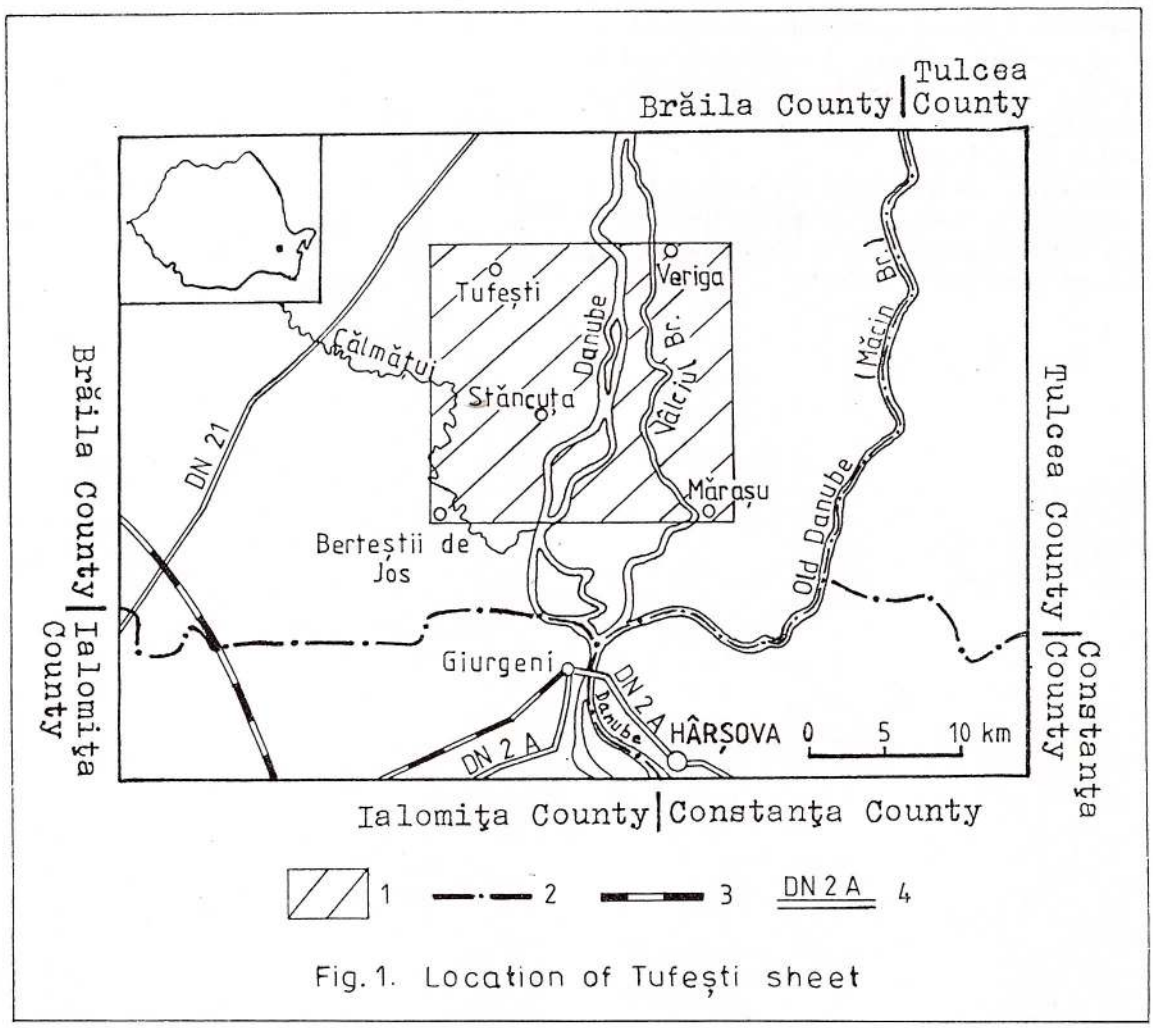


Fig. 1. Location of Tufeşti sheet

1, Researched territory; 2, County boundary, 3, Railway, 4, Asphalted road.

Structural, regiunea cercetată aparţine de sectorul dobrogean al Platformei Moesice, iar hidrografic, se încadrează în bazinul Dunării.

Structurally, the investigated region pertains to the Dobrogean Sector of the Moesian Platform and, hydrographically, it is included in the Danube basin.

Institutul Geologic al României

Dunărea străbate de la S la N aproximativ jumătatea de E a regiunii, fiind divizată în câteva braţe (Cremenea, Pasca, Vâlciul), între care se găsesc insule. În extremitatea de VSV a regiunii se găseşte un sector din cursul inferior al Călmăţuiului, cu sensul de curgere orientat, în general, de la N la S.

The Danube crosses south-northwards the eastern part of the region and is divided in several branches (Cremenea, Pasca, Vâlciul), separated by *sand bars*. Călmăţui runs north-southwards in the west-southwest extremity, between Pârlita and Berbeştii de Jos localities, respectivly.

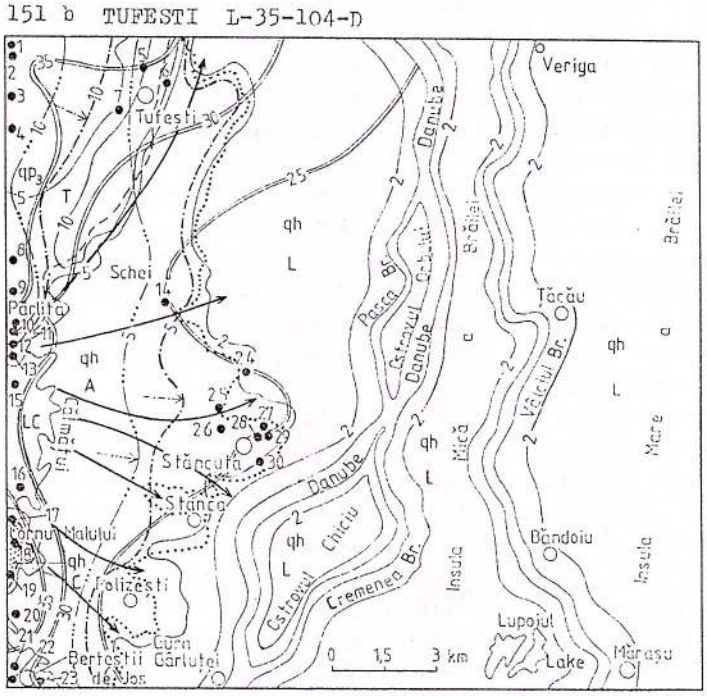


Fig. 2. Geomorphological and hydrogeological map

1 qh Holocene (a. eolian deposits: sand dunes in high field)
2 qp_3 Upper Pleistocene
3 L Danube alluvial plain
4 T Brăila terrace
5 LC Călmăţui alluvial plain
6 C High field
7 A Accretionary zone
8 ------ Geological-morphological boundary
9 ..... Boundary of accretionary zone
10 ⇉ Paleovalleys of Călmăţui (which migrated north-southwards)
11 24 Number of drilled well
12 • Hidrogeological drilled well
13 -·-5-·- Isohypses of phreatic aquifer
14 ——2—— Isobathes of phreatic aquifer
15 ···10··· Isohypses of middle-depth aquifer
16 ═25═ Isobathes of middle-depth aquifer
17 -·-·→ Flow direction of phreatic aquifer
18 ·····→ Flow direction of middle-depth aquifer

Institutul Geologic al României

Regiunea de câmpie, care a intrat în cadrul cercetărilor noastre, a făcut obiectul a numeroase studii geomorfologice, geologice, hidrogeologice şi pedologice cum ar fi: Murgoci et al. (1908), Pană (1911), Vâlsan (1915), Pop (1947), Murgeanu et al. (1967), Bandrabur et al. (1968), Cernescu et al. (1970), Florea (1976) etc.

Geomorfologic, au fost întâlnite următoarele unităţi (fig. 2): lunca Dunării, terasa Brăilei, lunca râului Călmăţui şi câmpul înalt.

Lunca de pe malul stâng al Dunării este parazitată de zona de acreţie laterală a Călmăţuiului. Această zonă a reprezentat după Pană (1911) un con aluvial, pe care se observă 6–7 paleovăi ale Călmăţuiului. În Holocen, paleovăile au migrat de la N la S spre cursul local, actual al Călmăţuiului. Murgoci et al (1908) a considerat Călmăţuiul ca un paleocurs al râului Buzău.

Geologic, în regiune apar depozite pleistocene (alcătuite din nisipuri cu pietrişuri şi bolovănişuri, nisipuri cu pietrişuri, nisipuri, nisipuri siltice, argile) şi depozite holocene (alcătuite din nisipuri, nisipuri siltice, silturi, argile, soluri).

Datele provenite din forajele hidrogeologice şi din cartările de suprafaţă au pus în evidenţă două tipuri de acvifere: de adâncime şi freatic (fig. 2).

Acviferul de adâncime este acumulat în depozite pleistocene şi se găseşte sub adâncimea de 21,8 m. Este alcătuit din mai multe strate acvifere captive, reprezentate prin nisipuri, nisipuri cu pietrişuri, nisipuri cu pietrişuri şi bolovănişuri. Apele acviferului prezintă caracter ascensional şi au capacitatea de debitare cuprinsă între 0,7 l/s la Tufeşti (pentru o denivelare de 1m) şi 16 l/s la Cornu Malului (pentru o denivelare de 2 m) şi la Berteştii de Jos (pentru o denivelare de 1 m).

Acviferul freatic prezintă nivel liber sau slab ascensional, fiind acumulat în depozite pleistocene superioare şi holocene. Stratele freatice sunt alcătuite din silturi, nisipuri siltice, nisipuri şi nisipuri cu pietrişuri. Debitul obţinut prin pompări executate pentru acviferul freatic oscilează între 0,2 l/s la Cornu Malului (pentru o denivelare de 2 m) şi 0,4 l/s la Tufeşti V (pentru o denivelare de 4 m).

Pentru caracterizarea chimică a apelor subterane au fost folosite rezultatele analizelor efectuate asupra probelor de apă prelevate din foraje şi din cartările de suprafaţă.

Din cercetarea compoziţiei chimice a apelor de adâncime reiese că aceste ape sunt predominant cloruro-sodice, având pH cuprins între 5,8 (la Stăncuţa) şi 7,7 (la Tufeşti), duritatea totală între 13,2 grade germ. şi 181,4 grade germ. (ambele valori înregistrate la Stăncuţa), iar mineralizaţia totală 990 mg/l (la Cornu Malului) şi 7229, 3 mg/l (la Stăncuţa). Ca indicatori chimici toxici semnalăm prezenţa azo-

This territory represented the object of numerous morphological, geological, hydrogeological, hydrochemical and pedological studies, as follows: Murgoci et al. (1908), Pană (1911), Vâlsan (1915), Pop (1947), Murgeanu et al. (1967), Bandrabur et al. (1968), Cernescu et al. (1970), Florea (1976) etc.

Geomorfologically, the region contains the following units (Fig. 2): Danube alluvial plain, Brăila terrace, Călmăţui aluvial plain and high field.

The greatest part of the alluvial plain from the left bank of the Danube is occupied by the accretionary zone of Călmăţui. This zone represented after Pană (1911) an alluvial fan, on which 6–7 paleovalleys of the Călmăţui can be observed. During the Holocene, these paleovalleys migrated north-southwards, to the local present course of the Călmăţui. Murgoci et al. (1908) considered the Călmăţui a paleocourse of the Buzău River.

Geologically, there are Pleistocene deposits (consisting of sands with gravels and boulders, sands with gravels, sands, silty sands, clays) and Holocene deposits (consisting of sands, silty sands, silts, clays and soils).

The hydrogeological outcrop mapping and the data reported by drilled wells have shown two types of aquifers: middle-depth and phreatic (Fig. 2).

The middle-depth aquifer is located in Pleistocene deposits, under 21.8 m depth. This aquifer is represented by more water-bearing strats (consisting of sands, sands with gravels, sands with gravels and boulders) and has the following yields: from 0.7 l/s at Tufeşti (for 1 m drawdown) till 16 l/s at Cornu Malului (for 2 m drawdown) and Berteştii de Jos (for 1 m drawdown). The middle-depth waters have ascensional level.

The phreatic aquifer is located in Upper Pleistocene and Holocene deposits and phreatic strata are constituted of silts, silty sands, sands, sands with gravels. The yields of this aquifer have estimated by considering yields obtained by test pumping in hydrogeological drilled wells. These yields are variable: from 0.2 l/s at Cornu Malului (for 2 m drawdown) to 0.4 l/s at Tufeşti (for 4 m drawdown). The phreatic waters have free level or slight ascensional level.

In order to define the chemical features of groundwaters, the results of the chemical analyses for water samples collected from drilled wells and hydrogeological outcrop mapping have been used.

The middle-depth waters have the following chemical features: pH between 5.8 (at Stăncuţa) and 7.7 (at Tufeşti), hardness between 13.2 and 181.4 German degrees (at Stăncuţa), total dissolved solids between 990 mg/l (at Cornu Malului) and 7229.3 mg/l (at Stăncuţa). The toxic chemical indicators are represented by nitrite (0–60 mg/l, high values registered

Institutul Geologic al României

tiţilor (cu valori cuprinse între 0–60 mg/l, valori mari înregistrându-se la Tufeşti, Pârlita, Stăncuţa) şi azotaţilor (0–140 mg/l, valorile îngrijorătoare fiind la Pârlita).

Apele freatice sunt clururo-bicarbonatice şi sodomagneziene, având pH cuprins între 6,9 (la Tufeşti şi Veriga) şi 8,5 (la Tufeşti), duritatea totală între 20,2 grade germ. (la Ţăcău) şi 190,4 grade germ. (la Berteştii de Jos), iar mineralizaţia totală între 1130 mg/l (la Tufeşti) şi 6759,6 mg/l (la Berteştii de Jos). Conţinutul în azotiţi oscilează între 0–20 mh/l (valori mari la Tufeşti), cel în azotaţi între 0-461 mg/l (valori îngrijorătoare la Tufeşti, Schei, Stăncuţa, Berteştii de Jos etc.), iar cel în substanţe organice între 12,6–41,6 mg/l (valori mari la Stăncuţa).

Din râul Călmăţui a fost prelevată o probă de apă, care este predominant cloruro-sodică, având pH de 7,2, duritatea totală de 25,5 grade germ., mineralizaţia totală de 1399 mg/l şi conţinutul în substanţe organice de 34,8 mg/l.

at Tufeşti, Pârlita, Stăncuţa) and nitrate (0–140 mg/l, alarming values at Pârlita). The middle-depth waters are predominantly chlorite and sodium.

The phreatic waters have pH between 6.9 (at Tufeşti, Veriga) and 8.5 (at Tufeşti), hardness between 20.2 German degrees (at Tăcău) and 190.4 German degrees (at Berteştii de Jos), total dissolved solids between 1130 mg/l (la Tufeşti) and 6759.6 mg/l (at Berteştii de Jos). The toxic indicators are represented by: nitrite (0–20 mg/l, high values registered at Tufeşti), nitrate (0–461 mg/l, alarming values at Tufeşti, Schei, Stăncuţa, Berteştii de Jos etc.) and organic substances (12.6–41.4 mg/l, high values at Stăncuţa). The phreatic waters are chlorido-bicarbonatic and sodiomagnesic.

A water sample collected from the Călmăţui river is predominantly chlorido-sodic, having: pH 7.2, hardness 25.5 German degrees, total dissolved solids 1399 mg/l and content of organic substances 34.8 mg/l.

Selected References

Murgoci, G., Rusescu, D.R., Protopopescu-Pake, E.I., Enculescu, P. (1908) Raport asupra lucrărilor secţiunei agrogeologice pe anul 1906–1907. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, 1907, p. 12, Bucureşti.

Pană, A. (1911) Cursul inferior al Călmăţuiului. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV, 1910, fasc. II, p. 177–224, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 40–44, Bucureşti, 1998

OBSERVAŢII LIMNOGEOLOGICE PRIVIND LACU SĂRAT (JUDEŢUL BRĂILA)
LIMNOGEOLOGICAL OBSERVATION CONCERNING THE SALT LAKE (BRĂILA COUNTY)

M.-T. MUNTEANU, E. MUNTEANU

Pe malul stâng al Dunării, între municipiul Brăila şi comuna Chişcani, se află staţiunea Lacu Sărat. Brăila şi staţiunea sunt legate prin două linii de comunicaţie: de tramvai şi de autobuz.

Apele Lacului Sărat şi ale lacului Tichileşti s-au acumulat în zonele mai coborâte ale unui braţ părăsit, probabil al Dunării (fig.). Salinitatea apelor a fost influenţată de condiţiile semiaride din câmpia Bărăganului şi de activităţile umane.

Lacu Sărat se găseşte în depozite loessoide holocene şi este împărţit prin intermediul unui dig în două bazine lacustre; Lacu Sărat I (la nord-est, folosit pentru terapie balneară) şi Lacu Sărat II (la sud-vest). Pe acest dig se află drumul asfaltat şi calea ferată dintre localităţile Lacu Sărat şi Chişcani.

Lacu Sărat I are o suprafaţă de cca 0,75 km^2, iar lacu Sărat II de 1 km^2. Adâncimea medie a celor două lacuri este variabilă, între 0,2–0,5 m, în funcţie de climatul ploios sau secetos. Suprafaţa lacului Sărat a scăzut de la 1,75 km^2 la 0.7–0,8 km^2 în câteva rânduri, cum ar fi următorii ani: 1872, 1887, 1957 şi 1960.

Lacu Sărat I are o formă aproape circulară. Staţiunea şi plaja sunt amplasate în partea de sud a acestui lac. Malul de vest este cu 1,5 m mai înalt decât nivelul lacului.

Lacu Sărat II are o formă alungită, lungimea de cca 2 km, iar lăţimea medie de cca 350 m.

Din cauza digului dintre Lacu Sărat I şi Lacu Sărat II, apele celor două lacuri prezintă diferenţe de salinitate. Astfel, apele Lacului Sărat I sunt mai sărate decât cele ale lacului Sărat II.

În 1994, o probă de apă prelevată din Lacu Sărat I a avut următoarele caracteristici chimice: pH de 6,7, duritatea totală de 2320,5 grade germ., mineralizaţia totală de 102,14 g/l, fiind clururo-sodo-magnezică.

Stănescu şi Radu (1975) consideră că sărurile celor două lacuri provin din depozitele loessoide şi sunt reprezentate prin mirabilit şi glauberit. Pe plajă se întâlnesc eflorescenţe şi cruste de halit şi thenardit.

On the left bank of the Danube, between Brăila town and Chişcani village, there is Salt Lake Spa. Brăila and the spa are connected by two communication lines: tram and bus.

The waters of Salt Lake and Tichileşti Lake have accumulated in lower zones of a left branch, probably of the Danube (Fig.). Salinity of waters has been influenced by semiarid conditions from the Bărăgan Plain and human activities.

Salt Lake is located in Holocene loessoid deposits and is divided by a dam in two lacustrine basins: Salt Lake I (to the northeast, used for balneary therapy) and Salt Lake II (to the southwest). On this dam there are asphalted road and railway between Lacu Sărat and Chişcani localities.

Salt Lake I totalizes about 0.75 sqkm, and salt Lake II 1 sqkm. The middle depth of the lakes is variable, from 0.2 m to 0.5 m, depending on rainy or droughty climate. The area of Salt Lake decreassed from 1.75 sqkm to 0.7–0.8 sqkm several times, such as the years: 1872, 1887, 1957 and 1960.

Salt Lake I is almost in the shape of a circle. The spa and the beach are situated in the southern part of this lake. The western bank is with 1.5 m above the lake level.

Salt lake II has an elongated shape, being 2 km in lenght and 350 m middle in width.

Because of the dam between Salt Lake I and Salt Lake II, the waters of the lakes present salinity differences. Thus, the waters of Salt Lake I are more salted than the ones of Salt Lake II.

In 1994, a water sample collected from Salt Lake I had the following chemical features: pH 6.7, hardness 2320.5 German degrees, total dissolved solids 102.14 g/l, being chlorido-sodio-magnesic type.

Stănescu and Radu (1975) consider that the salts of the two lakes come from loessoid deposits and are represented by mirabilite and glauberite. On the beach there are eflorescences and crusts of halite and

Institutul Geologic al României

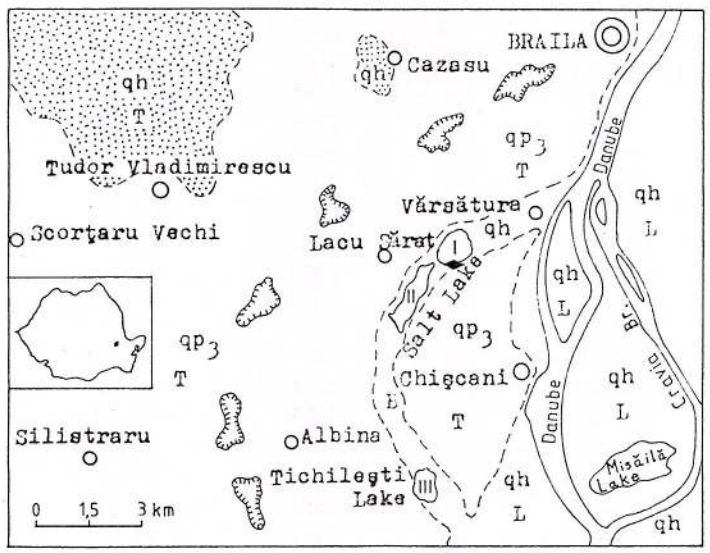


Fig. 1. Geomorphological map of researched territory

1 qh a Holocene (a. eolian sands sheet in Brăila terrace)
2 qp_3 Upper Pleistocene
3 T Brăila terrace
4 L Danube alluvial plain
5 B Left branch
6 ----- Geomorphological boundary
7 I Salt Lake I (total dissolved solids 102,14 g/l, 1994)
8 II Salt Lake II (TDS 21,48 g/l, 1985)
9 III Tichileşti Lake (TDS 8,29 g/l, 1995)
10 Slight depressionary zone
11 Salt Lake Spa

În decursul timpului, probele de apă prelevate din Lacu Sărat I au prezentat salinităţi diferite, în principal datorită climatului mai mult sau mai puţin secetos (tab.).

Depozitele din cuveta lacustră a Lacului Sărat I sunt alcătuite din nămoluri negre, nămoluri cenuşii, argile vineţii, silturi loessoide precum şi alte sedimente lacustre. Schimbările periodice de climă conduc la alternanţa condiţiilor de sedimentare chimică şi clastică. Efectele sezoniere pot fi suprapuse pe perioade mai lungi de timp. Sedimentele lacustre pot fi intercalate cu mineralele saline. Aceste cuplete clasto-chimice reprezintă diferite intervale de timp.

thernardite.

In the course of time, the water samples collected from salt Lake I various salinities, mainly because of more or less droughty climate (Tab.).

At the bottom of Salt Lake I there are black muds, grey muds, bluish clays, loessoid silts and other lacustrine sediments.

Periodic changes in climate lead to alternating conditions of chemical and clastic sedimentation. Seasonal effect may be superposed on longer term cycles. The lacustrine sediments tend to be interlayered with the saline minerals. The clastic-chemical couplets normally represent irregular timespans.

Institutul Geologic al României

Table
Evoluţia salinităţii apelor Lacului Sărat I
Salinity evolution of Salt Lake I waters

Authors	Year of analysis	Salinity (g/l)
Carnot	1888	58,04
Dumitriu	1909	70,66
Petrescu	1940	67,20
Demayo	1956	83,95
Demayo	1957	221,26
Demayo	1958	104,80
Tintilă	1960	172,06
Costăchescu	1960	193,30
Radu	1960	180,45
Florea	1967	72,89
Gâştescu	1969	74,83
Geamănu	1971	70,46
Diaconescu	1975	104,74
Stănescu, Radu	1975	156,00
Samson	1982	86,45
Samson	1983	147,68
Bulgăreanu	1984	84,16
Bulgăreanu, Olariu	1985	83,81
Munteanu, Munteanu	1994	102,14

Cu mult în urmă, localnicii au descoperit calităţile terapeutice ale apelor, nămolurilor negre şi nămolurilor cenuşii. Lacu Sărat I este folosit, în principal, pentru balneoterapie, efectul său vindecător datorându-se apei saline şi, în special, nămolului negru şi cenuşiu. În prezent, în staţiunea balneară Lacu Sărat se pot efectua tratamente medicale pe perioade de 12, 15 sau 18 zile, în tot cursul anului calendaristic.

Staţiunea Lacu Sărat este recomandată pentru afecţiuni ale aparatului locomotor, rahitism, tulburări ale sistemului nefvos periferic, boli dermatologice, tulburări ale circulaţiei periferice, afecţiuni respiratorii, tulburări oftalmologice precum şi pentru alte tratamente profilactice şi curative.

A long time ago, the natives have discovered the therapeutical qualities of waters, blanck muds and grey muds. Salt Lake I is mainly used for balneotherapy, its healing effect being due to the saline water and especially to the black and grey mud. Nowadays, in Salt Lake Spa it is possible the effectuation of a medical treatment for 12, 15 or 18 days, all the year round.

Salt Lake Spa is recommended for musculoskeletal disorders, rachitis, peripheral nervous system diseases, dermatological diseases, peripherial circulation disoders, breathing diseases, ophtalmological diseases as well as other prophylactic and curative treatments.

Selective References

Bulgăreanu, V., Olariu, C. (1986) Report. Arch. IGR, Bucureşti.

Florea, N. (1976) Geochimia şi verificarea apelor din Câmpia Română de nord-est. Ed. Acad. T.S. România, p. 201, Bucureşti.

Stănescu, V, Radu, H. (1975) Report. Arch. IGR, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 43-44, Bucureşti, 1998

ATLASUL MINERALOGIC
FELDSPATOIZI / FELDSPATOIDS

Lucia ROBU, Ion Nicolae ROBU

Feldspatoizii, incluşi în grupul tectosilicaţilor, sunt silicaţi cu structuri tridimensionale, determinate de modul de aranjare al tetraedrilor de Si-Al[(Al,Si)O_4] în reţeaua cristalină: tetraedri de siliciu-aluminiu şi oxigen, legaţi între ei prin toate cele patru colţuri; se formează astfel o reţea deosebit de compactă, relativ stabilă electrochimic. Deficitul de sarcină determinat se substituţiile Si -Al, conferă însă, o sarcină negativă complexului anionic, neutralizată în general de cationi monovalenţi sau bivalenţi, cu rază ionică mare, dispuşi în golurile reţelei. Investigaţiile de ordin petrografic şi mineralogic au evidenţiat prezenţa feldspatoizilor, **nefelin, sodalit, cancrinit, analcim** şi **helvin** în câteva zone din România: **(1) Carpaţii Orientali** *(1a) Munţii Tulgheşului* (Rădulescu, Dimitrescu, 1966) *(1b) Munţii Giurgeu Masivul alcalin Ditrău* (Constantinescu, Anastasiu, 1979, Ianovici et al, 1979, Robu, fide Bindea et al, 1992); **Carpaţii Meridionali** *(2a) Munţii Lotrului zona Mălaia* (Savu, 1968); *(2b) Munţii Almajului, zona Dealul Rău-Cărbunăria-Streniacul Mic* (Stan, Tiepac, 1996) şi *zonele Orşova-Ogradena* şi *Moldova Nouă* (Rădulescu, Dimitrescu, 1966); **(3) Munţii Apuseni**, *zonele Orăştie, Almaşul Mare, Almaşul Mic, Techereu* (Rădulescu, Dimitrescu, 1966).

Nefelinul, a fost identificat în:

– *Munţii Lotru, zona Mălaia*, în contextul unor roci alcaline, localizate în şisturi cristaline de grad mediu aparţinând Seriei de Sebeş-Lotru. Vârsta acestora este apreciată la nivel de Precambrian superior. Asociaţiile minerale în care a fost citat sunt de tipul egirin ± nefelin + plagioclaz + microclin, fiind format printre ultimele faze minerale, incluzând minerale cristalizate anterior (rutil); are contur xenomorf şi ocupă frecvent interstiţiile dintre celelalte minerale; frecvent este liebneritizat.

– *Munţii Giurgeu, Masivul alcalin Ditrău*, în roci de tip sienitic (sienite feldspatoide), monzonite şi essexite, în următoarele asociaţii minerale: nefelin+microclin+ biotit; nefelin+microclin+albit+biotit+hornblendă; nefelin+albit+oligoclaz+biotit+hornblendă+piroxen. Nefelinul are aspecte euhedrale, subhedrale sau anhedrale, uneori cu structuri mixte, de tip "myrmekitic", date de concreşterea cu kalsilitul. Este considerat mineral primar, cristalizat dintr-o magmă

Feldspatoids included in the tectosilicates group have three-dimensions silicate structure, determined by the arrangement of the Si-Al[(Al,Si)O_4] tetrahedra in the crystalline network; Si-Al-O tetrahedra link between them by all their four oxygens; in this way they can form a very high compact network, with a relative electrochemical stability. The deficiency of charge, determined by Si-Al substitutions, gives to the anionic complex (Si-Al)O_4 a negative charge, generally neutralized by monovalent or divalent cations, with high ionic radius, disposed in the holes of crystaline mineral network. Petrographical and mineralogical investigations emphasized the presence of the feldspatoids **nefeline, sodalite, cancrinite, analcime, helvine** in some Romanian zones from: **(1) Eastern Carpathians** *(1a) Tulgheş Mountains* (Rădulescu, Dimitescu, 1966); *(1b) Giurgei Mountains, Ditrău alkaline massif* (Constantinescu, Anastasiu, 1979, Ianovici et al, 1979, Robu, Robu, in Bindea et al, 1992); **(2) Southern Carpathians** *(2a) Lotru Mountains, Mălaia Zone* (Savu, 1968); *(2b) Almăj Mountains, Rău Hill-Cărbunăria-Streniacul Mic Zone* (Stan, Tiepac, 1966) and *Orşova, Ogradena, Moldova Nouă Zones* (Rădulescu, Dimitrescu, 1966); **(3) Apuseni Mountains** *Orăştie, Almaşul Mare, Almaşul Mic, Techereu Zones* (Rădulescu, Dimitrescu, 1966).

Nefeline was identified in:

– *Lotru Mountains, Mălaia Zone*, in alkaline rock context, associated with the medium-grade crystalline schists of the Sebeş-Lotru Series. Some characteristic mineral assemblages have been observed, as follows: egyrine ± nefeline + plagioclase + microcline, crystallized between the last mineral phases. The inside of the nefeline crystals includes some previously crystallizated minerals, (rutile), their outlines are xenomorph and have frequently been met in the interstitial space of other crystals; sometimes it is substituted by liebnerite phases.

– *Giurgeu Mountains, Ditrău alkaline massif*, in syenitic rock type (feldspatoid syenites), monzonites and essexites, in mineral assemblages, as follws: nepheline + microcline + biotite; nepheline + microcline + albite + hornblende; nepheline + albite + oligoclase + biotite + hornblende + pyroxene. The nepheline crystals are euhedral, subhedral or anhedral,

Institutul Geologic al României

primară, înaintea feldspaţilor. Frecvent este substituit de cancrinit, sodalit, analcim, liebnerit, reflectând transformări subsolidus, în prezenţa apei.

– *Munţii Almăjului, zonele Orşova-Poiana Mraconia* şi *Dealul Rău-Cărbunăria-Streniacul Mic* cantonat în roci cu aspect porfiric

Analcimul a fost semnalat în *Munţii Tulgheşului* (filoane monchiquititice, care străbat şisturile cristaline), *zonele Orăştie*, asociat cu calcit, natrolit, heulandit, în vacuolele unor roci bazaltoide cu aspect vacuolar şi *Orşova*, asociat skarnelor, formate la contactul rocilor banatitice cu calcare.

Sodalitul a fost evidenţiat în zone din *Munţii Giurgeu, Masivul alcalin Ditrău*, în asociaţii de tip nefelin+sodalit+cancrinit, mineral se substituţie pentru nefelin, şi *Orşova,-V. Ogradena*, asociat cu roci sienitice nefelinice.

Cancrinitul semnalat în *Munţii Giurgeu, Masivul alcalin Ditrău*, a fost observat ca mineral de substituţie pentru nefelin, în roci foidice. Analizele chimice au evidenţiat prezenţa sulfului şi carbonului în structura cristalină a acestuia, desemnând astfel un termen intermediar al seriei cancrinit, compoziţia sa variind între carbonat-cancrinit şi sulfat-cancrinit. În *zona Orşova* a fost citat în sienite nefelinice, sienite porfirice şi tinguaite.

Helvinul a fost menţionat în unele ocurenţe din Zona Baia Mare şi Munţii Apuseni, ca mineral hidrotermal, cristalizat la temperatură mică, asociat cu rodocrozit şi cuarţ.

sometimes, with mixed structures, "myrmekitic" type, determined by the nepheline-kalsilite intergrowth. In these mineral assemblages, nepheline is a magmatic mineral, crystallized in an initial magma, before the crystallization of feldspars. Frequently, it is substituted by cancrinite, sodalite, analcime, liebnerite, reflecting subsolidus exchanges, in the H_2O presence.

– *Almăj Mountains, Orşova, Poiana Mraconia* and *Rău Hill-Cărbunăria-Streniacul Mic Zone*, associated with porphyric alkaline rocks.

Analcime was mentioned in the *Tulgheş Mountains* (monkiquitic veins, cutting crystalline schists), *(1) Orăştie Zone*, associated with calcite, natrolite, heulandite, in some vugs of the basaltic rocks, and *Orşova Zone*, in the mineralogical context of skarn rocks, formed at the contact between banatitic rocks and limestones.

Sodalite was observed in the *Giurgeu Mountains, Ditrău alkaline massif*, in mineral assemblages, as follows: nepheline + sodalite + cancrinite, às a substituting mineral for nepheline, or *Orşova, Ogradena valley Zone*, in the nepheline syenitic rock context.

Cancrinite, mentioned in the *Giurgeu Mountains, Ditrău alkaline massif*, was observed as a substituting mineral for nepheline, in the foidic rocks. The chemical analyses emphasized S and C in its chemical composition, described a mixed term of cancrinite, sulfate and carbonate-one. In *the Orşova Zone*, cancrinite was observed in nepheline syenites, porphyric syenites and tinguaites.

Helvine, was mentioned in some occurrences from *Baia Mare Zone* and *Apuseni Mountains*, as hydrothermal mineral, crystallized at the low temperatures, associated with quartz and rhodochrosite.

Bibliography

Bindea, G., Runceanu, M., Săbău, G., Robu, L., Popa, Gh., Tiepac, I., Anastasie, Ş. (1992) Modele de evoluţie magmatică şi metalogenetică alpină şi prealpină în Romania. Studiul mineralogic, petrographic şi metalogenetic al masivului alcalin de la Ditrău. Arhiva I.G.R.

Constantinescu, E., Anastasiu, H. (1979) Nepheline du massif alkalin de Ditrău. *Anal. Univ. Bucureşti, Geol.*, XXVIII, p. 15–27, Bucureşti.

Ianovici, V., Stiopol, V., Constantinescu, E. (1979) Mineralogie. Edit. Didactică şi Enciclopedică, 827 p. Bucureşti.

Rădulescu, D., Dimitrescu, R. (1966) Mineralogia topografică a României. Edit. Academiei, 376 p., Bucureşti.

Savu, H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia şi poziţia lor în structura cristalinului Lotrului. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIII/3 (1965–1966), Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 45–48, Bucureşti, 1998

ATLASUL MINERALOGIC. FILOSILICAŢI MAGNEZIENI ŞI MINERALE ASOCIATE ÎN ROCI ULTRAMAFICE DIN CARPAŢII MERIDIONALI Mg–PHYLLOSILICATES AND ASSOCIATED MINERALS IN ULTRAMAFIC ROCKS FROM THE SOUTHERN CARPATHIANS

L. ROBU, I. N. ROBU, G. STELEA, I. VANGHELIE, V. ALEXE

Studiul de faţă vizează filosilicaţi magnezieni şi minerale asociate în corpuri ultramafice din Munţii Parâng, fiind investigate corpurile din "Găuri", vf. Ciobanu, v. Lotrului, culmile Ştefanu-Puru şi Muntinu-Urdele, izvoarele v. Puru, precum şi cele care aflorează în valea Gilortului.

Din punct de vedere structural corpurile ultramafice menţionate apar asociate celor două mari domenii, separate în Carpaţii Meridionali, Getic şi Danubian, fiind incluse în serii cristaline (Seriile de Sebeş-Lotru, Tulişa şi Drăgşan), afectate succesiv de evenimente metamorfice, care le conferă un caracter polimetamorf specific.

Procesele metasomatice declanşate şi întreţinute de principalele faze metamorfice, au determinat modificări semnificative în echilibrul fizico-chimic al rocilor iniţiale, ultramafice, declaşând o serie de schimbări în compoziţia mineralogică a acestora, conducând în final la dispariţia totală sau parţială a unor faze minerale iniţiale sau la apariţia altora noi.

Mineralele luate în studiu, **clorite, minerale serpentinice, amfiboli**, aparţin celui de-al doilea grup, studiul acestora implicând evidenţierea caracteristicilor chimico-structurale prin metode chimice (metoda pulberilor) şi fizice (IR, RX, DTA) de analiză.

Cloritele sunt rar întâlnite în ansamblul mineralogic evidenţiat de corpurile ultramafice din Munţii Parâng, fiind semnalate numai în ocurenţa de la "Găuri". Investigaţiile întreprinse au reliefat un clorit magnezian, de tip *clinoclor*, cu interesante schimburi între cationi, pe nivele tetraedrice şi octaedrice.

Este evidentă substituţia Si-Al, în proporţii considerabile, ajungând până la aproximativ 2 ufs, pe nivele tetraedrice, şi a Mg cu Fe^{2+}, Mn, Fe^{3+}, Al, pe cele octaedrice. Totalitatea substituţiilor octaedrice nu modifică totuşi caracterul tri-trioctaedric al acestora.

Mineralele serpentinice, întâlnite în toate ocurenţele investigate, sunt reprezentate de cele trei tipuri structurale, *lizardit, crisotil, antigorit*.

Marea sensibilitate a serpentinelor la schimbările chimico-structurale ale mediului, concretizată prin frecvente modificări structurale la nivel de reţea, a

This study deals with Mg-phyllosilicates and associated minerals in some ultramafic bodies of the Parâng Mountains, some zones being investigated as follows: "Găuri", Lotrului v., Ştefanu-Puru and Muntinu-Urdele areas, spring of Puru valley, and Gilort valley.

As structural entities, they have been mentioned in two main structural domains of the Southern Carpathians, Getic and Danubian, being enclosed in the crystalline formations of the Sebeş-Lotru Series, for the Getic Realm, and Tulişa and Drăgşan Series, for the Danubian one. All of them are successively affected by metamorphic events, that gave them a specific polymetamorph character.

Metasomatic processes determined, generally, by the main metamorphic phases, have produced some significant exchanges in the physico-chemical equilibrium of the initial ultramafic rocks, determining some changes in their mineralogical context, and finally, the total and partial substitutions of some initial mineral phases and the crystallization of new ones.

The studied minerals, chlorites, serpentine minerals, amphibolies, belong to the second group, their study consisting of some specific investigations for determining their chemico-structural characteristics, using chemical methods (dry powder method) and physical analytical ones (IR, RX, DTA).

Chlorites have a reduced spreading in the mineral assemblages emphasized by the ultramafic bodies of the Parâng Mountains. The investigations pointed out a Mg-chlorite, **clinoclore** type, with very interesting exchanges between cations on the tetrahedral or octahedral levels. So, some substitutions are evident as Si-Al, or Mg-Fe^{2+}, Mn, Fe^{3+}, Al, in both levels. All these substitutions do not modify their tri-trioctahedral character.

Serpentine minerals met in all investigated occurrences are represented by three structural types: *lizardite, crysotile* and *antigorite*. The high sensibility of serpentines at the chemico-structural exchanges of the geological context, has frequently determined, some important structural exchanges at their lattice level, so that they are very intimately associated.

Institutul Geologic al României

făcut imposibilă separarea acestora prin metodele utilizate, astfel încât chimismul acestora trebuie privit ca un chimism global.

Se remarcă caracterul slab aluminos al acestora, cu două excepţii: v. Lotrului, bogat aluminos, în care Al poate intra pe nivele octaedrice, şi izvoarele v. Puru, unde caracterul slab aluminos este cel mai bine evidenţiat. Pe nivel octaedric substituţia Mg prin Fe^{2+}, Mn, Fe^{3+}, Al este nesemnificativă, fiind mult sub 1 ufs.

Investigaţiile serpentinelor prin metode fizice au evidenţiat predominanţa uneia din varietăţile structurale cunoscute: predominant antigoritic, pentru cele provenite din zona vf. Ciobanu şi izvoarele v. Puru, şi crisotillizarditică, pentru celelalte ocurenţe.

Amfibolii încadraţi în grupul amfibolilor calcici (Leake, 1978 in Bailey, 1988), sunt în cea mai mare parte de tip tremolitic, uneori cu aspect asbestiform (creasta Muntinu-Urdele), tremolit-hornblendă, sau Mg-hornblendă. Caracterul amfibolilor este determinat de variaţiile de chimism, pe nivele M, în special, în care substituţia Ca prin elemente fero-magneziene face posibilă deplasarea spre unul din termenii externi ai seriei.

Între ocurenţele din Domeniul Danubian şi cele din Domeniul Getic, pentru speciile de minerale investigate, nu au fost semnalate deosebiri mineralogice esenţiale.

This fact has done impossible an efficient separation of serpentine mineral types with the used analytical methods and separation technique, so that, their chemistry must be regarded as a bulk chemistry. It is remarked a low aluminous character of them, two extremely exceptions have been observed: Lotrului valley, where serpentines have an Al-high character, so that Al can be found on the octahedral levels, and at the spring of the Puru valley, where the Al-low character is the most obvious. At the octahedral level, substitutions as Mg→Fe^{2+}, Mn, Fe^{3+}, Al, are very frequent, but unsignificant, (less than 1 sfu). The investigations of serpentines using physical methods (IR, DTA) emphasized two main serpentine associations: (1) main antigorite one, for occurrences from the Ciobanu peak and spring of the Puru valley, and (2) chrysotillizardite one, for others.

Amphiboles can be assigned to the Ca-amphibole group (Leake, 1978 in Bailey, 1988), most of them being of tremolite type, sometimes with an asbestiform aspect (Muntinu-Urdele crest); other occurrences emphasized amphiboles that are tremolite-hornblende and Mg-hornblende types. This variation of typology reflects the chemistry variations, especially on M levels, where Ca substitution by other elements as Fe of Mg determined all variations in the Ca-amphibole series.

It has not been emphasized essential mineralogical differences between ultramafic occurrences in the Danubian and Getic Realsms, for the investigated minerals.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 47–48, Bucureşti, 1998

ATLASUL MINERALOGIC. MINERALE ACCESORII ÎN ROCI MAGMATICE DIN ROMANIA. IMPLICAŢII PETROGENETICE (Muntele Mic şi Vârful Pietrii) ACCESSORY MINERALS OF THE MAGMATIC ROCKS FROM ROMANIA. PETROGENETIC IMPLICATIONS (Muntele Mic and Vârful Pietrii)

I.N. ROBU, L. ROBU, M. STOIAN, V. ALEXE

Masivele Muntele Mic şi Vârful Pietrii sunt masive granitoide, incluse în seria granitoidelor vechi din Carpaţii Meridionali. Ele sunt cantonate în roci cristalofiliene de grad mediu, de vârstă precambriană, aparţinând Unităţii Danubiene Inferioare (Seria de Bodu) şi Unităţii Danubiene Superioare (Seriile de Zeicani, Godenele, Măgura-Marga, Măru şi Bărniţa).

Ambele masive au în componenţa lor roci granitoide de tipul granitelor, granodioritelor şi mai puţin dioritelor. Caracteristic ambelor masive este prezenţa în proporţii reduse a mineralelor femice, de tipul hornblendelor, şi mai puţin a biotitelor, majoritatea petrotipurilor identificate, fiind prin excelenţă leucocrate. Excepţie fac dioritele semnalate în special în masivul Muntele Mic, care datorită proporţiei mai ridicate de biotit, au un caracter melanocratic mai pronunţat.

Mineralele accesorii, identificate utilizând tehnici de separare specifice mineralelor grele, sunt relativ puţine ca specii, şi relativ uniform asociate. Se remarcă specii minerale comune (zircon, apatit, magnetit) şi asociaţii minerale (zircon+apatit±sfen+magnetit, pentru masivul Muntele Mic, şi zircon ± apatit + granat + magnetit, pentru granitoidul Vârful Pietrii), specifice fiecărui masiv, mineralele identificate prezentând însă, caracterisitci asemănătoare.

Zirconul, mineralul cu ponderea cea mai mare (atât calitativ cât şi cantitativ) în ambele masive, prezintă un habitus lung prismatic caracteristic, determinat de larga dezvoltare a feţelor de prismă. Se remarcă o predominare a feţelor de tip (110) în detrimentul celor de tip (100). Feţele de piramidă sunt de tip (101) şi mai puţin (211). Studiul tipologic (Pupin, 1972) a reliefat tipuri morfologice, cristalizate din topituri cu sursă profundă, evidenţiind însă posibilitatea unei slabe contaminări crustale.

Magnetitul, ca şi zirconul a fost semnalat în toate probele studiate, sub forma unor cristale bine individualizate, cu habitus octaedric caracteristic.

Apatitul, prezent în majoritatea probelor, are aspecte morfologice şi optice asemănătoare (prisme hexagonale alungite, întotdeauna fără terminaţii).

Muntele Mic and Vârful Pietrii massifs are granitoid massifs, included in the old granitoids of the Southern Carpathians. They are intruded in the Precambrian medium-grade crystalline formations of the Lower Danubian Unit (Bodu Series) and Upper Danubian Units (Zeicani, Godenele, Măgura-Marga and Bărniţa Series).

Both of them are composed of granitoid rocks, as granites and granodiorites and sometimes diorites. A specific characteristic of both massifs is the small quantites of mafic minerals, as hornblende and biotite, the majority of the identified petrotypes being leucocrate ones. As an exception of this rule must be mentioned diorites, met, especially in the Muntele Mic massif, that due to a high proportion of biotite, have a stronger mafic character.

The accessory minerals, identified using a specific methodology for heavy getting are relatively few as species and relatively uniformly associated. It is to note common mineral species (zircon, apatite, magnetite) and some mineral assemblages (zircon + apatite ± sphene ± magnetite, for Muntele Mic massif, and zircon+apatite±garnet±magnetite, for Vârful Pietrii granitoid), specific to each massif, but the identified minerals emphasized similar morfologic and optic characterisitcs.

Zircon, the highest mineral spreading in both massifs, presents a characterisitc long prismatic habit, determined by the large development of the prism faces. It is evident a predominance of the (110) prism faces comparatively with (100) ones. The pyramid (101) faces are much better developed then (211) ones. The typological study (according to Pupin, (1980) has emphasized morphologic types, crystallized from melts with deep source, pointing out the possibility of some cristal contamination.

Magnetite, as zircon, was identified in all studied samples, as very well developed idiomorph crystals with octahedral habit.

Apatite, presented in the majority of the studied samples, was met with similar morphological and optical proprieties: very elongated hexagonal prisms,

Institutul Geologic al României

Granatul întâlnit numai în masivul Vârful Pietrii, are bine individualizate feţele de tip dodecaedru romboidal, prezentând aceleaşi caracteristici morfologice şi optice în toate probele analizate.

Celelalte minerale, **sfenul** şi **rutilul**, apar sporadic, fără a fi reprezentative pentru masivele studiate.

Mineralele şi asociaţiile minerale identificate sunt specifice unor granitoide cu sursă profundă, contaminate crustal.

Variaţia REE confirmă posibilitatea existenţei unei surse adânci. Se remarcă o evoluţie asemănătoare a tipurilor petrografice studiate din fiecare masiv, cu fracţionări reduse a LREE comparativ cu HREE, mai ales pentru masivul Vârful Pietrii. În ambele cazuri, lipsa anomaliei de Eu presupune existenţa unei surse profunde, cu hornblendă şi granaţi, şi cu/sau fără feldspat plagioclaz.

frequently without pyramidal terminations.

Garnet, met only in Vârful Pietrii massif, with very well developed dodecahedral-rhomboidal faces, presents the same morphologic and optic features in all analyzed samples.

Other minerals, as **sphene** and **rutile**, observed only in few samples, are unrepresentative for the studied massifs. REE variations confirm the possibility of the deep source for both granitoid bodies. It is evident a similar evolution of the identified petrotypes from each massif, with a low fractional of LREE, especially for Vârful Pietrii massif (the REE pattern for the last one is near the flat). In both situations, no Eu anomaly, supposes an existence of a deep source, with hornblende, garnet and ± plagioclase feldspar.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 49–52, Bucureşti, 1998

MONOGRAFII MINERALOGICE ÎN ARIILE DE SKARNE ŞI CORNEENE ASOCIATE BANATITELOR DIN ROMÂNIA. IV FLOGOPITUL ŞI CLINTONITUL

MINERALOGICAL MONOGRAPHS IN AREAS OF SKARN AND HORNFELS ASSOCIATED WITH BANATITES FROM ROMANIA. IV PHLOGOPITE AND CLINTONITE

Şt. MARINCEA, Gh. ILINCA, E. NIŢOI, G. STELEA, C. CRISTEA, V. ALEXE

Studiul încearcă să aducă noi date referitoare la doi filosilicaţi cu răspândire diferită în aureolele de termometamorfism asociate banatitelor din România: flogopitul şi clintonitul.

Flogopitul constituie o prezenţă obişnuită în aproape toate ariile de skarne şi corneene magneziene din România. Particularizând pentru provincia banatitică, acest mineral a fost menţionat în 11 ocurenţe diferite, dintre care doar 7 au constituit obiectul unor investigaţii de detaliu în cadrul prezentului studiu: Ocna de Fier (OF), Tincova (T), Cacova Ierii (CI), Maşca-Băişoara (MB), Băiţa Bihor (BB), Pietroasa (P) şi Budureasa (B).

Proprietăţile optice sunt clasice: mineralul este întotdeauna biax negativ, cu unghiuri $2V_\gamma$ mergând de la 0 la 12^0, şi intens pleocroic (verde, verde gălbui după n_g şi n_m şi incolor sau galben pal după n_p). Culorile macroscopice variază între verde smarald şi brun închis.

Un studiu compoziţional bazat pe un număr de 31 de analize chimice clasice (dintre care 27 sunt originale şi 4 au fost preluate din literatură) dă următoarele limite de variaţie ale concentraţiilor în fiecare element (exprimate în atomi per 24 (O, OH, F)) (tab.):

Câteva concluzii pot fi trase pe baza acestor compoziţii:

(1) - După cum se poate observa în figura 1, marea majoritate a micelor analizate sunt într-adevăr flogopite *sensu* Deer et al., (1963), cu raţii Mg:Fe mai mici de 2:1. Eşantioanele de la Tincova, descrise anterior drept flogopite, sunt în realitate biotite.

(2) - Substituţia lui Tschermak este moderată în majoritatea analizelor considerate.

(3) - Suma cationilor hexacoordinaţi nu depăşeşte niciodată 5 atomi pe formula unitară, indicând natura trioctaedrică a eşantioanelor analizate.

(4) - Flogopitele de la Maşca-Băişoara, Cacova Ierii şi Ocna de Fier, cu $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$ variind de la 0,06 la 0,33, sunt mai feroase decât flogopitele din celelalte ocurenţe, care au $X_{Fe} = 0{,}01\text{-}0{,}05$. Fe^{2+} domină în general asupra Fe^{3+}, deci substituţia siderofilitică

The study tries to bring new data on two sheet silicates of different spreading in thermal aureoles associated with banatites in Romania: phlogopite and clintonite.

Phlogopite is common in almost all the areas of magnesian skarn and hornfels in Romania. Particularizing for the banatitic province, the mineral was mentioned in 11 different occurences, between which only 7 were minutely investigated by this study: Ocna de Fier (OF), Tincova (T), Cacova Ierii (CI), Maşca-Băişoara (MB), Băiţa Bihor (BB), Pietroasa (P) and Budureasa (B).

Optical properties are classical: The mineral is always biaxial negative, which $2V_\gamma$ ranging from 0 to 12^0, and intensely pleochroic (green, yellowish green after n_g and n_m and colorless, pale yellow after n_p). Macroscopic colors vary between emerald green and dark brown.

A compositional study based on a number of 31 wet-chemical analyses (of wich 27 are original and 4 were taken from literature) gave the following ranges for elemental concentrations in number of atoms per 24 (O, OH, F) (Tab.):

Few conclusions may be drawn on the basis of these compositions:

(1) As can be seen in Figure 1, the great majority of the analysed micas are indeed phlogopites sensu Deer et al., (1963), with Mg:Fe<2:1. The samples from Tincova, previously reported as phlogopites, are in fact biotites.

(2) - The Tschermaks substitution is moderate in most of the quoted analyses.

(3) - The sum of the six-fold coordinated cations never exceeds 5 atoms per formula unit, indicating the trioctahedral behaviour of the analysed samples.

(4) - The phlogopites at Maşca Băişoara, Cacova Ierii and Ocna de Fier with $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$ ranging from 0.06 to 0.33, are more ferrous than the phlogopites in other occurrences, which have X_{Fe}=0.01–0.05. Fe^{2+} generally prevails over Fe^{3+}, then the siderophyl-

Institutul Geologic al României

Localizare	OF	T	CI	MB	BB	P	B
Poziţiile structurale T (tetraedice)							
Si^{IV}	4,61 – 5,74	5,48 – 5,53	5,86	5,75 – 6,12	5,90 – 6,27	5,67 – 6,08	5,74 – 6,17
Al^{IV}	2,26 – 3,17	0,28 – 0,52	2,14	1,88 – 2,25	1,70 – 2,10	1,92 – 2,33	1,72 – 2,26
Fe^{IV}	0,00 – 0,15	0,00	0,00	0,00	0,00 – 0,08	0,00 – 0,03	0,00 – 0,11
Ti^{IV}	0,00 – 0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00 – 0,01
Poziţiile structurale O (octaedrice)							
Al^{VI}	0,00 – 1,18	2,47 – 2,52	0,20	0,03 – 0,78	0,00 – 0,11	0,00 – 0,41	0,00 - 0,57
Ti^{VI}	0,00 – 0,04	0,36 – 0,44	0,09	0,09 – 0,12	0,00 – 0,04	0,01 – 0,08	0,02 – 0,07
Fe^{3+}	0,00 – 0,52	0,25 – 0,92	0,39	0,13 – 0,51	0,00 – 0,18	0,06 – 0,23	0,00 - 0,16
Fe^{2+}	0,08 – 1,01	1,37 – 1,50	0,22	0,20 – 0,26	0,00 – 0,12	0,00 – 0,05	0,00 - 0,09
Mn^{2+}	0,00 – 0,08	0,01 – 0,04	0,01	0,01 – 0,03	0,01 – 0,03	0,00 – 0,01	0,00 – 0,01
Mg	3,20 – 4,90	2,66 – 3,61	5,36	4,60 – 5,86	5,13 – 6,35	5,36 – 6,37	5,37 – 6,03
Poziţiile structurale A (de interstratificare)							
Ca	0,00 – 0,27	0,05 – 0,06	0,10	0,00 – 0,08	0,01 – 0,21	0,00 – 0,05	0,00 – 0,31
Na	0,00 – 0,43	0,05 – 0,12	0,03	0,04 – 0,08	0,00 – 0,05	0,00 – 0,07	0,00 – 0,09
K	1,17 – 1,72	1,31 – 1,71	1,63	1,44 – 1,54	1,62 – 1,84	1,62 – 1,88	1,65 – 1,80
Anioni (exclusiv oxigenul)							
OH	1,41 – 9,61	2,39 – 3,56	2,78	2,02 – 3,26	1,39 – 2,87	2,14 – 3,63	2,29 – 3,06
F	0,00 – 0,41	0,03 – 0,09	0,22	0,23 – 0,26	0,70 – 1,66	0,11 – 0,84	0,23 – 0,98

este mai importantă decât cea annitică.

(5) - Suma cationilor de interstratificare din poziţiile A este întotdeauna mai mică decât cea stoechiometrică de 2 a.p.f.u., sugerând prezenţa complementară a unui alt cation de talie mică, precum Ba. Principalul substituient al K în aceste poziţii este în general Ca; componenta Na-flogopitică nu depăşeşte niciodată 5 moli %.

(6) - Substituţiile în poziţiile OH sunt suficient de avansate pentru a defini un eşantion de la Băiţa Bihor drept fluor-flogopit. În ciuda lipsei dozarilor de clor, corelaţia inversă între F şi OH sugerează, datorită pantei ei de 1:1, că F este principalul şi singurul substituent al hidroxilului.

Spectrele de absorpţie în infraroşu înregistrate pentru un număr însemnat de eşantioane (17) confirmă variabilitatea de chimism. Benzile din regiunea stretchingului fundamnetal al grupărilor hidroxil sunt clar împărţite între benzi de tip "N", care exprimă vibraţiile normale $^{VI}Me^{2+}$-OH(3692-3716 cm^{-1}) şi benzi tip "I" asumabile vibraţiilor $^{VI}Me^{3+}$-OH (Vedder, 1964), şi înregistrate în jurul frecvenţei de 3665 cm^{-1}. Benzile de vacanţe ("V") apar numai în cazul biotitelor de la Tincova şi nu sunt foarte clare. Benzile din regiunea 1200-1700 cm^{-1}, datorate vibraţiilor implicând tetraedrii $Si(Al,Fe^{3+})O_4$ (Farmer, 1974) au poziţii şi intensităţi diferite, indicând odată în plus variabilitatea chimico-structurală. În diferitele spectre pot fi recunoscute benzi la 1075-1090 cm^{-1} (Si-O-Si), 816-820 cm^{-1} (Al-O-Al), 750-770 cm^{-1} (Al,Fe^{3+}-O-Si or Fe^{3+}-O-Al), 720-725 cm^{-1} şi 654-660 (Al-O-Si). Mai relevante pentru variabilitatea chimică par să fie benzile înregistrate în domeniul frecvenţelor joase, între 250 şi 600 cm^{-1},

litic substitution is more important than the annitic one.

(5) - The sum of the interstratification cations in A sites is always inferior to the stoichiometric one of 2 a.p.f.u., suggesting the complementary presence of another "small-sized" cation, such as Ba. The main substituant of K in these sites is generally Ca; the Na-phlogopite end-member didn't exceed 5 mole percent.

(6) - The substitutions in the OH sites are large enough to define as fluor-phlogopite a sample at Băiţa Bihor. Despite the lack of chlorine determinations, the reverse correlation between F and OH suggests, because its 1:1 slope, that F is the main and sole substituant for OH.

The infrared absorption spectra recorded for a large number of samples (17) confirm the chemical variability. The bands in the OH-stretching region are clearly divided into "N", which express normal $^{VI}Me^{2+}$-OH vibrations (3692-3716 cm^{-1}) and "T" ones, assumed to the $^{VI}Me^{3+}$-OH vibrations (Vedder, 1964) and recorded at about 3665 cm^{-1}. Vacancy ("V") bands occur only at biotites from Tincova and are not very resolute. Bands in the 1200-700 cm^{-1} region, due to the vibrations involoving $Si(Al, Fe^{3+})O_4$ tetrahedrons (Farmer, 1974) have various intensities and positions, indicating once again the chemico-structural variability. Bands at 1075-1090 cm^{-1} (Si-O-Si), 816-820 cm^{-1} (Al-O-Al), 750-770 cm^{-1} (Al,Fe^{3+}-O-Si or Fe^{3+}-O-Al), 720-725 cm^{-1} and 654-660 (Al-O-Si) may be recognized on different spectra. More relevant for the chemical variability seem to be the low-frequency bands between 250 and 600 cm^{-1}, and particularly below 400 cm^{-1}, which express in majority the internal vibration of the structural octahedra, but precise

Institutul Geologic al României

şi în mod particular cele situate sub 400 cm^{-1}, care sunt asumabile în majoritatea vibraţiilor interne ale octaedrilor din structură. Atribuiri precise ale fiecărei din aceste benzi unui anume tip de vibraţie sunt însă imposibile.

Analizele termice ale mai multor eşantioane arată că grupurile hidroxil din structura mineralului sunt reţinute de legături puternice. Procesul de dehidroxilare nu a fost niciodată încheiat până la 1000^0 C. Singurul efect înregistrat pe curbele DTA este cel exotermic de la 490–550^0 C, care marchează o reorganizare structurală. Difractogramele produsului încălzit pot fi indexate după celule de flogopit 1M cu a=5,206–5,408 Å; *b*=9,153–9,297 Å; *c*=10,155–10,219Å şi β=99,41-99,85^0.

Datele difractometrice ale unor eşantioane prelevate din cadrul tuturor ocurenţelor menţionate pot fi indexate atât în ipoteza simetriei monoclinice a politipului $2M_1$ cât şi a celei hexagonale a politipului 3T. Parametrii celulei elementare calculaţi în ipoteza simetriei 3T reflectă deja menţionatele diferenţe de chimism dintre eşantioanele analizate: a variază între 5,30 şi 534 Å şi *c* între 30,21 şi 30,42 Å.

Studiul distribuţiei elementelor urmă indică corelaţii pozitive între K şi Cs (până la 314 ppm), K şi Rb (până la 448 ppm), Rb şi Cs, V (până la 120 ppm) şi Cr (până la 110 ppm), Ti şi Zr (până la 130 ppm), Ti şi V, Fe şi V, Fe şi Cr, Al şi Ga (până la 26 ppm), şi Mg şi Co (până la 30 ppm).

Din nefericire, acest studiu nu a reuşit să aducă date noi referitoare la *clintonit*. Răspândirea acestui mineral în ariile de skarn din România se rezumă la ocurenţa clasică de la Oraviţa, unde el a fost semnalat de Popescu şi Constantinescu (1977, date nepublicate). În timpul elaborării acestui studiu, încercările de a procura un surplus de material nu au fost încununate de succes. Materialul recoltat din aria Ogaşul Crişenilor-Lacul Mare, *locus tipicus* menţionat de Ilinca et al., (1993) s-a dovedit a fi clorit. Două analize chimice prin metode umede ale acestui material dau: SiO_2=33,42–33,94%, Al_2O_3=20,82-20,84%, Fe_2O_3=2,78–3,03%, FeO=0,29–0,56%, MgO=25,71–25,82%, MnO=0,18-0,19%, CaO=0,96-1,30%, K_2O=0,07-0,10%, Na_2O=0,05-0,07%, H_2O=14,24-14,72%, Cl=0,00-0,02%. Ele indică corundofilite *sensu* Hey (1954), ale căror proiecţii în diagrama lui Hey sunt date în figura 2. Analize suplimentare prin difracţie de raze X şi spectrometrie de absorpţie în infraroşu au dus la confirmarea diagnozei. Rezultă de aici că cel puţin o parte a materialului descris anterior drept clintonit este în realitate corundofilit.

assumption of each of these bands to specific vibrations are impossible.

Thermal analyses of many samples show that hydroxyl groups in their structure are strongly bounded. The dehydration was never achieved till 1000^0 C. The sole effect recorded on the DTA curves is an exothermal one at 490-550^0 C, which marks a structural reorganization. The X-ray powder pattern of the heated product may be always indexed on 1M phlogopitic cells with a=5,206-5,408 Å; *b*=9,153-9,297 Å; *c*=10,155-10,219 Å şi β=99,41-99,85.

X-ray powder diffraction data on selected samples from all the quoted occurrences may be indexed on both $2M_1$ and 3T cells. Lattice parametres refined for standard hexagonal (3T) cells reflect the same chemical difference among the analyzed samples: a ranges between 5.30 and 5.34 Å and *c* between 30.21 and 30.42 Å.

The study of trace elements distribution show positive correlations between K and Cs (up to 314 ppm), K and Rb (up to 448 ppm), Rb and Cs, V (up to 120 ppm) and Cr (up to 110 ppm), Ti and Zr (up to 130 ppm), Ti and V, Fe and V, Fe and Cr, Al and Ga (up to 26 ppm), and Mg and Co (up to 30 ppm).

Unfortunately, this study failed to bring new data on *clintonite*. The spreading of this mineral in Romania skarn areas is restricted to the classical occurrence at Oraviţa, where it was reported by Popescu and Constantinescu (1977, unpublished data). During this study, an attempt to procure new material for a more accurate study was unsuccessful. The material collected in Ogaşul Crişenilor-Lacul Mare area, the *locus tipicus* mentioned by Ilinca et al. (1993) was proved to be chlorite. Two wet-chemical analyses of this material gave: SiO_2=33,42-33,94%, Al_2O_3=20,82–20,84%, Fe_2O_3=2,78–3,03%, FeO=0,29–0,56%, MgO=25,71–25,82%, MnO=0,18–0,19%, CaO=0,96–1,30%, K_2O=0,07–0,10%, Na_2O=0,05–0,07%, H_2O=14,24–14,72%, Cl=0,00–0,02%. They characterized corundophilites *sensu* Hey (1954), which projections in the Hey's diagram can be seen in Figure 2. Supplementary analyses by X-ray diffraction and infrared absorption confirm the diagnosis. It results that at least a part of the material previously defined as clintonite is in reality corundophilite.

Institutul Geologic al României

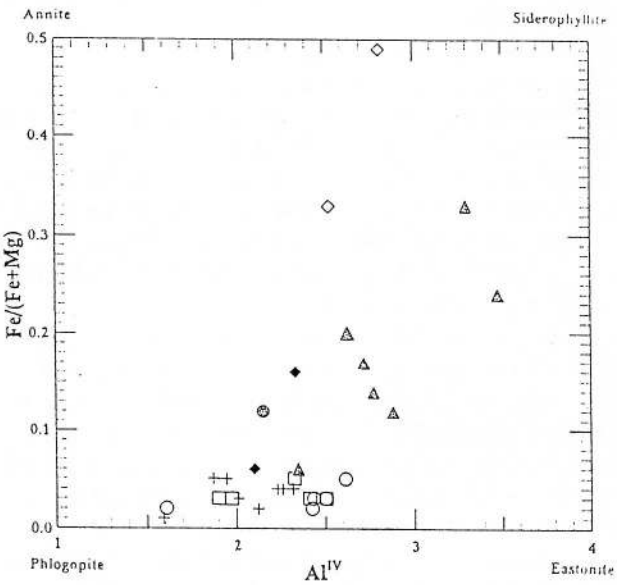


Fig. 1

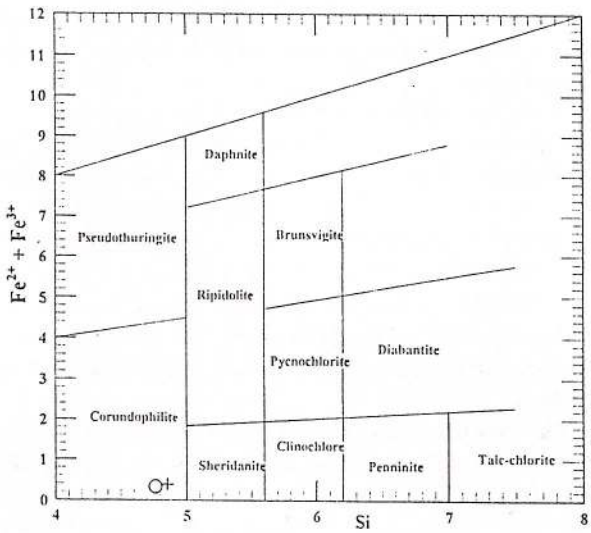


Fig. 2

References

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1963) Rock-forming minerals. Vol. 3. Sheet silicates. Longmans Ed., London, 270 p.

Farmer, V.C. (1974) The layer silicates. In: The infrared spectra of mineral. *Mineralogical Society Monograph*, 4, Farmer, V.C.Ed., p. 331-365, London.

Hey, M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30, p. 277- 292.

Ilinca, G., Marincea, Ş., Russo-Săndulescu, D., Iancu, V., Seghedi, I. (1993) Mineral occurrences in South-western Banat, Romania. *Rom. J. Mineralogy*, 76, Suppl. 2, 40p.

Vedder, W. (1964) Correlation between IR spectrum and chemical composition of mica. *American Mineralogist*, 49, p. 343-349.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 53–55, Bucureşti, 1998

MINERALOGIA ŞI ANALIZA PARAGENETICĂ A MINEREULUI METAMORFIC DE MANGAN DIN CARPAŢII ORIENTALI. ZĂCĂMÂNTUL ARGESTRU-CĂPRĂRIE
MINERALOGY AND PARAGENETIC ANALYSIS OF A MANGANESE METAMORPHIC ORE FROM THE EAST CARPATHIANS. ARGESTRU-CĂPRĂRIE DEPOSIT

Paulina HÂRTOPANU

Zona de mineralizaţie manganiferă ce cuprinde zăcământul Argestru-Căprărie este situată în munţii Bistriţei, în seria de Tulgheş, complexul Tg2, care conţine cuarţite negre grafitoase, şisturi grafitoase, şisturi verzi tufogene bazice, calcare, nivele de metatufuri acide şi acumulări de minereu de mangan.

În perimetrul zăcământului de Mn se găsesc următoarele tipuri petrografice:

- cuarţit grafitos
- cuarţit cu spessartin
- cuarţit cu piroxeni şi amfiboli alcalini
- cuarţit cu ferostilpnomelan
- şist sericit–cloritos-cuarţos
- minereul de mangan

Mineralogic, minereul de mangan din zăcământul Arşiţa-Căprărie poate fi clasificat în funcţie de grupele minerale predominante, în:

1. Carbonaţi, descrişi în studiile anterioare
2. Silicaţi, alcătuiţi din:
   - A. Spessartin:
     - a. spessartin vechi, metamorfic
     - b. spessartin–almandin din cuarţul negru
     - c. spessartin–andradit, anizotrop
     - d. spessartin–calderit
   - B. Tefroit
   - C. Piroxmangit
   - D. Rodonit
   - E. Nambulit–$LiNaMn_8Si_{10}O_{28}(OH)_2$ este un analog alcalin al rodonitului, găsit pentru prima dată la noi în ţară (P. Hârtopanu, P. Scott, in press)
   - F. Bannisterit
   - G. Piroxeni alcalini
     - a. egirin manganifer
     - b. egirin-augit manganifer
   - H. Amfiboli manganiferi:
     - a. dannemorit prizmatic
     - b. dannemorit azbestiform
     - c. magnezioriebekit manganifer
     - d. amfiboli alcalini galbeni de tip eker, anit
     - e. Mn-antofilit

Mn mineralisation zone including Argestru-Căprărie deposit is situated in the Bistriţa Mts., Tulgheş series, Tg_2 complex. This complex contains black graphite quartzites, graphite schists, basic tuffaceous green schists, limestones, acid metatufs and Mn ore accumulatuions.

There folowing petrographic types occur inside the Mn deposit area;

- graphite quartzite;
- spessartine quartzite;
- alkaly amphiboles and pyroxenes quartzite;
- Fe–stilpnomelane quartzites;
- Mn-ore.

Mineralogically Mn ore from the Arşiţa-Căprărie deposit can be classified depending on prevailing mineral groups:

1. Carbonates, formely described;
2. Silicates, made up of:
   - A. Spessartine
     - a. Old metamorphic spessartine
     - b. Spessartine-almandine from black quartzite
     - c. Anisotropic spessartine-andradite
     - d. Spessartine-calderite
   - B. Tephroite
   - C. Pyroxmangite
   - D. Rhodonite
   - E. Nambulite – $LiNaMn_8Si_{10}O_{28}(OH)_2$ is an alkaly analog of rhodonite for the first time discovered in our country (P. Hârtopanu–P. Scott, 1966, in press)
   - F. Bannisterite
   - G. Alkaly pyroxenes:
     - a. Manganiferous aegirine
     - b. Manganiferous aegirine-angite
   - H. Manganiferous amphibolites:
     - a. prismatic dannemorite
     - b. asbestos dannemorite
     - c. manganiferous Mg-riebekite
     - d. yellow alkaly amphiboles–ekermanite type
     - e. Mn–antophilite

Institutul Geologic al României

I. Filosilicaţi manganiferi:

a. seria pyrosmalit

b. seria friedelit: manganpyrosmaltit, shallerit, friedelit

c. caryopilit (mineral de tip serpentină)

d. stilpnomelan manganifer

e. ferostilpnomelan

f. cloritele: pennantit, clorit manganifer (soluţie solidă între pennantit şi clinoclor), ripidolit

3. Oxizi din minereu primar: hematit, ilmenit, pirofanit, hausmanit, braunit, magnetit, jacobsit.

4. Oxizi din zona de oxidare: nsutit, cryptomelan, hollandidt, coronadit, piroluzit, ramadellit, goethit, lepidocrocit.

5. Alte minerale: apatit, grafit, baritină, alabandină, pirită, pirotină, calcopirită, monazit, allanit, huebnerit, hogbanit, sulfosăruri de Ni, Co, As, cuarţ, calcedonie, opal.

Evoluţia paragenetică şi consideraţii genetice

Zăcămintele de mangan din zona Iacobeni au avut o evoluţie complexă, datorită mai multor faze de metamorfism (ce au determinat o succesiune de reacţii, deci şi minerale noi), precum şi compoziţiei şi naturii materialului sedimentar iniţial premetamorfic. O influenţă importantă în evoluţia minereului a avut-o apariţia unor procese metasomatice cu Na, K, Li, Fe^{3+} etc, urmată de apariţia unor filosilicaţi cu clor şi în final a unor minerale filoniene de tip hidrotermal.

Minereul primar din zăcămintele de mangan din zona Iacobeni a avut următoarea succesiune paragenetică, de la cea mai veche spre cea nouă:

1. spessartin vechi + tefroit ferifer + rodocrozit vechi ferifer

2. piroxmangit (uneori cutat) + rodocrozit

3A. tefroit + Mn-humit + jacobsit + rodocrozit + apatit

3B. spessartin + cuarţ + dannemorit + rodocrozit + magnetit + ilmenit + FBa

4. Piroxmangitul filonian substituie toate paragenezele de mai sus şi nu conţine cuarţ la fel ca şi primele trei parageneze de mai sus. Este asociat cu rodonit.

5. Piroxenii alcalini bruni + amfiboli alcalini galbeni + hematit + albit + microclin + cuarţ. Aceste minerale s-au format printr-un proces de metasomatoză, într-un mediu cu fugacitatea ridicată a oxigenului (fapt dovedit de conţinutul ridicat în Fe_2O_3 din aceste minerale şi lipsa FeO). Piroxenul alcalin brun s-a format prin metasomatoză cu Na şi Fe^{3+} asupra piroxenilor vechi de tip johannsenit-hedenbergit, iar amfibolii alcalini galbeni s-au format prin metasomatosă cu Na şi Fe^{3+} asupra dannemoritului. Formarea spessartin-andraditului anizotrop, uniax sau biax poate fi explicată printr-o metasomatoză cu Fe^{3+} asupra spessartinului vechi metamorfic izotrop.

I. Manganiferous phyllosilicates

a. pyrosmalite series

b. friedelite series: mangapyrosmalite, shallerite, friodelite

c. caryopilite (serpentine type mineral)

d. manganiferous stilpnomelan

e. ferostilpnomelane

f. chlorite: pennantine, manganoan chlorite (solid solution between pennantite and clinochlor), ripidotite

3. Oxides from primary ore: hematite, ilmenite, pyrophanite, hausmanite, braunite, magnetite, jakobsite.

4. Oxides from oxidation zone: nsutite, cryptomelane, hollandite, coronadite, pyrolusite; ramadellite, goethite, lepidocrocite.

5. Other minerals: apatite, graphite, barite, alabandite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, monazite, allanite, hubnerite, hogbanite, Ni, Co, As, sulfosalts, quartz, chalcedony, opal.

Paragenetic evolution and genetical considerations

Mn-deposits from the Iacobeni zone had a complex evolution because of several metamorphic phases (which determined a succession of reactions and, consequently, the new minerals) of both composition and kind of the initial premetamorphic material as well. During the evolution of the ore the metasomatic processes with Na, K, Li, Fe^{3+} had a very important influence. After this the phyllosilicates with Cl and then veins hydrothermal type minerals turned up.

The primary mineral in Mn deposits in the Iacobeni zone followed a paragenetic succession from the old to the new one.

1. old spessartine + ferriferous tephroite + old ferriferous rhodochrosite;

2. pyroxmangite (sometimes folded) + rhodochrosite;

3A. tephroite + Mn–humite + jacobsite + rhodochrosite + apatite;

3B. spessartine + quartz + dannemorite + rhodochrosite + magnetite + ilmenite + Ba–feldspar;

4. The vein pyroxmangite substitues all the above paragenesses: it does not contain quartz like the first three above mentioned parageneses. It is associated with by rhodonite.

5. Brown alkaly pyroxenes + yellow alkaly amphiboles + hematite + albite + microcline + quartz.

These minerals formed by a metasomatic process, in an oxygen high fugacity medium (proved by both a high content of Fe_2O_3 and by absence of FeO in these minerals). Brown alkaline formed by and Fe^{3+} metasomatosis over the old pyroxenes of johannsonite–hedenbergite type: yellow amphiboles formed by Na and Fe^{3+} metasomatosis over dannemorite.

Institutul Geologic al României

6. Rodonit + nambulit + bannisterit + hausmannit + albit + microclin.

În această parageneză nambulitul pare să se fi format printr-o metasomatoză cu litiu asupra rodonitului, prin substituţia Ca din reţeaua rodonitului cu Li. Este o parageneză ce indică un mediu de oxidare ridicat. În afară de hausmannit mai este prezent şi hematitul. De remarcat că Fe din compoziţia rodonitului ce aparţine acestei parageneze se află numai sub forma Fe_2O_3.

7. Minerale filosilicatice cu clor de tipul manganpyrosmalitului, descrise în text au apărut ca urmare a unei fugacităţi ridicate a clorului şi reduse a oxigenului. Paragenezele în care apar minerale dovedesc acest lucru. Filosilicaţii cu clor apar în medii reducătoare în asociaţie cu tefroitul ferifer pe seama căruia s-au format, cu jacobsitul, alabandina, etc.

8. Minerale filoniene: stilpnomelan, rodonit, kutnohorit, apatit, stilpnomelan, magnetit, baritină, clorite, etc.

Compoziţia mineralogică actuală a minereului, predominant carbonatică, sugerează că materialul iniţial premetamorfic depus pe fundul mării era constituit din carbonaţi de mangan şi mai puţin din hidroxizi, oxizi şi silicaţi hidrataţi de mangan şi fier. Aceste depozite sedimentare au fost metamorfozate succesiv în timpul orogenezei Baicaliană, Hercinică şi Alpină. Metamorfismul paroxismal a avut loc în faciesul amfibolitelor cu almandin, judecând după relictele de piroxen de tip johansennit-hedenbergit, şi după faptul că peste tot în lume asociaţia tefroit ferifer-rodocrozit, subsaturată în cuarţ indică acest facies, pe când asociaţia tefroit-rodocrozit-cuarţ, suprasaturată în cuarţ indică faciesul şisturilor verzi. După acest metamorfism prograd a urmat un metamorfism retrograd polifazic care a determinat apariţia paragenezelor minerale înşirate mai sus. Importanţă mare în evoluţia miereului au avut fugacităţile O_2, CO_2, OH, Cl, F, B.

Minereul de mangan a evoluat ca un sistem închis în care aceste fugacităţi au fost diferite de cele ale rocilor înconjurătoare şi au variat mult în timp şi spaţiu. Lipsa relictelor de PT mai mari din roca înconjurătoare şi păstrarea lor în minereu s-ar putea explica prin diferenţa de competenţă; pe când roca înconjurătoare a fost puternic fisurată, cutată, deformată etc., minereul de mangan n-a permis penetrabilitatea acestor plane de deformare, fiind mult mai dur. Începând cu Cretacicul superior zăcămintele de mangan din zona Iacobeni au fost supuse unui proces de alterare, proces care a condus la formarea actualei zone de oxidaţie, foarte dezvoltate mai ales în zăcământul Arşiţa.

Anisotropic spessartine-andradite formation, uniaxial or biaxial, can be explained by a Fe^{3+} metasomatosis over the old isotropic, metamorphogen spessartine.

6. Rhodonite-nambulite-bannisterite-hausmanite-albite-microcline. In this paragenesis, nambulite seems to be formed by a Li metasomatosis over rhodonite by ca substitution with Li in the rhodonite network. It is a paragenesis which shows a high oxidation medium. Besides hausmanite, hematite is present, too. It is to note that the Fe from rhodonite composition which belongs to this paragenese occurs as Fe_2O_3 only.

7. Phyllosilicate minerals with Cl as manganpyrosmalite type appeared as a result of both a high fugacity of Cl and low of oxygen. The parageneses with these minerals prove this fact. The phyllosilicates with Cl appear in reduced media, associated with iron tephroite on account of which they are formed, with jakobsite, alabandine, etc.

8. Vein minerals: stilpnomelane, rhodonite, kutnohorite, apatite, Mn-stilpnomelane, magnetite, barite, chlorite, etc. The present mineralogical composition of the ore predominantly carbonate, suggests that the premetamorphic initial material deposited on the bottom of the sea was constituted of the Mn carbonates and less of Mn and Fe hydroxides, oxides and hydrate silicates. These sediment deposits were successively metamorphosed during the Baikalian, Hercynian and Alpine orogenesis. The paroxistic metamorphism developed in an almandine amphibolite facies, considering the pyroxenes relics of johansenite-hedenbergite type; all over the world the association Fe-tephroite-rodocrosite undersaturated in quartz indicates this facies as well; the association tephroite-rhodocrosite-quartz over saturated in quartz indicates the green schists facies. After this prograde metamorphism followed a retrograde polyphase, which determined the appearence of the mineral parageneses presented above: A big importance in the ore evolution had O_2, CO_2, OH, Cl, F and B fugacities. Mn ore evolued like a close system in which these fugacities were different from the surrounding rocks and they varied much in time and space. The absence of hight PT relics from the surrounding rocks and their preservation in ore can be explained only by the difference in competence; while the surrounding rock was folded, cracked and deformed, Mn ore did not permit the acting the penetration. Beginning with the Upper Cretacic, Mn deposits in the Iacobeni zone altered determining the present oxidation zone, very developed especially in the Arşiţa deposit.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 56–59, Bucureşti, 1998

ATLASUL PALEONTOLOGIC AL ROMÂNIEI (B. MEZOZOICUL)
THE PALEONTOLOGIC ATLAS OF THE MESOZOIC

E. AVRAM, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, D. GRIGORE, M. POPA

În anul 1996/1997 realizarea atlasului paleontologic al Mezozoicului a progresat la secţiunile privind:

I. Microflora continentală: Palinomorfele Cretacicului superior

II. Nannoflora calcaroasă marină: Nannofosilele eucretacice

III. Cefalopodele neojurasice

IV. Cefalopodele eucretacice

V. Plante jurasice inferioare

Primele patru secţiuni ale Atlasului au fost realizate de specialişti din Institutul Geologic al României: Emanuel Antonescu, Mihaela Carmen Melinte, Dan Grigore şi, respectiv , Dr. Emil Avram. Întucât specialităţile (încă) existente în I.G.R. nu pot acoperi întreaga diversitate a florei şi faunei Mezozoicului, pentru completarea atlasului am apelat, ca şi în alţi ani, la colegi din alte instituţii – în special de la Universitatea din Bucureşti şi Iaşi; astfel se explică prezenţa în atlas a contribuţiei (secţ. 5) asistentului Mihai Popa de la Facultatea de Geologie şi Geofizică a Universităţii din Bucureşti.

Grupele de fosile studiate în acest an au fost prezentate diferenţiat, în funcţie de specificul acestora şi de gradul de aprofundare la scara naţională a cunoaşterii lor: pentru microfloră şi nannofloră a fost continuată realizarea de inventare în cadrul unor profile alese astfel încât să se obţină informaţii cât mai complete asupra speciilor şi asociaţiilor acestora, pe vârste geologice; în secţiunile privind cefalopodele neojurasice (III) şi eucretacice (IV) au fost descrise şi specii aparţinând câte unei grupe sistematice de ordin superior, cu scopul inventarierii complete a componenţilor din România al acestor grupe; pentru ultima secţiune a fost făcută prezentarea succintă a plantelor jurasice existente în colecţiile I.G.R. (199 specii, reinventariate de autor).

Cu excepţia ultimului capitol, mai sumar, celelalte au arătat criteriile de separare sistematică (la nivel familie/subfamilie, gen/subgen şi specie/subspecie) conform cu cele mai noi date pe plan mondial, în ideea utilizării atlasului şi ca posibil determinator, de către geologii de teren.

În secţiunea I, Palinologia, au fost descrise 43 specii/subspecii de polen de angiosperme din colecţia autorului – aparţinând la 20 genuri ce provin mai ales

In the years 1996/1997 the authors of the Atlas focused on: I. The continental microfloras – the Upper Cretaceous palynomorphs; II. The marine calcareous nannofloras – the Cretaceous nannofossils; III. The Upper Jurassic cephalopods; IV. The Lower Cretaceous cephalopods; V. The Lower Jurassic plants remains.

The first four chapters were accomplished by the specialists working in the Geological Institute of Romania: E. Antonescu, dr. M. Melinte, D. Grigore and dr. E. Avram, respectively. Because in the institute there is not any specialist in Jurassic plants remains, the fifth chapter was achived (as in other fossil groups of the Atlas, presented previously) by an outsider: M. Popa, from the Faculty of Geology and Geophysics of the University of Bucharest.

The fossil groups studied in the year were presented differently to one another, depending on their own features and the stage of their knowledge in Romania: the microfloral (I) and nannofossil (II) species were still inventoried, within the most promising geological sections for getting complete assemblages; as for the Upper Jurassic (III) and Lower Cretaceous (IV) cephalopods, there were described the complete inventories in Romania of an Ammonite family (Aspidoceratidae) ar superfamily (Desmocerataceae), respectively; and in the last chapter (V) there were listed only 119 species of the Lower Jurassic plants, housed in the respository of the GIR.

Except the last chapter, in the others the typical features of every taxon (at the family/subfamily, genus/subgenus and species/subspecies level) were resumed, according to the criteria nowadays accepted; thus, the atlas could be also used as a Treatise by the field geologists.

In chapter I, Palinology, 43 species/subspecies of angiospermic polen were described, all of them recorded by the author, among them 2 new species and new subspecies were first presented. These taxa pertain to 20 genera, typical of the Senonian continental and marine formations from Romania[1]. They come from the Borodului Basin (BB), northern and (more frequently) southern Apuseni Mts (MA), Roşia Depression (DR), Rusca Montană Basin (RM), Haţeg Depression (DH), Şebeş Mts (MS), Lotrului valley (VL), Olăneşti Basin

Institutul Geologic al României

din formaţiuni continentale şi marine ale Senonianului din România[1]. Genul Trudopollis a fost numai figurat prin câteva specii; a fost descrisă o subspecie şi două specii noi. Speciile prezentate provin din Bazinul Borodului (BB), nordul şi mai ales sudul Munţilor Apuseni (MA), Depresiunea Roşia (DR), Bazinul Rusca Montană (RM), Depresiunea Haţeg (DH), Munţii Sebeş (MS), Valea Lotrului (VL), Bazinul Olăneşti (BO), Bazinul Brezoi (Bbr), Valea Dâmboviţei (D), nordul Carpaţilor Orientali (CO).

Pentru secţiunea II, Nannofosilele Cretacicului inferior, au fost studiate 21 specii din colecţia autorului, grupate în 19 genuri (aparţinând la 6 familii)[2]; dintre acestea, 17 genuri şi 19 specii au fost descrise pentru prima dată în România. Cele mai multe dintre ele sunt specii cosmopolite (C); două dintre ele sunt specii exclusiv tethysiene (T), iar speciile genului Sollasites sunt boreale (B) care apar la diferite nivele ale Cretacicului din Carpaţi (Valangenian, Barremian, Cretacic superior) în asociaţie cu primele, în momente de amestec al apelor, corelabile în lungul marginii nordice a Domeniului Tethys.

Secţiunea III, Cefalopodele neojurasice, cuprinde descrierea genurilor şi speciilor, aparţinând familiei Aspidoceratidae: 26 specii/subspecii, din 9 genuri[3]. Acestea provin (cu o singură excepţie) din colecţia autorului, din regiunea Lacu Roşu (LR), de la Râşnov (R), Valea Prăpăstiilor–Zărneşti (Z) şi de la Sviniţa–Banat (S).

Secţiunea IV, cuprinde descrierea reprezentanţilor eocretacici din România ai superfamilii Desmoceraţaceae, din S.O. Ammonitina (Cephalopoda): 100 specii/subspecii, aparţinând la 24 genuri/subgenuri[4]. Dintre acestea, 15 specii şi un gen sunt noi. Specimenele de amoniţi eucretacici studiaţi, din colecţia autorului dar şi din principalele colecţii vizitabile din România, provin în cea mai mare parte din Dâmbovicioara (D) şi de la Sviniţa – Banat (S), dar şi din sudul Munţilor Apuseni (MA), flişul Carpaţilor Orientali (Baraolt = B; valea Tarlungului = T, valea Doftanei = Do, valea Prahovei = P) şi din Dobrogea de Sud (DS).

(BO), Brezoi Basin (Bbr), Dâmboviţa valley (D) and northern East Carpathians (CO).

In chapter II, Lower Cretaceous nannofossils, 21 species were described, grouped in 19 genera pertaining to 6 families[2]; among them, 17 genera and 19 species were identified in Romania for the first time. Large part of the species are cosmopolitan (C), two of them are typical Tethyan (T), while the species of the genus Sollasites are boreal (B); the last ones were met in association with the other several sequences of the Carpathian Cretaceous (Valanginian; Barremian; Upper Cretaceous), illustrating repeated Boreal influences, correlateable along the northern slope of the Tethyan realm.

In chapter III, Upper Jurassic Cephalopods, the Aspidoceratids collected (with ony one exception) by the author were presented: 26 species/subspecies, belonging to 9 genera[3]. These taxa comme from the Lacu Roşu area (LR), the areal round the Râşnov village (R), the Prăpăstii valley – Zărneşti (Z) and from the Sviniţa region – Banat (S).

Chapter IV, Lower Cretaceous Cephalopods, includes the description of the Romanian representatives of the superfamily Desmoceratáceae (Ammonita): 100 species/subspecies, belonging to 24 genera/subgenera[4]; 15 species/subspecies and a genus of them are new. The ammonites presented in the chapter, a large part collected by the author (but also coming from the main repositories in Romania) were recoded in the Dâmbovicioara region (D) and in the Sviniţa village area (S), and also in the southern Apuseni Mts (MA), East Carpathian flysch (Baraolt = B; Tarlungului valley = T, Doftana valley = Do; Prahova valley = P) and in Soth Dobrogea (DS).

---

1. *Anteturma Pollenites:* *Interporopollenites* sp. cf. *I. vacanpoe* KEDVES & HEGEDUS, in Romania of Campanian age (TB) and undivided Senonian age (BB); *I. triangulus* KEDVES & HEGEDUS – Campanian (TB) and Maastrichtian (RM); *Interporopollenites* sp. A – Upper Maastrichtian (RM); *I. subgranulosus* KEDVES & HEGEDUS – Upper Campanian (MA); *Interporopollenites* sp. ex gr. *I. initium – I. subgranulosus* – undivided Senonian (MA), Campanian (MA, TB) and Upper Maastrichtian (MA); *Interporopollenites* sp. B – Upper Maastrichtian (RM). *Suemeghipollis triangularis* GOCZAN – Santonian (MA, RM, DH, MS, TB). *Plicapollis* sp. cf. *serta* PFLUG – Campanian (TB) and Upper Maastrichtian (RM, DH). *Interpollis supplingensis* (PFLUG) KRUTZSCH – Paleocen (D). *Pseudoplicapollis* sp. ex gr. *P. pseudosporites* PFLUG – Upper Maastrichtian (RM, DH). *Pseudopapillopollis praesubherczynicus* (GOCZAN) GOCZAN – Lower Campanian (MA, RM, DH, TB).

Institutul Geologic al României

Boltenhagenipollenites sp. cf. *B. magnoporatus* KEDVES & DINIZ – Upper Campanian (MA). *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* (PFLUG) KRUTZSCH – Upper Maastrichtian; *P.* sp. – Campanian (TB). cf. *Emscheripolis* sp. – Coniacian (BO). *Oculopollis* sp. cf. *O. maximus* KRUTZSCH – Santonian or Campanian (DR); *O. Maximus verrucosus* n. ssp. – Santonian (DH); *O.* sp. ex gr. *O. zaklinskaie* GOCZAN – *O. principalis* WEYLAND & KRIEGER – SENONIAN (BB); *O.* SP. EX GR. *O. fastidicus* WEYLAND & KRIEGER – *O. aestheticus* WEYLAND & KRIEGER – LOWER CAMPANIAN (TB); *Oculopollis* SP. A – SANTONIAN ? (MA); *O.* SP. EX GR. *O. orbicularis* GOCZAN – *O. serratus* GOCZAN – CONIACIAN (VL, BBR, BO) AND SANTONIAN/CAMPANIAN (CR, RM, MA, DH, MS, TB): *O. ? parvoculus* GOCZAN – UPPER SANTONIAN/LOWER CAMPANIAN (MA). CF. *Longanulipollis* SP. – SANTONIAN (MS) AND UPPER SENONIAN (CO). *Krutzschiopollis* sp. A – Santonian or Campanian (MA); *K. crassis* (GOCZAN) GOCZAN – Santonian or Campanian (MA, BB); *K. nitidus* n. sp. – Upper Masstrichtian (MA); cf. *K. elegans* GOCZAN & SIEGEL-FARKAS – Senonian (BB). *Verruoculopollis scarbyae* KEDVES & DINIZ – Santonian/Campanian (DR) or undivided Senonian (BB); *V.? kedvesi* n. sp. – Santonian or Campanian (DR). *Semioculopollis ?* sp. A – Senonian or Paleocen (CO). *Pseudotrudopollis pseudalnoides* (KRUTZSCH) KRUTZSCH – Maastrichtian (DH, CO). *Proteacidites* cf. *convexigerminalis* KRUTZSCH – Upper Maastrichtian (DH); *C.* sp. cf. *C. rotundatus* PORTHJ. – Maastrichtian (MA, RM, CO). *Endoinfundibulapollis distinctus* TSCHUDY – Maastrichtian (RM). *Trudopollis* ssp. (briefly presented, its description being planned for the next year).

2. Fam. *Braarudosphaeraceae: Braarudosphaera africana* STR. (T), Upper Aptian–Cenomanian in age; *B. batiliformis* (C), Aptian–Coniacian; *B. bigelowii* (GRAAN & BRAARUD) DEFL. (C), Aptian-present. Fam. *Solasitaceae: Solasites horticus* (STR., ADAM. & MARESCH) CEPEC & HAY (B), Oxfordian-Maastrichtian; *S. lowiei* FORCHM. (B), Berriasian-?Hauterivian. Fam. *Chyastozigaceae: Chyastozigus amphypons* GARTNER (C), Aptian-Maastrichtian. *Flabellites biforaminis* THIERST. (T), Upper Barremian-Upper Cenomanian. Fam. *Calciosolenaceae: Scapholithus fossilis* GARTNER (C), Hauterivian-Present. Fam. *Ahmuelleraceae: Vagalapilla matalosa* (STR.) THIERST. (?), Aptian-Maastrichtian. Fam. *Polycyciolithaceae: Hayesites albiensis* MANIVIT (C), Albian. *Rucinolithus wisei* THIERST. (T), Berriasian-Upper Valanginian. Incertae sedis: *Thoracosphaera operculata* BRAML. & MART (C), Cretaceous-Present; *T. saxea* STR. (C), Cretaceous-Present. *Pithonella ovalis* (KAUFM.) LOR (C), Cretaceous-Tertiary.

3. Subfamily *Euaspidoceratinae: Epaspidoceras rupellensis* (d'ORB.), Lower Kimmeridgian (LR). Subfam. *Physodoceratinae: Physodoceras wolfi* (NEUM.), Lower Kimmeridgian (LR): *P. altenense* (d'ORB.), Lower Kimeridgian (LR). *Benetticeras vaii* SARTI, Lower Kimeridgian (LR). Subfam. *Aspidoceratinae: underline Aspidoceras binodum* (OPPEL), Lower Kimmeridgian (LR, S); *A. sesquinodosum* (FONT.), Lower Kimmeridgian (LR); *A. uninodosum* TOULA, Lower Kimmeridgian (LR); *A. linaresi* CHECA, Lower Kimmeridgian (LR, R); *A. acanthicum* (OPPEL), Kimmeridgian (LR, R, S); *A. longispinum* (SOW.), Upper Kimmeridgian (LR, S); *A. hystricosum* (QU), Upper Kimmeridgian (LR, S); *A. rogoznicense* (ZEUSCHN.), Upper Kimmeridgian?–lowermost Tithonian (S); *A. rafaeli* (OPPEL), uppermost Kimmeridgian (S); *Pseudowaagenia micropla* (OPPEL), Lower Kimmeridgian (LR); *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL), Lower Kimmeridgian (LR, R); *O. liparum* (OPPEL), Upper Kimmeridgian (LR, R); *O. lallierianum* d''ORB.), Upper Kimmeridgian (LR); *Schaireria* (S.) *neumayri* CHECA, Upper Kimmeridgian (LR, S); *S. (S.) avellana* (ZITTEL), Lower Tithonian (S); *S. (Anaspidoceras) neoburgensis* (OPPEL), Lower Tithonian (S); *S. (A.) episa* (OPPEL), Lower Tithonian (S); *Pseudohimalayites* cf. *steinmanni* (HAUPT), Lower Tithonian (S); Subfam. *Hybonoticeratinae: Hybonoticeras beckeri* (NEUM.), uppermost Kimmeridgian (Z,S); *H. harpephorum* (NEUM.), uppermost Kimmeridgian (LR); *H. knopi* (NEUM), uppermost Kimmeridgian (S).

4. Fam. *Eodesmoceratinae: Abrycusites neumayri* (HAUG) – in Romania, of Upper Hauterivian (S), *Barremites difficilis dimboviciorensis* (BRESK.) – Lower Barremian (D), *B. difficilis hemiptychus* (KILIAN) – Barremian (D)m, *B. fallotiformis* n. sp. – Barremian (S, D), *B. planus* n. sp. – Barremian (S), *B.* sp. ind. – Hauterivian/Barremian boundary (S), *B. waageni* (SIMIONESCU) – uppermost Hauterivian-Barremian (D); *Barremitites strettostoma strettostoma* (UHLIG) – Upper Barremian – lowermost Aptian (S, D), *B. strettostoma tietzei* n. ssp. (S), *B. intermedius* n. sp. – Upper Barremian (S), *S. crassus* n. sp. – Upper Barremian (S), *B. ? transitorius* n. sp. – Upper Barremian (S); *Torcapella suessi* (SIMIONESCU) – Lower Barremian (D), *T.* cf. *davydovi* (TRAUTSCH.) KAR. – Lower Barremian (D). Fam. *Silesitidae: Silesites seranonis seranonis* (d'ORB.) – Upper Barremian – lowermost Aptian (S, D, T), *S. seranonis trajani* (TIETZE) – Upper Barremian (S, D), *S.* aff. *seranonis* (d'ORB.) – Upper Barremian (S), *S. vulpes* ((COQ.) MATH.) – Upper Barremian (S, D), *S.* aff. *vulpes* ((COQ.) MATH.) – Upper Barremian (S), *S.* cf. *typus* (MILASCH.) – Barremian (D); *Patruliusiceras crenelatum crenalatum* AVRAM – Upper Barremian (S), *P. crenelatum plurisulcatum* AVRAM – Upper Barremian (S), *P. crenelatum robustum* AVRAM – Upper Barremian (S), *P. sulcistriatum* (KAR.) – Barremian (S), *P. gracile* AVRAM – Lower Barremian (D, S), *P. lateumbilicatum* AVRAM – Lower Barremian (S), *P. uhligi* AVRAM – Upper Barremian (S, D), *P. rigidum* AVRAM – Upper Barrermian (S), *P. striatum* AVRAM – Upper Barremian (S), *P. crassum* AVRAM – Upper Barremian (S), *P. ? trapezoidale* AVRAM – Barremian (S, D); *Neosilesites nepos marisensis* AVRAM – ? uppermost Aptian (MA).

Institutul Geologic al României

Fam. *Pulchelliidae:* Psilotissotia *favrei* (OOSTER) – uppermost Hauterivian – lowermost Barremian (S, D), *P.* cf. *anglesense* VERM. – Lower Barremian (D), *P. malladae* (NICKLES) – Lower Barremian (Do); Nicklesia cf. *karsteni* (UHLIG) – Lower Barremian (D); Subpulchellia *sauvageaui* (HERMITE) – Barremian (S, D, T), *S.* cf. *changarnieri* (SAYN) – Lower Barremian (S, T), *S. nicklesi* HYATT – Lower Barremian (S), *S. compressissima* (d'ORB.) – Lower Barremian (D, B), *S. brevicostata* KOT. – Upper Barremian (S, D, B), *S. plana* KOT. – Upper Barremian (S, D), *S. delanoyi* n. sp. – Upper Barremian (D), *Subpulchellia* n. sp. 1 and 2 – Barremian (D); Pulchellia *(P.)* cf. *schlumbergeri* NICKLES – Lower Barremian (S, Do, D), *P. (P.) multicostata* RIEDEL – Lower Barremian (Do, D), *P. (P.) communis* BURGL – Lower Barremian (D), *P. (P.)* cf. *pseudokarsteni* BURGL – Barremian (D); *Pulchellia* (Hettneria) cf. *hettneri* GERH. – Upper Barremian (D), *P. (?) prahovensis* AVRAM & STEF. – Lower Barremian (P); Heinzia *(H.) sayni* HYATT – Upper Barremian (S), *H. (H.?) provincialis* (UHLIG) – Upper Barremian (D); *H.* (Gerhardtia) cf. *galeatoides* (KARSTEN) – Upper Barremian (S), *H. (G.)* n. sp. aff. *H. (G.) sartousiana* (d'ORB) – Upper Barremian (S), *H. (G.?) provincialis* (d'ORB.) – Upper Barremian (D); *Hainizia* (Carstenia) *lindigi* (d'ORB.) – Upper Barremian (D), *H. (C.)* cf. *subcaicedi* (SAYN) – Upper Barremian (S). Fam. *Desmoceratidae:* Subfam. *Beudanticeratinae:* Beudanticeras *beudanti* (BRONGN.) – Middle–Upper Albian (DS), *B. laevigatum* (SOW.) – Lower Albian (DS), *B. dupinianum* (d'ORB.) – Lower Albian (DS), *B. newtoni* CASEY – Lower Albian (DS), *B.* cf. *arduennense* BR. – Lower Albian (DS), *B.* cf. *subparandieri* SPATH – Albian (DS), *B. burchanense* EGOJAN – Upper Aptian ? (MA), *Beudanticeras* n. sp. – Albian (DS). Subfam. *Silesitoidinae:* Parasilesites *kilianiformis* (FALLOT) – Upper Aptian (MA), *P.* aff. *kiliani* (FALLOT) – Upper Aptian ? (MA). Subfam. *Puzosiinae:* Valdedorsella *busnardoi* n. sp. – Upper Barremian (S); Pseudohaploceras *portaeferreae* (TIETZE) – Upper Barremian (S), *P. tachthallae* (TIETZE) – Upper Barremian (S, D), *P. liptoviense* (ZEUSCH.) – Upper Barremian–Lower Aptian (D), *P. douvillei* (FALLOT) – Lower Aptian (D), *P. matheroni* (d'ORB.) – Lower Aptian (D), *P. matheroni lateumbilicatum* AVRAM – Aptian (D, MA); Melchiorites *melchioris* (TIETZE) – Upper Barremian –Aptian (S, D), *M. seguensae* ((COQ.) MATH.) – Barremian (S), *M. pauliani* n. sp. – Lower Barremian (S), *M.* aff. *pauliani* AVRAM – Upper Barremian (S), *M. triangulus* n. sp. – Upper Barremian (S), *M. nannus* n. sp. – Upper Barremian (S), *M. falloti* (KILIAN) – Barremian (S), *M. tenuicinctus* (SAR. & SCHOND.) – Upper Barremian (S), *M. fallaciosus* (KILIAN) – Lower Barremian (S), *M.* aff. *fallaciosus* (KILIAN) – Lower Barremian (S), *M.* cf. *uhligi* (HAUG) – Barremian (S, D), *M. cassidoides* (UHLIG) – Lower Barremian (S), *M. blayaci* (KILIAN) – Barremian (S, D), *M. blayaciformis* n. sp. – Barremian (S), *M. ? karakaschi* (SIM.) – Upper Barremian (S, D), *M. muierensis* (HERBICH) – Upper Barremian ? (D), *M. rumanus* (KILIAN) – Barremian (D), *M. zurkeriformis* n. sp. – Upper Barremian – Lower Aptian (S), *M.* aff. *zurkeriformis* n. sp. – Upper Barremian (S), *M. compressus* n. sp. – Upper Barremian (S), *M. ? compsense* (KILIAN) – Barremian (S, D), *Melchiorites* n. sp. ind. – Upper Barremian (S); Nabdalsiceras *nabdalsa* ((COQ,) SAYN) – Barremian (S).

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 60–66, Bucureşti, 1998

STUDIUL FAUNELOR DE MOLUŞTE MEOŢIENE DIN BAZINUL DACIC
L'ÉTUDE DES FAUNES DE MOLLUSQUES MÉOTIENS DU BASSIN DACIQUE

I. PAPAIANOPOL, R. MACALEŢ, Fl. MARINESCU

În Bazinul Dacic, unitate paleogeografică situată între Carpaţi, Prebalcani şi Dobrogea, sunt considerate drept meoţiene depozitele situate între cele ale Sarmaţianului superior (Chersonian) şi cele ale Ponţianului inferior (Odessian). Succesiuni complete ale Meoţianului se găsesc în partea orientală a bazinului Dacic, mai exact între valea Cricovului Sărat şi valea Buzăului, precum şi la nord de valea Buzăului (fig. 1).

Dans le Bassin Dacique, unité paléogéographique située entre les Carpates, les Prébalkans et la Dobrodjua, sont considérés comme méotiens les depôts situés entre les depôts du Sarmatien supérieur (Chersonien) et ceux du Pontien inférieur (Odessien). Des successions complètes du Méotien se trouvent dans la partie orientale du Bassin Dacique, entre vallée du Cricovul Sărat et la vallée du Buzău et au nord de la vallée du Buzău (fig. 1).

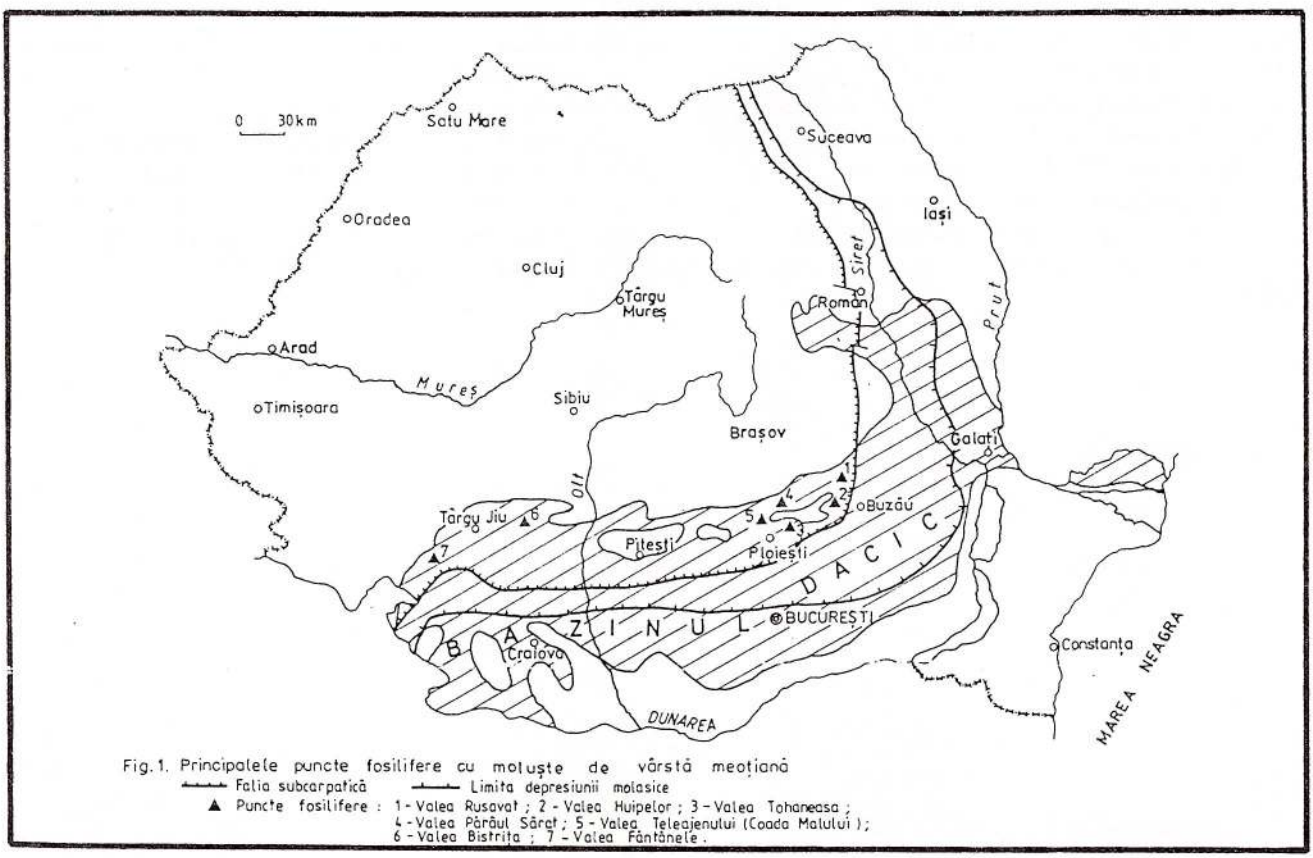


Fig. 1. Principalele puncte fosilifere cu moluşte de vârstă meoţiană
Falia subcarpatică — Limita depresiunii molasice
▲ Puncte fosilifere : 1 - Valea Rusavat ; 2 - Valea Huipelor ; 3 - Valea Tohaneasa ; 4 - Valea Pârâul Sărat ; 5 - Valea Teleajenului (Coada Malului); 6 - Valea Bistrita ; 7 - Valea Fântânele .

Aici, Meoţianul începe de cele mai multe ori fie prin depozite caracterizate prin prezenţa unor congerii de talie mică, fie prin depozite cu Helix.

Ici, le méotien débute, d'habitude, soit par des dépôts caractérisés par la présence des congéries de petite taille, soit par des dépôts à Helix.

Institutul Geologic al României

Acestea sunt urmate de o suită în care există mai multe nivele fosilifere care includ atât bivalve (*Congeria, Dreissenomya, Psilunio, Teisseyreomya*), cât şi gasteropode (*Theodoxus, Viviparus, Hydrobia, Pontohydrobia, Turricaspia, Maeotidia, Lithoglyptus, Pseudamnicola, Velutinopsis*). Deasupra acestui pachet caracterizat prin faune salmastre sau dulcicole stau aşa numitele strate cu *Dosinia* care, în Bazinul Dacic, includ forme eurihaline (este vorba de *Dosina, Abra, Ervilia, Paphia, Mytilaster* dintre bivalve şi de *Pirenella, Cerithium, Bittium* dintre gasteropode). Succesiunile enumerate până acum sunt considerate a reprezenta Meoţianul inferior (Oltenian) din Bazinul Dacic. Deasupra acestuia stă Meoţianul superior (subetajul Moldavian) care, spre deosebire de Oltenian nu cuprinde decât faune salmastre sau dulcicole. Dintre bivalve, genurile *Congeria, Dreissenomya*, şi *Psilunio*, au cele mai frecvente ocurenţe. Cât priveşte gasteropodele, frecvent întâlnite în Moldavian sunt specimenele genurilor *Theodoxus, Viviparus, Turricaspia* şi *Pseudamnicola*.

Atât la partea inferioară, cât şi în cea superioară, etajul Meoţian este delimitat de două praguri paleontologice importante. Astfel, limita inferioară a Meoţianului inferior este deosebit de netă deoarece nici una dintre numeroasele specii ale genului *Mactra*, care caracterizează subetajul Chersonian (= Sarmaţian superior) nu se regăseşte în Meoţian. La rândul lor, speciile de *Congeria, Psilunio, Viviparus, Turricaspia, Meotidia* existente în partea inferioară a Meoţianului inferior nu au fost identificate în Chersonian. La fel de tranşantă este şi limita dintre Meoţian şi Ponţian, deoarece în partea inferioară a Ponţianului apar pentru prima dată în Bazinul Dacic faunele de limnocardiide salmastre care nu au reprezentanţi în Meoţianul superior.

Faunele de moluşte de vârstă meoţiană din bazinul Dacic includ, pe lângă un număr important de specii endemice şi destul de numeroase specii comune de moluşte (atât bivalve cât şi gasteropode) care se întâlnesc şi în Meoţianul din Bazinul Euxinic (Paratethysul oriental). Este o dovadă a legăturilor care au existat în timpul Meoţianului între bazinele Dacic şi Euxinic. Se conchide deci că la nivelul Meoţianului afinităţile dintre Bazinul Dacic şi Paratethysul oriental sunt evidente. În acelaşi interval de timp Bazinul Dacic a fost izolat de Bazinul Pannonic (Paratethysul central).

Studiul moluştelor meoţiene din Bazinul Dacic a evidenţiat faptul că faunele Meoţianului inferior (Oltenia) sunt mai bogate şi mai diversificate, atât în ceea ce priveşte numărul genurilor, cât şi cel al speciilor, decât cele existente în Meoţianul superior (Moldavian).

În depozitele Meoţianului inferior (Oltenian) au fost întâlnite 9 genuri şi subgenuri de bivalve (tab. 1) şi 18

Ces dépôts sont surmontés par une suite où existent plusieurs niveaux fossilifères qui contiennent tant des bivalves (*Congeria, Dreissenomya, Psilunio, Teisseyreomya*), que des gasteropodes aussi (*Theodoxus, Viviparus, Hydrobia, Pontohydrobia, Turricaspia, Maeotidia, Lithoglyptus, Pseudamnicola, Velutinopsis*). Au-dessus de ce paquet, caractérisé par des faunes saumâtres ou dulçaquicoles, se disposent les soi-disant couches à *Dosinia* qui comportent des formes marines euryhalines (il s'agit de *Dosinia, Abra, Ervilia, Paphia, Mytilaster* parmi les bivalves et de *Pirinella, Cerithium, Bittium* parmi les gateropodes). Les successions présentées ci-dessus sont considérées comme représentant le Méotien inférieur (Olténien) du Bassin Dacique. En-dessus suit le Méotien supérieur (Moldavian) qui, à la différence de l'Olténien, comporte seulement des faunes saumâtres ou dulçaquicoles. Parmi les bivalves, les genres *Congeria, Dreissenomya* et *Psilunio* ont des occurrences plus fréquentes. En ce qui concerne les gasteropodes, les spécimens des genres *Theodoxus, Viviparus, Turricaspia* et *Pseudamnicola* ont des apparitions fréquentes.

Tant à la partie inférieur, qu'à celle supérieur aussi, l'étage Méotien est délimité par deux importants seuils paléontologiques. Ainsi, la limité inférieure du Méotien inférieur est particulièrement nette, car aucune des nombreuses espèces du genre *Mactra* qui caractérisent le sous-étage Chersonien n'étant pas rencontrés dans le Méotien. A leurs tour, les espèces de *Congeria, Psilunio, Viviparus, Turricaspia, Maeotidia* existantes dans la partie inférieure du Méotien inférieur n'ont pas été encore identifiés dans les dépôts du Chersonien. Très tranchante est aussi la limite du Méotien avec le Pontien, parce que dans la partie inférieure du Pontien apparaissent, pour la première fois dans le Bassin Dacique, les faunes à limnocardiidés saumâtres, qui n'ont pas des représentants dans le Méotien supérieur.

Les faunes de mollusques d'âge Méotien du Bassin Dacique contiennent, à coté d'un important nombre d'espèces endémiques, d'assez nombreuses espèces communes de mollusques (tant des bivalves, que des gasteropodes aussi) qui se trouvent également dans le Méotien du Bassin Euxinique (la Paratethys orientale). On peut donc conclure qu'au niveau du Méotien les affinités entre le Bassin Dacique et la Paratéthys orientale sont évidentes. Dans le même intervalle de temp le Bassin Dacique a été isolé du Bassin Pannonique (la Paratéthys centrale).

L'étude des mollusques méotiens du Bassin Dacique a montré que les faunes du Méotien inférieur (Olténien) étaient plus riches et plus diversifiées (en ce qui concerne le nombre des genre et des espèces) par rapport aux faunes existantes dans le Méotien supérieur (Moldavien).

Dans les dépôts du Méotien inférieur (Olténien) ont

Institutul Geologic al României

genuri şi 6 subgenuri de gasteropode (tab. 2).

été rencontrés 9 genres et 5 sous-genres de bivalves, aussi 18 genres et 6 sousgenres de gasteropodes (tab. 1, 2).

Tabel 1

Distribuţia stratigrafică a genurilor de moluşte bivalve în depozitele meoţiene din Bazinul Dacic

Genuri de moluşte bivalve	MEOTIAN	
	Inferior OLTENIAN	Superior MOLDAVIAN
MYTILASTER	+	–
CONGERIA (Subgenul MYTILOPSIS)	+	+
CONGERIA (Subgenul TRIGONOPRAXIS)	+	–
CONGERIA (Subgenul ANDRUSOVICONCHA)	+	+
DREISSENOMYA (Subgenul DREISSENOMYA)	+	+
DREISSENOMYA (Subgenul SINUCONGERIA)	+	+
DOSINIA	+	–
PAPHIA	+	–
ABRA	+	–
ERVILIA	+	–
PSILUNIO	+	+
TEISSEYREOMYA	+	–

Tabel 2

Distribuţia stratigrafică a genurilor de gasteropode în depozitele meoţiene din Bazinul Dacic

Genuri de gastropode	MEOTIAN	
	Inferior OLTENIAN	Superior MOLDAVIAN
Genul THEODOXUS	+	+
Genul VIVIPARUS	+	+
Genul RISCOA	+	–
Genul HYDROBIA	+	+
Genul PONTOHYDROBIA	+	+
Genul CASPIOHYDROBIA	+ ?	+
Genul TURRICASPIA	+	+
Genul MAEOTIDIA	+	–
Genul LITHOGLYPHUS	+	+
Genul PSEUDAMNICOLA	+	+
Subgenul PSEUDAMNICOLA	+	+
Subgenul ALUTA	+	–
Subgenul BARASSIA	+	–
Subgenul ANDRUSOWIELLA	+	+
Subgenul STAJA	+	–
Subgenul ILJINELLA	+	+
Genul BYTHINELLA	–	+
Genul CASPIA	+	+
Genul CERITHIUM	+	–
Genul PIRENELLA	+	+
Genul BITTIUM	+	–
Genul VELUTINOPSIS	+	–
Genul VELUTINELLUS	+	–
Genul CORETUS	+	–
Genul HELIX	+	+
Genul HELICELLA	+	–

Faunele de bivalve existente în depozitele Meoţianului inferior de sub stratele cu *Dosinia* cuprind speciile şi subspeciile următoare:

Les faunes de bivalves existantes dans les dépots du Méotien inférieur situé au-dessous des couches à *Dosinia* comportent les suivantes espèces et sous-espèces:

Congeria (Mytilopsis) motasi PAPAIANOPOL, *C. (M.) patruliusi* PAPAIANOPOL, *C. (M.) moskoni* PAPAIANOPOL, *C. (M.) neumayri* ANDRUSOV, *C. (M.) moldavica* SIMIONESCU et BARBU, *C. (M.) diversa* MACAROVICI, *C. (M.) carpatica* MACAROVICI, *C. (M.) soceni* JEKELIUS, *C. (M.) politioanei* JEKELIUS, *C. (M.) carasi* JEKELIUS, *C. (M.) ringeiseni* JEKELIUS, *C. (M.) poenensis* JEANRENAUD, *C. (M.) homoplatoides* ANDRUSOV, *C. (M.) mediocarinata* JEANRENAUD, *C. (M.) elongata* JEANRENAUD, *C. (M.) scrobiculata carinifera* LÖRENTHEY, *C. (M.) ramphophora ramphophora* BRUSINA, *C. (M.) ramphophora vösendorfensis* PAPP, *C. (M.) schmidti* LÖRENTHEY, *C. (Trigonopraxis) martonfii* LÖRENTHEY, *C. (Andrusoviconcha) tohanensis* PAPAIANOPOL, *Dreissenomya (Dreissenomya) nevesskae* ROSKA, *D. (D.) subrotunda* (PANĂ), *D. (Sincongeria) semilunata* (PANĂ), *Psilunio (Psilunio) subrecurvus* (TEISSEYRE), *P. (P.) munteniae* (TEISSEYRE), *P. (P.) subhoernesi* (SINZOW), *P. (P.) radiatodentatus* (SINZOW), *Teisseyreomya subatava* (TEISSEYRE), *T. macoveii* BOLGIU, *T. costata* BOLGIU, *T. unioides* BOLGIU, *T. negrescui* BOLGIU, *T. aperta* BOLGIU.

Institutul Geologic al României

Stratele cu *Dosinia*, situate în partea superioară a Meoţianului inferior (Oltenian), au drept notă caracteristică existenţa unor bivalve marine eurihaline cum sunt: *Dosinia maeotica* ANDRUSOV, *Abra tellinoides* (SINZOW), *Ervilia minuta* (SINZOW), *Paphia andrussowi* (OSSAULENKO), *Paphia subcurta* (ANDRUSOV), *Mytilaster incrassatus minor* ANDRUSOV. La acelaşi nivel stratigrafic pot fi întâlnite şi unele elemente salmastre sau dulcicole cum sunt: *Congeria (Mytilopsis) panticapaea* ANDRUSOV, *Teisseyreomya subatava* (TEISSEYRE), *Psilunio (Psilunio) subrecurvus* (TEISSEYRE), dar acestea au la nivelul stratelor cu *Dosinia*, apariţii mult mai rare:

Gasteropodele sunt foarte bine reprezentate în depozitele de vârstă Meoţian inferior. În succesiunea Meoţianului inferior situată sub stratele cu *Dosinia* a fost surprinsă existenţa următorilor taxoni:

Les couches à *Dosinia*, situées dans la partie supérieure du Méotien inférieur (Olténien) ont comme trait caractéristique l'existence des quelques bivalves marines euryhalines comme: *Dosinia maeotica* ANDRUSOV, *Abra tellinoides* (SINZOW), *Ervilia minuta* (SINZOW), *Paphia andrussowi* (OSSAULENKO), *Paphia subcurta* (ANDRUSOV), *Mytilaster incrassatus minor* ANDRUSOV. Au même niveau stratigraphique peuvent être trouvés aussi quelques éléments suamâtres ou dulçaquicoles comme: *Congeria (Mytilopsis) panticapaea* ANDRUSOV, *Teisseyreomya subatava* (TEISSEYRE), *Psilunio (Psilunio) subrecurvus* (TEISSEYRE), mais ces formes ont de rares occurrences dans les couches à *Dosinia*.

Les gasteropodes sont très bien représentés dans les dépôts d'âge Méotien inférieur. La succession du Méotien inférieur située au-dessous des couches à *Dosinia* comporte les taxons suivants:

Theodoxus politus JEKELIUS, *Th. stefanescui* (FONTANNES), *Th. geticus* MARINESCU, *Th. reticulatus* KOJUMDGIEVA, *Th. crenulatus* (KLEIN), *Viviparus moldavicus* WENZ, *Rissoa* sp., *Hydrobia ventrosa* (MONTAGU), *Pontohydrobia panticapaea* (ANDRUSOV), *P. kelterborni* (WENZ), *Turricaspia aberrans* (ANDRUSOV), *T.* aff. *carinata* (ANDRUSOV), *T. wenzi* ROSKA, *T. korobkovi* ROSKA, *T. starobogatovi* ROSKA, *Maeotidia* sp., *Lithoglyphus maeoticus* PAPAINOPOL, *L. ornatus* PAPAIANOPOL, *L. bellus* PAPAIANOPOL, *Pseudamnicola (Pseudamnicola) sarmatica* JEKELIUS, *P. (P.) immutata* (FRAUENFELD), *P. (Aluta) pseudocarinata* (ROSKA), *P. (A.)* af. *producta* JEKELIUS, *P. (Barassia) purpurina* (ANDRUSOV), *P. (B.)* aff. *purpurina* (ANDRUSOV), *P. (Staja) pseudovariabilis* (SINZOW), *P. (Iljinella) panae* ROSKA, *P. (I.)* aff. sasykensis ROSKA, *Caspia latior* (SANDBERGER), *C. kojumdgievae* ROSKA, *Velutinopsis velutina* (DESHAYES), *Velutinellus catinus* MARINESCU, *V. pilleus* MARINESCU, *Coretus* sp., *helicella* sp., *Helix mrazeci* SEVASTOS.

Pentru stratele cu *Dosinia*, din partea superioară a Oltenianului sunt caracteristice elemente marine euhedrale cum sunt: *Pirenella disjuncta disjuncta* (SOWERBY), *P. disjuncta disjunctoides* (SINZOW), *Cerithium rubiginosum* EICHWALD, *Bittium* sp.

Acestea pot fi însoţite, sau nu de diferite specii ale genurilor *Turricaspia*, *Caspia*, *Pseudamnicola* şi *Theodoxus*.

Depozitele Meoţianului superior (Moldavian) cuprind faune de bivalve cu:

Pour les couches à *Dosinia*, situées à la partie supérieur de l'Olténien, sont carcatéristiques les éléments marines euryhalins comme: *Pirenella disjuncta disjuncta* (SOWERBY), *P. disjuncta disjuntoides* (SINZOW), *Cerithium rubiginosum* EICHWALD, et *Bittium* sp.

Parfois, ces taxons peuvent être accompagnés de diverses espèces des genres *Turricaspia*, *Caspia*, *Pseudamnicola* şi *Theodoxus*.

Les dépôts du Méotien supérieur (Moldavien) contiennent une faune de bivalves avec:

Congeria (Mytilopsis) panticapaea ANDRUSOV, *C. (M.)* aff. *djaphareulica* BADZOSHVILI, *Congeria (Andrusoviconcha) navicula* ANDRUSOV, *C. (A.) novorossica* (SINZOW), *Dreissenomya (Dreissenomya) unioides* FUCHS, *D. (D.) rumana* (WENZ), *D. (Sinucongeria) primiformis* PAPP, *Psilunio (Psilunio) subrecurvus* (TEISSEYRE), *P. (P.) subhoernesi* (SINZOW), *P. (P.) radiatodentatus* (SINZOW).

Gasteropodele, în special cele de talie mică, sunt deseori foarte bine reprezentate în Meoţianul superior. De obicei, sunt acumulate în lentile sau cuiburi. Ocurenţele cele mai numeroase le au genurile *Theodoxus, Caspiohydrobia, Turricaspia, Pseudamnicola* (mai ales subgenurile *Pseudamnicola* şi *Andrusowiella)* şi *Caspia*. Speciile recunoscute sunt următoarele:

Les gasteropodes, particulièrement ceux de petite taille, sont souvent très bien représentés dans le Méotien supérieur. D'habitude sont accumulés en lentilles ou nids. Les plus nombreuses occurrences ont les genres *Theodoxus, Caspiohydrobia, Turricaspia, Pseudamnicola* (surtout les sous-genres *Pseudamnicola* et *Andrusowiella*) et *Caspia*. Les espèces trouvées sont les suivantes:

Institutul Geologic al României

Theodoxus politus JEKELIUS, *Th. stefanescui* (FONTANNES), *Th. reticulatus* KOJUMDGIEVA, *Th. crenulatus* (KLEIN), *Viviparus moldavicus* WENZ, *Hydrobia ventrosa* (MONTAGU), *Pontohydrobia kelterborni* (WENZ), *Caspiohydrobia starobogatovi* ILJINA, *C.* aff. *eleganta* BADZOSHVILI, *Caspiohydrobia* sp., *Turricaspia parvinucleata* ROSKA, *T. wenzi* ROSKA, *T.* aff. *starobogatovi* ROSKA, *T.* aff. *turritissima* (ANDRUSOV), *Maeotidia* sp., *Lithoglyptus rarus* PAPAIANOPOL, *Pseudamnicola (Pseudamnicola) sarmatica* JEKELIUS, *P. (P.) immutata* (FRAUENFELD), *P. (Aluta) pseudocarinata* ROSKA, *P. (Andrusowiella)* aff. *atava* (ANDRUSOV), *Pseudamnicola (Andrusowiella)* sp., *P. (Iljinella) panae* ROSKA, *Bythinella* sp., *Caspia kojumdgievae* ROSKA, *Caspia* sp., *Pirenella disjuncta disjunctoides* (SINZOW), *Helix mrazeci* SEVATOS.

Deşi, după faunele de moluşte, subetajele Oltenian şi Moldavian sunt individualizate, ele posedă şi caractere comune, atât specii de bivalve, cât şi de gasteropode, fiind comune celor două subetaje. Dintre bivalve speciile: *Congeria (Mytilopsis) panticapaea* ANDRUSOV, *Psilunio (Psilunio) subrecurvus* (TEISSEYRE), *P. (P.) subhoernesi* (SINZOW) şi *P. (P.) radiatodentatus* (SINZOW) se întâlnesc atât în Oltenian, cât şi în Moldavian. Speciile de gasteropode comune subetajelor Oltenian şi Moldavian sunt mai numeroase:

Bien que d'après les faunes de mollusques les sous-étages Olténien et Moldavien sont bien individualisés, ils comportent aussi quelques caractères communs, tant des espèces de bivalves, que de gasteropodes aussi, étant communes pour les deux sous-étages du Méotien. Parmi des bivalves les espèces *Congeria (Mytilopsis) panticapaea* ANDRUSOV, *Psilunio (Psilunio) subrecurvus* (TEISSEYRE), *P. (P.) subhoernesi* (SINZOW) şi *P. (P.) radiatodentatus* (SINZOW) et *Congeria (Mytilopsis) panticapaea* ANDRUSOV se trouvent dans l'Olténien et dans le Moldavien aussi. Les espèces de gasteropodes communes des sous-étages Olténien et Moldavien sont plus nombreuses:

Theodoxus politus JEKELIUS, *Th. stefanescui* (FONTANNES), *Th. reticulatus* KOJUMDGIEVA, *Th. crenulatus* (KLEIN), *Viviparus moldavicus* WENZ, *Hydrobia ventrosa* (MONTAGU), *Pontohydrobia kelterborni* (WENZ), *Turricaspia wenzi* ROSKA, *Pseudamnicola (Pseudamnicola) sarmatica* JEKELIUS, *P. (P.) immutata* (FRAUENFELD), *P. (Aluta) pseudocarinata* ROSKA, *Caspia kujumdgieve* ROSKA, *Pirenella disjuncta disjunctoides* (SINZOW), *Helix mrazeci* SEVASTOS.

Deşi distincte, faunele olteniene şi moldaviene sunt strâns legate între ele, reprezentând un singur ciclu, omogen şi destul de unitar, de dezvoltare al faunelor de moluşte situate între cele ale etajelor Sarmaţian şi Ponţian.

Caracterele faunistice distinctive ale Meoţianului inferior (Oltenian) sunt următoarele:

– proliferarea şi diversificarea congeriilor din subgenul *Mytilopsis*. Aceste congerii cu un mare număr de specii şi indivizi în Meoţianul inferior cunosc o puternică recesiune în Meoţianul superior, când se dezvoltă luxuriant congeriile din subgrupul subgenului *Andrusoviconcha* (fig. 2);

– dreissenomiile, prezente prin specii proprii Meoţianului inferior, sunt reprezentate numai prin specii de talie mică;

– speciile genului *Teisseyrenomya*, uneori cu prezenţe foarte active, au fost identificate, până în prezent, numai în Meoţianul inferior;

– existenţa, numai în Oltenian, a speciilor de gasteropode cu o carenă puternică, aparţinând genurilor *Turricaspia* şi *Pontihydrobia*, precum şi subgenului *Barassia* din cadrul genului *Pseudamnicola*;

Bien que distinctes, les faunes olténiennes et moldaviennes sont étroitement liées entre elles, représentant un seul cycle, homogène et assez unitaire, de développement des faunes de mollusques situées entre celles des étages Sarmatien et Pontien.

Les caractères fauniques distinctifs du Méotien inférieur (Olténien) sont les suiuvants:

– la prolifération et la diversification des congéries du sousgenre Mytilopsis. Ces congéries, avec un grande nombre d'espèces et d'individus dans le Méotien inférieur marquent une forte récession pendant le Méotien supérieur, quand les congéries du sous-genre *Andrusoviconcha* gagnent un développemnt luxuriant (fig. 2);

– les dreissenomyes, présentes par des espèces caractéristiques pour le Méotien inférieur, sont représentées seulement par des espèces de petite taille;

– Les epèces du genre *Teisseyreomya*, parfois avec des présences très actives, ont été identifiée, jusqu'à présent, seulement dans le Méotien unférieur;

– l'existence, seulement dans l'Olténien, des espèces de gastropodes à une carène forte appartenant au genres *Turricaspia* et *Pontohydrobua* et au sous-genre *Barassia* du genre *Pseudamnicola*

Institutul Geologic al României

Etaj (Subetaj)	Nivele fosilifere reper	Genul Congeria	
		Subgenul Mytilopsis	Subgenul Andrusoviconcha
Meoţian superior (Moldavian)	Strate cu Congeria (Andrusoviconcha) navicula şi Congeria (Andrusoviconcha) novorossica	-	+ (lumaşele)
	Strate cu Dreissenomya (Dreissenomya) rumana şi Dreissenomya (Dreissenomya) unioides	-	-
	Strate cu Congeria (Mytilopsis) panticapae	+	-
	Argile cu ostracode		
Meoţian inferior (Oltenian)	Strate cu Dosinia	+ (rare)	-
	Strate cu Congeria, Dreissenomya, Teisseyreomya, Macotidia, Hydrobia, Pontohydrobia, Turricaspia, Rissoa, Pseudammicola	+ (lumaşele)	-
	Strate cu congerii de talie mică	+	+ (rare)

Fig. 2

Distribuţia stratigrafică a congeriilor din subgenurile Mytilopsis şi Andrusoviconcha în depozitele meoţiene din Bazinul Dacic

– în afară de genurile *Pirenella*, *Cerithium* şi *Bittium* care caracterizează stratele cu *Dosinia*, situate în partea superioară a Oltenianului, există şi alte genuri gasteropode (*Rissoa*, *Velutinopsis*, *Velutinellus*) identificate numai în Meoţianul inferior.

– à coté des genres *Pirenella*, *Cerithium* et *Bittium*, qui caractérisent les couches à *Dosinia*, existent aussi d'autres genres de gastropodes (*Rissoa*, *Velutinopsis*, *Velutinellus*) identifié seulement dans le Méotien inférieur.

Institutul Geologic al României

Faunele de moluşte ale Meoţianului superior (moldavian) posedă de asemenea câteva particularităţi proprii:

– dezvoltarea foarte puternică a congeriilor din subgenul *Andrusoviconcha* prezente printr-un număr impresionant de indivizi în depozitele de la partea superioară a Moldavianului:

– faunele de gasteropode, foarte bogate pe numeroase profile, sunt dominate de speciile lise; când formele ornamentate sunt prezente, ele posedă carene mai mult sau mai puţin atenuate;

– unele genuri de gasteropode cum sunt *Caspiohydrobia* şi *Bythinella* au fost recunoscute, pentru moment, numai în depozitele subetajului Moldavian.

Sinteza observaţiilor efectuate asupra faunelor meoţiene arată că pentru Meoţianul inferior (Oltenian) sunt caracteristice congeriile din subgenul *Mytilopsis* şi gasteropodele puternic ornamentate, în timp ce în Meoţianul superior (Moldavian) proliferează congeriile din subgenul *Andrusovoconcha* şi gasteropodele lise.

Les fort développement des congéries du sous-genre *Andrusoviconcha* présentes, par un nombre impressionant d'individus, dans les dépôts situé dans la partie supérieure du Moldavien;

– les faunes de gastropodes, très riches sur nombreuses coupes, sont dominées par des espèces lisses; quand les formes ornamentées sont présentes, elles ont seulement des carènes plus ou moins atténuées;

– quelques genres de gastropodes comme *Caspiohydrobia* et *Bythinella* ont été trouvés, pour le moment, seulement dans les dépôts du sous-étage Moldavien.

La syntèse des observations effectuées sur les faunes méotiennes montre que pour le Méotien inférieur (Olténien) sont caractéristiques les congéries du sous-genre *Mytilopsis* et les gastropodes avec une ornementation forte, tandis que dans le Méotien supérieur (Moldavien) prolifèrent les congéries du sous-genre *Andrusoviconcha* et les gastropodes lisses.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 67–69, Bucureşti, 1998

EVOLUŢIA GENULUI *MELANOPSIS* FERUSSAC ÎN TIMPUL ROMANIANULUI
L'ÉVOLUTION DU GENRE *MELANOPSIS* FERUSSAC PENDANT LE ROMANIEN

B. MARINESCU

Romanianul inferior şi mediu reprezintă în cadrul evoluţiei melanopsidelor, un ultim moment de extindere şi diversificare. În acest interval de timp, în Bazinul Dacic apar, relativ brusc, mai mult de 20 de specii aparţinând celor trei subgenuri: *Melanopsis* (s. str.), *Lyrcaea, Canthidomus*; predominant rămâne subgenul nominativ (peste 50 % din total). Se configurează patru tendinţe morfologice: 1) cochilii oval-fusiforme, netede (*Melanopsis (Melanopsis) sandbergeri* NEUMAYR, *M. (M.) bergeroni* SABBA, *M. (M.) decollata* STOLICZKA; 2) cochilii netede-globuloase (grupul "pterochila"); 3) cochilii scalariform-cilindrice, netede (*M. (Lyrcaea) slavonica* NEUMAYR, *M. (L.) onusta* SABBA; 4) cochilii scalariforme, bogat ornamentate (*M. (Canthidomus) soubeirani* PORUMBARU, *M. (C.) hybostoma* BRUSINA).

Această mare variabilitate este determinată atât de factori externi cât şi interni. Paleomediul, în continuă schimbare, oferă, în această perioadă, un optim din punctul de vedere al dezvoltării genului. În timpul Romanianului, Bazinul Dacic era format din numeroase mici bazine, mai mult sau mai puţin interconectate, în care apar paleobiotopuri diferite. Predomină faciesul dulcicol, mlăştinos, cuprinzând sectoare cu vegetaţie luxuriantă, în care abundă unionidele, viviparidele, Theodoxus; melanopsidele apar alături de acestea în număr destul de mare.

Faciesul salmastru are iviri locale, în restul bazinului, mai ales în urma unei scurte perioade de influxuri marine dinspre răsărit (Fl. Marinescu, 1992). În acest tip de mediu melanopsidele sunt răspândite alături de dreissenide.

Variaţiile de facies au dus la apariţia a numeroase populaţii, mai mult sau mai puţin izolate şi, implicit, la apariţia de noi morfe.

Un alt factor determinant în radiaţia genului îl constituie şi temperatura. De-a lungul întregii sale evoluţii genul *Melanopsis* a fost dependent de climatul cald, mediteranean sau submediteranean. Creşterea numerică şi specifică din timpul Romanianului (se remarcă, la unele specii, îngroşări ale cochiliei, supradimensionarea calusului apertural, ornamentaţie bogată) a fost controlată probabil şi de o încălzire a

Dans le cadre général de l'évolution des mélanopsides, le Romanien inférieur et moyen représentent un dernier moment de grande diversification spécifique. Pendant cet intervalle parraissent dans le Bassin Dacique plus de 20 espèces appartenent aux sous-genres: *Melanopsis* (s. str.), *Lyrcaea, Canthidomus*; le sous-genre nominatif reste le plus répandu (plus de 50 % du total). On remarque quatre tendances morphologique (Marinescu, 1997): 1) coquilles fusiformes lisses, (*Melanopsis (Melanopsis) sandbergeri* NEUMAYR, *M (M.) bergeroni* SABBA, *M (M.) decollata* STOLICZCA; 2) coquilles globuleuses-lisses (le groupe " pterochila"); 3) coquilles cylindriques-lisses (*M. (Lyrcaea) slavonica* NEUMAYR, *M (L.) onusta* SABBA; 4) coquilles ornementées (*M (Canthidomus) soubeirani* PORUMBARU. *M (C.) hybostoma* BRUSINA.

Cette variabilité déterminé tant par des facteurs d'origine interne (génétiques) que par des facteurs d'origine externe (ambiantales).

Le paléo-environnement devient, pendant cette période, parfait pour le développement du genre. Durant le Romanien, le Bassin Dacique etait divisé en une multitude de petits bassins plus ou moins en correlation les une avec les autres, résultant ainsi une large diversité ambientale.

Le faciès dulçaquicole, marécageux, y prédominait: un biotope parfait pour les unios, viviparus, Theodoxus; les mélanopsidés sont présentes aussi, dans un assez grand nombre.

Le faciès saumâtre s'y retrouve localement, dans le secteur oriental du bassin, surtout à la suite d'une briève période d'afflux marin de l'est (Marinescu, 1992). Dans ce type d'environnement les mélanopsidés sont rencontrées à côté des dreissenides.

Cette variété de faciès mène finalement à l'apparition de nombreuses populations, plus ou moins isolées, engendrant ainsi de nombreuses espèces.

Un autre facteur déterminant la diversification du genre est la température. Tout au long de son évolution, le genre *Melanopsis* a préféré le climat chaud. Son accroissement, tant en nombre d'espèces qu'en individus durant le Romanien est dû probablement à un rechauffement du climat, fait confirmé aussi

Institutul Geologic al României

climei, fapt confirmat de altfel şi de studiile asupra paleoflorei. Perioada de maximă înflorire a grupului coincide cu maximul temperaturii medii anuale din Romanianul mediu (Ţicleanu, 1995).

Apariţia într-un răstimp atât de scurt (Dacian superior - Romanian mediu) a unei atât de mari diversităţi de forme denotă totodată şi un mare potenţial de variabilitate genetică.

Aproape toate noile morfe ale subgenului *Melanopsis* sunt descendenţi ai speciei *M.(M.) decollata*, care popula habitate restrânse, probabil cu o salinitate mai scăzută, din Bazinul Dacic, încă din Meoţian. Lipsa de oportunităţi ecologice a făcut ca, chiar în condiţii favorabile de temperatură (spre exemplu, în Portaferian), specia să nu radieze şi să prezinte o morfologie relativ monotonă timp de aproape 5 M.a. - din Meoţian până în Dacianul superior. În acest moment începe să se diversifice, generând, până în Romanianul mediu, aproape zece noi specii, toate cu tendinţa morfologică clară de păstrare a caracterelor speciei ancestrale: cochilie fusiformă, netedă, de talie medie.

Dacă în cadrul acestui grup ascendenţa este relativ clară, lucrurile se complică în cazul celorlalte tendinţe morfologice: globuloase, scalariforme, scalariforme-ornamentate. Este posibil, dar puţin probabil, ca ele să provină tot din grupul "decollata" care, datorită unui potenţial genetic deosebit, să fi generat forme cu o atât de mare variabilitate.

O altă explicaţie ar fi migraţia unor reprezentanţi ai speciei *M (M.) pterochila* din Bazinul Braşovului unde, în Dacian, au avut o largă dezvoltare, în Bazinul Dacic.

În sprijinul acestei afirmaţii vin atât o serie de criterii privind morfologia cochiliilor, cât şi apariţia bruscă a grupului "pterochila" în Romanianul Bazinului Dacic. Exemplarele speciei nominative prezintă un înalt grad de variabilitate, corespunzând exact celor trei tendinţe morfologice amintite; mai mult, aceste tendinţe sunt deja vizibile la exemplarele din apropierea Braşovului, figurate de Jekelius (1932).

Aşadar putem presupune că numeroasele forme de melanopside romaniene sunt descendentele a două lineaţii: "decollata" şi "pterochila" (fig.), ambele cu un mare potenţial genetic, expuse într-un interval relativ scurt de timp (Dacian superior-Romanian mediu), unor condiţii optime dar şi foarte diverse de mediu.

par la paléoflore. On remarque une coïncidence entre la période du développement maximum du genre et le maximum de la température moyenne anuelle du Romanien moyen (Ţicleanu, 1995). Cette coïncidence correspond aussi avec les coquilles épaisses, à un gros calus collumélaire de l'ouverture et à une riche ornementation.

L'apparition dans un intervalle aussi court, du Dacien supérieur au Romanien moyen, telle diversité morphologique prouve aussi un important potentiel génétique.

Presque toutes les nouvelles espèces du sous-genre *Melanopsis* sont les decendants de *M. (M.) decollata* qui peuplait des habitats restreints, probablement à une plus faible salinité, du Bassin Dacique, même depuis le Méotien. L'absence d'opportunités écologiques fait que, même dans des conditions favorables de température (par exemple, pendant le Portaferrien), l'espèce reste presque inchangée morphologiquement pendant environ 5 M.a. - du Méotien jusq'au Dacien supérieur. À ce moment elle commence à se diversifier engendrant ainsi plus de dix nouvelles espèces, toutes avec la même propension morphologique de l'espèce ancestrale: coquille fusiforme, lisse, de taille moyenne.

Si dans le cadre de ce groupe l'ascendance est certe, ne se pase pas la même chose avec les trois autres tendance morphologiques; coquilles globuleuses, cylindrique et ornementées. Il n'est pas exclu q'elles proviennent toujours du groupe "decollata" qui, grâce à son large potentiel génétique, ait engendré des espèces *M. (M.) pterochila*, largement répandre, pendant le Dacien, dans le Bassin du Braşov, vers le Bassin Dacique.

Ou peut expliquer ainsi tant la morphologie des coquilles, que l'apparition, relativement brusque, du groupe "petrochila" dans le Romanien du Bassin Dacique. Les exemplaires de l'espèce nominative sont caracterisés par un degré de variabilité s'acordant aux trois tendances morphologiques mentionées; ces tendances sont d'ailleurs asssez visible chez les exemplaires du côté de Braşov figurés par Jekelius (1932).

On peut supposer donc que les nombreuses espèces de *Melanopsis romaniennes* sont les descendantes des lignées "decollata" et "pterochila" fig., les deux jouissant d'un important potentiel génétique, les deux exposés, pendant une periode relativement brève (Dacien-supérieur-Romanien moyen), avec des conditions environnementales optimales, mais aussi très variées.

Institutul Geologic al României

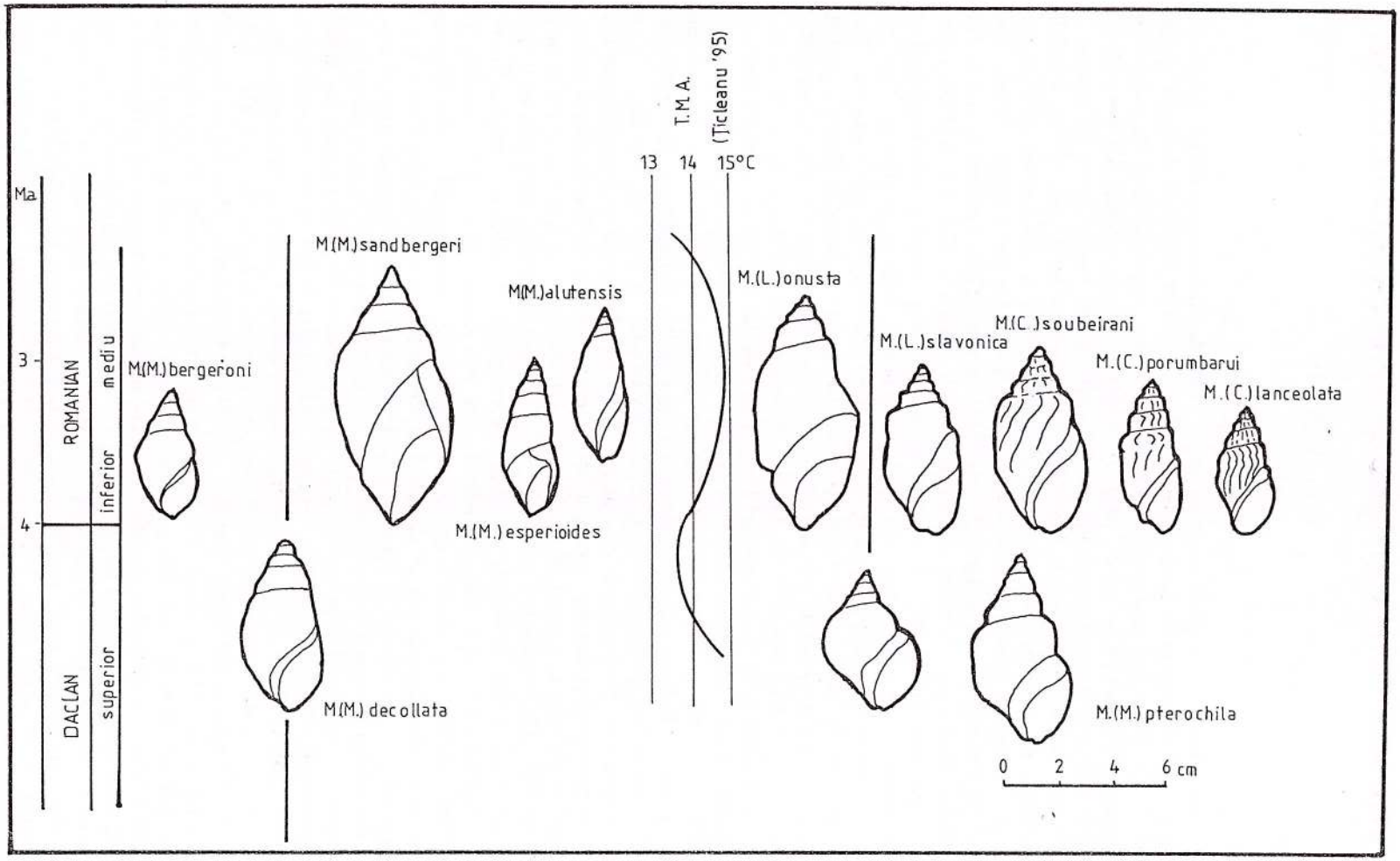


Fig.
Tipuri morfologice de melanopside din Romanianul Bazinului Dacic, provenite prin diversificarea specifica a lineațiilor: "decollata" si "pterochila".

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 70–75, Bucureşti, 199

OSTRACODELE MEOŢIANULUI
THE MEOTIAN OSTRACODS AND THEIR PROBLEMS

Radu OLTEANU

Meoţianul bazinului Dacic oferă şansa uneia dintre cele mai bogate şi mai bine conservate faune de ostracode din Terţiar. Totuşi cercetarea lor a început târziu şi timid prin Suzin (1949), Schneider (1949, 1953) şi mai ales Stanceva (1969, 1990) care descrie şi figurează mai bine de 40 specii. Olteanu (1976, 1979, 1989) descrie alte 47 specii şi 5 genuri completând un inventar de peste 110 specii. În cadrul acestui interval, câteva grupe au o deosebită importanţă biostratigrafică şi paleogeografică: *Hemicytheria, Leptocythere, Loxoconcha* şi *Candona*. Structura comunităţilor de ostracode este sugerată de figura 1 iar distribuţia lor temporală de figura 2. Fauna include numeroase şi aparent ciudate genuri, diferite de faunele Sarmaţianului şi Ponţianului, forme ce pot fi apreciate ca inovaţii în câmpul evolutiv al acestui grup (*Stanchevia, Kassinina, Loxoconchella, Pontoleberis, Getocytheria, Drobetiella, Severinella*). Este unul dintre motivele pentru care ansamblul ostracodelor meoţiene este unul cu totul particular şi unic. Câteva genuri ar putea fi înrudite cu altele mai vechi: *Drobetiella* este evident un descendent al grupului *Hemicytheria* din Badenianul superior şi Sarmaţianul inferior care şi-a diversificat modelul morfologic în timpul Meoţianului urmărind două direcţii: *Drobetiella* (cu două specii, "mirabilis" şi "danielopolui") şi *Getocytheria* (cu 20 specii). Acest ultim subgen, ocupă întregul interval al Meoţianului fiind caracterizat printr-o progresivă şi cvasi-lineară elaborare a morfologiei valvelor, atingând în Meoţianul superior (cu *H. strabella*) forme similare cu lineaţia Pannonian-Ponţiană din arealul intra-Carpatic (*H. reticulata*), reiterând în acelaşi timp numeroase forme ancestrale (*H. costata* cu *H. lorenthey* sau *G. firma* cu *H. omphalodes*). Acest proces, care sugerează o epuizare a fondului evolutiv este unul dintre cele mai interesante procese din lumea animală.

În Meoţianul inferior apare în succesiune *G. bella, G. miranda, G. portentosa* şi *G. parvula*. Specia *G. aligera* traversează neschimbată întregul Meoţian. În Meoţianul superior apar *G. longicostata, G. strabella, G. dorsoarcuata, G. delicata, G. vidinensis* şi *G. spongilosa*. Întregul grup dispare brusc imediat după aşa numitele "marne cu ostracode", dezvoltarea lor fiind inhibată de intervalul oligohalin al Meoţianului terminal. *Hemicytheriile* dispar definitiv din istoria

The Meotian Ostracodes are among the most abundant and well-preserved Neogene fossils. The first species were described and figured by Schneider (1949, 1953) and Suzin (1956). Stanceva (1964, 1971, 1990) reopened this matter being the author of most of the Meotian apecies. Finally, Olteanu (1976, 1979, 1989) found others 47 new species and five genera of ostracods from the Dacic basin. Totally there are about 110 species. Their abundance and morphological sensitivity varies in different ecological stages. For the Meotian stage, some groups have most stratigraphical and paleoecological importance: *Hemicytheria, Leptocythere, Loxoconcha*, and *Candona*. The composition of the genera is given in Figure 1 and their temporal distribution in Figure 2. The fauna includes numerous new and often peculiar genera, others than the Sarmatian and the Pontian ones, which are yielding valuable morphological details of the hinge structure, marginal pore canals or muscle scars (*Stanchevia, Kassinina, Loxoconcha, Pontoleberis, Getocytheria, Drobetiella, Severinella*). In this way, the Meotian ostracods seem to be a rather peculiar assemblage in the Neogene ostracod evolution and arises some questions about its variability ways. It can and must be quantified.

Few genera can be clearly related to other older ones. Throughout the Meotian, Hemicytheria was divided into two ramus: *Drobetiella* Olteanu, 1976 with two species (*D. mirabilis* and *D. danielopolui*) and *Getocytheria* Stanceva, 1971 with 20 species. *Getocytheria* is undoubdtedly a descendant of Badenian and Sarmatian *Hemicytheria*, having the same morphological pattern, more diversified during the Meotian time (and with similar direction of diversification with *Hemicytheria* species from the Pannonian-Pontian time of the Pannonian area). In this latter subgenus, which extends from Lower Meotian to Upper Meotian, the species are characterized by a progressive elaboration of supplimentary riblets and ridges, meshes and alveolas, arising even toward an architecture which seems to be sometimes similar to older, ancestral species: *Hemicytheria (Getocytheria) costata* STANCEVA looks like *Hemicytheria lorenthey* (MEHES) from Sarmatian and *H. (G.) firma* STANCEVA is quasi-similar (in shape and reticulation model) to *Hemicytheria omphalodes* (REUSS) from Badenian.

Institutul Geologic al României

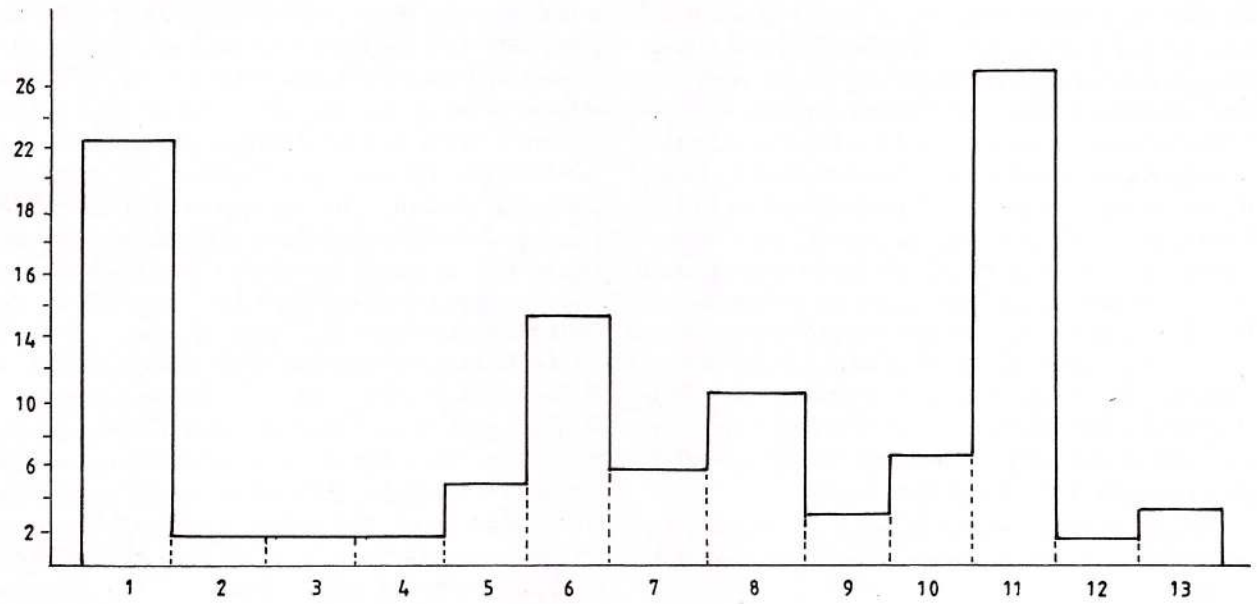


Fig. 1 – The main genera of ostracods from the Meotian. 1, Candona; 2, Darwinulla; 3, Hemicytheria; 4, Drobetiella; 5, Severinella; 6, Getocytheria; 7, Maeotocythere; 8, Euxinocythere; 9, Callistocythere; 10, Amnicythere; 11, Loxoconcha; 12, Aurila; 13, Stanchevia.

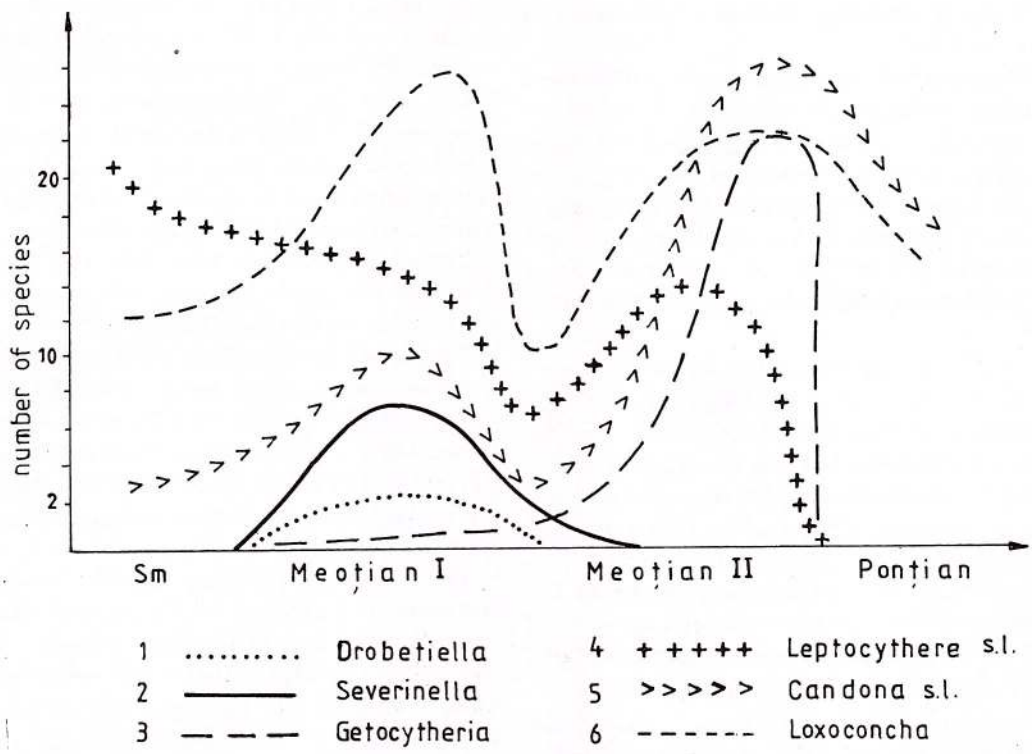


Fig. 2 – Temporal distribution of Meotian ostracods

Institutul Geologic al României

Paratethysului.

Getocytheria este doar o *Hemicytherie* cu un extrem de larg spectrum de variabilitate declanşat fie de diversificarea nişelor (deci de un proces de specializare), fie datorită unor valuri succesive de imigranţi din arealul oriental al Paratethysului. Meoţianul inferior din arealul circum-Caucazian conţine numeroase specii marine (*Bairdia, Hermanites, Costa*). Migraţia spre vest a acestei faune bentonice le-a diversificat pe măsură ce transgresiunea meoţiană îşi extindea arealul. Gradul de variabilitate creşte direct proporţional cu instabilitatea mediului, generând un număr mare de morfotipuri cu valoare şi stabilitate locală sau regională. Această ultimă imagine pare să fie cea adevărată, pentru că în timpul Meoţianului sunt secvenţe clare în procesul diversificării: în Meoţianul inferior şi în cel superior. Mai mult, structurile reticulare ale valvelor sugerează adâncimi diferite, iar multe forme sunt rezultatul fluctuaţiilor de nivel ale mării (cazul cunoscutului punct fosilifer de pe Valea Fântânele).

Genul *Severinella* este un fel de pseudo-*Aurila* având însă o altă ontogenie a şarnierei şi foarte probabil o altă origine.

Loxoconchella este o formă excentrică de *Loxoconcha* având canalele porifere marginale grupate în fascicole similare cu genul *Tyrrhenocythere*. Este un gen exclusiv Meoţian inferior (două specii).

În timpul Meoţianului inferior apare şi un nou tip de *Xestolrberid* numit *Pontoleberis* cu o şarnieră de tip *Xestoleberis* şi suprafaţa laterală ornamentată cu alveole rectangulare.

Genul *Kassinina* este unul dintre cele mai curioase genuri secretate de faciesurile salmastre. În cursul ontogenezei, juvenilele primare au impresiuni musculare de tip *Candona* (şase impresiuni) şi care treptat se multiplică atingând la formele adulte 10–11 impresiuni cu o distribuţie neregulată. Un astfel de proces mai poate fi observat într-un context ecologic similar în timpul Pannonianului la genurile *Amplocypris* şi *Hungarocypris*.

Unul dintre cele mai răspândite grupe de ostracode este *Leptocythere* cu o morfologie clară şi unitară şi o distribuţie stratigrafică restrictivă. Speciile meoţiene pot fi ordonate în două lineaţii filogenetice *Amnicythere plana* (din Sarmaţian) ca posibil strămoş al speciilor *A. mesquina* şi *A. diaffana* (din Meoţianul inferior) şi apar apoi *A. offuscata* şi *A. soleta* (din Meoţianul superior). A doua filogeneză începe cu *Euxinocythere kuznetzovae* (din Sarmaţianul superior) şi se continuă cu *L. moesica*, *L. infera* (din Sarmaţianul inferior) şi *L. inornata* din Meoţianul superior.

Genul *Loxoconcha* este poate cel mai diversificat grup de ostracode din arealul şi timpul Meoţianului. Sunt cunoscute până acum, peste 30 specii, multe

Such as reiteration of forms, like a return toward origins, is one of the most interesting phenomenon from the ostracod realm. An interesting parallelism between Meotian *Hemicytheria* and Pannonian-Pontian species would be done. What undoubtedly is their diversification starts with the Pannonian and the Meotian time.

Such biological processes have not an explanation without what we usually called "the ecological determinism". What ecological stimuli triggered it? Anyhow the two lineages arised toward the same morphological pattern. The last species from the Middle Pontian of the Pannonian area is *Hemicytheria reticulata* SOKAC, a species extremely closed (in shape, size and the ornamentation-type) by *Hemicytheria strabella* STANCEVA from the Upper Meotian.

The Lowermost Meotian *Getocytheria* species are *H. (G.) bella* STANCEVA, *H. (G.) miranda* STANCEVA, *H. (G.) portentosa* STANCEVA and *H. (G.) parvula* STANCEVA. Their sudden appearance has not a explanation *H. (G.) aligera* STANCEVA ranged from Upper Oltenian to Lower Moldavian. Finally *Hemicytheria (G.) longicostata* STANCEVA, *H. (G.) strabella, dorsocarinata, delicata, vidinensis* and *H. (G.) spongilosa* persisted until the so-called "ostracode marls", becoming extinct before the oligohaline levels from the Uppermost Meotian. The *Hemicytheria* groups and their adaptive processes become irreversibility extinct in Euxinian area (in the Pannonian area, the *Hemicytheria* species proliferated until the Middle Pontian). In the Dacic basin it has been replaced by another "form" of *Hemicytheria*, by *Tyrrhenocythere* (Olteanu, 1989).

Actually, *Hemicytheria (Getocytheria)* is less a new genus, it is only a *Hemicytheria* with a quite large spectrum of variability triggered either by some different local nisches (as a trend toward increased specialization and nische subdivision) or perhaps by some successive "immigration waves" from the Caspian area (although in the six drillings from the Black Sea that traversed the whole Neogene stratigraphical coloumn no Meotian species have been found).

The Lower Meotian from Abkchazia (Atapi Valley) contains many marine species (Bairdia, Hermanites, Costa). None of them have been found in the Dacic basin. Only in the so-called "Dosinia Beds" from the western region of the Dacic basin (Fântânele Valley), few specimens of *Aurila parabulgarica* Olteanu (1976) have been found.

The variability gradient may be correlated with a corresponding gradient of decreassing environmental stability - the case of the Dacian basin - and in this way all the species actually are either merely local morphotypes or they are stabilized species which "invaded" this new area. Such an image seems to be closer by thruth because there are two clear sequences where and when diversification occured: in Lowermost

Institutul Geologic al României

dintre ele cu un grad maxim de variabilitate intrapopulaţională. O singură specie pare să fie unică şi înafara oricărei construcţii filogenetice: *Loxoconcha originalis* din Meoţianul superior. *Loxoconcha laeta* (din Satmaţian) poate fi considerată ca strămoşul imediat a speciei *L. ventriculata* (din Meoţian). *Loxoconcha alveolata* (din Sarmaţian) pare să fie ascendentul speciei *L. pseudohastata* (din Meoţian) şi *L. poenensis* (din Ponţian). *Loxochonca hastata* (din Badenian), *L. schmidti* (din Sarmaţian) şi *L. inexpectata* (din Pannonian) ar putea alcătui o altă lineaţie filogenetică.

Aşa numitul "model rhomboidea" este extrem de diversificat, fapt pentru care este oarecum riscantă sugestia unei lineaţii.

Prezenţa speciilor *Loxoconcha irregularis, L. patella* şi *L. velata* în Meoţianul terminal (oligohalin) împreună cu *Candona paracandidula, Ilyocypris* sp., *Limnocythere* sp., şi valve tuberculate şi neturbeculate (în alternanţă) de *Cyprideis* deschide problema originei faunei ponţiene.

În general, Meoţianul inferior este dominat de genurile *Drobetiella, Severinella* şi *Loxoconcha* iar cel superior de *Candona, Getocytheria* şi sl Leptocytherinaele tuberculate. Aproximativ 30 specii (din 110 specii cunoscute) sunt comune (sau foarte apropiate) cu comunităţile de ostracode din intervalul Pannonianului. În felul acesta se confirmă odată mai mult o afirmaţie anterioară (Olteanu, 1989) despre perfecta corelare între cele două bioprovincii faunistice, intra şi extra-Carpatică, în timpul Meoţianului. Meoţianul şi Pannonianul ocupă acelaşi interval temporal cuprins între Sarmaţian şi Ponţian.

Relaţiile complexe dintre diversitatea faunelor, stabilitatea mediului acvatic şi mai ales, a stabilităţii şi longevităţii speciilor au fost discutate de mulţi paleontologi. Din păcate, toate aceste concepte sunt doar ingrediente variabile pentru biostratigrafie, fiind folosite posterior schemei imaginate. De altfel ele sunt şi foarte greu de definit. Hedgepts (1957) spunea că multe dintre conceptele ecologiei ar putea deveni nefuncţionale printr-o definire excesiv de riguroasă. Este motivul pentru care, probabil, regulile şi legile biostratigrafice "plutesc" într-un perimetru de generalizări relative.

Totuşi, Meoţianul reprezintă o mare excepţie printre etajele salmastre, fiind perfect delimitat atât prin limita lui inferioară cât şi prin cea superioară (alături de unicitatea faunei care este inconfundabilă).

Andrusov (1907) a definit Meoţianul ca un etaj cuprins între Sarmaţian şi Ponţian, fără să-i precizeze limitele (nici nu putea în Peninsula Kerci). Faunele lui erau considerate ca intermediare între ceva similar cu actualele moluşte ale Lacului Caspic (Ponţianul) şi faunele Mării Negre. Faunele Meoţianului ar fi asemănătoare cu cele din Marea Azovului. Oricum, autorul definea acest etaj nou prin 10 specii de Meotian and in so-called "ostracod marls" from the Upper Meotian. Moreover the reticulation of valves suggests a different depth of the sea, but many of them are the result of the sea level fluctuations or (the case of the notorious outcrop in the Fântânele Valley) it resembles areas in the manner in which the fresh-water and the coastal quasi-marine waters are mixed them.

The *Severinella* genus is a kind of pseudo-*Aurila* having another type of hinge-ontogeny and, of course, another root. It is closely related to *Hemicytheria* than *Aurila*.

Loxoconchella Triebel, 1956 is an eccentric type of *Loxoconcha* having another arrangement of marginal pore canals, clustered in fascicles similar to *Tyrrhenocythere*. It has been found (three species) only in the Lower Meotian of the dacic basin.

During the Lower Meotian a new type of *Xestoleberis* appeared as *Pontoleberis* STANCEVA and KRSTIC, 1984. The inside structure is of *Xestoleberis* type, but the lateral surface is ornamented with rectangular alveolas. Such peculiar adaptative process appears again during the Lower Pontian as a result of similar ecological circumstances.

Kassinina genus has an unfinished inner structure but also a great mobility of morphological features. During its ontogeny it begins as *Candona* (with six muscle scars) and ends as *Kassinina* (with 9–11 muscle scar) showing undoubtedly *Candona* affinities like a transitional and unstable morphological construction. This Lower Meotian group is logically comparable with the particular taxa from Pannonian times (*Amplocypris* and *"Hungarocypris"*).

One of the most abundant and widespread geographically is the *Leptocythere* group. It has a distinctive morphology and a restrictive stratigraphical range. There are two phylogenetic lineages: *Amnicythere plana* from Sarmatian would be the ancestor of *A. mesquina* and *L. diaffana* from Lower Meotian and *A. offuscata* and *A. soletta* from Upper Meotian.

The second lineage begins with *Euxinocythere kuznetzove* from Upper Sarmatian (quasi-similar to *A. pseudolotiginosa* and *A. litiginosa*). However, the Sarmatian facies may be regarded as the peak of *Leptocythere* divesification with more 30 ecotypes. From this unstable group *L. (Maeotocythere) incusa, L. (M.) moesica, L. (M.) infera* from Lower Meotian and *L. inornata* from Upper Meotian were separated.

Loxoconcha is mostly diversified during the Meotian time. Up to now there are known more than 30 species ordered around few morphological patterns (meshes, alveolas, tubercle or crests) almost each of them with its own degree of intrapopulational variability. Only one species seems to be unique, without ancestors or descendants, *L originalis* from the Upper Meotian which again arises the "datum" problem.

Institutul Geologic al României

moluşte. Comparativ cu enormul număr de ostracode, rolul biostratigrafic al moluştelor pare minor.

Începând cu Valea Atapi (din Abchazia) cu faunele ei marine din Meoţianul inferior, spre Peninsula Kerci (cu o faună unitară şi compactă, aceiaşi pe toată coloana litostratigrafică) şi apoi spre Bazinul Dacic cu faunele lui extrem de diverse, se reconstitue de fapt, drumul migraţiei faunelor de la est spre vest care sugerează implicit, redimensionarea temporală a intervalului numit Meoţian.

Diversitatea faunei creşte treptat prin multiplicarea fenotipică a taxonilor reziduali, speciile marine se sting în timp şi spaţiu neatingând extremitatea vestică a Mării Meoţiene. Este sensul normal al unui proces de invazie marină, proces care se verifică şi în Marea Neagră actuală, de la Bosfor spre extremităţile bazinului.

L. laeta (from Sarmatian) may be an ancestor of *L. ventriculata* from Meotian. *L. alveolata* (with posterolateral tubercule) from the Upper Sarmatian, seems to be the first ancestor of *L. pseudohasta* from Meotian and *L. poenensis* from Pontian. *L. hastata* (from Badenian), *L. schmidi* (from Sarmatian) and *L. inexpectata* (from Pannonian) would be a likely lineage. The so called *"rhomboidea pattern"* is extremelly diversified and with them many lineages may be manufactured, arranged in different stratigraphical schemes.

The presence of *Loxoconcha irregularis, L. patella* and *L. velata* in the uppermost Meotian levels (an oligohaline facies) beside *Candona paracandidula, Ilyocypris* sp., *Limnocythere* sp., and tuberculated specimens of *Cyprides* opened the question of the new Pontian fauna origin.

These genera sometimes give important phylogenetic clues, but it is difficult to assert about rudimentary, primitive feature or vice-versus. More frequently, however, they serve to emphasize that many ostracod taxa from the Meotian were previously directioned as morphological pattern. On the other hand, many of them seem to represent a kind of "experiments" on ostracods evolution during the brackish-water ecosystem times. As many other brackish-water stages, the Meotian ostracod fauna can be grouped into two distinct poles. Between them the fauna gradually flows, with local extinctions and appearance.

Generally, the Lower Meotian was dominated by *Drobetiella, Loxoconcha* and *Severinella* (in deep-seated facies) and the Upper Meotian, by *Candona, Getocytheria* and *Leptocythere* largo senso.

About 30 Meotian species (from 110) are common with the Pannonian community. In this way, they confirm a previously assertion about correlation between these two bioprovinces during the Meotian time, therefore, the Pannonian = Meotian, meaning the time interval between Sarmatian and Pontian.

Epilogue and conclusions

The interrelations of the diversity, environmental stability and mainly taxonomic stability and longevity of the species have been investigated by many paleontologists. Unfortunately, all these concepts are variable ingredients for biostratigraphy, being used in too many ways. In fact, they cannot be replaced within precise terms, hence perhaps in its ambiguity are the biostratigraphical endless debates. Hedgpets (1957, fide Stanton jr., 1979) said in respect to ecologic factors: "many of the common words of ecology would lose their usefulness if too rigidly defined". Perhaps from the same reason, the biostratigraphical rules and laws are so generalizing ones. The ambiguity, paradoxically, becomes a high quality for paleontology but

Institutul Geologic al României

especially for biostratigraphy. Under its generous umbrella anything is possible, at least in the Paratethys areas, with almost 76 stages and an indefinite number of substages (according to Steininger and Neveskaya, Eds., 1975).

The Meotian is an exception in the Paratethys stages picture. It has strong and well-defined lower and upper boundary and a particular fauna, although Andrusov (1907) defined it in a rather ambiguous style as an intermediate stage between the Sarmatian and the Pontian stages (it being "Isolated without underlying and overlying beds). Therefore I decided to consider this limestone as a special stage (...). Its fauna is "an average fauna between the Caspian (like the Pontian) and the Black Sea faunal type (like Sarmatian fauna). It is living in the Sea of Azov (...)".

Andrusov defined it by 10 mollusc species as index fossils. Comparatively with enormous number of ostracods and their short longevity the role of molluscs seem too little. The Meotian from the Dacic basin is more abundant both in terms of general diversity of species and also in terms of intrapopulational diversity.

Bretsky and Lorenz (1970) concluded that diversity is positively correlated with environmental stability, but the taxonomic stability and environmental stability are invesely correlated because taxa in constant environments should be relatively likely to become extinct in the event of environmental fluctuations. In this sense, from the Atapi Valley (with marine ostracodes), toward the stratotype from the Kertchenian Peninsula (with the same species for the whole lithological coloumn) and to the Meotian of the Dacic basin with its diversity of faunas, is in fact, the way of Meotian ecological diversification. Total richness of species gradually increased from Caucasus regions toward western regions, from stable environmental factors to the brackish-water facies. The factors that appear to be of prime importance are the time and the stability of species. Together, they in fact, mean prohoreza.

References

Olteanu, R. (1976) New Meotian Ostracods from the western part of the Dacic basin. *D.S. Inst. Geol. Geofiz., 3, Paleontologie*, 62, p. 81–102, Bucharest.

— **(1979)** Significations biostratigraphique des ostracodes Meotiens et Pontiens du bassin Dacique. *Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géol.*, 23, 1, p. 77–87, Bucharest.

— **(1989)** New Ostracods in Upper Neogene from Romania. *Memoires* 34, p. 123–175, Bucharest.

Schneider, G.F. (1949) Miotsenovaia fauna Ostracod Kavkaza i Kruma. *Tr. Vse. Neft. N. -Ussleg. Geol. paz. Inst.*, p. 89–179, Leningrad-Moskva.

Stanceva, M. (1964) Ostracoda from the Neogene in N–W Bulgaria. *Tr. Geol. Bulg., Pal.*, 8, p. 557–595, Sofia.

— **(1971)** Hemicytheria (Getocytheria) subgen. n. and its representatives in N-W Bulgaria. *Izv. Geol. Inst. Pal.*, 6, p. 55–115, Sofia.

Steininger, F.F., Neveskaya, L.A. (1975) Stratotypes of Mediterranean Neogene stage. 2, p. 363, Bratislava.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 76–80, Bucureşti, 1998

PRECALPIONELE ŞI CALPIONELE TITHONIENE DIN CARPAŢII MERIDIONALI: DISTRIBUŢIE STRATIGRAFICĂ ŞI BIOZONARE

TITHONIAN PRAECALPIONELLIDS AND CALPIONELLIDS FROM THE SOUTH CARPATHIANS: STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION AND BIOZONATION

Grigore POP

Microorganismele planctonice tithoniene incluse în familiile Chitinoidellidae TREJO, 1975, Semichitinoidellidae NOWAK, 1978, şi Calpionellidae BONET, 1956, sunt mici grupuri tethysiene înrudite, care se disting prin natura diferită a testului lor, respectiv microganular (cristalite calcitice cimentate cu materie organică), cu perete dublu (microgranular şi hialin) şi numai hialin (vezi Bonet, 1956; Borza, 1966; 1969; Aubry et al., 1975; Reháková şi Michlik, 1993).

Potenţialul biocronologic al acestor microorganisme fosile a fost examinat (1) în pelagite de tip Maiolica (Membru de Mândrişag, circa 75 m grosime în stratotip, secţiunea Crivina) ale Formaţiunii de Marila (Tithonian inferior terminal – Berriasian superior *p.p.*, Pop, 1974) din Bazinul Reşiţa (Pânza Getică, Dacide Mediane) şi (2) în pelagite/hemipelagite nodulare roşcate şi policrome (7 m grosime), urmate de pelagite verzui (5 m grosime), din partea superioară a Formaţiunii de Greben (Kimmeridgian superior – Berriasian inferior bazal, în stratotip, secţiunea Sviniţa N, Pop şi Grigore, 1997) din Bazinul Sirinia (Domeniul Danubian intern, Dacide Marginale) (Fig. 1). Alte date privind formaţiunile menţionate apar în mai multe lucrări anterioare: Răileanu (1953), Răileanu et al. (1957, 1964), Mutihac (1959), Răileanu şi Năstăseanu (1960), Năstăseanu (1964, 1979), Rusu (1970), Bădăluţă (1975), Pop (1976, 1986, 1989), Avram (1976, 1984), Bucur (1992) şi alţii.

Aspecte taxonomice şi filogenetice. Aproape toate speciile de microorganisme menţionate au fost identificate în secvenţele examinate. Speciile de chitinoidele cunoscute anterior au fost recent revizuite şi regrupate generic, la care s-au adăugat taxoni noi (Pop, 1997, 1998; tabel). Dintre *semichitinoidele* numai *Praetintinnopsella andrusovi* BORZA, 1969 a fost remarcată. *Calpionelele* sunt reprezentate prin toate speciile cunoscute în Tithonianul superior: forme mici de *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU şi FILIPESCU, 1933), varietăţi mici, mari şi alungite de *Calpionella alpina* LORENZ, 1902, *Crassicollaria massutiniana* (COLOM, 1948), *Cr. intermedia* (DURAND-DELGA, 1957), *Cr. brevis* REMANE, 1962, *Cr. parvula*

Tithonian planktonic micro-organisms included in the families *Chitinodellidae* TREJO, 1975, *Semichitinoidellidae* NOWAK, 1978, and *Calpionellidae* BONET, 1956, are small Tethyan related groups, which are distinguished by the different nature of their test: microgranular calcite crystallites bounded by an organic matter, two-layered (microgranular and hyaline) and hyaline only (see: Bonet, 1956; Borza, 1966, 1969; Aubry et al., 1975; Reháková and Michalik, 1993).

The biochronological potential of these fossil microorganisms has been examined (1) in some pelagites of Maiolica type (Mândrişag Member, about 75 m thick in its stratotype, Crivina section) of Marila Formation (late Early Tithonian to Late Berriasian *p.p.*, Pop, 1974) from the Reşiţa Basin (Getic Nappe, Median Dacides), and (2) in reddish and polychrome nodular pelagites/hemipelagites (7 m thick), followed by thin bedded grenish pelagites (5 m thick) in the upper part of Greben Formation (Late Kimmeridgean to earliest Early Berriasian, in its stratotype, N Sviniţa section, Pop and Grigore, 1977) from Sirinia Basin (inner Danubian Domain, Marginal Dacides) (Fig. 1). Other data concerning the mentioned formations are given in several previous papers: Răileanu (1953), Răileanu et al. (1957, 1964), Mutihac (1959), Răileanu and Năstăseanu (1960), Năstăseanu (1964, 1979), Rusu (1970), Bădăluţă (1975), Pop (1976, 1986, 1989), Avram (1976, 1984), Bucur (1992) and others.

Notes on taxonomy and phylogeny. Almost all the admitted species of the above micro-organism were identified in the examined sequences. The formerly known chitinoidellid species were recently revised and regruped into new genera; other new taxa were also added (Pop, 1997,1998; Table). Only *Praetintinnopsella andrusovi* BORZA, 1969, was remarked among the semichitinoidellids. The *calpionellids* are reprezented by all species known in the Late Tithonian, namely: small *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU şi FILIPESCU, 1933), *Calpionella alpina* LORENZ, 1902 (small large and elongated varieties), *Crassicollaria massutiniana* (COLOM, 1948), *Cr. intermedia* (DURAND-DELGA, 1957), REMANE, 1962, *Cr.*

Institutul Geologic al României

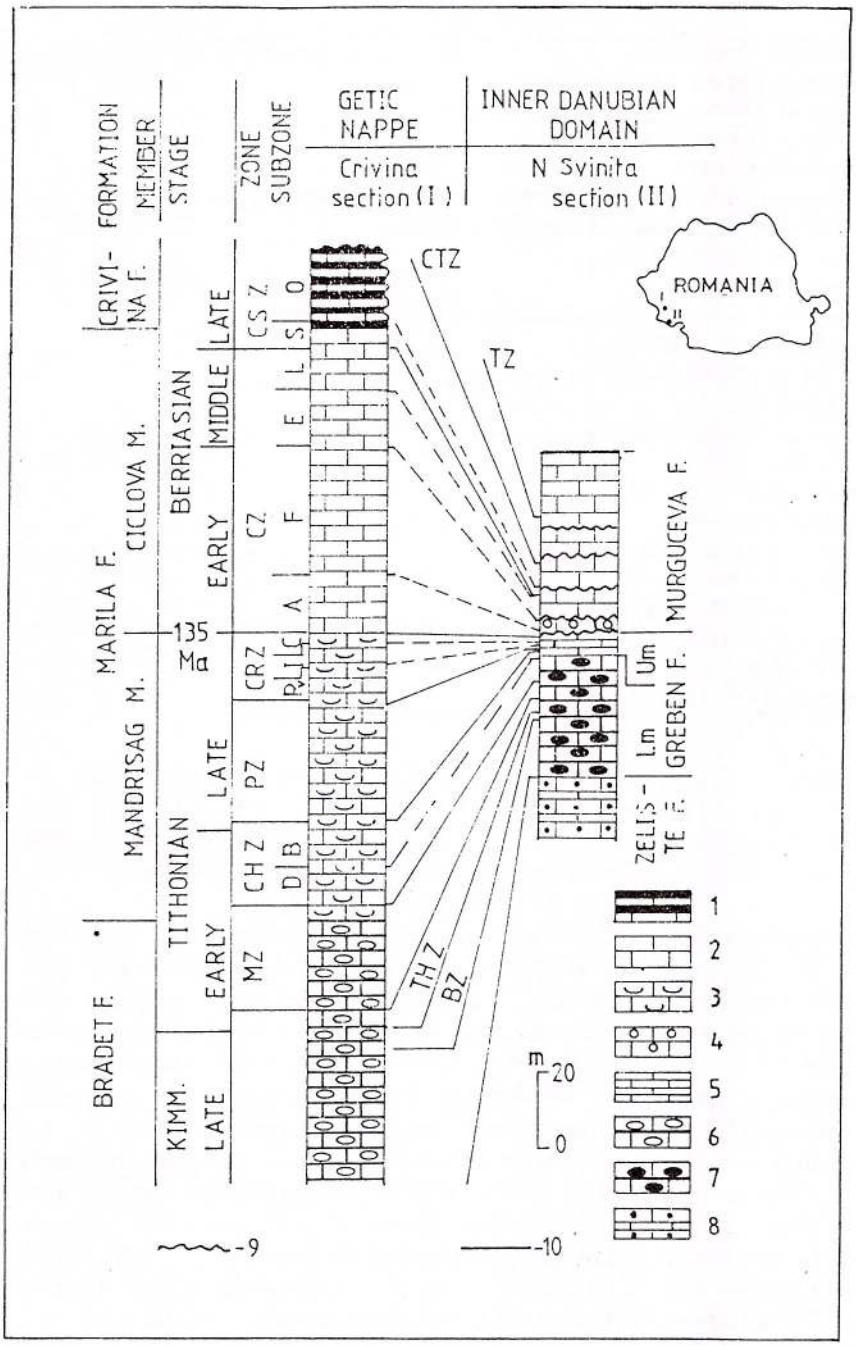


Fig. 1 – Basinal formations and facies in the Crivina section from the Reşiţa Basin (Anina–Oraviţa highway, left slope of the Miniş valley, 6.5 km SSW of Anina) and in the N Sviniţa section from the Sirinia Basin (500–700 m N of Sviniţa village on the Danube).
LITHOLOGY: 1, interbedded marls and marly micrites/biomicrites; 2, bedded micrites/biomicrites of Maiolica type; 3, micrites/biomicrites of Maiolica type, with bioturbations and some bioclastic-peloid calcarenite intercalations (calciturbidites); 4, allodapic calcarenites/calcirudites (calciturbidites and debris flows) in the lower member of Murguceva F.; 5, thin bedded (condensed) mainly greenish micrites/biomicrites, with rare thin and fine-grained allodapic calciturbidites, and nodular/protonodular pelagites/hemipelagites (Um = upper member of Greben F.); 6, gray to greenish nodular pelagites/hemipelagites including rare allodapic calciturbidite intercalations; 7, reddish and polychrome nodular pelagite/hemipelagites, with some intercalations of olistostroma type, protonodular ones, debris flows and allodapic calcarenites/calcirudites (calciturbidites) (Lm = lower member of Greben F.); 8, interbedded pelagites and allodapic calciturbidites, with banded and nodular cherts (Zeliţte F., Oxfordian – Early Kimmeridgian in its stratotype, W Sviniţa section, about 1 km W of the same locality); 9, hiatus; 10, fault. Biozones; Bz, Borzai Z., THZ, Tithonica Z.; MZ, Malmica Z.; CHZ, Chitinoidella Z., with D – Dobeni Sz. and B – Boneti Sz.; CRZ, Crassicollaria Z., with Pv – Parvula Sz., I – Intermedia Sz. and C – Colomi Sz.; CZ, Calpionella Z., with A – Alpina Sz., F – Ferasini Sz., E – Elliptica Sz. and L – Longa Sz.; CSZ, Calpionellopsis Z., here with S – Simplex Sz. and – Oblonga Sz.; CTZ – Calpionellites Z., TZ, Tintinnopsella Z.

Institutul Geologic al României

Table
Chitinoidele din Carpaţii Meridionali.
Chitinoidellids from the South Carpathians

Family: *Chitinoidellidae* TREJO, 1975
- Genus *Chitinoidella* DOBEN, 1963 (type-genus).
  Chitinoidella boneti DOBEN, 1963 (type-species).
  Chitinoidella elongata POP, 1997.
- Genus *Dobeniella* POP, 1997.
  Dobeniella cubensis (FURRAZOLA-BERMÚDEZ, 1965) (type-species).
  Dobeniella bermudezi (FURRAZOLA-BERMÚDEZ, 1965).
  Dobeniella tithonica (BORZA, 1969).
- Genus *Almajella* POP, 1997.
  Almajella cristobalensis (FURRAZOLA-BERMÚDEZ, 1965) (type-species).
- Genus *Longicollaria* POP, 1997.
  Longicollaria dobeni (BORZA, 1966) (type-species).
- Genus *Borziella* POP, 1997.
  Borziella slovenica (BORZA, 1969) (type-species).
- Genus *Aninella* POP, 1998.
  Aninella insueta (REHÁNEK, 1986) (type-species).
- Genus *Carpathella* POP, 1998.
  Carpathella rumanica POP, 1998 (type-species).
- Genus *Daciella* POP, 1998.
  Daciella banatica POP, 1998 (type-species).
  Daciella almajica POP, 1998.
  Daciella danubica POP, 1998.
  Daciella svinitensis POP, 1998.

REMANE, 1962, *Cr. colomi*, DOBEN, 1963, şi *Lorenziella hungarica* KNAUER şi NAGY, 1963. *Tintinnopsella remanei* BORZA, 1969 (abandonată) este considerată un sinonim al speciei *Lorenziella hungarica*.

Unele relaţii filogenetice între speciile de *chitinoidele* sunt posibile: *Chitinoidella boneti – Ch. elongata*; *Dobeniella tithonica – D. cubensis – D. bermudezi*; *Daciella danubica – D. svinitensis*; *Daciella danubica – Almajella cristobalensis*; *Daciella danubica – D. svinitensis*; *Daciella banatica – D. almajica*. Originea speciilor de chitinoidele rămâne necunoscută. În schimb, ele sunt foarte probabil la originea speciilor de calpionele, urmând indirect şi/sau direct câteva filiere (clade) paralele: *Chitinoidella boneti – Praetintinnopsella andrusovi – Tintinnopsella carpathica* (vezi Remane, 1971, 1985); *Carpathella rumanica – Calpionella alpina; Daciella danubica – Crassicollaria parvula; Daciella banatica – Crassicollaria brevis; Daciella almajica – Crassicollaria intermedia; Daciella svinitensis – Crassicollaria massutiniana* şi *Borziella slovenica – Lorenziella hungarica* (Pop, 1997, 1998). Conform acestei interpretări, primele apariţii stratigrafice ale speciilor de calpionele ar fi evenimente independente, unele situate aproape de limita inferioară a zonei Crassicollaria. Definirea acestei limite prin apariţia primei specii de calpionele necesită date comparative suplimentare. Evoluţia polifiletică de la chiti-

colomi DOBEN, *Cr. brevis* REMANE, 1962, *Cr. parvula* REMANE, 1962, *Cr. colomi* DOBEN, 1963, and *Lorenziella hungarica* KNAUER and NAGY, 1963. *Tintinnopsella remanei* BORZA, is considered a synonym of *Lorenziella hungarica*.

Some phyletic relationships among the chitinoidellids are possible, such as: *Chitinoidella boneti – Ch. elongata*; *Dobeniella tithonica – D. cubensis – D. bermudezi*; *Daciella danubica – Almajella cristobalensis*; *Daciella danubica – D. svinitensis*; *Daciella banatica – D. almajica*. The direct ancestors of chitinoidellid species are unknown. In exchange, they are the ancestors of calpionellid species, following indirectly and/or directly several parallel lineages (clades), such as: *Chitinoidella boneti – Praetintinnopsella andrusovi – Tintinnopsella carpathica* (see Remane, 1971, 1985); *Carpathella rumanica – Calpionella alpina; Daciella danubica – Crassicollaria parvula; Daciella banatica – Crassicollaria brevis; Daciella almajica – Crassicollaria intermedia; Daciella svinitensis – Crassicollaria massutiniana* and *Borziella slovenica – Lorenziella hungarica* (Pop, 1997, 1998). According to this interpretation, the first stratigraphic occurrences of calpionellid species should be independent events, some of them placed close to the lower boundary of Crassicollaria Zone. The definition of this boundary by the occurrence of the first calpionellid species requires further comparative data. The polyphyletic evolution from

Institutul Geologic al României

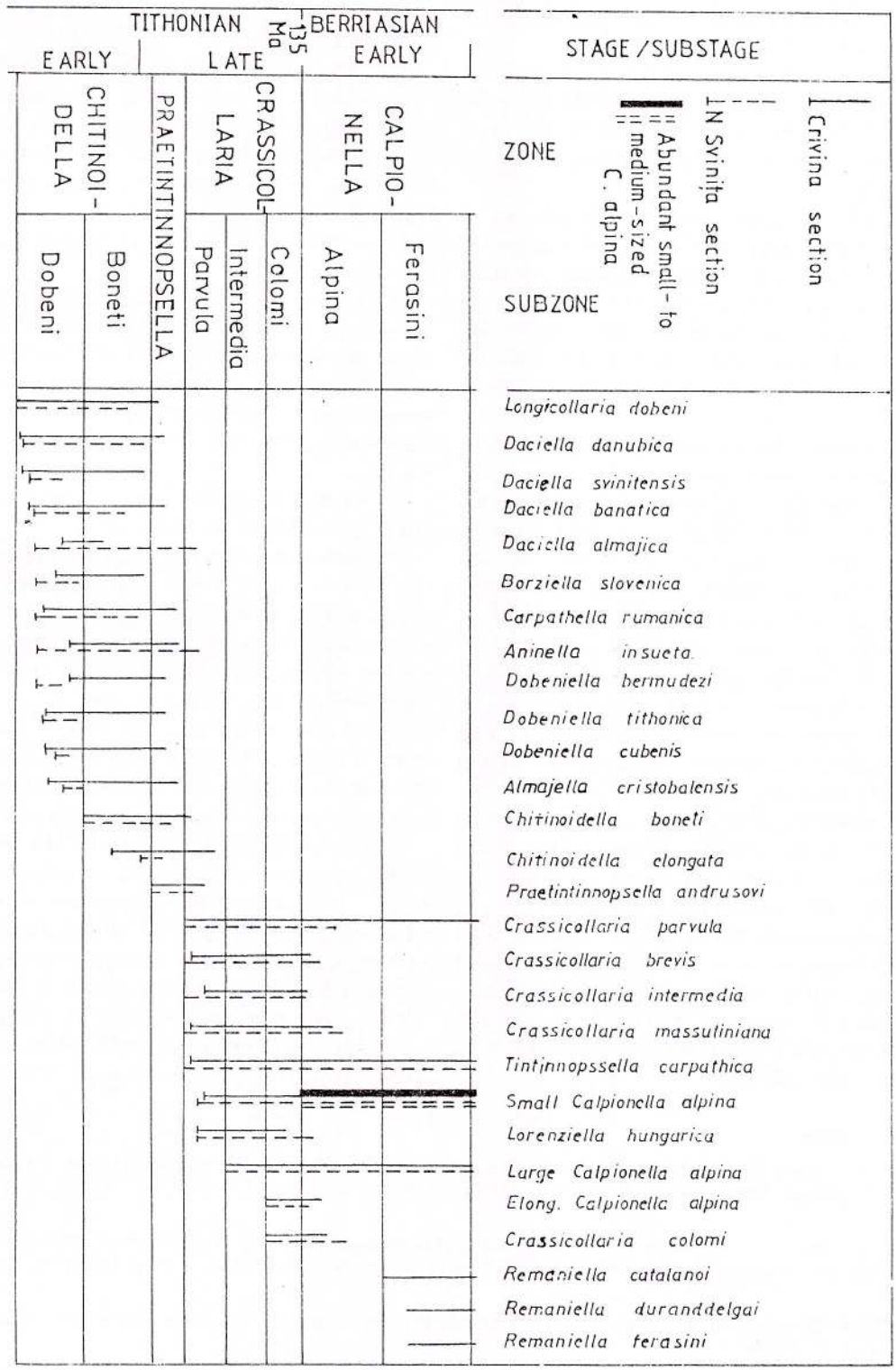


Fig. 2 – Comparative stratigraphic distribution and biozonation of praecalpionellids and calpionellids in the Marila (Crivina section, Reşiţa Basin) and Greben (N Sviniţa section, Sirina Basin) formations, including the Jurassic – Cretaceous boundary.

Institutul Geologic al României

noidele la calpionele (Pop, 1997, 1998) este o interpretare alternativă la modelul evolutiv monofiletic existent (Remane, 1971, 1985).

Biocronologie. Evoluţia microfaunei de precalpionele şi calpionele tithoniene a fost marcată de multe evenimente, unele utilizate în biozonarea lor (vezi Grandesso, 1977; Borza, 1984; Remane et al., 1986; Pop, 1994 şi alţii).

În prezent, patru biozone succesive sunt admise:

(1) Zona Chitinoidella (Tithonian inferior terminal şi superior bazal) divizată în subzonele Dobeni şi Boneti, care sunt definite prin FO ale speciilor *Longicollaria dobeni* şi, respectiv, *Chitinoidella boneti*. Asociaţiile subzonelor includ mai multe specii cu FO diferite, reprezentând elemente potenţiale de subzonare mai detaliată (Fig. 2).

(2) Zona Praetintinnopsella (Tithonian superior *p.p.*) limitată de FO a speciei *P. andrusovi*.

(3) Zona Crassicollaria (Tithonian superior *p.p.*) împărţită în subzonele Parvula (*nom.nov.*), Intermedia şi Colomi, care sunt separabile prin FO date de Calpionelidae (=limită de zonă), de *Calpionella alpina* (forme mari globulare) şi, respectiv, de *Crassicollaria colomi* şi/sau *Calpionella alpina* alungită. În Formaţiunea de Marila, prima specie de Calpionele marcând limita inferioară a zonei este *Crassicollaria parvula*, urmată puţin mai târziu de alte specii, în timp ce în Formaţiunea de Greben (condensată), câteva specii apar în acelaşi strat (fig. 2).

(4) Zona Calpionella (Berriassian inferior şi mediu) definită prin creşterea bruscă a formelor mici şi mijlocii, izometrice, de *Calpionella alpina*, eveniment admis drept limită între sistemele Jurasic şi Cretacic. În secvenţele studiate sunt redate numai primele două subzone (Berriasian inferior) ale acestei zone, Alpina şi Ferasini, cu limitele inferioare date de evenimentul zonal amintit şi, respectiv, de FO ale genului *Remaniella*, în Formaţiunea de Marila reprezentată de *R. catalanoi* Pop, 1996 (fig. 2).

chitinoidellids to calpionellids (Pop, 1997, 1998) is an alternative interpretation to the monophyletic evolutionary model (Remane, 1971, 1985).

Biochronology. The evolution of Tithonian praecalpionellids and calpionellids was marked by many events, mainly the first stratigraphic occurrences (FO), some of which are used in their biozonation (see Grandesso, 1977; Borza, 1984; Remane et al., 1986; Pop, 1994; and others).

At present, four successive biozones are admited (Fig. 2):

1) Chitinoidella Zone (late Early to earliest Late Tithonian) divided into Dobeni and Boneti subzones, which are defined by the FO of *Longicollaria dobeni* and *Chitinoidella boneti*, respectively. The subzonal assemblages include several species with different FO, representing potential elements of a more detailed subzonation.

(2) Praetintinnopsella Zone (Late Tithonian *p.p.*) given by the FO of *P. andrusovi*.

(3) Crassicollaria Zone (Late Tithonian *p.p.*) divided into Parvula (*nom. nov.*), Intermedia and Colomi subzones, which are separable by the FO of Calpionellidae (= zonal boundary), of large globular *Calpionella alpina*, and of *Crasicollaria colomi* and/or elongated *Calpionella alpina*. In Marila Formation, the first calpionellid species, marking the lower boundary of this zone, is *Crassicollaria parvula*, soon after followed by other ones, while in the (condensed) Greben Formation, several species appear in the same bed (Fig. 2).

(4) Calpionella Zone (Early to Middle Berriasian) defined by sudden increase in its abundance of isometric small – to medium-sized *Calpionella alpina*, an event admitted as boundary between the Jurassic and Cretaceous systems. In the investigated sequences, only Alpina and Ferasini subzones (Early Berriasian) are reported, with their lower boundaries given by the zonal event and the FO of *Remaniella* genus, in Marila Formation represented by *R. catalanoi* Pop, 1996 (Fig.2)

Selected references

Allemann, F., Catalano, R., Farès, F., Remane, J. (1971) Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian – Valanginian) of the western Mediterranean Province. Proc. II Plankt. Conf. Roma 1970, p. 1334–1340, Ediz. Tecnoscienza, Roma.

Borza, K (1984) The Upper Jurassic – Lower Cretaceous parabiostratographic scale on the basis of Tintinnidae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcisphaerulidae and other microfossils from the West Carpathians. *Geol. Carpatica*, 35, 5, p. 539–550, Bratislava.

Grandesso, P. (1977) Gli strati a Precalpionelidi del Titoniano e i loro raporti con il Rosso Ammonitico Veneto. *Mem. Sci. Geol*, 32, p. 1–15, Padova.

Pop, G. (1994) Calpionellid evolutive events and their use in biostratigraphy. *Rom. J. Stratigraphy*, 76, p. 7–24, Bucharest.

— **(1997)** Révision systématique des chitinoïdelles tithoniennes des Carpathes méridionales (Roumanie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 324, série IIa, p. 931–938, Paris.

— **(1998)** Nouvelles chitinoïdelles tithoniennes des Carpathes méridionales (Roumanie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, Paris.

— **, Grigore, D. (1977)** Raport Arh. I.G.R., Bucureşti.

Remane, J. (1985) Calpionellids. In: Bolli, H. M., Saunders, J. B. Perch-Nielsen, K. (Eds), Plankton stratigraphy, p. 555–572, Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 81–86, Bucureşti, 1998

SECVENŢA KIMMERIDGIANULUI SUPERIOR ŞI TITHONICULUI INFERIOR DIN FORMAŢIUNEA DE GREBEN DIN REGIUNEA SVINIŢA – SW CARPAŢILOR MERIDIONALI
UPPER KIMMERIDGIAN AND LOWER TITHONIAN SEQUENCE OF THE GREBEN FORMATION IN THE SVINIŢA – SW OF THE SOUTHERN CARPATHIANS

Dan GRIGORE

Depozitele Jurasicului superior din formaţiunea de Greben (Pop, 1996) conservă o bogată faună de amoniţi, puţin cunoscută până în prezent. O listă ce cuprinde câteva specii este prezentată de Răileanu şi Năstăseanu (1960), odată cu prima încercare de zonare a Kimmeridgianului şi Tithonicului inferior, în regiunea Sviniţa. Cu excepţia faunei citate în cadrul Zonei *Tenuilobatus*, implicit a existenţei Kimmeridgianului inferior, sunt confirmate la această dată zonele de amoniţi ce atestă prezenţa integrală a Kimmeridgianului suprior şi Tithonicului inferior în Membrul inferior a Formaţiunii de Greben.

Au fost analizate două profile situate în extremitatea nordică a aflorimentului din versantul drept al văii Vodiniciki, la nord de satul Sviniţa (secţiunea N. Sviniţa I). În primul profil (notat cu litera A, fig. 1) sunt deschise în baza depozitelor carbonatice cu silicifieri ale Formaţiunii de Zelişte şi depozitele carbonatice (calcare nodulare) de vârstă Kimmeridgian superior ale Formaţiunii de Greben, pe o grosime litostratografică de cca 4 m. În cel de-al doilea profil (notat cu litera B fig. 2) apar deschise în bază, depozitele Kimmeridgianului superior pe o grosime de aproximativ 5 m şi depozitele Tithonicului inferior, pe o grosime de 10 m. În urma corelării datelor biostratigrafice din cele două profile analizate, am putut separa mai multe asociaţii caracteristice (zone de amoniţi) pentru Kimmeridgianul superior şi Tithonicul inferior (fig. 3).

Zona Achanthicum (zona de asociaţie *sensu* Sarti, 1993) – Taxonul index *Aspidoceras achanticum* (Oppel) este întâlnit cu o frecvenţă scăzută în acest interval. Limita inferioară este marcată de prima apariţie a : *Aspidoceras longispinum* (Sowerby), *Nebrodites heimi* (Favre) şi *Sowerbiceras loryi* (Munier & Chalmas); limita superioară este trasată sub prima apariţie a lui *Mesosimoceras cavouri* (Gemmellaro). Secvenţa de roci cuprinsă în acest interval este aproximativ 1,50 m grosime. Zona este caracterizată de dezvoltarea grupului *Nebrodites*, care intră în extincţie în topul acesteia. Aspidoceratidae-le sunt abundente în

The Upper Jurassic deposits of the Greben Formation (Pop, 1996) preserves a rich ammonite fauna, known until now only but the list of species published by Răileanu and Năstăseanu (1960), as a ground for the first zonation of the Kimmeridgian and Lower Tithonian in the Sviniţa region. Our studies confirmed the data presented by these authors, except the presence of *Tenuilobatus* Zone and thus the Lower Kimmeridgian; namely, now the Upper Kimmeridgian and Lower Tithonian, are confirmed in the lower member of Greben Formation, but their fauna and zonation are revised. Two section were analized in the northern extremity of the Vodiniciki valley right slope, north of the Sviniţa village. In the base of the first section (marked "A" in the Fig. 1), the silicolites of the Zelişte Formation are exposed, underlying the first 4 m (Upper Kimmeridgian) of nodular limestones of the Greben Formation. In the second section (marked "B" in the Fig. 2) crop out the carbonatic deposits of the Greben Formation, displaying the first 5 m – Upper Kimmeridgian, then the Lower Tithonian ammonite faunas. The observed zonal succession (Fig. 3) is, as follows:

– the **Acanthicum Zone** (="Assemblage Zone", *sensu* Sarti, 1993) – with its index taxon *Aspidoceras acanthicum* (Oppel), which is seldom found in this interval. Its thickness is of max. 1.50 m. Its lower boundary is marked by the FO of *Aspidoceras longispinum* (Sowerby), *Nebrodites heimi* (Favre) and *Sowerbiceras loryi* (Munier & Chalmas); its upper boundary is traced under the FO of *Mesosimoceras cavouri* (Gemmellaro). In Sviniţa this biozone is characterized by developement of the *Nebrodites* group, which disappears at the top; the *Aspidoceratidae* are abundant in the lower part of the Zone and the *Oppelidae* are present with *Taramelliceras representatives*, in all this interval. Among the *Phyloceratidae*, *Sowerbyceras loryi morpha loryi* (Munier & Chalmas) points its maximum abundancy at the mid interval of the Zone, marking the **Loryi Subzone** (*sensu* Sarti, 1993).

Institutul Geologic al României

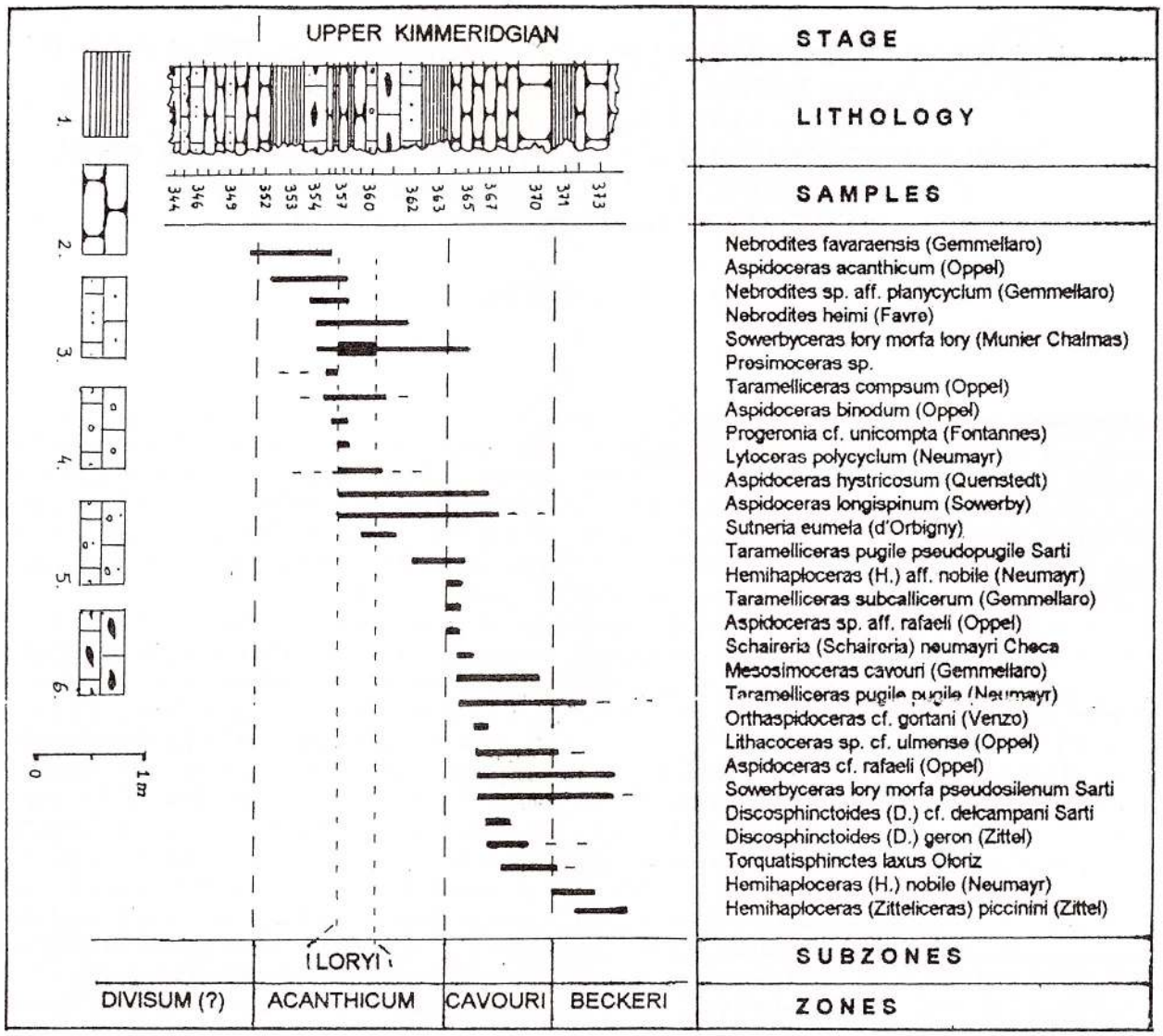


Fig. 1 – Greben Formation – section N Sviniţa I ("A"). Lithology, ammonites distribution and Zones. Lithology legend: 1, marls; 2, nodular limestones; 3, calcarenites; 4, calcirudites; 5, sorted calcirudites-calcarenites; 6, silicolites.

jumătatea inferioară a intervalului, iar Oppelidae-le prin genul *Taramelliceras*, sunt prezente pe întreg intervalul. Dintre *Phylloceratidae* se remarcă specia *Sowerbyceras loryi morfa loryi* (MUNIER & CHALMAS) care prezintă un maxim al abundenţei la mijlocul intervalului, putând fi marcată **subzona Loryi**, situaţie semnalată pentru prima dată în Italia de Sarti (1993).

Zona Cavouri (zona de distribuţie; *sensu* Oloriz, 1978). Este definită ca zona de distribuţie a taxonului *Mesosimoceras cavoui* (GEMMELLARO). Limitele zonei sunt marcate de apariţia respectiv dispariţia speciei index.

– the **Cavouri Zone** (="Taxon Range Zone", *sensu* Oloriz, 1978) is defined as a taxon range of *Mesosimoceras cavouri* (GEMMELLARO); the Zone boundaries are marked by the FO and LO of the index species. Its rock sequence is of max. 0.80 m in thickness. The Zonal assemblages are dominated by *Aspidoceratidae* and *Oppelidae* in the lower part of its interval, while the *Ataxioceratidae* become abundant in the upper part. Among the *Phyloceratidae, Sowerbyceras loryi morpha pseudosilenum* SARTI replaces the morphotype loryi in the middle of the Zone; the *Lytoceratidae* are scarcely represented.

Institutul Geologic al României

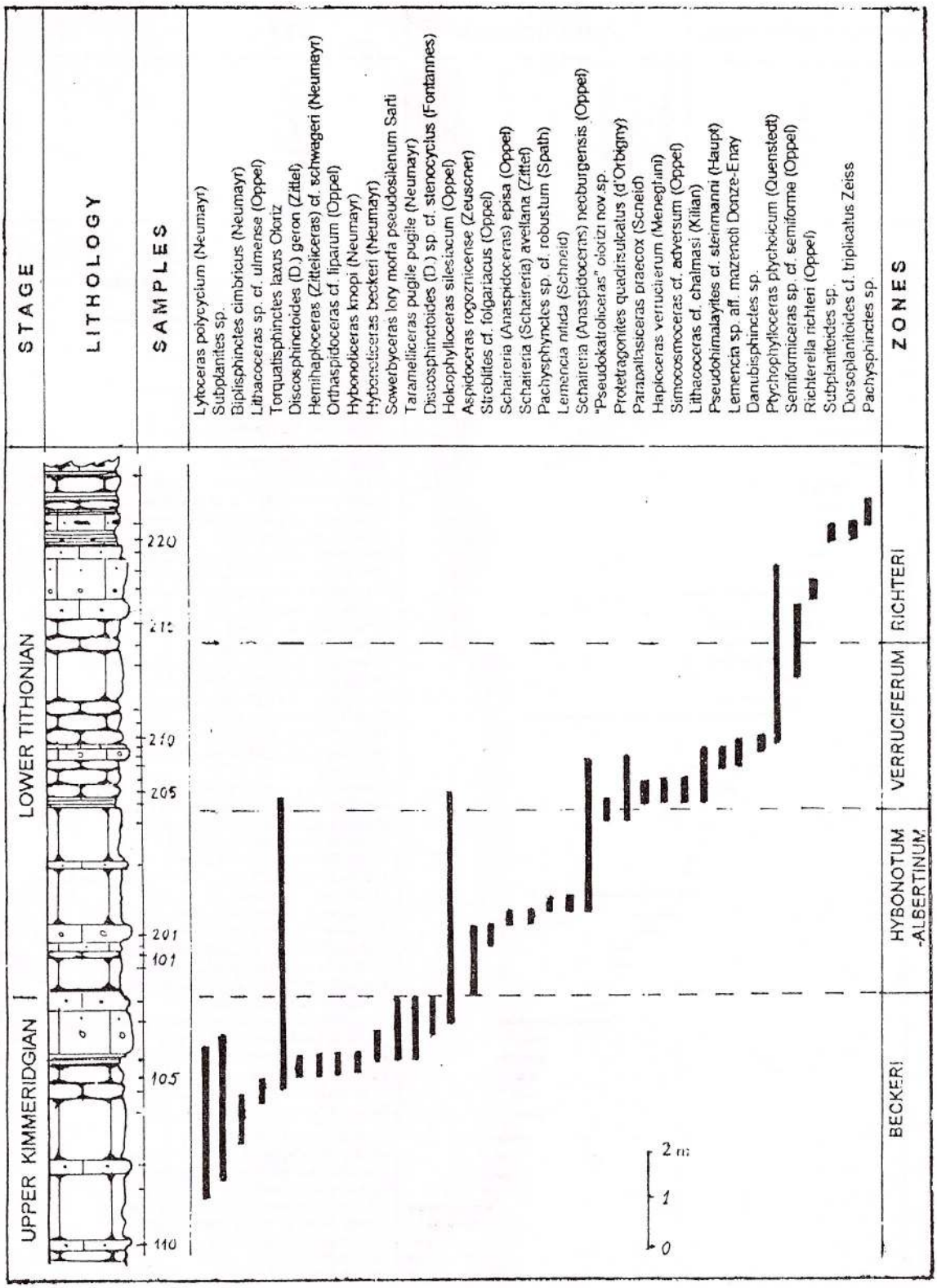


Fig. 2 – Greben Formation – section N Sviniţa I ("B"). Lithology, ammonites distribution and Zones. (The lithology legend in Fig. 1).

Institutul Geologic al României

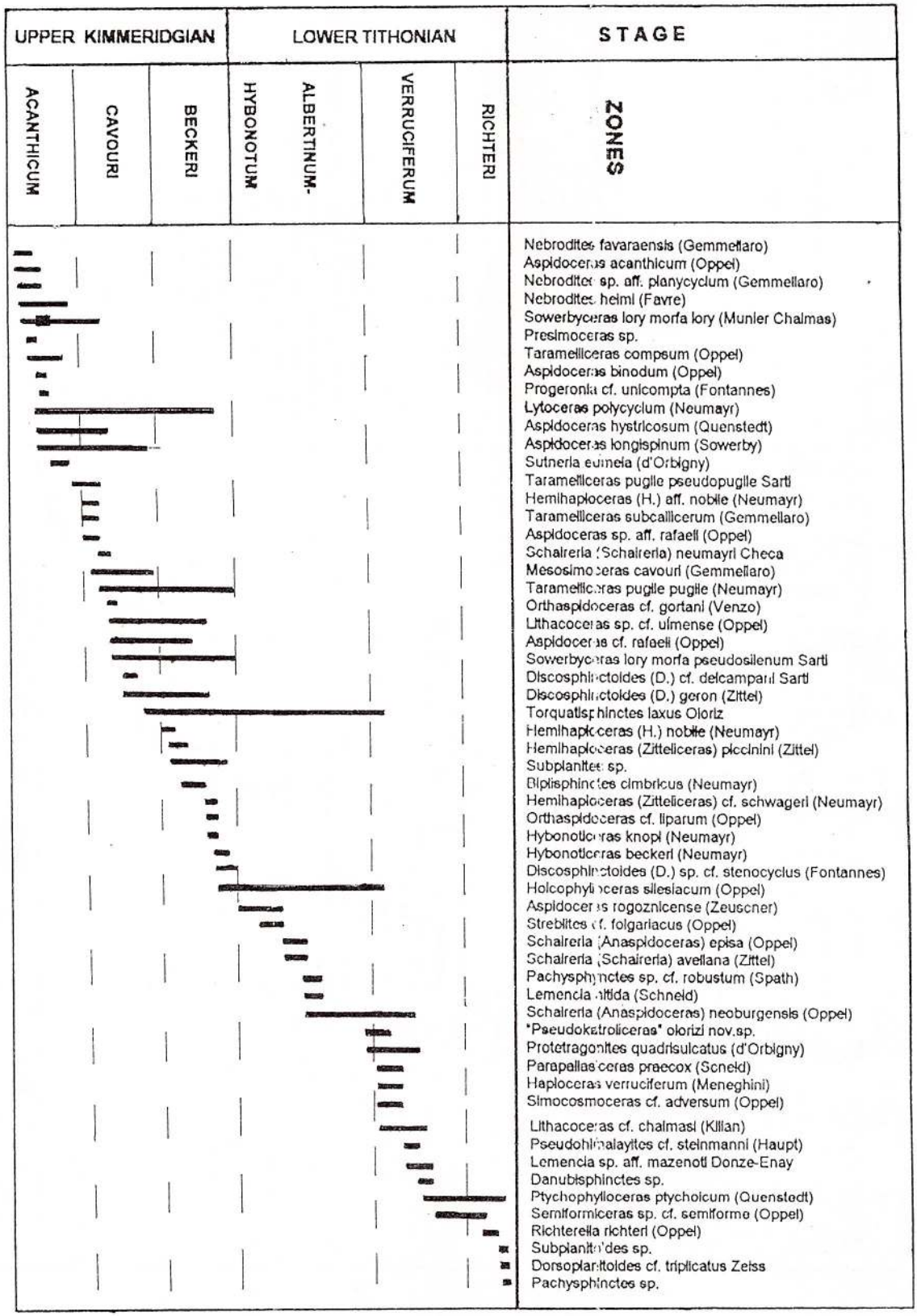


Fig. 3 – Biostratigraphical view of the Upper Kimmeridgian and Lower Tithonian ammonites faunas from the Greben Formation.

Institutul Geologic al României

Intervalul litostratigrafic cuprins în această biozonă măsoară cca 80 cm grosime. Asociaţia este dominată în prima jumătate a intervalului de Aspidoceratidae şi Oppeliidae, iar în jumătatea superioară de Ataxioceratidae. Dintre Phylloceratidae *Sowerbyceras loryi morfa pseudosilenum* SARTI la locul morfei loryi, spre mijlocul biozonei, iar *Lytoceras polycyclum* este întâlnit cu o frecvenţă mai scăzută în acest interval.

Zona Beckeri (zona de asociaţie, *sensu* Sarti, 1988). Este definită ca zona de asociaţie a *Hybonoticerasilor kimmeridgieni* (OLORIZ, şi SARTI, 1988), datorită frecvenţei scăzute a speciei index, *Hybonoticeras beckeri*, în provincia mediteraneeană. Această situaţie este întâlnită şi în această regiune, fapt care a condus la alegerea definirii acestui interval pe baza asociaţiei de amoniţi, specia index fiind întâlnită la partea superioară a biozonei. Limita inferioară este trasată deasupra ultimului nivel în care apare *Mesosimoceras cavouri*, odată cu apariţia Opellidae-lor caracteristice din grupul *Hemihaploceras (Zitteliceras)*. Limita superioară este marcată de dispariţia lui *Hybonoticeras beckeri* (NEUMAYR) şi *Sowerbyceras loryi morfa pseudosilenum* SARTI. Grosimea litostratigrafică cuprinsă în acest interval este de aproximativ 5 m. Zona este caracterizată în principal de reprezentanţii genului *Hybonoticeras*, cât şi de Oppelidae cu genul *Hemihaploceras*; Ataxioceratidae-le sunt prezente cu numeroase specii, iar Aspidoceratidae-le sunt slab reprezentate.

Intervalul **Zonelor Hybonotum – Albertinum** (zona de interval). Intervalul corespunzător acestor Zone, ce cuprinde cca 3,5 m grosime litostratigrafică, poate fi definit numai pe baza unei asociaţii de amoniţi, comuni ambelor biozone. Limita inferioară se plasează deasupra dispariţiei lui *Hybonoticeras beckeri*, iar cea superioară sub prima apariţie a lui *Haploceras verruciferum* (MENEGHININI). Asociaţia întâlnită în acest interval este dominată de Perisphinctaceae-le din grupul Aspidoceratidae şi din grupul Ataxioceratidae, cu o specie nouă *Pseudokatroliceras olorizi*. Phyloceratidae-le şi Oppeliidae-le sunt slab reprezentate.

Zona Verruciferum (zona de asociaţie). A fost definită ca zona de distribuţie a taxonului *Haploceras verruciferum*, de Oloriz (1978) în Spania, fiind utilizabilă, ca atare, în domeniul mediteraneean. Datorită frecvenţei reduse a taxonului index în această regiune, unde a fost întâlnit numai într-un singur nivel, definirea zonei s-a făcut pe baza asociaţiei întâlnite pe acest interval, comparabilă cu cea din regiunea stratotip. Limita inferioară este trasată sub nivelul în care a fost întâlnită specia index, iar limita superioară sub nivelul apariţiei lui *Richterella richteri* (OPPEL). Grosimea litostratigrafică cuprinsă în acest interval este aproximativ de 3 m. Asociaţia este dominată de

Owing to the frequency of its index: *Hybonotices beckeri* (NEUMAYR), in the mediteraneean province, **Beckeri Zone** (="Assemblage Zone", *sensu* Sarti, 1988) is accepted as being defined by the whole assemblage of the Kimmeridgian species of *Hybonotyceras* (OLORIZ, 1978 and SARTI, 1988). This remark is also true for Sviniţa area, where the index taxon was found only in the top of the Zone. According to our data there the lower boundary of this Zone is traced over the LO of *Mesosimoceras cavouri* and under the FO of *Hemihaploceras (Zitteliceras)* group, while the upper boundary is marked by the LO of *Hybonotyceras beckeri* and *Sowerbyceras loryi morpha paeudosilenum*. The thickness of the Zone is of max. 5 m where, beside the characteristic developement of *Hybonotyceras* group, the blow up of genus *Hemihaploceras* and increasing number of the *Ataxioceratidae* species were observed.

– the **Hybonotum – Albertinum Zones** – i.e. the interval corresponding to these biozones, reaching in Sviniţa 3.50 m in thickness, may be defined there only assembled on the ground of common species; their lower boundary is traced above the LO of *H. beckeri* and the upper one – below the FO by *Haploceras verruciferum* (MENEGHINI). The whole assemblage is dominated by the *Aspidoceratidae* and *Ataxioceratidae* groups, including a new species: *Pseudokatroliceras olorizi*. The *Phylloceratidae* and *Oppelidae* decrease in number of individuals and species.

– the **Verruciferum Zone** (Assemblage Zone) – was defined as a taxon range of *Haploceras verruciferum* (MENEGHINI), in Spain by Oloriz (1978). In the Sviniţa area it is provisionally defined as an assemblage zone, owing to the low frequency of the index species. Its lower boundary is marked by the FO of *H. verruciferum* and the upper one is traced under the FO of *Richterella richteri* (OPPEL). Its rock sequence is of max. 3 m in thickness. In this interval the *Ataxioceratidae* are well represented.

– the **Richteri Zone** (="Taxon Range Zone", *sensu* Oloriz, 1978) is defined as a taxon range of *Richterella richteri* (OPPEL); the boundaries are marked by the FO and the LO of the index species. Until now, in Sviniţa, this Zone is only purely argued, because of the scarce ammonite fauna yielded by the upper part of the Greben Formation. In this place only the lower boundary could be recognised. Its rock sequence is estimated to some 3 m in thickness. Its pure assemblages still comprise some *Ataxioceratidae* species.

As a conclusion, the presence of the *Mesosimoceras cavouri* in the Upper Kimmeridgian and of some Lower Tithonian ammonite species certifies large affinities of the ammonite assemblages in Sviniţa with the typical Mediterranean faunas.

Institutul Geologic al României

Ataxioceratidae, Aspidoceratidae-le fiind în regres.

Zona Richteri (zona de distribuţie, *sensu* Oloriz, 1978). Este definită ca zona de distribuţie a taxonului index *Richterella richteri* (OPPEL); practic întreg genul se dezvoltă numai pe acest interval. Intervalul cuprins în această zonă corespunde primei jumătăţi a Zonei Fallauxi. Limitele zonei sunt marcate de apariţia respectiv dispariţia speciei index. În regiunea Sviniţa, până la această dată, zona a putut fi pusă în evidenţă numai parţial, datorită scăderii frecvenţei până la dispariţie a faunei de amoniţi de la acest nivel până la partea superioară a formaţiunii. Astfel, limita inferioară este trasată sub nivelul din care a fost recoltat unicul exemplar al specie index; limita superioară nemai putând fi pusă în evidenţă. Grosimea litostratigrafică parţială, pe care sunt întâlnite specii caracteristice din asociaţia acestei Zone este estimată la cca 3 m. Asociaţia sumară întâlnită este aproape exclusiv formată din Ataxioceratidae.

În concluzie se poate ca prezenţa lui *Mesosimoceras cavouri* în Kimmeridgianul superior şi a câtorva specii de amoniţi din Tithonicul inferior certifică afinitatea acestor faune cu cele întâlnite în provincia mediteraneeană a domeniului Tethysian.

References

Herbich, F. (1878) Das Szeklerland mit Berucksichtigung der angrenzenden Landesteile, geologisch und palaontologisch beschrieben. *Mitt. Jahresb. kgl. ungar. geol. Anstalt.*, V/2, p. 17–363, Budapest.

Neumayr, M. (1873) Die Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum. *Abh. K. K. Geol. R.*, V/6, p. 141–257, Viena.

Oloriz, F. (1978) Kimmeridgiense–Tithonico inferior en el sector central de las Cordilleras beticas (zona subbetia). Paleontologia. Biostratigrafia. Tesis Doctorales Univ. Granada, 758 p., Granada.

Pop, Gr. (1996) Noi apariţii ale unităţii de Severin în Munţii Almajului (Carpaţii Meridionali). *An. Inst. Geol. Rom.*, 69/1. p. 37–40, Bucureşti.

Răileanu, Gr. , Năstăseanu, A. (1960) Contribuţii la cunoaşterea faunei de amoniţi din Jurasicul superior de la Sviniţa. *Stud. cerc. geol., Acad. R.P.R.*, V/1, p. 7–38, Bucureşti.

Sarti, C. (1993) Il Kimmeridgiano delle Prealpi Veneto-Trentine: fauna e biostratigrafia. *Mem. Mus. St. Nat. Verona, Seria II, Ses. Sc. Terra*, 5, 140 p., Verona.

Săndulescu, M. (1984) Geotectonica României. Ed. Tehn., 336 p., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 87-90, Bucureşti, 1998

STUDIUL NANNOPLANCTONULUI MEOŢIAN
THE MEOTIAN NANNOPLANKTON STUDY

Mariana MĂRUNŢEANU

În Meoţian sau în Pannonianul mediu-superior, catena carpatică pare a fi fost în totalitate ridicată, ea separând pe teritoriul României două mari arii de sedimentare: extra-Carpatică (bazinele Dacic şi Euxinic), parte integrantă a Paratethysului Oriental şi intra-Carpatică (bazinele Transilvaniei şi Pannonic), aparţinând Paratethysului Central. Individualizarea celor două provincii paratethysiene şi fragmentarea lor într-o serie de bazine au avut drept consecinţă anumite schimbări în procesul evolutiv al diferitelor grupe de organisme, deci şi în cel al nannoflorei. Astfel, pe când în zonele exterioare Carpaţilor asociaţile de nannoplacton calcaros prezintă trăsături comune cu cele dezvoltate în domeniul tethysian sau în restul Paratethysului Oriental, în cele interioare Carpaţilor apar nannofosile endemice, caracteristice întregului Pannonian.

Depozitele meoţiene ale Bazinului Dacic conţin nannoplancton, repartizat discontinuu stratigrafic (Fig. A). În secvenţele cu *Congeria motasi, Teisseyreomya subavata* şi *Ervilia minuta* asociaţiile de nannofosile sunt dominate de specii ale genurilor *Thoracosphaera* îsi *Scyphosphaera* alături de care apar şi specii cu range-uri largi de dezvoltare. Încadrarea acestora într-o zonă standard (Martini, 1971) este dificil de realizat datorită lipsei taxonilor markeri zonali. Au fost atribuite Zonei Discoaster calcaris (NN 10) plecându-se de la premiza că secvenţele litostratigrafice menţionate se dezvoltă sub stratele cu *Dosinia maeotica*, al căror conţinut de nannoplancton aparţine Zonei Discoaster quinqueramus (NN 11). De asemenea, primele apariţii ale speciei *Scyphosphaera globulata* BURKY & PERCIVAL au fost înregistrate de cele mai multe ori numai în Zona CN 9 (Burky şi Percival, 1971), corespunzătoare Zonei NN 10.

Imediat sub nivelul cu *Ervilia*, al secvenţei cu *Dosima maeotica*, au fost identificate asociaţii de nannofosile tipice Zonei Discoaster quinqueramus (NN 11), deoarece conţin *Discoaster quinqueramus* GARTNER, *Amaurolithus primus* (BURKY & PERCIVAL), *A. delicatus* GARTNER & BURKY şi *Discoaster intercalaris* BURKY. Primele apariţii ale acestor specimene marchează debutul zonei menţionate.

Din cele arătate rezultă că subetajului Oltenian îi corespunde cel puţin partea terminală a Zonei NN 10

During the Meotian or Middle-Late Pannonian time span, the Carpathians were entirely emerged, separating within the Romanian territory two large sedimentation areas: the Extra-Carpathian area (Dacic and Euxinic Basins), constitutive part of the Eastern Paratethys and the Intra-Carpathian area (the Pannonian and Transylvanian Basins), belonging to the Central Paratethys.

The individuality of these two Paratethysian provinces and their dividing in some connected basins determined a lot of changes in the evolution of the nannofosils. Thus, in the external Carpathians zones the nannoplankton assemblages present the development features simmilar to those of the Tethyan realm, while in the internal Carpathians zones appear the strong endemic nannofosils, which characterise all the Pannonian time span.

The Meotian deposits of the Dacic Basins contain the calcareous nannoplankton, stratigraphycally discontinuously distributed (Fig. A). The identified assemblages of the *Congeria motasi, Teisseyreomya subatava* and *Ervilia minuta* sequences are dominated by the *Thoracosphaera* and *Scyphosphaera* species. Together with these ones, other nannofossils with large evolution ranges occur.

A rigorous nannoplankton zonation, according to these assemblages with mostly facies indicator species, is difficult to achieve. It was supposed that these belong to the Discoaster calcaris Zone – NN 10 (Martini, 1971) due to the following arguments: the mentioned lithostratigraphical sequences are developed below the *Dosina maeotica* beds, rich in the nannofossils belonging to the *Discoacter quinqueramus* Zone – NN 11 (Martini, 1971); the first occurrences of the *Scyphosphaera globulata* BUKRY & PERCIVAL were recorded in the CN 9 Zone (Burky and Percival, 1971), corresponding to the NN 10 Zone.

Just under Ervilia level of the Dosinia beds there were indentified the nannoplankton assemblages belonging to the *Discoaster quinqueramus* Zone – N 11, because they contain *Discoaster quinqueramus* GARTNER, *D. intercalaris* BUKRY, *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL) and *A. delicatus* GARTNER & BUKRY. The first occurrences of these species show the debut of the mentioned zone.

Institutul Geologic al României

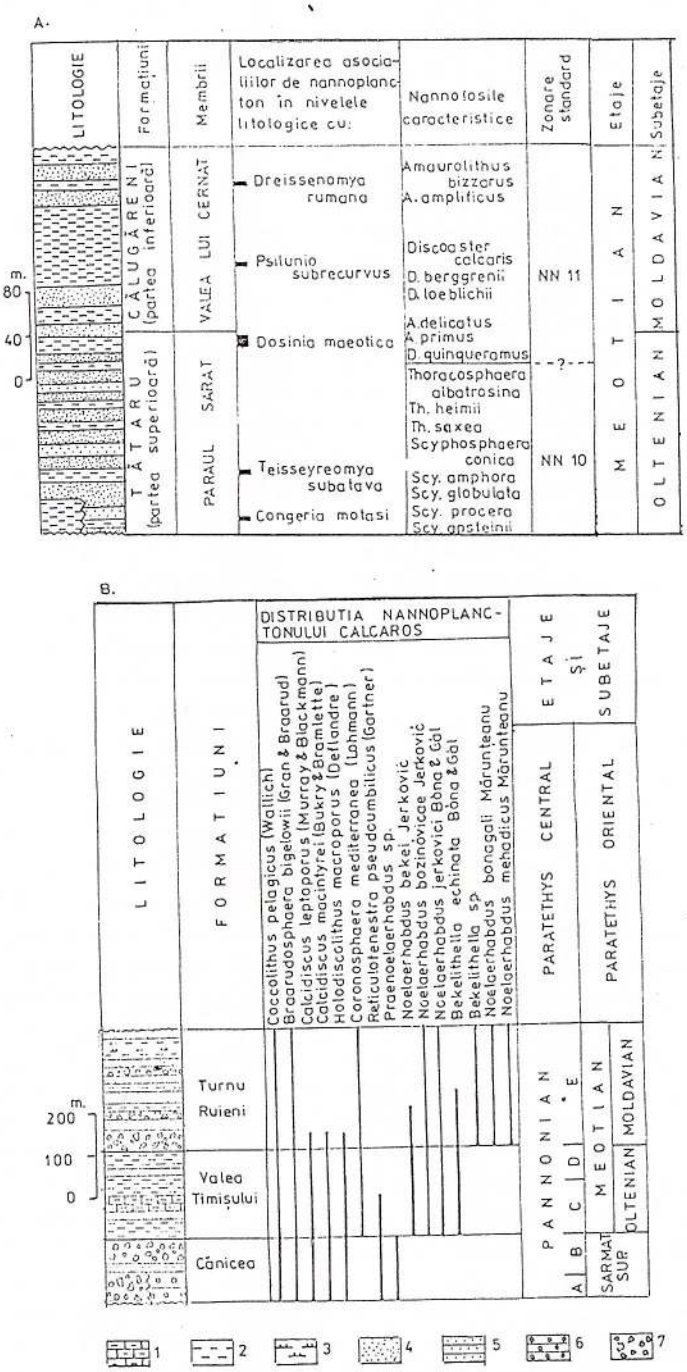


FIG. 1 DISTRIBUTIA NANNOPLANCTONULUI CALCAROS IN DEPOZITELE
A. MEOTIENE - BAZINUL DACIC
B. PANNONIENE - BAZINUL PANNONIC

1. marne; 2. argile; 3. siltite; 4. nisipuri; 5. gresii; 6. conglomerate; 7. pietrişuri

Institutul Geologic al României

şi începutul Zonei NN11.

Secvenţa cu *Psilunio subrecurvus*, din baza depozitelor moldaviene, conţine asociaţii de nannoplancton aparţinând tot Zonei NN 11. Pe lângă speciile caracteristice au fost identificate şi nannofosile ca *Discoaster berggrenii* BURKY şi *D. leobinchii* BURKY cu prime respectiv ultime ocurenţe în jumătatea inferioară a Zonei NN 11.

Ultimile iviri de nannofosile calcaroase, în depozitele meoţiene, au fost observate în secvenţele cu *Dreissenomya rumana* (aparţinând Moldavianului superior), unde asociaţia cu *Discoaster quinqueramus* caracteristică Zonei NN 11 conţine şi primele ocurenţe ale speciilor *Amaurolithus bizzarus* (BURKY), şi *A.* cf. *amplificus* (BURKY & PERCIVAL).

După conţinutul în nannoplancton, subetajului Moldavian îi corespunde partea inferioară a Zonei Discoaster quinqueramus (NN 11).

În aria intra-Carpatică, asociaţiile de nannoplancton calcaros caracteristice Pannonianului mediu-superior (sau Pannonianului C,D,E – Papp, 1951 – corespunzător Meoţianului) au caracter pregnant endemic, fiind larg răspândite mai ales în depozitele Bazinului Pannonic (Fig. B). Ele sunt constituite predominant din specii ale genurilor *Noelaerhabdus* şi *Bekelithella*, alături de care pot apare, în proporţii reduse, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMANN), *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER), etc (Mărunţeanu, 1996).

Asociaţiile identificate în stratele cu *Congeria banatica* (sau Formaţiunea de Valea Timişului – Marinescu şi Popescu, 1987), aparţinând Pannonianului C,D, sunt dominate de *Noelaerhabdus bekei* JERKOVIC, *N. bozinovicae* JERKOVIC şi *N. jerkovici* BONA & GAL. Aceste nannofosile au fost întâlnite şi în stratele cu *Congeria czjeky* (sau Formaţiunea de Turnu Ruieni – Marinescu şi Popescu, 1987), aparţinând Pannonianului E, unde sunt asociate cu *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNŢEANU şi *N. mehadicus* MĂRUNŢEANU.

Încadrarea asociaţiilor pannoniene într-o zonă standard este imposibil de realizat, datorită lipsei specimenelor markeri. Plecând de la evoluţia speciilor de *Noelaerhabdus*, propunem pentru Pannonianul C,D,E două biozone de nannoplancton:

Zona Noelaerhabdus bozinovicae

Definiţie: intervalul de timp cuprins între primele ocurenţe ale speciilor *Noelaerhabdus bozinovicae* JERKOVIC şi *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNŢEANU.

Vârstă: Pannonian C,D.

Corelări: această zonă poate fi corelată cu partea superioară a Zonei NN 10 şi debutul Zonei 11, pe baza unor elemete identice de moluşte, care însoţesc asociaţiile de nannoplancton.

It can be concluded that the terminal part of the NN 10 Zone and the begining of the NN 11 Zone correspond to the Oltenian substage.

The *Psilunio subrecurvus* sequence, from the basis of the Moldavian deposits, contains the nannoplankton assemblages with *Discoaster quinqueramus* GARTNER, *D. berggrenii* BURKY, *D. loeblichii* BURKY and *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL), that characterise the lower part of the NN 11 Zone.

The last appearance of the calcareous nannofossils in the Meotian formations were identified in the *Dreissenomya rumana* sequences, Late Moldavian in age. The nannoplankton assemblages, belonging also to the lower NN 11 Zone, include the first occurrences of the *Amaurolithus bizzarus* (BUKRY) and *A.* cf. *A. amplificus* (BUKRY & PERCIVAL).

It results that the Moldavian substage can be correlated with the lower part of the NN 11 Zone, according to the nannoplankton content.

In the Intra-Carpathian area, the nannofossils, identified in the Middle–Late Pannonian (or C,D,E Pannonian – after Papp, 1951 – corresponding to the Meotian stage) deposits, have an endemic character being widespread especially in the Pannonian Basin (Fig. B). The Noelaerhabdus and Bekelithella species are predominant and they are accompanied by *Coccoliyhus pelagicus* (WALLICH), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMANN), *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER), developed in small proportions (Mărunţeanu, 1996).

The nannofossils assemblages of the *Congeria banatica* beds (or Valea Timişului Formation – Marinescu and Popescu, 1987), Middle Pannonian in age, are dominated by the presence of *Noelaerhabdus bekei* JERKOVIC, *N. bozinovicae*, *N. jerkovici* BONA & GAL. The same species, together with *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNŢEANU and *N. mehadicus* MĂRUNŢEANU, were recorded in the *Congeria czjeky* beds (or Turnu Ruieni Formation – Marinescu and Popescu, 1987) Late Pannonian in age.

The appurtenance of the Pannonian nannoflora to the Standard Zonation (Martini, 1971) is not possible to be realized because of their endemic characters.

Starting from the Noelaerhabdus evolution, two nannoplankton biozones are suggested for the Middle and Late Pannonian time span.

Noelaerhabdus bozinovicae Zone

Definition: Interval from the first occurrence of *Noelaerhabdus bozinovicae* JERKOVICI to the first occurrence of *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNŢEANU.

Age: Middle Pannonian (C,D).

Correlation: This zone can be correlated with the upper part of the NN 10 Zone and the debut of the

Institutul Geologic al României

Remarci: asociaţia zonei este compusă aproape în exclusivitate de specii ale genului *Noelaerhabdus* şi mai rar ale genului *Bekelithella*; specimenele prezintă numeroase variaţii morfo-structurale intraspecifice; procesele atipice ale nannofosilelor endemice sunt poziţionate excentric pe discurile lor distale.

Zona Noelaerhabdus bonagali

Definiţie: intervalul de timp cuprins între prima şi ultima apariţie a speciei *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNŢEANU.

Vârstă: Pannonian E.

Corelări: această zonă poate fi corelată cu partea inferioară a Zonei NN 11 deoarece asociaţiile de nannoplancton sunt însoţite de elemente comune de macrofaună.

Remarci: asociaţia zonei este constituită aproape în exclusivitate din specii endemice ale genurilor *Noelaerhabdus* şi *Bekelithella*, caracterizate prin stabilitate structurală intraspecifică şi prin procese atipice poziţionate concentric pe discurile distale ale coccolithelor.

NN 11 Zone, on the basis of a few identical mollusc elements, that accompany the nannoplankton assemblage.

Remark: The nannofossils assemblages of this zone are predominantly constituted of the *Noelaerhabdus* species, with various morphostructures and with atypical processes excentrically seated on the distal shields.

Noelaerhabdus bonagali Zone

Definition: Interval from the first to last ocurrences of *Noelaerhabdus bonagali* MĂRUNŢEANU.

Age: Late Pannonian (E).

Correlation: This zone can be correlated with lower part of the NN 11 Zone, on the basis of a few identical mollusc elements, that accompany the nannoplankton assemblages.

Remark: The zone assemblages contain only *Noelaerhabdus* and *Bekelithella* species, characterized by the intraspecific structure stability and by concentrically seated atypical processes on the distal shields of the coccoliths.

References

Burky, D., Percival, S. F. (1971) New Tertiary calcareous nannofossils. *Tulane Stud. Geol. Paleont.*, 8, p. 123–146, Tulane.

Marinescu, Fl., Popescu, Gh. (1987) Stratigraphie des dépôt néogènes du Bassin de Caranbsebş. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72–73/4, p. 165–175, Bucureşti.

Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proceed. II Plankt. Conf. Roma, 1970, 2, Ed. Farinacci, p. 739–785, Roma.

Mărunţeanu, M. (1996) Pannonian calcareous nannoplankton. *An. Inst. Geol. Rom.*, 69/1, p. 125–129, Bucureşti.

Papp, A. (1951) Das Pannonian des Wiener Bekens. *Mitt. Geol. Gessel. (1946)*, 94/1, Wien.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 91–95, Bucureşti, 1998

BIOSTRATIGRAFIA INTEGRATĂ A CONIACIANULUI DIN ROMÂNIA
INTEGRATED BIOSTRATIGRAPHY FOR THE CONIACIAN OF ROMANIA

J. ION, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, L. SZASZ

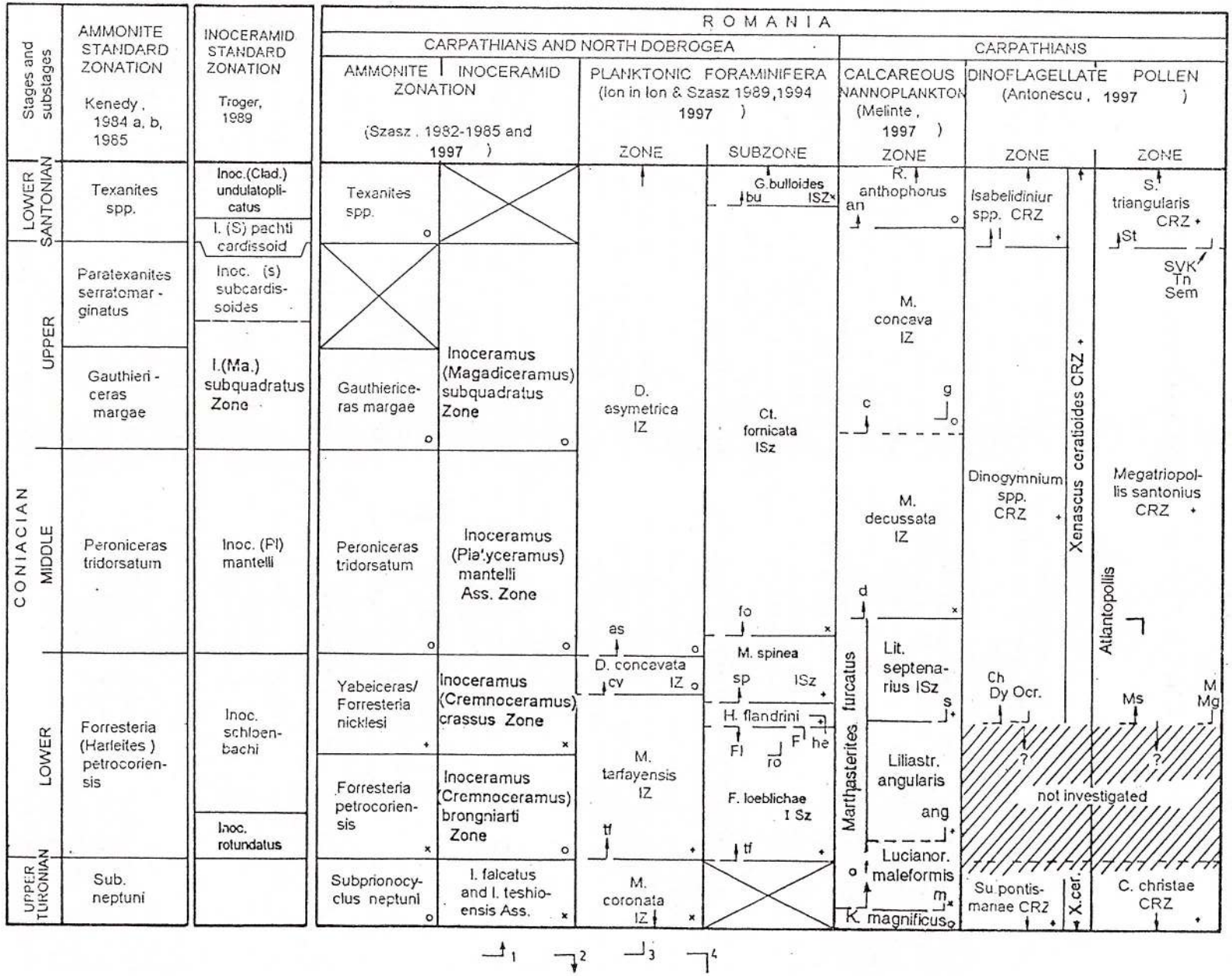
Primul model (fig.) pe care-l propunem privind biostratigrafia integrată a Coniacianului din România, reprezintă o sinteză fiind realizat în urma studiului mai multor secţiuni biostratigrafice situate în Dacidele Mediane, unitate tectonică majoră a Carpaţilor Orientali şi Meridionali, cât şi în Dobrogea de Nord (Bazinul Babadag). Este de notat că succesiuni continue de la Turonian la Coniacian există în Dobrogea de Nord şi în Munţii Perşani din Carpaţii Orientali. Secvenţele cheie pentru biostratigrafia Coniacianului din România, conţin la un loc şi în egală frecvenţă asociaţii de amoniţi şi de inocerami. De obicei, secţiunile de referinţă din domeniul Tethys conţin exclusiv sau dominant unul din grupuri.

Pentru domeniul carpatic, această biostratigrafie integrată a fost elaborată pe baza amoniţilor, inoceramilor (L.S.), foraminiferelor planctonice (J.I.), dinoflagelatelor, polenului (E.A.) şi nannoplanctonului calcaros (M.C.M.), în timp ce pentru domeniul nord dobrogean numai pe baza primelor trei grupe de fosile (microflora fiind prost păstrată iar studiul nannoplanctonului fiind în faza incipientă). Dar în general modelul propus de noi este exprimat prin şase scări biozonale intercorelate şi raportate la scările pe baza amoniţilor şi inoceramilor propuse ca scări standard pentru Tethys (şi acceptate de noi) – aceste grupe fosile controlând ortocronologia (fig.). Bioevenimentele principale şi auxiliare care definesc limitele etajului, subetajului sau a unităţilor biostratigrafice din acest model sunt de trei categorii: de valoare globală or tethysiană (fiind prezente la acelaşi "datum level" şi în scările biocronologice standard pentru Tethys sau în "Global Turonian-Coniacian Boundary Stratotype Section and Point"); de valoare regională pentru Tethys; de valoare locală (unele dintre ele stabilite/utilizate pentru prima dată în România) dar care corespund la alte bioevenimente sincrone cunoscute în domeniul Tethys. Prezenţa ultimelor două categori argumentează necesitatea elaborării modelelor biocronologice regionale. Mai jos vom prezenta bioevenimentele de valoare regională şi locală; cele neprezentate sunt bioevenimente de valoare globală or tethysiană.

The first (Fig.) model with the intergrated biostratigraphy for the Coniacian deposits of Romania is proposed here. It has been elaborated by us in long time (Szasz & Ion, 1984, 1988; Ion et al., 1987; Ion & Szasz, 1989, 1994) and with a relative final phase (Szasz et al., 1993 and Ion et al., 1997) in which the intercorrelated biostratigraphical studies have been made also on the basis of the calcareous nannoplankton. This model is a synthesis being elaborated on the basis of ours studies on several biostratigraphycal sections situated in the Median Dacides major tectonic unit of the South and East Carpathians and in the Babadag Basin (North Dobrogea). In the Babadag Basin and the Perşani Mountains of the East Carpathians occur the key sections with continuity of sedimentation through the Turonian-Coniacian boundary interval. The key sequences for the Coniacian biostratigraphy in Romania contain faunal assemblages with ammonites together with inoceramids and with equal frequences. Usually, the reference sections of the Tethys contain exclusively or dominatly ammonites or inoceramids.

The Coniacian intergrated biostratigraphy for the Carpathian Domain has been elaborated on the basis of ammonites, inoceramids (L.S.), planktonic foraminifera (J.I.), dinoflagellates, pollen (E.A.), calcareous nannoplankton (M.C.M.), while for the North Dobrogea Domain only on the basis of the first three fossil groups. But generally the model proposed by us is expressed by six intercorelated biozonal scales for Romania and their relations with the ammonite and inoceramid standard scales proposed for the Tethys (and accepted by us) – these fossil groups controling the orthochronology. In this model three are illustrated there categorries of the principal and auxiliary marker bioevents/biohorizons which define the stage, substage and biostratigraphical unit boundaries: bioevents of global or tethyan value (recorded at the same "datum level" in the tethysian standard biochronological scales or in the Turonian-Coniacian Global Boundary Stratotype Section and Point and in the recomandations of the Coniacian Working Group-Subcomission on Cretaceous Stratigraphy, Bruxelles 1995); of regional value

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

1. **Macrofaună**. 1.1. Bioevenimente de valoare regională pentru Terthys: – Prima apariţie (PA) a grupului *Cremneceramus crassus–Inoceramus deformis* în partea superioară a Coniacianului inferior şi prezenţa lui numai în acest interval; – Genul de bivalve *Didymotis* este prezent în Coniacianul inferior pro parte, respectiv până în partea bazală a zonei de amoniţi *Yabeiceras/Forresteria (Harleites) nicklesi* or a zonei *Inoceramus crassus*. În Dobrogea de Nord se cunosc două nivele cu *Didymotis*, primul în baza Coniacianului odată cu primele strate cu *F. (H.) petrocoriensis* şi *I. brongniarti*, cel de-al doilea, incluzând şi *Inoceramus waltersdofensis* spre partea superioară a Coniacianului inferior dar numai în partea bazală a zonelor concomitente *Yabeiceras/F.(H.) nicklesi* şi *I. crassus*. În Carpaţi (Munţii Perşani, Bădeni) există numai un singur nivel, cel echivalent cu al doilea nivel din Dobrogea de Nord. Distribuţia genului *Didymotis* în România este ca în America de Nord, Japonia; – în Carpaţi şi Dobrogea de Nord, *Inoceramus mantelli* are distribuţia în Coniacianul mediu-superior (ex. ca în Germania). 1.2 Bioevenimente de valoare locală: – PA a speciei *Inoceramus brongniarti* şi *Mytiloides incertus* în baza Coniacianului inferior (împreună cu *F.(H.) petrocoriensis*). 2. **Foraminifere planctonice**. 2.1. Bioevenimente de valoare regională pentru Tethys: – PA a speciei *Marginotruncata tarfayensis* la limita Turonian Conician, ca în regiunile centrale, de vest şi alpine ale Tethysului; – PA a speciei *Dicarinella concavata* în partea terminală a Coniacianului inferior şi a speciei *D. asymetrica* la baza Coniacianului mediu, apariţii timpurii specifice regiunilor de mică latitudine ale Tethysului (ex. Libia, Tunisia, Gabon, Caraibe); – Ultima apariţie (UA) a speciei *Helvetoglobotruncana helvetica* în partea superioară a Coniacianului inferior, ca în unele locuri din regiunile Alpine (ex. Franţa de sud-est) şi ale Tethysului Central (ex. Tunisia de nord-est). 2.2. Bioevenimente de valoare locală: Următoarea

for the Tethys; of local value (some of they established/utilized for the time being in Romania) but that correspond to other synchronous bioevents known for the Tethys. The presence of the last two categories argued the necessity of the regional biochronological models. The bioevents of regional and local value are listed here by us; those not listed are of global or tethyan value. 1. **Macrofauna**. 1.1. Bioevents of regional value for Tethys: – The first occurrence (FO) of *Cremnoceramus crassus-Inoceramus deformis* group in the upper Lower Coniacian and its occurrence only in this interval (according to Trögger, 1989, 1994); – The *Didymotis* bivalve genus occur in the Lower Coniacian pro parte (respectively to in the lowermost part of the *Yabeiceras/Forresteria (Harleites) nicklesi* ammonite zone or of the *Innoceramus crassus* Zone). In the North Dobrogea a first *Didymotis* level is reported in the base of the Lower Coniacian (in the first level with *F. (H.) petrocoriensis* and *I. brongniarti*) and the second, also with *Inoceramus waltersdorfensis*, in the upper Lower Coniacian but into the basal part of *Yabeiceras/F. (H.) nicklesi* and of *I. crassus* zones. In the Carpathians, occurs only one level with *Didymotis*, the equivalent of the second level for Dobrogea. The distribution of this genus in Romania is as in North America and Japan (according to Imlay 1955, Kauffmann et al., 1978, Matsumoto, 1984, Sumesberger, 1985 - fide Szasz 1986); – In Carpathians and North Dobrogea, *Inoceramus mantelli* occurs in the Middle–Upper Coniacian (e.g. as in Germany; according to zonation of Trögger, 1989). 1.2. Bioevents of local value: – FO of *Inoceramus brongniarti* and *Mytiloides incertus* in the base of the Lower Coniacian (together with *F. (H.) petrocoriensis*). **2. Planktonic foraminifera.** 2.1. Bioevents of regional value for tethys: – The FO of *Marginotruncana tarfayensis* at the Turonian-Coniacian boundary as in Central, Western and Alpine areas of Tethys; – The FO of

---

Fig. – Integrated biostratigraraphy for the Coniacian of Romania (by Ion, Antonescu, Melinte, Szasz).
Legend of signs: a principal marker bioevents for the zones/subzones, 1. the first occurrence, the last occurrence; auxiliary bioeveniments, 3. the first occurrence, the last occurrence; IZ, ISZ, Interval Zone or Subzone; CRZ, Concurrent Range Zone; +, new biostratigraphic units; x biostratigraphic unit emended in Romania; o, biostratigraphic unit from other zonal scales of Tethys.
Key to fosils. Macrofauna: Clad, Cladiceramus; S, Selenoceramus; Pl, Platyceramus. Planktonic foraminifera: Ct, Contusotruncana; fo, Ct. fornicata. D, Dicarinella; as, D. asymetrica; cv, D. concavata; F, Falsotruncana; Fl, F. loeblichae; G, Globotruncana; bu, G. bulloides; lp, G. lapparenti; me, G. mariei; ro, G. rosetta; tr, G. tricarinata; H, Hedbergella; fl, H. flandrini; he, Helvetoglobotruncana helvetica; M, Marginotruncana; sp, M. spinea; tf, M. tarfayensis; Dinoflagellates Ch, Chatangiella; Dy, Dinogymnium; I, Isabelidinium: Pollen; c, Complexiopollis; K, Krutzschipollis; M, Megatripollis; Ms, M. santonius; Mg, M. glabrum; S, Suemeghipollis; St, S. triangularis; Sem, Semioculopollis medius; Tn, Trudopollis cf. nonperfectus; V, Verruoculopollis. Calcareous nannoplankton: K, Kamptnerius; Lil, Liliasterites; ag, Lil. angularis; Lit, Lithastrinus; g, Lit. grillii; s, Lit. septenarius; Luc, Lucianorhabdus; ma, Luc. maleformis; M, Micula; c, M. concava; d, M. decussata; f, Marthasterites furcatus; R, Reinhardtites, an R. anthophorus.

Institutul Geologic al României

succesiune de bioevenimente au fost interceptate în partea superioară a Coniacianului inferior (în intervalul cu zonele *rabeiceras/F.(H.) nicklesi* şi *I. crassus*): PA a speciilor *Globotruncana rosetta* şi *G. mariei*, UA a genului *Falsotruncana* şi respectiv a speciei *F. loeblichae*, UA a speciei *H. helvetica* dar ca bioeveniment de valoare regională, PA a speciei *Globotruncana spinea*; – PA a speciei *Contusotruncana fornicata* în Coniacianului mediu şi a speciilor *Globotruncana lapparenti* şi *G. tricarinata* în Coniacianul superior. 3. **Microfloră**. 3.1. Bioevenimente de valoare locală (?): – PA a genurilor de polen *Megatriopollis* şi *Oculopollis* cât şi a speciilor *Megatriopollis santonius* şi *M. glabrum* n. sp., în partea superioară a Coniacianului inferior sau în baza lui ca la stratotipul Coniacianului (?). 3.2 Bioevenimente de valoare locală: PA a genurilor de dinoflagelate *Dinogymnium*, *Chatangiella* şi a speciei *Odontochitina cribropoda* în partea superioară în Coniacian inferior sau în baza Coniacianului inferior (?); – UA a genului *Atlantopollis* în cadrul părţii bazale a Coniacianului mediu. 4. **Nannoplancton calcaros**. 4.1. Bioevenimente de valoare locală pentru Tethys: – PA a speciilor *Micula decussata* în partea inferioară a Coniacianului mediu şi *Micula concava* în partea inferioară a Coniacianului superior, apariţii mai timpurii faţă de cele din Spania, Franţa de sud-est, Tunisia – cu biozonări importante; – PA a speciei *Liliasterites angularis* în cadrul părţii locale a Coniacianului inferior şi a speciei *Lithostrimus spetenarius* în partea superioară a Coniacianului inferior.

Dicarinella concavata into the terminal Lower Coniacian, and of *Dicarinella asymetrica* in the base of the Middle Coniacian, early appearances typical of the lower latitude regions of the Tethys (e.g. Libia, Tunisia, Gabon, Caraibe): – The last occurrence (LO) of *Helvetoglobotruncana helvetica* in the upper Lower Coniacian, as in some West Alpine areas (e.g. SE France) and central Tethys areas (e.g. NE Tunisia). 2.2. Bioevents of local value: – In the upper Lower Coniacian (in the interval with *Yabeiceras/F.(H.) nicklesi* and *I. crassus* zones) there is the following succession of bioevents: FO of *Globotruncana rosetta* and *G. mariei*, LO of *Falsotruncana loeblinchae* and of the *Falsotruncana* genus, the LO of *H. helvetica* but as a bioevent of regional value, FO of *Marginotruncana spinea*; – FO of *Contusotruncana fornicata* within the Middle Coniacian and of *Globotruncana lapparenti* and *G. tricarinata* in the Upper Coniacian. 3. **Microflora**. 3.1. Bioevents of local (?) value: – The FO of *Megatriopollis* and *Oculopollis* genera and of *Megatriopollis santonius* and *M. glabrum* n.sp. in the upper Lower Coniacian or in the base of the Lower Coniacian as at the Coniacian stratotype ?. 3.2. Bioevents of local value: – The FO of *Dinogymnium* and *Chatangiella* dinoflagellate genera and of *Odontochitina cribropoda*, in the upper Lower Coniacian or in the base of Lower Coniacian ?; – The LO of *Atlatopollis* pollen genus in the lowermost Middle Coniacian. 4. **Calcareous nannoplankton**. 4.1 Bioevents of local value for Tethys: – The FO of *Micula decussata* in the lowermost Middle Coniacian and of *M. concava* in the lowermost Upper Coniacian, more early in comparison with i.e. Spain, SE France, Tunisia, with important biozonations; – The FO of *Liliasterites angularis* at the Turonian-Coniacian boundary and *Lithastrinus septenarius* at the upper Lower Coniacian.

In point of view of planktonic foraminifera in Romania for the terminal Lower Coniacian–Upper Coniacian interval are known two biofacies: with "concavates", respectively with *Dicarinella concavata* and *D. asymetrica*, which is typically for the Coniacian of the lower latitude Tethyan areas; a biofacies without "concavates", typically for the Coniacian of the high latitude Tethyan ares. The first biofacies is known in the North Dobrogea and in the Rusca-Montană, Haţeg, Ţara Bârsei and Glodu basins of Carpathian Domain if refer us only at the Median Dacides; a singular presence of *Dicarinella primitiva* has been reported only in the Middle Coniacian of this biofacies. The second biofacies is known in the Cheia and Brezoi basins and in the Perşani Mountains of the Median Dacides too.

Bibliografie

Ion, J., Antonescu, E, Avram, E, Dumitrică, P., Neagu, Th., Szasz, L. (1987) Studii în vederea îmbunătăţirii reperelor biostratigrafice ale Mezozoicului şi Paleogenului pentru corelarea formaţiunilor de interes pentru hidrocarburi (Partea I, Cretacic). Raport Arh. I.G.R., Bucureşti.

— **, Szasz, L. (1994)** Biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Romania. Cretaceous Research, 15, p. 59–87, Academic Press Limited, London.

— **, Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L. (1996)** Tentative for an intercorrelated standard zonation – on the basis of macrofauna, plaktonic foraminifera, calcareous nannoplankton, pollen and dinoflagellates –, for the Upper Cretaceous deposits from Romania. *Rom. J. Stratigraphy*, 77 (in press), Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Ion, J., Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L., (1997) Corelarea biostratigrafică a Cretacicului superior din România (sinteză). Raport Arh. I.G.R., Bucureşti.

Kauffman, E.G. (compilier), Kennedy, W.J., Wood, Ch.J. with contribution by Dhondt A.V., Hancock, J.M., Kopaevich, L.F., Walaszyk, I. (1996) The Coniacian stage and substage boundaries. *Bull. de l'Inst. Royal du Sc. Nat. Belgique, Sciences de la Terre*, 66 supp., p. 84–94.

Szasz, L., Ion, J. (1984) Biostratigraphic characterisation of some boundaries in the Cenomanian-Coniacian interval. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 64, p. 299–307, Bucureşti.

— **(1986)** The presence of the genus Didymotis Gerhardt 1897 (Bivalvia) in the Upper Cretaceous of Romania and its biochronological significance. *D.S. Inst. Geol. Geofiz*, 70–71, 3, Paleontologie, p. 109–115, Bucureşti.

— **, Antonescu, E., Baltreş, A., Ion, J., Melinte, M. (1993)** Corelări biostratigrafice în Cretacicul superior din Romania (Partea II, Coniacian). Raport Arh. I.G.R., Bucureşti.

Tröger K.-A. (1989) Problems of Upper Cretaceous biostratigraphy and paleobiogeography in Europa and Western Asia. In: Wiedmann J. (Ed.) Cretaceous of the Western Tethys, Proc. 3-rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, p. 911–930, Stuttgart.

It is the question if the local cold currents have controled the distribution of "concavates": the Coniacian sequences of Cheia, and Perşani areas generaly include a nannoplankton with many cosmopolitan and rarely tethyan taxons but at the base of Lower Coniacian appear endemic taxons (e.g. *Liliasterites angularis*) typically for the northern Tethys (e.g. Germany), in the upper Lower Coniacian appear boreal taxons (*Lithastrinus moratus* and *L. septenarius*), while in the Middle Coniacian appear taxons with boral affinity (species of *Micula* genus). But the studies of the nannoplankton have been made only in the facies without "concavates". For a control of these conclusions is necessary the nannoplankton study of the facies with "concavates" too. The *Didymotis* genus, of cold water, occurs in the Lower Coniacian of the North Dobrogea and of the Perşani Mountains, consequently into both biofacies, with or without "concavates".

With other occasion (Ion et al., 1996) have been exposed the new or emendated biostratigraphical units established in the Coniacian from Romania. Additional of these for the nannoplankton (Melinte in Ion et al., 1997) are: the *Liliasterites angularis* (Lower Coniacian pro parte) and *Lithastrinus septenarius* (upper Lower Coniacian-basal Middle Coniacian) new subzones; the *Micula decussata* emend. zone (Middle Coniacian pro parte-basal Upper Coniacian); the *Micula concava* new zone (Upper Coniacian pro parte-basal Lower Santonian).

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 96–100, Bucureşti, 1998

BIOSTRATIGRAFIA INTEGRATĂ A CENOMANIAN–TURONIANULUI DIN ROMÂNIA
INTEGRATED BIOSTRATIGRAPHY OF THE CENOMANIAN–TURONIAN OF ROMANIA

J. ION, E. ANTONESCU, M.C. MELINTE, L. SZASZ

În cele ce urmează expunem (fig.) primul model cu biostratigrafia integrată a Cenomanian–Turonianului din România stabilită pe baza a şase grupe de fosile: amoniţi, inocerami (L.S.), foraminifere planctonice (J.I.), dinoflagelate, polen (E.A.), nannoplancton calcaros (M.C.M.). Reprezintă o sinteză fiind realizată pe baza mai multor secţiuni biostratigrafice situate în Dobrogea de Nord (Bazinul Babadag), Dobrogea de Sud (în depozitele de pe Platforma Moesică), Carpaţii Orientali şi Meridionali (în depozitele unităţii tectonice majore Dacidele Mediane; numai pentru Cenomanian, şi în cele ale Dacidelor Externe şi Moldavidelor). Este rezultatul cercetărilor noastre făcute în mai multe etape, ultima Szasz et al., 1992, Ion et al., 1997, incluzând şi studiul biostratigrafiei integrate a nannoplanktonului.

Acest model conţine pentru România şase scări biozonale intercorelate şi raportarea lor la scările standard pentru Tethys (şi acceptate de noi) privind amoniţii şi inoceramii, organisme care dau ortocronologia. Bioevenimentele principale şi auxiliare care sunt consemnate în acest model şi care constituie criteriile pentru separarea etajelor, subetajelor şi unităţilor biostratigrafice, sunt de mai multe categorii: de valoare globală or tethysiană; de valoare regională în cadrul Tethysului; de valoare locală (unele din ele fiind utilizate/stabilite în România) dar corelabile cu alte bioevenimente sincrone prezente în scările propuse standard pentru Tethys sau în alte scări regionale ale Tethysului. Existenţa ultimelor două categorii argumentează necesitatea realizării scărilor biocronologice regionale. Aceste două categorii vor fi menţionate de noi mai jos; cele nemenţionate dar consemnate în modelul biostratigrafic, sunt evenimente de valoare globală or tethysiană.

1. Macrofauna. 1.1. Bioevenimente de valoare regională pentru Tethys: – Prima apariţie (PA) a speciei *Eucalycoceras pentagonum* la limita Cenomanian mediu-Cenomanian superior (bioeveniment ce ar putea deveni de valoare globală în concluziile simpozionului de la Bruxelles, 1996, fiind în studiu în acest sens); – PA a speciei *Paramammites polymorphus*, urmată foarte aproape de cea a speciei *Choffaticeras*

We present here the first model (Fig.) with the Cenomanian-Turonian integrated biostratigraphy for Romania, established on the six fossil groups: ammonites, inoceramus (L.S.), planktonic foraminifera (J.I.), dinoflagellates, pollen (E.A.), calcareous nannoplankton (M.C.M.). It is a synthesis being elaborated on the basis of several biostratigraphical key sections provided from: North Dobrogea (Babadag Basin), South Dobrogea (the deposits of the Moesian Platform), East and South Carpathians (principally from the deposits of the Median Dacides major tectonic unit; for Cenomanian only, also from Outer Dacides and Moldavides). It has been elaborated by us in time, with a relative final phase, Szasz et al., 1992 and Ion et al., 1997, in which the intercorrelated biostratigraphical study on the basis of calcareous nannoplankton has also been made.

This model contains six intercorrelated biostratigraphical scales for Romania, on the basis of the abovementioned fossils, and their relation with the ammonite and inoceramid standard scales of the Tethys (accepted by us) which control the orthochronology. It shows three categories of the principal and auxiliary marker bioevents/biohorizons which define the stages, substages and the biostratigraphical unit boundaries: the bioevents of global or tethyan value (recorded in the Tethysian standard biochronological scales or in the Global Boundary Stratotype Sections and Point, Bruxelles, 1996); the bioevents of regional value for the Tethys; the bioevents of local value (some of they established/utilized for the first time in Romania) but that correspond to other synchronous bioevents known in the Tethys. The presence of the last two categories argued the necessity of the regional biochronological models. The bioevents of regional and local values are listed here; those notlisted are of global or tethyan value. In another paper (Ion et al., 1996) the new or emended biostratigraphical units established in the Cenomanian-Turonian from Romania have been presented. Additional to these are (Szasz in this paper) the *Inoceramus opalensis* Assemblage, *I. apicalis* Assemblage, *I. cuvieri* Assemblage for Middle Turonian inoceramid fauna and for the nannoplankton

Institutul Geologic al României

INOCERAMI
West European zonation
M. - U. Turon.
Matsumoto & Noda 1985;
Cenom. -L. Tur.
Keller 1982
and in Kaplan et al 1984
NANNOPLANKTON
East and South Carp. (1)
and Dobrogea South (2),
North (3)
Melinte 1997
zone, subz., bioevents
Liliastr. angularis
Lucianor. maleformis
Kamptnerius magnificus IZ
Eiffelithus eximius IZ
Quadrum gartneri IZ
Microrhabdulus decoratus IZ
Corrolithion signum IZ
Lithraphidites acutus IZ
Prediscosphaera columnata
Thalmanninella appenninica IZ
Thalmanninella brotzeni/globotruncanoides IZ
Thalman. deeckei ISz
Thalman. reicheli ISz
Thalmanninella gr. reicheli IZ
Rotalipora gr. cushmani-turonica IZ
Whiteinella paradubia IZ
Dicarinella imbricata IZ
Marginotruncana coronata IZ
Sigalitruncana sigali IZ
Helvetoglobotruncana helvetica IZ
Falsotexanites bilobatus
Falsotexanites serratomarginatus
Mytiloides labiatus Ass. Zone
Inoceramus falcatus and I. techniensis Ass. Zone
Inoceramus brogniarti
I. flavus Ass.
I. conicus, I. tenuis Ass.
I. gr. pictus Ass.
I. lapicalis Ass.
I. opalensis Ass.
I. cuvieri
Inoc. crippsi Ass.
I. vigatus Ass.
Stoliczkaia dispar
Mantelliceras mantelli
Mantelliceras saxbi
Neostl. carcitanense
Mantelliceras dixoni
Acanthoceras rhotomagense
Turrilites acutus
Turrilites costatus
Acanthoceras jukesbrowni
Calycoceras guerangeri
Metoicoc. pennatum
Neocardioceras juddii
Metoicoceras geslinianum
Mammites nodosoides
Watinoceras coloradoense
Collignoniceras woollgari
Subprionocyclus neptuni
Forresteria (Harleites) petrocoxensis
Mytiloides incertus (Inoceramus) costellatus
Mytiloides mytiloides
Mytiloides opalensis
Inoceramus pictus bohemicus
Inoceramus pictus pictus
Inoceramus virgatus
Inoceramus crippsi
(Inoceramus gr. anglicus)
Inoceramus schoendorfi
(Inoceramus tenuis)
Inoceramus altmarcus
Inoceramus roundatus
Forresteria (?Jpetrocoxensis)
Subprionocyclus neptuni
Collignoniceras woollgari
Mammites nodosoides
Watinoceras coloradoense
Neocardioceras juddii
Metoicoceras geslinianum
Calycoceras guerangeri
Acanthoceras jukesbrowni
Acanthoceras rhotomagense
Mantelliceras dixoni
Mantelliceras mantelli
Stoliczkaia dispar
Metoicoc. pennatum
CENOMANIAN
TURONIAN
UPPER
MIDDLE
LOWER
Stages and substages
Lower Cenom.
Upper Cenom.
Lower Turon.
Middle Turon.
Upper Turon.
Middle Cenom.
Upper Cenom.
Lower Cenom.
Middle Cenom.
Upper Cenom.
Lower Cenom.
Middle Cenom.
Upper Cenom.
Lower Cenom

pavillieri, ambele apariţii având loc mai sus de partea bazală a Turonianului inferior (ca în Franţa de sud-est şi Western Interior din America de Nord). – PA *Inoceramus apicalis*, in Turonianul mediu; 1.2. Bioevenimente de valoare locală: – În Dobrogea de Nord şi Carpaţi, PA a speciei *Mytiloides labiatus*, mai sus de partea bazală a Turonianului inferior, nu urmează după PA a speciei *M. kossmati* ci ele sunt prezente împreună, şi debutând probabil simultan. – PA *Inoceramus cuvieri* (or *lusitae*) înspre partea terminală a Turonianului mediu. 2. **Foraminifere planctonice**. 2.1. Bioevenimente de valoare regională pentru Tethys: – Baza Cenomanianului este demonstrată prin prezenţa asociaţiei cu *Thalmaninnella globotruncanoides* şi *Th. brotzeni* dar fără *Th. ticinensis* [în acord cu caracteristicile microfaunistice ale bazei Cenomanianului, marcată de PA a speciilor *Mantelliceras mantelli* şi *Neostlingoceras carcitanenese*, din "Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP)" pentru baza Cenomanianului, Mont Risou (Rosans, Hautes Alpes, Franţa), Gale et al. 1995]. – PA a speciei *Thalmanninella deeckei* în partea superioară a Cenomanianului mediu (ca în unele regiuni ale Tethysului Central, ex. Tunisia, şi din domeniul Alpin, ex. Franţa de sud-est); – PA a grupului *Rotalipora cushmani-turonica* (respectiv *R. cushmani, R. turonica, R. turonica expansa*) la limita Cenomanian mediu-superior (ca în Tethysul de Est, ex. Crimea şi Caucaz, şi unele locuri din Tethysul Central, ex. Maroc, Libia); – PA a speciei *Dicarinella imbricata* dar împreună cu *D. hagni*, înspre partea terminală a Cenomanianului superior (ca în Carpaţii de Vest şi Crimea-Caucaz; în partea de nord a Tethysului mai întâi apare *D. hagni* apoi *D. imbricata* pe când în partea mesogeeană ordinea apariţiilor este inversă); – Ultimele specimene de *Rotalipora* sensu lato sunt în Turonianul inferior (ca în alte locuri din Tethys, ex. Franţa de sud-est, Crimea şi Caucaz), în Dobrogea de Nord în acelaşi timp cu PA a speciei *Helvetoglobotruncana helvetica*, în Carpaţi odată cu PA a speciei *Sigalitruncana sigali*. 2.2. Bioevenimente de valoare locală: – PA a speciei *Thalmanninella jaquesigali* Ion, 1983 (din grupul globotrucanoides) în treimea superioară a Cenomanianului inferior, în primele nivele cu fauna zonei *Mantelliveras dixoni*; urmează PA a speciei *Th. porthaulti* în cadrul zonei de amoniţi *M. dixoni* (dacă *Th. porthaulti* = *Rotalipora* aff. *reicheli* sensu (Melinte in Ion et al., 1997) are: *Lithraphidites acutus* emend. Zone (Lower Cenomanian pro parte); *Corollithion signum* new zone (terminal Lower Cenomanian–Middle Cenomanian pro parte); *Lucianorhabdus maleformis* new subzone (Upper Turonian pro parte).

1. **Macrofauna**. 1.1. Bioevents of regional value for the Tethys: – The first occurrence (FO) of *Eucalycoceras pentagonum* at the Middle Cenomanian–Upper Cenomanian boundary (but proposed at Bruxelles, 1995, to be studied as possible global biovent); – The FO of *Paramammites polymorphus* closely followed by the FO of *Choffaticeras pavillieri*, above the basis of the Lower Turonian (as in SE France, Western Interior of North America); – FO of *Inoceramus apicalis* in Middle Turonian. 1.2. Bioevents of local value: – In North Dobrogea and Carpathians, the FO of *Mytiloides labiatus*, above the base of the Lower Turonian, not following the FO of *M. kossmati*, they occurring together here and possibly appearing concomitantly; – FO of *I. cuvieri* (or *lusitae*) in uppermost Middle Turonian. 2. **Planktonic foraminifera**. 2.1. Bioevents of regional value for the Tethys: – The base of the Lower Cenomanian is argued by the presence of the assemblage with *Thalmaninnella globotruncanoides* and *Th. brotzeni* but without *Th. ticinensis* (in accord with the microfaunistical characteristics of the base of the Lower Cenomanian, marked by the FO of *Mantelliceras mantelli* and *Neostlingoceras carcitanense*, from GSSP for the Albian-Cenomanian boundary, Mont Risou-Rosans, Hautes Alpes, Gale et al., 1995); – The FO of *Th. deeckei* in the upper Lower Cenomanian (as in some areas of the Central Tethys, e.g. Tunisia, and from Alpine are of the Tethys, e.g. SE France); – The FO of the *Rotalipora cushmani-turonica* group (*R. cushmani, R. turonica, R. turonica expansa*) at the Middle-Upper Cenomanian boundary (as in the eastern Tethys, e.g. Crimea and Caucasus, and in some areas of the Central Tethys, e.g. Maroco, Libia); – The simultaneous FO of *Dicarinella imbricata* and *D. hagni* (= *D. indica*) towards the terminal part of the Upper Cenomanian (as in the West Carpathians, Crimea and Caucasus; in the northern part of the Tethys, *D. hagni* appears before *D. imbricata*, while in the mesogean part *D. imbricata* appears first); – The last occurrence (LO) of *Rotalipora* sensu lato genus in the Lower

Fig. – Integrated biostratigraphy for the Cenomanian-Turonian of Romania (by Ion, Antonescu, Melinte, Szasz). Caption: boundary bioevents for the zones and subzones, 1 - first occurrence, 2 - last occurrence; auxiliary bioevents, 3 - first occurrence, 4 - last occurrence. Other signs: IZ, Interval Zone; ISZ, Interval Subzone; CRZ, Concurrent Range Zone; +, new biostratigraphic unit; x biostratigraphic unit emended in Romania; o, biostratigraphic unit from other zonal scales of Tethys.

Institutul Geologic al României

Porthault, 1974, atunci PA a acestui taxon este ca în Franţa de sud-est, deci bioeveniment de valoare regională pentru Tethys); – PA a speciei *Marginotruncana elenae* Ion, 1983 (izvorul speciei *M. paraconcavata*) şi ultima apariţie (UA) a speciei *Th. greenhornensis*, probabil la limita Cenomanian-Turonian.

3. **Microfloră**. 3.1. Bioevenimente de valoare regională: – PA a speciilor *Ascodinium ovatum* (probabil cu această valoare) şi *Atlantopollis microreticulatus* la limita Cenomanian mediu-superior; – PA a speciei *Complexiopollis christa* în baza Turonianului inferior; – UA a speciei *Epelidosphaeridia spinosa* în partea terminală a Turonianului inferior. 3.2. Bioevenimente de valoare locală: – PA a dinoflagelatului *Ascodinium dacicus* n.sp. Antonescu (nepubl.), la limita Cenomanian mediu-superior; – PA a dinoflagelatelor *Subtilisphaera pontis-marie* şi *Xenascus ceratioides* la limita Cenomanian-Turonian; – Ultima prezenţă a dinoflagelatelor *Lithosphaeridium siphoniphorum, L. conispinum, Ascodium dacicus* n.sp., *A. ovatum*, spre partea terminală a Turonianului inferior. 4. **Nannoplankton calcaros.** 4.1. Evenimente de valoare regională în cadrul Tethysului: În intervalul Cenomanian-Turonian, multe bioevenimente date de nannoplankton în România sunt din această categorie fiind mai timpurii în comparaţie cu alte locuri ale Tethysului, ex. Spania, Franţa de sud-est, Tunisia, unde se cunosc biozonări de referinţă. Este cazul PA în România a speciilor *Lithraphidites acutus* la limita Albian-Cenomanian, *Corrolithion signum* spre partea terminală a Cenomanianul inferior, *Eiffelithus eximus* aproximativ la limita Turonian inferior-mediu, *Marthasterites furcatus* şi *Lucianorhabdus maleformis* mai sus de partea bazală a Turonianului superior. 4.2. Bioevenimente de valoare regională: PA a speciei *Kamptnerius magnificus* la limita Turonian mediu-superior.

Turonian (as in some areas of the Tethys, e.g. SE France, Crimea and Caucasus), in the Carpathians being simultaneous with the FO of *Sigalitruncana sigali* and in the North Dobrogea with the FO of *Helvetoglobotruncana helvetica*; 2.2. Bioevents of local value: – The FO of *Thalamaninnela jaquesigali* Ion, 1983, in the first levels with the fauna of the *Mantelliceras dixoni* ammonite zone, in the upper third of the Lower Cenomanian, followed by the FO of *Th. porthaulti* Ion, 1983 in the *M. dixoni* ammonite zone (this bioevent is as in SE France therefore of it is of regional value if *Th. porthaulti=Rotalipora* aff. *reicheli* sensu Porthault 1974); – The FO of *Marginotruncana elenae* Ion, 1983 (ancestral to *M. paraconcavata*) and the LO of *Th. greenhornensis* at the Cenomanian-Turonian boundary, probably. 3. **Microflora**. 3.1 **Bioevents of regional value**: – FO of *Ascodinium ovatum* (probably having this value), *Atlantopollis microreticulatus*, *Complexiopollis complicatus*, at the Middle-Upper Cenomanian boundary; – FO of *Complexiopollis cristae* at the base of Lower Turonian; – Lo of *Epelidosphaeridia spinosa* in the terminal Lower Turonian. 3.2 Bioevents of local value: – The FO of *Ascodinium dacicus* n. sp. (Antonescu, unpublished data) dinoflagellate species at the Middle-Upper Cenomanian boundary; – The FO of *Subtilisphaera pontismarie* and *Xenascus ceratioides* dinoflagellate species, at the Cenomanian-Turonian boundary; – The last presence of *Lithosphaeridium siphoniforum, L. conispinum, Epelidosphaeridia spinosa, Ascodinium dacicus* n.sp. and *A. ovatum* dinoflagellate species, in the Lower Turonian. 4. **Calcareous nannoplankton**. 4.1. Bioevents of regional value for the Tethys . The most part of the Cenomanian-Turonian nannoplankton bioevents are of local value category but earlier in comparison with i.e. Spain, SE France, Tunisia, with important biozonations. These are: – the FO of *Lithraphidites acutus* at the Albian-Cenomanian boundary, *Corrolithion signum* in uppermost Lower Cenomanian, *Eiffelithus eximus* at the Lower-Midddle Turonian boundary approximate, *Marthasterites furcatus* and *Lucianorhabdus maleformis* above of the base of the Lower Turonian. 4.2 Bioevents of regional value: – The FO of *Kamptnerius magnificus* at the Middle-Upper Turonian boundary.

The above-mentioned data and those obtained by comparison with the Tethys Realm, motivate the following characteristics of the planktonic foraminiferal faunas and of the nannoflora in Romania during the Cenomanian-Turonian interval:

In point of view of the planktonic foraminifera: – during the Lower Cenomanian-lower Middle Cenomanian (from *Th. globotruncanoides/ Th. brotzeni* Zone to *Th. reicheli* Subzone inclusive), it is a cosmopolitan-tethysian planktonic foraminiferal fauna; – the upper

Bibliografie

Bengston, P. (compiler), with contrib. by Cobban W.A., Dodsworth, P., Gale, A.S., Kennedy, W.J.., Lamolda, M.A., Matsumoto, T., Reyment, R.A., Seibetz, E., Trögger, K.-A., and others (1996) Turonian stage and substage boundaries: proposals by the Turonian Working Group of the Subcommission on the Cretaceous Stratigraphy. *Bull. de l'Inst. Royal des Sc. Nat. de Belgique, Sciences de la Terre*, 66 supp., p. 69–79.

Gale, A.S., Kennedy, W.J., Burnet, J.A., Caron, M., Marshall, J.D. (1995) Mont Risou near Rosans (Drôme, SE France) a potential Albian-Cenomanian boundary stratotype. Preprint for Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries, Bruxelles, 1995.

Institutul Geologic al României

Ion, J., Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L. (1996) Tentative for an intercorrelated standard zonation – on the basis of macrofauna, planktonic foraminifera, calcareous nannoplànkton, pollen and dinoflagellates, for the Upper cretaceous deposits from Romania. *Rom. J. Stratigraphy*, 77 (in press), Bucureşti.

— **, Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L., (1997)** Corelarea biostratigrafică a Cretacicului superior din România (sinteză). Raport Arh. I.G.R., Bucureşti.

Szasz, L., Ion, J., Baltreş, A., Antonescu, E., Melinte, M.C., Stanciu, L. (1992) Corelarea biostratigrafică a cretacicului superior din România (Cenomanian-Turonian). Raport Arh. I.G.R., Bucureşti.

Tróger, K.-A. (compilier) and Kennedy, W.J. (1996) The Cenomanian stage. *Bull. de l'Inst. Royal de Sc. Nat. Belgique, Sciences de la Terre*, 66 supp., p. 57–68.

Middle Cenomanian-lower Upper Cenomanian (interval with *Th. deeckei* Subzone and *R. gr. cushmani-turonica* Zone) it is transitive/intermediate between Eastern Tethys (Crimea-Caucasus) and Central Tethys (Tunisia, Maroco, Libia) planktonic foraminiferal faunas; – in the upper part of the Upper Cenomanian there is a cosmopolitan-tethysian foraminiferal fauna (in the interval of the *W. paradubia* Zone), then (in the lower part of the *D. imbricata* Zone) it is intermediate between planktonic foraminiferal faunas of the northern part and of the southern part of the Tethys; – in the basal part of the Lower Turonian (with the upper part of the *D. imbricata* zone) there is a cosmopolitan-tethysian planktonic foraminiferal fauna; – in the rest of the Lower Turonian, it is intermediate between Eastern and Western Tethys, but in the North Dobrogea with slight boreal influences in the first part; – durring the upper Middle Turonian-Upper Turonian it is as in the Central Tethys, Western Tethys and Alpine areas. In point of view of the nannoflora: – in the Cenomanian-Upper Turonian pro parte, there generaly is a cosmopolitan-tethysian nannoflora; – in the Upper Turonian pro parte, locally (in the Carpathians: in the Perşani Mountains and Cheia Basin) there are slight boreal influences (presence of *M. furcatus* and *L. maleformis*).

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 101–107, Bucureşti. 1998

BIOSTRATIGRAFIA INTEGRATĂ A SANTONIAN–MAASTRICHTIANULUI DIN ROMÂNIA
SANTONIAN–MAASTRICHTIAN INTEGRATED BIOSTRATIGRAPHY FOR ROMANIA

J. ION, E. ANTONESCU,-M.C. MELINTE, L. SZASZ

Pentru Santonian-Maastrichtianul din România a fost elaborat de către noi primul model, pe care-l prezentăm aici, privind biostratigrafia integrată pe baza foraminiferelor planctonice, dinoflagelatelor, polenului şi nannoplanctonului calcaros (fig. 1,2). Pe baza macrofaunei nu s-a putut face o biozonare. Există numai date biostratigrafice izolate şi rare, pe baza cărora totuşi pe unele segmente ale acestui model biostratigrafic s-a putut face o evaluare a cronostratigrafiei, în rest ea fiind făcută pe baza foraminiferelor planctonice. Pentru Santonian-Campanian datele privind macrofauna sunt consemnate pe figura 1. Pentru Maastrichtian, nefiind consemnate, este de semnalat că se cunoasc: o asociaţie cu *Pseudoxibeloceras quadrinodosum* in Maastrichtianul inferior cu *Gansserina gansseri* (Bazinul Haţeg), similară cu cea din Campanianul inferior (reg. Cozia); o asociaţie cu *Pachydiscus gollevillensis, P. neubergicus*, etc, pentru Maastrichtianul superior (Bazinul Olăneşti); exemplare izolate de *P. neubergicus* (în Bazinul Ţara Bârsei, Pianul, Vinţul de Jos) uneori asociate cu *Hoploscaphites constrictus* (în Bazinul Roşia).

Acest model biocronologic a fost elaborat de noi intrun timp mai lung, cu o etapă relativ finală in Ion et al., 1996 a, b, 1997. El se referă la depozitele din domeniul carpatic şi din domeniul sud dobrogean (la zi şi din foraje). Conform acestui model bioevenimentele principale şi auxiliare care definesc limitele etajelor, subetajelor sau unităţilor biostratigrafice în România sunt de trei categorii: de valoare globală sau Tethysiană, de valoare regională pentru Tethys ; de valoare locală (fiind stabilite/utilizate în România) dar care corespund la alte bioevenimente sincrone cunoscute în domeniul Tethys. Mai jos prezentăm bioevenimentele de valoare regională şi cele locale; cele nemenţionate sunt de valoare globală sau tethysiană.

1. **Macrofauna**. 1.1. Bioevenimente de valoare locală: – Asociaţia cu *Pseudoxybeloceras quadrinodosum* în România (Carpaţii Meridionali este cunoscută (conform foraminiferelor planctonice şi nannoplanctonului) în partea inferioară a Campanianului superior şi în cea superioară a Maastrictianului inferior pe când în alte locuri ale Tethysului ea este consem-

For the Santonian-Maastrichtian deposits of Romania a first integrated biostratigraphic model has been elaborated by us on the basis of the planktonic foraminifera, dinoflagellates, pollen and calcareous nannoplankton (Figs. 1, 2). Concerning the macrofauna, only few and isolated biostratigraphic data are known, on basis of which for some segments of this intergrated biostratigraphy an orthochronologic control is made, in the rest it being ensured by planktonic foraminifera. For the Santonian-Campanian these macrofaunal data are presented in Figure 1. For the Lower Maastrichtian are known: an assemblage with *Pseudoxybeloceras quadrinodosum* (in the Haţeg Basin) similar to those from the Upper Campanian (in the Cozia area); an Upper Maastrichtian assemblage with *Pachydiscus gollevillensis, P. neubergicus, Hoploscaphites constrictus, Glyptozoceras rugatum* (in the Olăneşti Basin); isolated specimens of *P. neubergicus* (in the Ţara Bârsei Basin, Pianul and Vinţul de Jos areas) sometimes together with *H. constrictus* (in Roşia Basin) are known, too.

This integrated biostratigraphy has been elaborated by us in time, having a relative final phase in Szasz et al., 1995, 1996, Ion et al., 1996 a,b, 1997. The data/biostratigraphic kay sections are provided by the Median Dacides and Moldavides (northern part of the Tarcău Nappe and southern part of the Marginal Fold Unit) major tectonic units of the East and South Carpathians, and by the deposits (in borehole) in the Moesian Platform from South Dobrogea.

The Santonian-Maastrichtian biochronological model for Romania shows the relations of the Romanian biostratigraphic data/biozonal scales with the ammonite and planktonic foraminiferal standard/reference scales for the Tethys. Also it exposed the principal and auxiliary marker bioevents which define the stage, substage and biostratigraphic unit boundaries. They are of three categories: of global or tethyan value; of regional value for Tethys; of local value (being established/utilized only in Romania) but which correspond with other syncronous bioevents known in the Tethys. The bioevents of regional and local value are listed here; those not listed are of global

Institutul Geologic al României

nată aproape de limita Campanian-Masstrichtian. Exceptând prima prezenţă cu *Inoceramus undahundus* şi *I. kleini* de valoare globală, restul macrofaunelor notate pe figura 1 pentru Santonian-Campanian sunt de valoare regională. 2. **Foraminifere planctonice**. 2.1. Bioevenimente de valoare regională: – Prima apariţie (PA) a speciei *Globotruncana bulloides* în Santonianul inferior, ultima apariţie (UA) a speciei *Marginotruncana paraconcavata* la limita Santonian inferior-superior, PA a speciei *Globotruncana arca* spre partea superioară a Santonianului superior, PA a speciei *Globotruncanita elevata* (odată cu UA a speciei *Dicarinella asymetrica*) la baza Campanianului – toate aceste bioevenimente fiind situate la acelaşi nivel stratigrafic ca în Crimea, Caucaz, partea bulgară a Platformei Moesice şi a depozitelor de tip carpatic, unele regiuni din Tethysul de Vest; – PA a speciei *Globotruncana ventricosa* în partea superioară a Campanianului inferior, ca în unele regiuni din Tethysul de Vest; – PA a speciei *Globotruncana rugosa* în baza Campanianului superior (aproape de/în primele strate cu *Pseudoxybeloceras quadrinodosum*), ca în Crimea şi Caucaz, Carpaţii de Vest, partea bulgară a Platformei Moesice şi a depozitelor de tip carpatic, Tethysul Central şi de Vest, plus regiunile alpine:

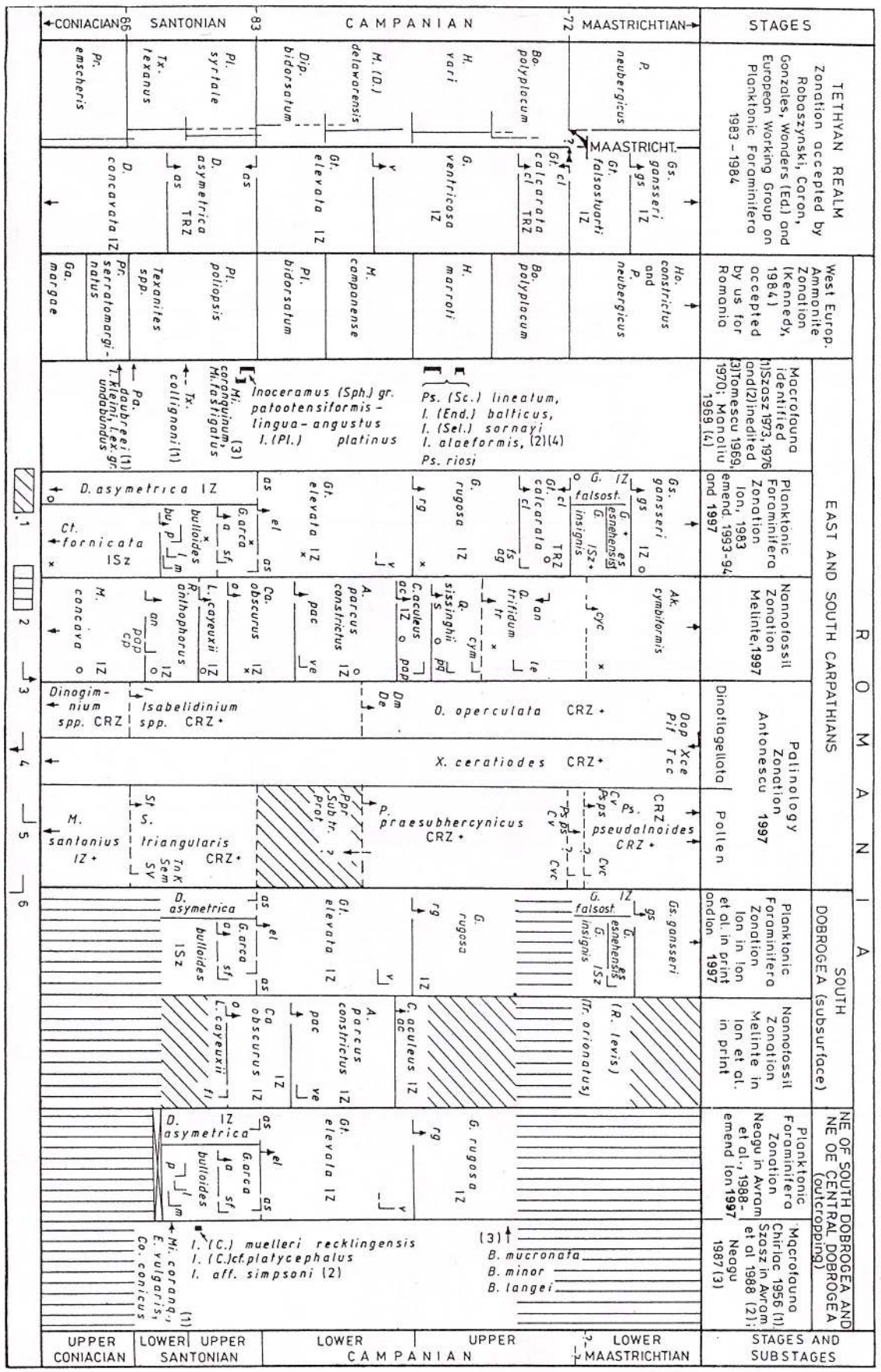
or tethysian value.

1. **Macrofauna**. 1.2. Bioevents of local (?) value: – The presence of the assemblage with *Pseudoxybeloceras quadrinodosum* (in the South Carpathians) in a lower Upper Campanian sequence of strata (according to foraminiferal planktonic and calcareous nannoplankton data) and in the other of the Lower Maastrichtian (including the foraminiferal assemblage of the lower part of the *Gansserina gansseri* Zone), while in other areas of the Tethys it is considered to lie close to the Campanian-Maastrichtian boundary. Excepting the first presence of the assemblage with *Inoceramus undahundus* and *I. kleini* which is of global value, the rest of the Santonian-Campanian macrofauna noted in Figure 1 are of regional value. 2. **Plaktonic foraminifer**. 2.1. Bioevents of regional value for the Tethys: – The first occurrence (FO) of *Globotruncana bulloides* within the Lower Santonian, the last occurrence (LO) of *Marginotruncana paraconcavata* around or at the Lower-Upper Santonian boundary, the FO of *Globotruncana arca* towards the upper part of the Upper Santonian, the FO of *Globotruncanita elevata* (simultaneous with the LO of *Dicarinella aymetrica*) at the base of the Campanian, – all these bioevents being stratigraphically placed as in Crimea,

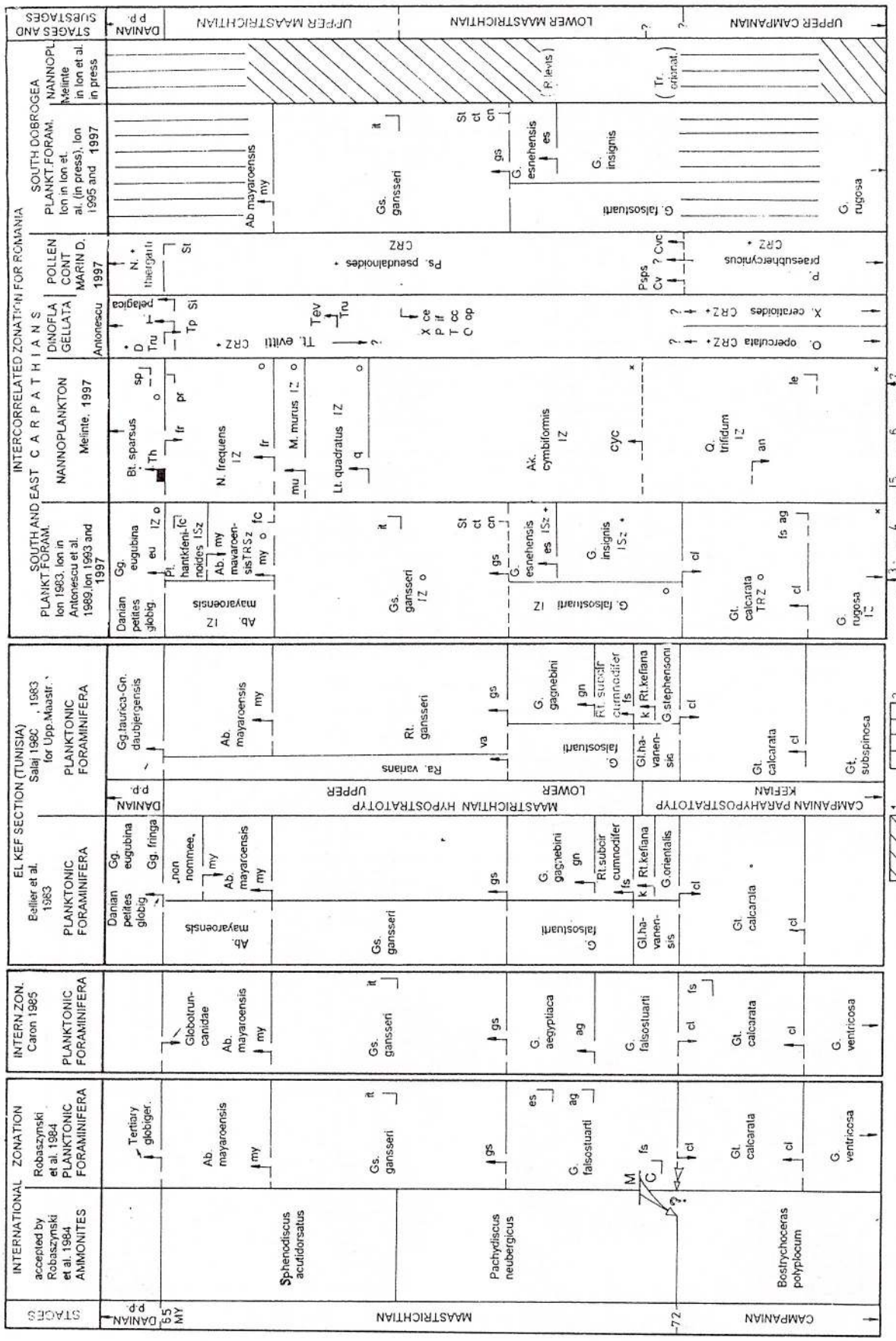
---

Fig. 1 – Integrated biostratigraphy for the Santonian-Campanian of Romania.
Fig. 2 – Integrated biostratigraphy for the Maastrichtian of Romania.
Legend of signs for Figures 1 and 2: 1, Not biostratigraphically investigated; 2, Hiatus; Boundary marker bioevents for zones/subzone, 3, first occurrence, 4, last occurrence, 7 bloom; Auxiliary bioevents, 5, first occurrence, 6, last occurrence. IZ or IS_2, Interval Zone or Subzones; TRZ, Total Range Zone; CRZ, concurrent Range Zone; + new biostratigraphyc unit; x biostratigraphic unit emend. in Romania. o, biostratigraphic unit from other zonal scales of Tethys. **Key to fossils for Figures 1 and 2**. Macrofauna: B, Belemnitella; Bo, Bostrychoceras; Co, Conulus; Dip, Diplaemoceras; Ga, Gauthiericeras; H, Hoplitoplacenticeras; Ho, Hoploscaphites; E, Echinocorys; I, Inoceramus; M(D), Menabites (Delawarella); Mi, Micraster; P, Pachydiscus; Pa, Parapuzosia; Pl, Placenticeras; Pr, Paratexanites; Px, Pseudoxybelloceras; Tx, Texanites. Planktonic foraminifera: Ab, Abathomphatus; it, Ab. intermedius; my, Ab. mayaroensis; Ct, Contusotruncana; ct, Ct. contusa; m, Ct. manaurensis; D, Dicarinella; as, D. asymetrica; G, Globotruncana; a, G. arca; ag, G. aegyptiaca; bu, G. bulloides; es, G. esnehensis; fs, G. falsostuarti; gn, G, gagnebini; l, G.linneiana; rg, G. rugosa; Gl, Globotruncanella; Gn, Globoconusa; Gs, Gansserina; gs, gansseri; Gt, Globotruncanita; cl, Gt. calcarata; fc, Gt. falsocalcarata; sf, Gt. stuartiformis; st, Gt. stuarti; M, Marginotruncana; p, M. paraconcavata; Pl, Plummerita; Ra, Racemiguembelina; va, Ra. varians; Rt, Rugotruncana; k, Rt. kefiana. *Dinoflagellates*: Dy,. Dinogymnium; De, D. euclaense; Dm, D. majus; I, Isabelidinium; Oo, Oculopollis orbicularis; O, Odontochitina; Ocr, O. cribropoda; Oop, O. operculata; Pif, Palaeohystrichophora infusorioides; Su, Subtilisphaera; Si, Senoniasphaera inortata; T, Thalassiphora; Tp, T. pelagica; Tcc, Trichodinium castaneum; Tt, Trithirodinium; Tev, Tt. eviti; Tru, Triblastula utinensis; X, Xenascus; Xce, X. ceratioides. Pollen: Cv, Covexipollis; Cvc, Cv. convexigerminallis; K, Krutzschipollis; M, Megatripollis; Ms, M. santonius; Mg, M. glabrum; P, Pseudopapilopollis; Ppr, P. praesubhercynicus; Prot, Proteacidites; Ps, Pseudotrudopollis; Psps, Ps. pseudalnoides; S, Suemeghipollis; St, S. triangularis; Sem, Semioculopollis medius; Sub, Subtriporopollenites; Tn, Trudopollis cf. nonperfectus; Tr, Triporopollenites; V, Verruoculopollis. Calcareous nannoplankton: A, Aspidolithus; pac, A. parcus constrictus; pap, A. parcus, parcus; Ak, Arkangelskiella; cy, Ak. cymbiformis s.s.; cym. Ak. cymbiformis minor; Bt, Biantholithus; sp, B. sparsus; C, Ceratholithoides; a, C. aculeus; ve, C. verbeekii; Ca, Calculites; o, Ca. obscurus; fl, Eprolithus floralis; se, Lithastrinus septenarius; L. Lucianorhabdus; cy, L. cayeuxii; Lt, Lithraphidites; q, Lt. quadratus; M, Micula; mu, M. murus; pr, M. prinsii; N, Nephrolithus; fr, N. frequens; Q, Quadrum; s, Q. sissinghii; tr, Q. trifidum; R, Reinhardtites; an, R. anthophorus; le, R. levis; Tr, Tranolithus; th, Thoracosphaera.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

– PA a speciilor *Globotruncana aegyptica* şi *G. falsostuarti* (împreună cu *Globotruncanita calcarata*) în partea superioară a Campanianului superior, apariţii timpurii ca în Tethysul Central şi în unele regiuni ale Tethysului de Vest sau ale domeniului Alpin;

– UA a speciei *Abathomphatus mayaroensis* în cadrul părţii terminale a Maastrichtianului superior, ca în regiunile de mică latitudine din domeniul Tethys (de ex. Tunisia, Egipt, Iraq, Pakistan). 2.2. Bioevenimente de valoare locală: – PA a speciei *Globotruncana linneiana* în Santonianul inferior; – UA a speciei *Globotruncanita falsocalcarata* în cadrul părţii terminale a Maastrichtianului superior. 3. **Microflora**. 3.1. Bioevenimente de valoare locală pentru Tethys: – PA a speciilor şi genurilor de polen *Verruoculopollis, Krutzschipollis, Trudopollis nonperfectus* şi *Semioculopollis medius* la limita Coniacian-Santonian; – PA a genului de dinflagelate *Isabelidinium (I. cooksoniae)* la baza Santonianului inferior, în timp ce în alte locuri ale Tethysului el apare în Turonianul inferior sau superior; – PA a polenului *Pseudopapilopollis praesubherczynicus* şi a genurilor de dinoflagelate *Triporopollenites* şi *Subtriporopollenites, Proteacidites* în Campanianul inferior, în timp ce în alte locuri din Tethys ele apar în Campanianul superior (ex. în Ungaria) sau în Fuvellian (Franţa de sud-est); – UA *Xenascus ceratioides* şi *Tricodinium castaneum*, PA *Thalasipora pelagica*. Următoarele bioevenimente nu sunt calibrate în România: – PA a speciilor de dinoflagelate *Dinogymnium majus* şi *D. euclaense*, are loc în partea superioară a Campanianului inferior sau în baza sa ?; – PA a genurilor de polen *Convexipollis, Nudopollis* şi *Pseudotrudopollis (Ps. pseudalnoides)* are loc simultan cu LO of *Gt. calcarata* sau mai târziu; – PA a dinoflagelatului *Trithirodinium eviti* are loc în Maastrichtian (este cunoscut începând din partea inferioară a Maastrichtianului superior în domeniul carpatic şi în partea relativ superioară a Maastrichtianului inferior în domeniul sud dobrogean) sau în jurul UA a speciei *Gt. calcarata* ?. 4. **Nannoplancton calcaros**. 4.1. Bioevenimente de valoare locală pentru Tethys: – PA a speciei *Orastrum campanensis* şi *Aspidolithus parcus parcus* în Santonianul superior, o apariţie mai timpurie în comparaţie cu cea din Franţa de sud-est, Tunisia, Spania unde există biozonări de referinţă; 4.2 Bioevenimente de valoare regională (?) sau tethysiană (?): – PA a speciilor *Quadrum sissinghi* urmată de cea a speciei *Q. trifidum* în partea inferioară a Campanianului superior, la nivele stratigrafice similare sau foarte puţin mai timpurii comparativ cu cele din Franţa de sud-est şi Tunisia, iar numai ultimele două bioevenimente sunt mai timpurii şi în comparaţie cu Carpaţii de Vest; – PA a speciei *Lithraphidites quadratus*, urmată de PA a speciei *Micula murus* în cadrul părţii inferioare a

Caucasus, Bulgarian part of the Moesian Platform and of the Carpathian facies, some West Tethyan areas; – The FO of *Globotruncana ventricosa* in the upper Lower Campanian, as in some West Tethyan and Alpine areas; – The FO of *Globotruncana rugosa* at the Lower-Upper Campanian boundary, as in Crimea and Caucasus of the east Tethys, West Carpathians, Bulgarian part of the Moesian Platform and of the Carpathians facies, Central and West Tethys areas, Alpine areas; – The FO of *Globotruncana aegyptiaca* and *G. falsostuarti* in the upper part of the Upper Campanian (together with *Globotruncanita calcarata*), an early appearance as in Central Tethys and in some West Tethys and Alpine areas; – The LO af *Abathomphalus mayaroensis* within the terminal part of the Upper Maastrichtian, as in the lower latitude Tethyan areas (e.g. Tunisia, Egipt, Irak, Pakistan). 2.2. Bioevents of local value: The FO of *Globotruncana linneiana* in the Lower Santonian; – The LO of *Globotruncanita falsocalcarata* within the terminal Upper Maastrichtian. 3. **Microflora**. 3.1. Bioevents of local value for the Tethys: – The FO of *Verruoculopollis, Krutzschipollis, Trudopollis nonperfectus* and *Semioculopollis medius* pollen genera and species at the Coniacian-Santonian boundary; – The FO of *Isabelidinium (I. cooksoni)* dinoflagellate genus at the base of the Lower Santonian, while in the other Tethyan areas it appears in the Lower or Upper Turonian; – The FO of *Pseudopapilopollis praesubherczynicus* pollen species and of *Subtriporopollenites* and *Triporopollenites, Proteacidites* pollen genera in the upper Lower Campanian while in the other Tethyan areas they appear in the Upper Campanian (e.g. Ungaria) or in the Fuvellian (e.g. SE France); – LO of *Xenascus ceratioides* and *Trichodinium castaneum*, the FO of *Thalasiphora pelagica* for Maastrichtian). The following bioevents are not well calibrated in Romania: – The FO of *Dinogymnium majus* and *D. euclaense* dinoflagellate species occur in the upper Lower Campanian or in the base of the Lower Campanian ?; – The FO of *Convexipollis, Nudopollis, Pseudotrudopollis (Ps. pseudalnoides)* pollen genera are simultaneous with the LO of *Globotruncanita calcarata* planktonic foraminiferal bioevent or later ?; – The FO of *Trithirodinium evitti* dinoflagellate species it is within the Maastrichtian (according to foraminifera data the first specimens are reported in the Carpathians aproximatively in the lower Upper Maastrichtian strata and in the South Dobrogea within the Lower Maastrichtian strata) or around the LO od *Globotruncanita calcarata* ?. 4. **Calcareous nannoplankton**. 4.1. Bioevents of local value in the Tethys: – The FO of *Orastrum campanensis* and *Aspidolithus parcus parcus* within the Upper Santonian, an early appearance comparative with

Institutul Geologic al României

Masstrichtianului superior, PA a speciei *Nephrolithus frequens* în cadrul părţii superioare a Maastrichtianului superior, toate aceste bioevenimente mai timpurii în comparaţie cu poziţia lor stratigrafică în Tunisia.

În ce priveşte bioevenimentele care definesc limitele etajelor este de notat în plus faţă de Ion et al., 1996: -Baza Campanianului este marcată de UA a speciei *Dicarinella asymetrica* şi/sau PA a speciei *Globotruncanita elevata*, primul eveniment fiind complementar iar cel de-al doilea principal deoarece există în România şi faciesuri fără "concavate". Criteriul dat de UA a speciei *D. asymetrica* este în acord cu unele din recomandările făcute de Campanian Working Group, Bruxelles 1996; – După noile date şi deciziile Maastrichtian W.G. Bruxelles 1996, PA a amonitului *Pachydiscus neubergicus* este criteriul de valoare globală pentru limita Campanian-Maastrichtian, iar în raport cu acest bioeveniment UA a speciei *Globotruncanita calcarata* are loc mult mai jos, în Campanianul superior. Pentru această limită sunt în studiu posibilele criterii complementare de valoare globală or tethysiană date de foraminifere, microflora, nannoflora etc. În România nu avem date macrofaunistice pentru limita Campanian-Maastrichtian iar din punct de vedere al foraminiferelor planctonice după noile date ea ar trebui plasată în cadrul intervalului ocupat de zona *G. falsostuarti*; PA a nannoplanctonului *Arkhangelskiella cymbiformis s.s.* şi/sau PA a genurilor de polen *Convexipollis, Nudopollis, Pseudotrudopollis (Ps. pseudalnoides)* ar putea fi posibile bioevenimente index pentru această limită (?); – Cu rare excepţii bioevenimentele întâlnite în România în jurul şi la limita Maastrichtian-Paleocen sunt de valoare globală sau tethysiană. Limita este marcată prin: PA a "globigerinelor mici" din baza Danianului, UA a nannoplanctonului *Nephrolithus frequens*, a genului *Dinogymnium* şi speciei *Triblastula utinensis* dintre dinoflagelate, cât şi a polenului *Suemeghipollis triangularis*; urmează imediat "bloomul" genului *Thoracosphaera* iar mai sus apare *Biantholithus sparsus*.

tethyan refference biozonation in SE France, Tunisia, Spain. 4.2. Bioevents of regional (?) or tethyan (?) value). – The FO of *Quadrum sissinghi* followed by *Q. trifidum* in the lower Upper Campanian, at similar or little early stratigraphic levels comparative to those from SE France, Tunisia; – The FO of *Lithraphidites quadratus* followed by the FO of *Micula murus*, within the lower Upper Maastrichtian, the FO of *Nephrolithus frequens* within the upper part of the Upper Maastrichtian, early appearances comparative with those known in Tunisia.

Concerning the bioevents which define in Romania some stage boundaries it is to note:

– The base of the Campanian is marked by the LO of *Dicarinella asymetrica* and the FO of *Globotruncanita elevata*, the former event complementary and the latter is principal, existing also the facies without "concavates" (without *D. asymetrica* and *D. concavata*) cf. detailed data in Ion et al., 1996). For this boundary, the LO of *D. asymetrica* criterion is in accord with some recomandations of the Campanian Working Group, Bruxelles Symposium 1996; – According to the new data and to the decisions of the Maastrichtian W. Gr. Bruxelles Symp., 1996, the FO of *Pachydiscus neubergicus* is the global bioevent which marks the Campanian-Maastrichtian boundary and the LO of *Globotruncanita calcarata*, – the "clasical" planktonic foraminiferal criteria for this limit – , in fact they is situated more below this ammonite datum level. In Romania there is no macrofauna for this boundary, and according to new data in point of view of planktonic foraminifera it must be probably placed within the *Globotruncana falsostuarti* Zone; the FO of *Arkhangelskiella cymbiformis s.s.* nannoplankton and/or the FO of *Convexipollis, Nudopollis* and *Poseudotrudopollis (Ps. pseudalnoides)* pollen genera are possible markers for it (?); – The Maastrichtian-Paleocene boundary is marked by global or tethyan bioevents as the FO of the basal Danian "petites globigerines" (e.g. of type *eugubina, fringa, trifolia, minutula*), the LO of *Nefrolithus frequens* nannoplankton species, *Dinogymnium* and *Triblastula utinensis* from dinoflagellates, *Suemeghipollis triangularis* pollen species; the "bloom" of *Thoracosphaera* follows imediately succeeded by the FO of *Biantholithus sparsus* nannoplankton species.

Other papers (Ion et al., 1996b) have already exposed the new or emended biostratigraphical units established in the Santonian-Maastrichtian from Romania. Additional to these for the nannoplankton (Melinte in Ion et al., 1997) are: *Aspidolithus parcus constrictus* new zone (Lower Campanian pro parte); *Quadrum trifidum* (Upper Campanian pro parte and (?) basal Lower Maastrichtian) and *Arkhangelskiella*

Institutul Geologic al României

cymbiformis s.s. (Lower Maastrichtian - basal Upper Maastrichtian) emended zones.

Selected references

Ion, J., Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L. (1996a) Intercorrelated biostratigraphy on the basis of macrofauna, planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton, pollen, dinoflagellates, in the Santonian-Campanian deposits from Romania. *Anuar IGR*, 69, I, p. 134–140, Bucureşti.

— **, Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L (1996b)** Tentative for a intercorrelated standard zonation – on the basis of macrofauna, planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton, pollen and dinoflagellatus – for the Upper Cretaceous deposits from Romania.

— **, Antonescu, E., Melinte, M.C., Szasz, L. (1997)** Corelarea biostratigrafică a Cretacicului superior din România. (Raport de sinteză). Arhiva I.G.R., Bucureşti. *Rom. J. Stratigraphy*, 77 (in press), Bucureşti.

Odin, G.S. (compiler) with contributions by Hancock, J.M., Antonescu, E., Bonnemaison, M., Caron, M., Cobban, W.A., Dhondt, A.V., Gaspard, D., Ion, J., Jagt, J.M., Kennedy, W.J., Melinte, M., Neraudeau, D., von Salis, K., Ward, D.P. (1996) Definition of a Global Boundary Stratotype Section and Point for the Campanian-Maastrichtian boundary. *Bull. de l'Inst. Royal des Sc. Nat. de Belgique, Sc. de la Terre*, 66 supp., p. 111–117.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 108–112, Bucureşti, 1998

STUDII PENTRU SCARA BIOSTRATIGRAFICĂ STANDARD A NEOGENULUI – SUBCARPAŢII MUNTENIEI
STUDIES FOR NEOGENE BIOSTRATIGRAPHIC SCALE – MUNTENIAN SUBCARPATHIANS

M. MĂRUNŢEANU, I. PAPAIANOPOL, Gh. POPESCU, R. OLTEANU, S. PESTREA, R. MACALEŢ

Studiul nostru a avut ca obiectiv prioritar caracterizarea biostratigrafică a fiecărei unităţi cronostratigrafice neogene, pe baza corelărilor biozonale integrate ale diferitelor grupe de organisme fosile (fig.), cantonate în sedimentarul mio-pliocen al Subcarpaţilor Munteniei.

Aquitanian. Limita Chattian-Aquitanian (sau Oligocen-Miocen) pare a corespunde debutului Zonei *Globigerinoides primordius* de foraminifere, fiind marcată de primele ocurenţe ale specilor *Globigerinoides primordius* şi *Globoquadrina praedehiscens*. De asemenea, la acelaşi nivel, a fost observată şi prima apariţie a nannofosilului *Helicosphaera mediterranea*, într-o asociaţie aparţinând Zonei *Sphenolithus ciperoensis* (NP 25) de nannoplancton.

Conţinutul fosilifer al depozitelor aquitaniene caracterizează Zonele *Flabellipecten carryensis* şi *Chlamys gigas* de moluşte; *Globigerinoides primordius* şi parţial *Globigerinoides triloba*, de foraminifere; partea superioară a *Zonei Sphenolithus ciperoensis* (NP 25), Zona *Triquetrorhabdulus carinatus* (NN 1) şi Subzona *Sphenolithus dissimilis* (NN 2a) de nannoplancton.

Burdigalian. Limita Aquitanian-Burdigalian este evidenţiată de începutul Zonei *Pecten hornensis* de moluşte şi a Subzonei *Helicosphaera kamptneri* (NN 2b) de nannoplancton. Subliniem faptul că prima ocurenţă a nannofosilului *Helicosphaera ampliaperta* s-a dovedit un foarte bun marcator al acestei limite.

Întregul Burdigalian se caracterizează prin Zona *Pecten hornensis* de moluşte, partea superioară a Zonei *Globigerinoides tribola* şi Zona *Globigerina angustiumbilicata* de foraminifere, Subzona *Halicosphaera kamptneri* (NN 2b) împreună cu Zona *Sphenolithus belemnos* (NN 3) şi Subzona *Discoaster adamanteus* (NN 4a) de nannoplancton.

Langhian. Limitele biostratigrafice ale acestui etaj pot fi uşor identificate mai ales pe baza asociaţiilor de foraminifere. Limita inferioară corespunde în aria subcarpatică (ca de altfel în întreg Paratethysul Central) unei invazii de faună marină mediteraneană (primele ocurenţe ale *Candorbulinelor* şi a lui *Globigerinoides sicanus*). Limita superioară este marcată de primele apariţii ale genului endemic *Velapertina*, precum şi

The main target of this study has been the biostratigraphic characterization of the every Neogene chronostratigraphic unit by means of all local/regional fossil traces (Fig.), found in the Mio-Pliocene deposits from the Muntenian Subcarpathians.

Aquitanian. The Chattian-Aquitanian (Oligocene-Miocene respectively) boundary should correspond here with first appearance datum plane of *Globigerinoides primordius* and *Globoquadrina praedehiscens* (= the base of the *Globigerinoides primordius* Zone). This datum plane coincides with the first occurrence of the nannofossil *Helicosphaera mediterranea*, that was recoder together with other species, belonging to the *Sphenoithus ciperoensis* (NP 25) Zone.

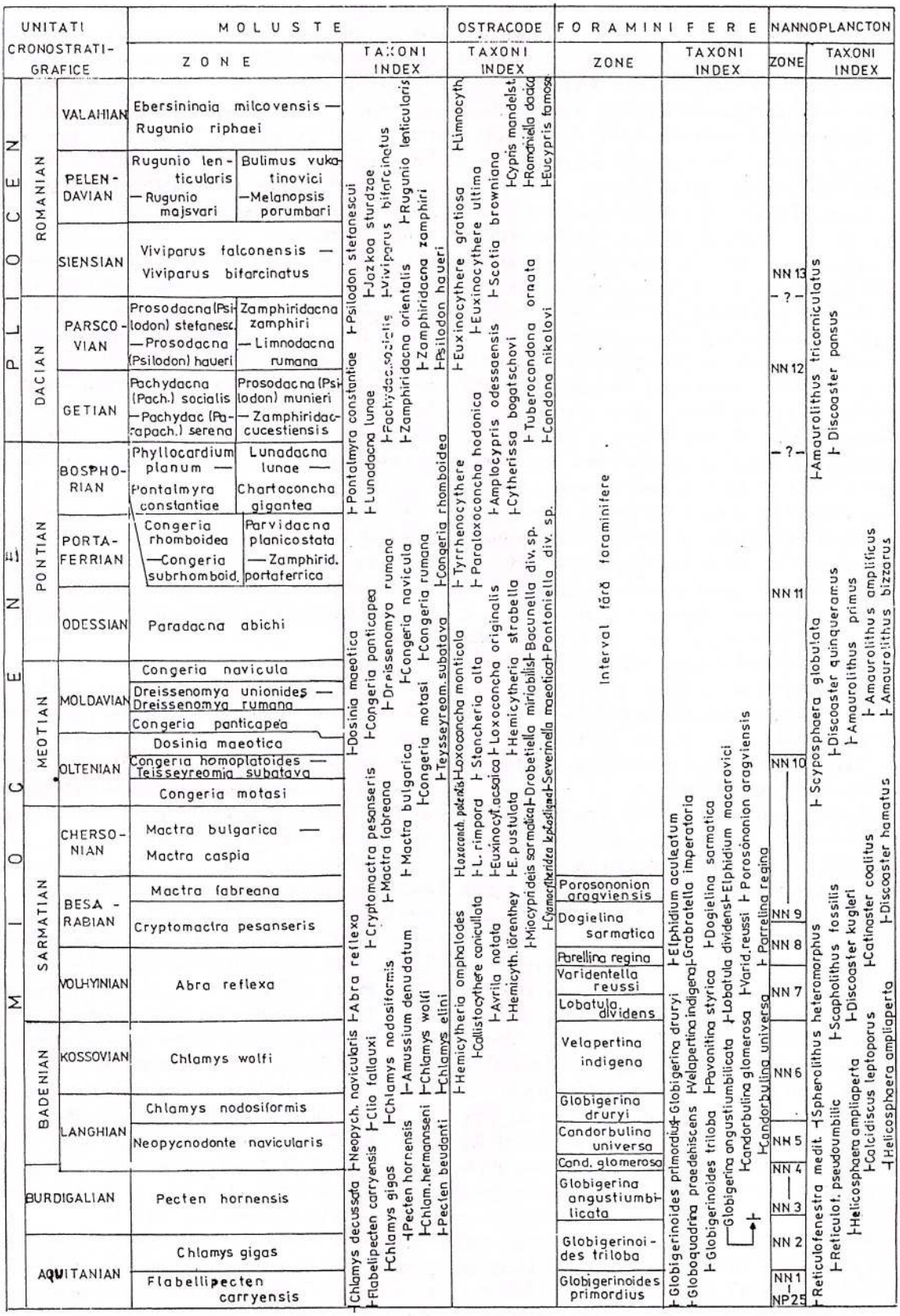
The deposits assigned to the Aquitanian stage contain: a mollusc assemblage, typical of the *Flabellipecten carryensis* and *Chlamys gigas* Zones; the foraminifera species belonging to the *Globigerinoides primordius* and *Globigerinoides tribola* (parts) Zones; the calcareous nannoplankton that characterizes the *Sphenolithus ciperoensis* (NP 25) Zone, *Triquetrorhabdulus carinatus* (NN 1) Zone and *Sphenolithus dissimilis* (NN 2a) Subzone.

Burdigalian. The Aquitanian-Burdigalian boundary was established at the base of the molluscs Zone *Pecten hornensis*, or at the base of nannoplankton Subzone *Helicosphaera kamptneri* (NN 2b). It is to be emphasized that the first occurrence of the nannofossil *Helicosphaera ampliaperta* is a good marker for the debut of the Burdigalian.

The defining zones of the Burdigalian stage, in the Subcarpathians area, are *Pecten hornensis* Zone by molluscs, upper part of the *Globigerinoides triloba* and *Globigerina angustiumbilicata* Zones by foraminifera, or *Helicosphaera kamptneri* (NN 2b) Subzone, *Sphenolithus belemnos* (NN 3) Zone and *Discoaster adamanteus* (NN 4a) Subzone by nannoplankton.

Langhian. The biostratigraphic boundaries of the Langhian could be identified by means of foraminifera. The lower boundary correspond, in the Subcarpathians area (and in the whole Central Paratethys), to the marine Mediterranean faunal invasion (*Candorbulina - Globigerinoides sicanus* first occurrences). The upper

Institutul Geologic al României


UNITATI CRONOSTRATIGRAFICE
MOLUSTE
ZONE
TAXONI INDEX
OSTRACODE
TAXONI INDEX
FORAMINIFERE
ZONE
TAXONI INDEX
NANNOPLANCTON
ZONE
TAXONI INDEX
MIOCEN
PLIOCEN
BADENIAN
SARMATIAN
MEOTIAN
PONTIAN
DACIAN
ROMANIAN
BURDIGALIAN
AQUITANIAN
VALAHIAN
PELENDAVIAN
SIENSIAN
PARSCOVIAN
GETIAN
BOSPHORIAN
PORTAFERRIAN
ODESSIAN
MOLDAVIAN
OLTENIAN
CHERSONIAN
BESARABIAN
VOLHYNIAN
KOSSOVIAN
LANGHIAN
Ebersininaia milcovensis — Rugunio riphaei
Rugunio lenticularis — Rugunio majsvari
Bulimus vukotinovici — Melanopsis porumbari
Viviparus falconensis — Viviparus bifarcinatus
Prosodacna (Psilodon) stefanesc. — Prosodacna (Psilodon) haueri
Zamphiridacna zamphiri — Limnodacna rumana
Pachydacna (Pach.) socialis — Pachydac (Papach.) serena
Prosodacna (Psilodon) munieri — Zamphiridacucestiensis
Phyllocardium planum — Pontalmyra constantiae
Lunadacna lunae — Chartoconcha gigantea
Congeria rhomboidea — Congeria subrhomboid.
Parvidacna planicostata — Zamphirid. portaferrica
Paradacna abichi
Congeria navicula
Dreissenomya unionides — Dreissenomya rumana
Congeria panticapea
Dosinia maeotica
Congeria homoplatoides — Teisseyreomia subatava
Congeria motasi
Mactra bulgarica — Mactra caspia
Mactra fabreana
Cryptomactra pesanseris
Abra reflexa
Chlamys wolfi
Chlamys nodosiformis
Neopycnodonte navicularis
Pecten hornensis
Chlamys gigas
Flabellipecten carryensis
Chlamys decussata
Flabelipecten carryensis
Chlamys gigas
Pecten hornensis
Chlam. hermanseni
Pecten beudanti
Neopych. navicularis
Clio fallauxi
Chlamys nodosiformis
Amussium denudatum
Chlamys wolfi
Chlamys elini
Abra reflexa
Cryptomactra pesanseris
Mactra fabreana
Mactra bulgarica
Congeria motasi
Teisseyream. subatava
Dosinia maeotica
Congeria panticapea
Dreissenomya rumana
Congeria navicula
Congeria rhomboidea
Congeria rumana
Psilodon haueri
Pontalmyra constantiae
Psilodon stefanescui
Lunadacna lunae
Jazkoa sturdzae
Pachydac. socialis
Viviparus bifarcinatus
Zamphiridacna orientalis
Rugunio lenticularis
Zamphiridacna zamphiri
Congeria rhomboidea
Limnocythere gratiosa
Euxinocythere gratiosa
Euxinocythere ultima
Paraloxoconcha hodonica
Amplocypris odessaensis
Scotia browniana
Cytherissa bogatschovi
Cypris mandelsti
Tuberocandona ornata
Romaniella dacica
Candona nikolovi
Eucypris famosa
Tyrrhenocythere
Loxoconcha monticola
Stancheria alta
Loxoconcha originalis
Hemicytheria strabella
Bacunella div. sp.
Tuberocandona div. sp.
Pontoniella div. sp.
Loxoconch. petasis
L. rimpord
Euxinocyt. lacsaica
E. pustulata
Hemicyth. strabella
Bacunella div. sp.
Pontoniella div. sp.
Hemicytheria amphalodes
Callistocythere canicullata
Avrilla notata
Hemicyth. lörenthey
Miocyprideis sarmatica
Drobetiella miriabilis
Severinella maeotica
Cytheridea kojoulgaul
Interval fără foraminifere
Porosononion aragviensis
Dogielina sarmatica
Porellina regina
Varidentella reussi
Lobatula dividens
Velapertina indigena
Globigerina druryi
Candorbulina universa
Cand. glomerosa
Globigerina angustiumbilicata
Globigerinoides triloba
Globigerinoides primordius
Globigerinoides primordius
Globigerinoides triloba
Globigerina angustiumbilicata
Globigerina druryi
Velapertina indigena
Globoquadrina praedehiscens
Globigerinoides triloba
Globigerina angustiumbilicata
Lobatula dividens
Elphidium macarovici
Candorbulina glomerosa
Varid. reussi
Porosononion aragviensis
Candorbulina universa
Porrelina regina
Dogielina sarmatica
Elphidium aculeatum
Grabratella imperatoria
Dogielina sarmatica
Pavonitina styrica
Elphidium macarovici
Porosononion aragviensis
Porrelina regina
Globigerina druryi
Globigerina praedehiscens
Velapertina indigena
Globoquadrina praedehiscens
Globigerinoides triloba
Globigerina angustiumbilicata
Globigerina druryi

de extincţia faunei mediteraneene.

Întregul etaj corespunde Zonelor *Candorbulina glomerosa, Candorbulina universa* şi *Globigerina druryi/decoperta* de foraminifere; *Neopychnodonte navicularis* şi *Chlamys nodosiformis* de moluşte; Subzonei *Calcidiscus leptoporus* (NN 4b), Zonei *Sphenolithus heteromorphus* (NN 5) şi bazei Zonei *Discoaster exilis* (NN 6) de nannoplancton calcaros.

Kossovian. Conţinutul fosilifer caracteristic acestui etaj este predominant alcătuit din foraminifere şi nannoplancton. Baza Kossovianului corespunde primei apariţii a genului *Velapertina*, însoţit de o faună boreală tipică, reprezentată prin radiolari, silicoflagelate, ebride şi foraminiferul marker *Pavonitina styrica*. Topul acestuia coincide cu extincţia organismelor marine şi apariţia faunei salmastre în baza Sarmaţianului.

Asociaţia de nannofosile este tipică pentru Subzona *Scapholithus fossils* (NN 6b). În ceea ce priveşte fauna de ostracode, s-a remarcat faptul că depozitele kossoviene pot fi încadrate între primele ocurenţe ale speciilor *Hemicytheria omphaloides* şi *Aurila notata*.

Sarmaţian (Volhynian, Basarabian, Chersonian). Limitele subetajelor Volhynian-Basarabian şi Basarabian-Chersonian corespund primelor ocurenţe ale bivalvelor *Cryptomactra pesanseris* şi respectiv *mactra bulgarica*, precum şi ale ostracodelor *Miocyprideis sarmatica* şi respectiv *Loxoconcha potentis*. Conţinutul paleontologic al întregului etaj Sarmaţian este reprezentat prin asociaţiile Zonelor de moluşte *Abra reflexa* (Volhynian), *Cryptomactra pesanseris/Mactra fabreana* (Basarabian) şi *Mactra bulgarica/Mactra caspia* (Chersonian).

Genurile şi speciile endemice de foraminifere sunt cantonate numai în formaţiunile Sarmaţianului inferior şi mediu, ele putând fi încadrate în Zonele *Lobatula dividens, Varidentella reussi, Parellina regina*, volhyniene şi *Dogielina sarmatica, Porosononion aragviensis*, basarabiene.

Nannofosilele calcaroase, frecvente în depozitele volhyniene şi basarabien inferioare, aparţin Zonelor *Discoaster kugleri* (NN 7), *Catinaster coalitus* (NN 8), *Discoaster hamatus* (NN 9). Este posibil ca nannoplanctonul endemic basarabian superior-chersonian să corespundă Zonei *Discoaster calcaris* (NN 10).

Meoţian (Oltenian, Moldavian). Biostratigrafic, Meoţianul este cuprins între primele ocurenţe ale bivalvelor *Congeria motasi* şi *Congeria rumana*, limita dintre cele două subetaje fiind aproximată de prima apariţie a *Congeriei panticapea*.

Zonele de moluşte, caracteristice acestui etaj, sunt *Congeria motasi, Teisseyreomia subatava / Congeria homoplatoides Dosinia maeotica* pentru Oltenian, precum şi *Congeria panticapea, Dreissenomya rumana / Dreissenomya unionides* şi *Congeria navicula* pentru

boundary is marked by the first occurrence of the endemic planktonic foraminiferal genus *Velapertina* and the extinction of the Mediterranean fauna.

Biostratigraphycally, in the Langhian deposits were separated: *Candorbulina glomerosa, Candorbulinauniversa* and *Globigerina druryi/decoperta* Zone, by foraminifera; *Calcidiscus leptoporus* (NN 4b), Subzone, *Sphernolithus heteromorphus* (NN 5) Zone and the base of the *Discoaster exilis* (NN 6) Zone, by nannoplankton.

Kossovian. The fossil remnants contents of the Kossovian deposits mainly consist of foraminifera and nannoplankton. The base of the Kossovian corresponds to the first appearance of the genus *Velapertina* accompanied by a typical Boreal fauna, represented by radiolarians, silicoflagellats, ebridians and also the foraminifer *Pavonitina styrica* (as marker). The top coincides with the extinction of the marine fossils and the appearance of the brackish fauna (in the base of Sarmatian).

The nannofossils assemblage is typical of the *Scapholithus fossils* (NN 6b) Subzone.

As concerns the ostracod fauna, the Kossovian deposits range between the first appearance of *Hemicytheria omphaloides* and the first occurrence of *Aurila notata*.

Sarmatian
(Volhynian, Basarabian, Chersonian). The boundaries Volhynian-Basarabian and Basarabian-Chersonian substages correspond to the first mollusc occurrences of *Cryptomactra pesanseris* and *Mactra bulgarica* respectively; by ostracods these two boundaries coincide with the first appearance of *Miocyprides sarmatica* and *Loxoconcha potentis*, respectively.

In the Sarmatian deposits, three mollusc biozones were distinguished: *Abra reflexa* (Volhynian), *,Cryptomactra pesanseris/Mactra fabreana* (Basarabian) and *Mactra bulgarica/Mactra caspia* (Chersonian) Zones. The foraminifers are well represented by endemic genra and species. In the Sarmatian deposits from the Subcarpathians were separated: *Lobatula dividens, Varidentella reussi*, and *Parellina regina* Zones in Volhynian, *Dogielina sarmatica* and *Porsononion aragviensis* Zones in Basarabian. The frequent calcareous nannofossils belong to the *Discoaster kugleri* (NN 7), *Catinaster coalitus* (NN 8), *Discoaster hamatus* (NN 9) Zones and probably the lower part of the *Discoaster calcitus* (NN 10) Zone for the Upper Basarabian-Chersonian time interval.

Meotian (Oltenian, Moldavian). This stage comprises the stratigraphic interval between the first appearance of *Congeria motasi* to the first occurrence of *Congeria rumana*; the Oltenian-Moldavian substage boundary is approximated near the first appearance

Institutul Geologic al României

Moldavian.

Ostracodele, cu o pondere însemnată în depozitele meoţiene, sunt reprezentate prin diferite specii, aparţinând în special genurilor *Loxoconcha* şi *Hemicytheria*. Specia *Drobetiella miriabilis* marchează prin apariţia sa generică baza Meoţeanului.

Nannofosilele calcaroase, dezvoltate discontinuu stratigrafic, se încadrează în Zonele *Discoaster calcaris* (NN 10) şi parţial în *Discoaster quinqueramus* (NN 11).

Ponţian (Odessian, Portaferrian, Bosphorian). Ponţianul debutează odată cu primele apariţii ale bivalvei *Congeria rumana* sau ale ostracodelor *Bakunella* div. sp. Limitele subetajelor Odessian-Portaferrian şi Potaferrian-Bosphorian sunt marcate de primele ocurenţe ale moluştelor *Congeria rhomboidea* şi respectiv *Lunadacna lunae/Pontalmyra constantinae*. Separarea mai multor zone de lamellibranchiate (fig.) a fost impusă de varietatea asociaţiilor, determinată de diversitatea mediului biotic.

Ostracodele oferă o riguroasă subdivizare a Ponţianului, prin apariţiile generice ale genurilor *Bacunella/Pontoniella* în baza Odessianului, *Paraloxoconcha/Pontoleberis* la începutul Portaferrianului, *Amplocypris/Cytherissa* în baza Bosphorianului.

Nannoplanctonul clacaros este rar întâlnit în depozitele ponţiene şi nesemnificativ pentru o riguroasă încadrare zonală.

Dacian (Geţian, Parscovian). Etajul debutează cu primele ocurenţe ale bivalvelor *Pachydacna socialis/Zamphiridacna orientalis* şi ale ostracodelor *Tuberocandona ornata/Candona nikolovi*, limita Geţian-Parscovian fiind marcată de primele apariţii ale moluştelor *Zamphiridacna zamphiri/Psilodon haueri* şi ale ostracodului *Euxinocythere gratiosa*. Conturarea mai multor zone de moluşte, caracteristice acestui etaj (fig.), a fost impusă de varietatea biofacială ale grupelor de organisme menţionate.

În Subcarpaţii Munteniei, pe o serie de profile necomentate în această lucrare, în depozitele dacian inferioare a fost identificată o asociaţie de nannoplancton cu *Discoaster pansus*, aparţinând Zonei *Amaurolithus tricorniculatus* (NN 12).

Romanian (Siensian, Pelendavian, Valahian). Debutul Romanianului corespunde primelor ocurenţe ale moluştelor *Jaskoa sturdze/Viviparus bifarcinatus*, iar limitele Siensian-Pelendavian şi Pelendavian-Valahian sunt marcate de primele apariţii ale bivalvei *Rugunio lenticularis* şi respectiv, ale speciilor de ostracode aparţinând genului *Limnocythere*. Întregul etaj poate fi caracterizat biostratigrafic pe baza asociaţiilor de moluşte (fig.), ostracodele fiind puternic legate de faciesuri, iar organismele planctonice lipsind în totalitate.

of *Congeria panticapea*. In the Meotian the following mollusc biozones were recognized: *Congeria motasi, Teisseyreomia subatava/Congeria homoplatoides, Dosinia maeotica* Zones in Oltenian and *Congeria panticapea, Dreissenomya rumana/Dreissnomya unionides, Congeria navicula* Zones in the Moldavain.

The ostracods are very well represented by species belonging to the genra *Loxoconcha, Hemicythere*, etc. Some of them (e.g. *Drobetinella miriabilis*) constitute marker species for the base of the Meotian stage.

Calcareous nannofossils, belonging to the *Discoaster calcaris* (NN 10) and *Discoaster quinqueramus* (NN 11) Zones, occur discontinuously in the Meotian deposits.

Pontian (Odessian, Portaferrian, Bosphorian). The Pontian deposits start biostratigraphically with the first occurrences of *Congeria rumana* (mollusc) and *Bakunella* div. sp. (ostracods). The boundaries Odessian-Portaferrian and Portaferrian-Bosphorian substages are marked by the first occurrences of the *Congeria rhomboidea* and *Lunadacna lunae/Pontalmyra constantinae* molluscs species respectively . The separation of the alternative mollusc zones (fig.) for the same stratigraphic interval was induced by the paleoenvironment.

The ostracods offer the most occurrence biostratigraphic zonation of the Pontian, because of the first occurrences of genera *Bacunella/Pontoniella* at the Odessian base, *Paraloxoconcha/Pontoleberis* between Odessian and Portaferrian, and *Amplocypris/Cytherissa* at the debut of Bosphorian.

The calcareous nannoplankton is very rare in the Pontian deposits; the recorded species are insignifiant without a biostratigraphic significance.

Dacian (Getian, Parscovian). The base of the Dacian stage is marked by the first occurrence of *Pachydacna socialis/Zamphiridacna orientalis* (molluscs), as well as the first appearance of *Tuberocandona ornata/Candona nikolovi* (ostracods). The Getian-Parscovian boundary is defined by the first occurrences of the marker species *Zamphiridacna zamphiri/Psilodon haueri* (bivalvs) or/and *Euxinocythere gratiosa* (ostracod). The local paleoenvironment features have determined the development of one or another marker species for one and the same stratigraphical interval (Fig.).

In the Muntenian Subcarpathians, in some sections, the Early Dacian deposits contain the nannfossils assemblages with *Discoaster pansus*, belonging to the *Amaurolithus tricorniculatus* (NN 12) Zone.

Romanian (Siensian, Pelendavian, Valahian). The base of this stage corresponds to the first occurrence of the *Jaskoa sturdze* and *Viviparus bifarcinatus* mollusc species. The Siensian-Pelendavian and Pelendavian-Valahian boundaries are marked by the first appear-

Institutul Geologic al României

În Subcarpaţii Munteniei, diversificarea conţinutului fosilifer neogen este strâns legată de paleomediul ariei de sedimentare. Astfel, depozitele predominant marine ale intervalului Aquitanian-Kossovian conţin în special foraminifere şi nannoplancton; sedimentele salmastre ale sarmaţianului abundă în moluşte şi ostracode, însoţite uneori de foraminifere şi nannoplancton; formaţiunile atribuite intervalului Meoţian-Romanian, depuse în medii progresiv dulcicole, conţin moluşte şi ostracode însoţite rareori de nannofosile, ale căror proveniență poate fi explicată numai prin admiterea unor scurte ingresiuni marine.

rance of *Rugunio lenticularis* (mollusc) and *Limnocythere genus* (ostracod) respectively.

The substages of the Romanian stage could be biostratigraphically characterized by molluscs. The other fossil groups are strongly connected to the paleoenvironment (e.g. Ostracoda) or are abesnt (Foraminifera and calcareous nannoplankton).

In the Muntenian Subcarpathians, the Neogene fossils contents are influenced by the paleoenvironment of the sedimetary area. Thus, predominant marine deposits of the Aquitanian-Kossovian time interval contain especially Foraminifera and calcareous nannoplankton; the Sarmatian brackish sedimetation is characterized by the endemic Foraminifera, Ostracoda and Mollusca assemblages and by cosmopolite nannofossils; beginning with the Late Sarmatian to the Romanian, the salinity of the basinal waters was progressively decreassing to fresh waters, establishing the occurrences of the endemic mollusc and ostracods, as well as the discontinuous stratigraphic distribution of the nannofossils.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 113–117, Bucureşti, 199

ASPECTE BIOSTRATIGRAFICE ALE SARMAŢIANULUI INFERIOR DIN ZONA SALCIA (JUDEŢUL PRAHOVA)
BIOSTRATIGRAPHICAL ASPECTS OF THE LOWER SARMATIAN IN SALCIA AREA (PRAHOVA COUNTY)

E. MUNTEANU. M.-T. MUNTEANU

Depozitele sarmaţian-inferioare (volhyniene) dintre satele Salcia şi Piatra Mică (flancul intern al Avanfosei Carpatice) apar pe văile Vizuina, Coasele, Oancea, Izvorul Păcurii (anticlinalul Salcia) precum şi pe văile Salcia şi Rotăria (anticlinalul Apostolache - Buda - Crăciuneşti).

Cercetări geologice în această zonă au fost intreprinse de către Preda (1925), Krejci - Gräf şi Wenz (1931), Joja (1940), Iorgulescu (1953), Nicolescu (1963, 1964), Andreescu (in Papp et al., 1974), Motaş et al. (1976), Papaianopol (1992).

Pe baza conţinutului de moluşte şi foraminifere, am separat Volhynianul inferior şi Volhynianul superior în ambele anticlinale (fig. 1, 2) .

Vohynianul inferior

Litostratigrafic, depozitele volhynian-inferioare ale Depresiunii Valahe au fost atribuite "Orizontului marnelor inferioare" (Olteanu, 1951), "Complexului inferior, S_1" (Iorgulescu, 1953), "Stratelor cu Anomalinoides" (Andreescu, in Papp et al, 1974) şi "Formaţiunii de Tătaru, Membrul Dara" (partea inferioară; Papaianopol, 1992).

Depozitele volhynian-inferioare sunt predominant pelitice: argile calcaroase gri-deschis şi argile siltice, având grosimi între 10–90 m. Două intercalaţii de gips (5 şi respectiv 1 m grosime) au fost identificate în partea superioară a acestor depozite din valea Vizuinei. Intercalaţiile corespund celor cunoscute din valea Oancei, care sunt fosilifere (Joja, 1970; Nicolescu, 1963, 1964; Papaianopol, 1992).

Este de menţionat că, pe valea Salciei, au fost remarcate intercalaţii decimetrice de argile bentonitice şi o intercalaţie de tuf (1 m grosime).

Limita Badenian - Sarmaţian, observată pe valea Vizuinii, corespunde înlocuirii faunei marine din argilele kossoviene verzui-cenuşii şi reprezentată prin: *Velapertina indigena* (LUCZK.), *V. luczkowskae* POPESCU, *Globigerina tarchanensis* (SUBB. & CHIT.), *Spirialis hospes* (ROLLE), cu o faună salmastră caracterizată prin dezvoltarea excesivă a speciei *Lobatula dividens* (LUCZK.).

De pe valea Vizuinei a fost colectată o faună bogată

The Lower Sarmatian (Volhynian) deposits between Salcia and Piatra Mică villages (inner flank of the Carpathian Foredeep) occur in Vizuina, Coasle, Oancea, Izvorul Păcurii Valleys (Salcia Anticline) as well as in Salcia and Rotăria Valleys (Apostolache-Buda-Crăciuneşti Anticline).

The geological researches in this area were carried out by Preda (1925), Krejci-Gräf & Wenz (1931), Joja (1940), Iorgulescu (1953), Nicolescu (1963, 1964), Andreescu (in Papp et al., 1974), Motaş et al. (1976), Papaianopol (1992).

Based on the molluscan and foraminiferal content, we have separated Lower Volhynian and Upper Volhynian in both anticlines (Figs. 1,2).

Lower Volhynian

Lithostratigraphically, the Lower Volhynian deposits of the Wallachian Depression have been assigned to the "Lower Marls Horizon" (Olteanu, 1951), to the "Lower Complex, S_1" (Iorgulescu, 1953), to the "Anomalinoides Beds" (Andreescu, in Papp et al., 1974) and to the "Tătaru Formation, Dara Member" (its lower part; Papaianopol, 1992).

The Lower Volhynian deposits are dominantly pelitic: light grey calcareous clays and silty clays, having thickness beteen 10 and 90 m. Two gypsiferous intercalations (5 and 1 m in thickness, respectively were identified in the upper part of these deposits in the Vizuina Valley. The intercalations correspond to the ones known in the Oancea Valley, which are fossiliferous (Joja, 1940; Nicolescu, 1963, 1964; Papaianopol, 1992).

It is to mention that, in the salcia Valley, decimetric intercalations of bentonic clays and a tuff intercalation (1 m in thickness) have been remarked.

The Badenian-Sarmatian boundary, observed in the Vizuina Valley, corresponds to the replacement of the normal salinity fauna from Kossovian green-grey clays represented by: *Velapertina indigena* (LUCZK.), *V. luczkowskae* POPESCU, *Globigerina tarchanensis* (SUBB. & CHIT.), *Spirialis hospes* (ROLLE), by the brackish one with the explosive occurrence of the species *Lobatula dividens* (LUCZK.).

Institutul Geologic al României

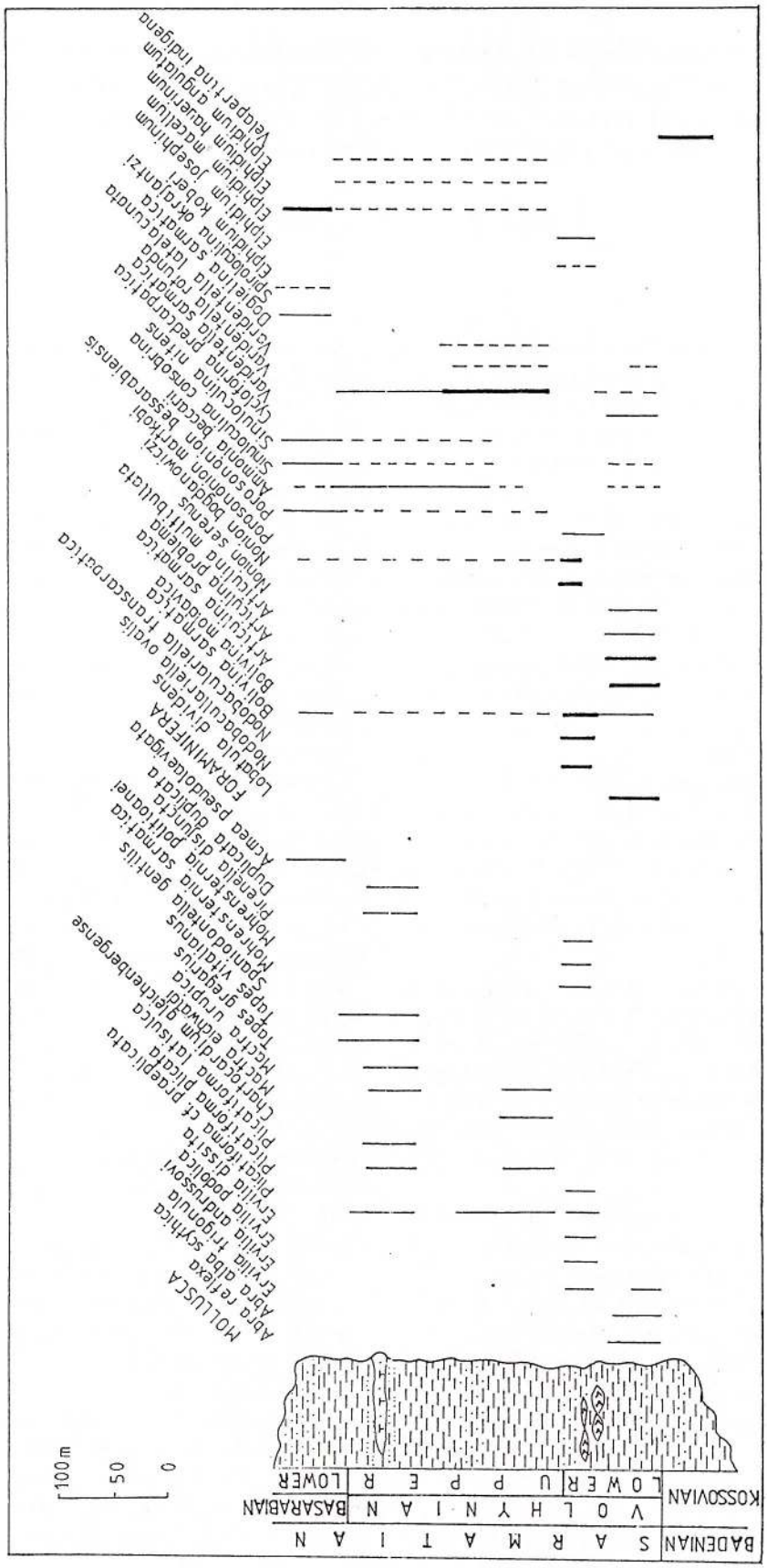


Fig. 1. Main molluscan and foraminiferal taxa distribution in Volhynian deposits from Salcia Anticline

Institutul Geologic al României

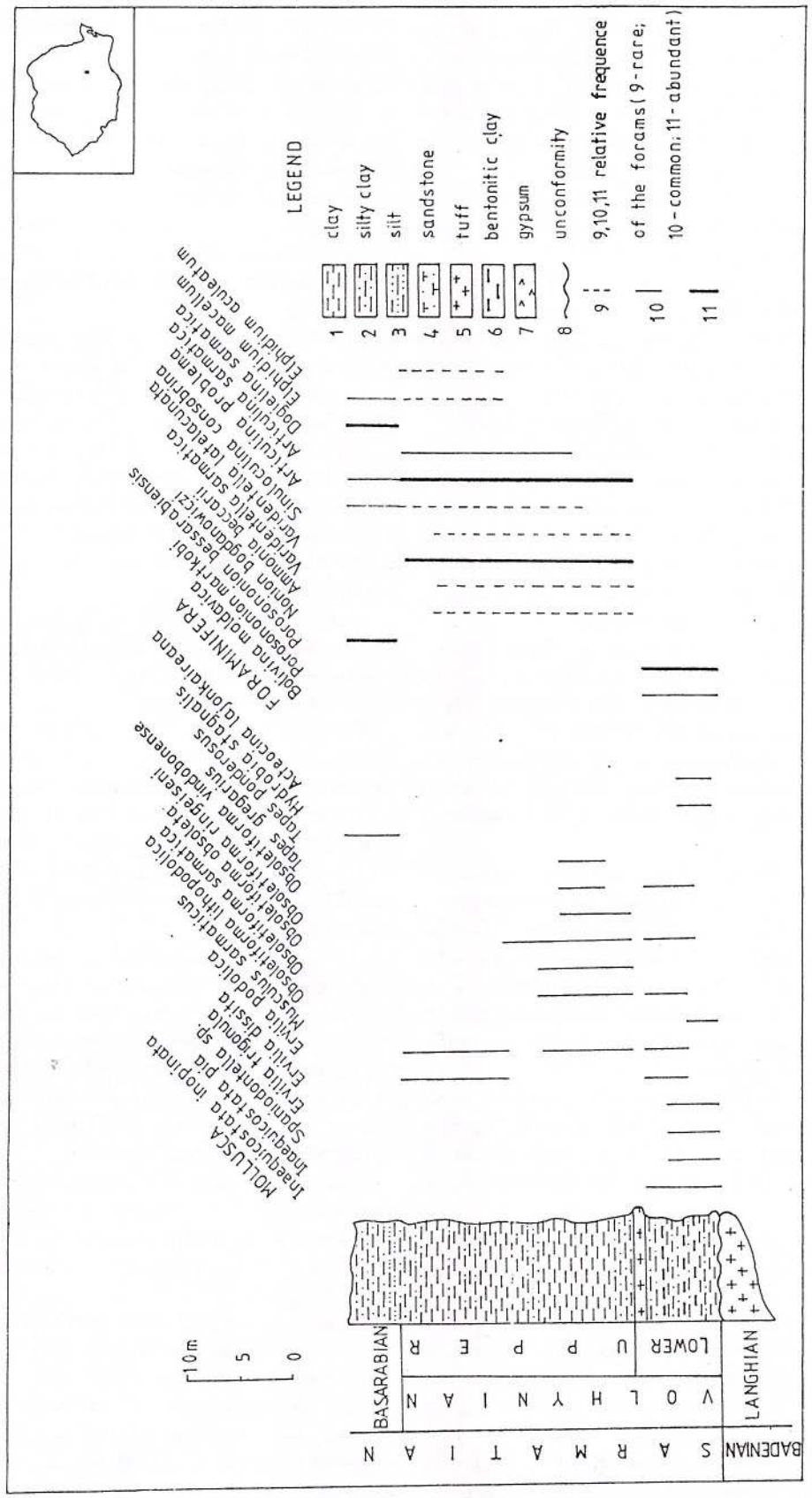


Fig. 2. Main molluscan and foraminiferal taxa distribution in Volhynian deposits from Apostolache-Buda-Crăciunești Anticline

Institutul Geologic al României

Volhynian - inferioară: *Abra reflexa* (*Eich.*), *A. alba scythica* (SOK.), *Ervilia trigonula* (SOK.), *Pseudamnicola* sp., *Lobatula dividens*, *Articulina multibullata* LUCZK., *A. sarmatica* (KARR.), *A. problema* BOGD., *Bolivina moldavica* DIDK., *Varidentella rotunda* (GERKE), *Cycloforina predcarpatica* (SER.), *C. stomata* LUCZK., *ostracode and bryozoa.*

Trebuie semnalată şi dezvoltarea exuberantă a speciilor *Bolivina sarmatica* DIDK. şi *B. nisporenica* DIDK. în văile Izvorul Păcurii şi Oancei.

Fauna inclusă în gipsul fosilifer de pe valea Oancei este de vârstă volhynian - inferioară şi conţine moluşte şi foraminifere. Cei mai caracteristici taxoni sunt: *Ervilia trigonula*, *Plicatiforma* cf. *praeplicata* (HILB.), *Spaniodontella gentilis* (EICHW.), *Mohrensternia sarmatica* FRIEDB., *M. poliţioanei* JEK., *Elphidium crispum* (L.), *E. josephinum* (d'ORB.), *E. koberi* TOLL., *Nodobaculariella ovalis* VENGL., *N. transcarpatica* VENGL., *Lobatula dividens.*

În anticlinalul Apostolache - Buda - Crăciuneşti, sedimentarea sarmaţiană, începută prin 0,5 m de gresii grosiere galben-roşietice cu material cărbunos, se dispun discordant peste tufurile langhiene.

Argilele care acoperă aceste gresii conţin: *Inaequicostata inopinata* (GRISH.), *I. pia* (ZHIZH.), *Ervilia dissita* (EICHW.), *E. trigonula*, *Obsoletiforma obsoleta* (EICHW.), *O. lithopodolica* (DUB.), *Musculus sarmaticus* GAT., *Spaniodontella* sp., *Hydrobia stagnalis* (BAST.), *Porosononion martkobi* (BOGD.), *Bolivina moldavica*, *Elphidium macellum* (F. & M.), ostracode şi otolite.

Asociaţiile de moluşte şi foraminifere identificate au indicat prezenţa zonei *Abra reflexa* (ANDREESCU, 1981), a zonelor *Inaequicostata inopinata*, *Mohrenstermia* div. sp., *Cibicides lobatus* (Ionesi et al., 1995) şi a zonei *Lobatula dividens* (= *Cibicides lobatus* W. & J.) (Popescu, 1995), corespunzând Volhynianului inferior (= Burdigalian superior, după Ionesi et al., 1995).

Volhynianul superior

În Depresiunea Valahă, depozitele volhynian superioare au fost atribuite "Stratelor de Şipoţelu" (partea lor inferioară; Andreescu, 1972) şi "Formaţiunii de Tătaru, Membrul Dara" (partea lui mijlocie, Papaianopol, 1992).

Aceste depozite (22 – 200 m grosime) sunt reprezentate prin argile stratificate sau masive gri-albăstrui, argile siltice, silturi şi gresii.

Conţinutul faunistic al argilelor de pe văile Oancea şi Coasele este constituit din: *Ervilia dissita*, *E. andrussovi* KOLES,, *Obsoletiforma obsoleta*, *Plicatiforma plicata* (EICHW.), *Chartocardium gleichenbergense* (PAPP), *Pseudamnicola producta* JEK., *Hydrobia stagnalis*, *Varidentella sarmatica* (KARR.), *V. latelacunata* (VENGL.), *Sinuloculina consobrina* (d'ORB), *S. nitens* (REUSS), *Elphidium angulatum* (EGGER),

A rich Lower Volhynian fauna was collected in the Vizuina Valley: *Abra reflexa* (EICH.), *A. alba scythica* (SOK.), *Ervilia trigonula* (SOK.), *Pseudamnicola* sp., *Lobatula dividens*, *Articulina multibullata* LUCZK., *A. sarmatica* (KARR.), *A. problema* BOGD., *Bolivina moldavica* DIDK., *Varidentella rotunda* (GERKE), *Cycloforina predcarpatica* (SER.), *C. stomata* LUCZK., *ostracods* and *bryozoa.*

It should be also pointed out the exuberant occurrence of the species *Bolivina sarmatica* DIDK. and *B. nisporenica* DIDK. in Izvorul Păcurii and Oancea Valleys.

The fauna included in the fossiliferous gypsum from the Oancea Valley is Lower Volhynian in age and contains molluscs and foraminifera. The most characteristic taxa are: *Ervilia trigonula*, *Plicatiforma* cf. *praeplicata* (HILB.), *Spaniodontella gentilis* (EICHW.), *Mohrensternia sarmatica* FRIEDB., *M. poliţioanei* JEK., *Elphidium crispum* (L.), *E. josephinum* (d'ORB.), *E. koberi* TOLL., *Nodobacullariella ovalis* VENGL., *N. transcarpatica* VENGL., *Lobatula dividens.*

In the Apostolache-Buda-Crăciuneşti Anticline, Sarmatian sedimentation, begun by 0.5 m yelow-reddish coarse sandstones with coaly material, unconformably overlies the Langhian tuffs.

The clays overlying these sandstones contain: *Inaequicostata inopinata* (GRISH.), *I. pia* (ZHIZH.), *Ervilia dissita* (EICHW.), *E. trigonula*, *Obsoletiforma obsoleta* (EICHW.), *O. lithopodolica* (DUB.), *Musculus sarmaticus* GAT., *Spaniodontella* sp., *Hydrobia stagnalis* (BAST.), *Porosononion martkobi* (BOGD.), *Bolivina moldavica*, *Elphidium macellum* (F. & M.), ostracods and otoliths.

The identified molluscan and foraminiferal associations indicated the presence of *Abra reflexa* zone (Andreescu, 1981), *Inaequicostata inopinata*, *Mohrenstermia* div. sp., *Cibicides lobatus* zone (Ionesi et al., 1995) şi a zonei *Lobatula dividens* (= *Cibicides lobatus* W. & J.) (Popescu, 1995), corresponding to the Lower Volhynian (= Upper Buglovian, after Ionesi et al., 1995).

Upper Volhynian

In the Wallachian Depression, the Upper Volhynian deposits have been assigned to the "Sipoţelu Beds" (the lower part; Andreescu, 1972) and to the "Tătaru Formation, Dara Member" (its middle part; Papaianopol, 1992).

These deposits (22–200 m in thickness) are represented by stratified or massive grey-bluish clays, silty clays, silts and sandstones.

The faunal content of the clays in Oancea and Coasele Valleys is constituted of: *Ervilia dissita*, *E. andrussovi* KOLES,, *Osoletiforma obsoleta*, *Plicatiforma plicata* (EICHW.), *Chartocardium gleichenbergense* (PAPP), *Pseudamnicola producta* JEK., *Hydro-*

Institutul Geologic al României

E. hauerinum (d'ORB.), *E. macellum*, *Ammonia beccarii* (L.), *Bolivina sarmatica*, *Affinetrina* sp.

Silturile şi gresile colectate de pe valea Oancei conţin o faună diversificată aparţinând următoarelor genuri: *Mactra* , *Tapes*, *Donax*, *Ervilia*, *Pirinella*, *Duplicata*, *Callistoma*, *Ammonia*, *Varidentella*, *Sinuloculina*, *Elphidium* etc.

Speciile: *Plicatiforma plicata*, *Mactra eichwaldi* (LASK.) şi *Chardocardium gleichenbergense* indică Volhynianul superior (zona *Plicatiforma plicata* – *Mactra eichwaldi*, Kojumdgieva et al., 1988).

Pe valea Salciei, la Piatra Mică, peste tuful de la limita Volhynian inferior – Volhynian superior, argilele siltice sunt caracterizate prin: *Obsoletiforma obsoleta*, *O. ringeiseni* (JEK.), *O. lithopodolica*, *O. sarmatica* (BARB.), *Tapes* sp., *Varidentella sarmatica*, *V. latelacunata*, *Cycloforina stomata* LUCZK., *Ammonia beccarii*, *Simuloculina consobrina*, *Articulina problema*, *A. sarmatica*, *Elphidium macellum*, *E. aculeatum* d'ORB. Specia *Osoletiforma ringeiseni*, dispariţia speciei *Inaequicostata inopinata* şi dezvoltarea explozivă a taxonilor: *Varidentella sarmatica*, *Articulina problema*, *A. sarmatica* recomandă vârsta volhynian inferioară (zona *Varidentella sarmatica*, Luczkowska, 1974).

Limita Volhynian - Basarabian este marcată de apariţia taxonilor basarabieni: *Tapes ponderosus* (d'ORB.) şi *Dogielina sarmatica* BOGD. & VOLOSH.

În concluzie, depozitele sarmaţianului inferior (Volhynian), predominant pelitice, au fost identificate în anticlinalele Salcia şi Apostolache - Buda - Crăciuneşti. Pe harta geologică a României, scara 1:50.000, foaia Călugăreni (Ceptura) (Motaş et al., 1976), depozitele basarabiene şi chersoniene au fost observate în secţiunea Salcia, iar cele volhyniene au fost numai presupuse.

bia stagnalis, *Varidentella sarmatica* (KARR.), *V. latelacunata* (VENGL.), *Sinuloculina consobrina* (d'ORB), *S. nitens* (REUSS), *Elphidium angulatum* (EGGER), *E. hauerinum* (d'ORB.), *E. macellum*, *Ammonia beccarii* (L.), *Bolivina sarmatica*, *Affinetrina* sp.

Silts and sandstones collected in the Oancea Valley contain a diversified fauna pertaining to the following genera: *Mactra* , *Tapes*, *Donax*, *Ervilia*, *Pirinella*, *Duplicata*, *Callistoma*, *Ammonia*, *Varidentella*, *Sinuloculina*, *Elphidium* etc.

The species: *Plicatiformis plicata*, *Mactra eichwaldi* (LASK.) and *Chartocardium gleichenbergense* are indicators of the Upper Volhynian (*Plicatiforma plicata* – *Mactra eichwaldi* zone, Kojumdgieva et al., 1988).

In the Salcia Valley, at Piatra Mică, above the tuff at the Lower Volhynian–Upper Volhynian boundary, the silty clays are characterized by: *Obsoletiforma obsoleta*, *O. ringeiseni* (JEK.), *O. lithopodolica*, *O. sarmatica* (BARB.), *Tapes* sp., *Varidentella sarmatica*, *V. latelacunata*, *Cycloforina stomata* LUCZK., *Ammonia beccarii*, *Simuloculina consobrina*, *Articulina problema*, *A. sarmatica*, *Elphidium macellum*, *E. aculeatum* d'ORB. Specia *Obsoletiforma ringeiseni*, dissapearance of *Inaequicostata inopinata* and explosive occurrence of the taxa: *Varidentella sarmatica*, *Articulina problema*, *A. sarmatica* recommend Upper Volhynian age (*Varidentella sarmatica* Zone, Luczkowska, 1974).

The Volhynian-Basarabian boundary is marked by the appearance of the Basarabian taxa: *Tapes ponderosus* (d'ORB.) şi *Dogielina sarmatica* BOGD. & VOLOSH.

In conclusion, the Lower Sarmatian (Volhynian) deposits, predominantly pelitic, were identified in Salcia and Apostolache-Buda-Crăciuneşti anticlines. On the Geological Map of Romania, scale 1:50,000, Călugăreni (Ceptura) sheet (Motaş et al., 1976), Basarabian and Kersonian deposits have been noticed in Salcia section, but the Volhynian ones been only supposed.

Selected References

Andreescu, I. (1972) Faciostratotipul Malvensianului din zona de curbură a Carpaţilor Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4 (1971), p. 157–176, Bucureşti.

— **(1981)** Middle-Upper Neogene and Early Quaternary Chronostratigraphy from the Dacian Basin and Correlations with the Neighbouring Areas. VII-th Int. Cong. Medit. Neog. Athens (1979), *An. Géol. Pays Hellén.* t. Iv, p. 129–138, Athens.

Ionesi, L., Ionesi, B., Brânzilă, M., Trelea, N., Stefan, P., Ionesi, V. (1995) Sarmatian of the Moldavian Platform. *Rom. J. Stratigraphy*, 76, suppl. 2, 36 p., Bucureşti.

Papaianopol, I. (1992) Studiul stratigrafic al Neogenului din molasa pericarpatică (sectorul dintre valea Cricovului Sărat şi valea Nişcovului). Rez. tezei de doctorat, 26 p., Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi.

Popescu, Gh. (1995) Contribution to the Knowledge of the Sarmatian Foraminifera of Romania. *Rom. J. Paleontology*, 76, p. 85–98, Bucureşti.

Preda, M.D. (1925) Geologia şi tectonica părţii de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol.*, X, 1921–1924, p. 1–82, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 118–119, Bucureşti, 1998

STUDIUL GENETIC AL VULCANOCLASTITELOR DIN ROMÂNIA. STUDIUL DEPOZITELOR VULCANOCLASTICE NEOGENE DIN LANŢUL ERUPTIV CĂLIMANI-GURGHIU-HARGHITA (Munţii Călimani şi Gurghiu de Nord)

GENETIC STUDY OF VOLCANICLASTICS IN ROMANIA. STUDY OF NEOGENE VOLCANICLASTIC DEPOSITS IN THE CĂLIMANI–GURGHIU–HARGHITA VOLCANIC CHAIN (Călimani and northern Gurghiu Mts.)

A. SZAKACS, I. SEGHEDI, C. COSTEA

Cercetările efectuate, în continuarea celor din anii trecuţi, au condus la obţinerea unei viziuni coerente şi detaliate privind desfăşurarea vulcanismului neogen pe teritoriul munţilor Călimani şi nordul munţilor Gurghiu. Au fost definite şi sistematizate principalele formaţiuni vulcanoclastice din regiune care înregistrează o bună parte a activităţii vulcanice: (1) Depozitul de avalanşă de debrite de Rusca-Tihu (DADRT), (2) Formaţiunea vulcanoclastică de Rusca-Tihu (FVRT), (3) Epiclastitele de Neagra (EN) şi (4) Formaţiunea vulcanoclastică de Fâncel-Lăpuşna (FVFL). Sunt descrise în detaliu FVRT şi EN.

FVRT reprezintă produse, preponderent de compoziţia andezitelor bazaltice, ale vulcanului Rusca-Tihu, distribuite preferenţial la vest şi sud de edificiul vulcanic. Formaţiunea acoperă DADRT şi este, la rândul său, acoperit de EN sau FVFL. Din punct de vedere litologic, este reprezentat printr-o mare varietate de tipuri genetice de vulcanoclastite (depozite piroclastice de cădere magmatică şi freatomagmatică, depozite de curgere piroclastică de tip curgere de blocuri şi cenuşă şi de tip curgere de poncii şi cenuşă, depozite de curgeri de debrite şi depozite epiclastice), precum şi de produse efuzive (interclaţii de lavă) şi echivalentele lor vulcanoclastice generate prin fragmentare ne-explozivă (brecii şi "tufuri" hialoclastice, în asociere cu depozite secundare de curgere de debrite hialoclastice). Aceste litologii denotă o activitate vulcanică mixtă, efuzivă şi explozivă, desfăşurată într-un mediu parţial subaerian, parţial subacvatic, cu depunerea materialului rezultat preponderent în mediu subacvatic.

Studiul materialului fin din compoziţia FVRT cu ajutorul microscopiei electronice confirmă caracterul freatomagmatic al unei bune părţi din depozitele vulcanoclastice (evidenţa răcirii bruşte a sticlei vulcanice, vezicularitatea în general redusă a acesteia), ca şi mediul subacvatic de depunere (coroziunea cristalo-

The current research, performed in the extension of work during previous years, resulted in a coherent and detailed view concerning the volcanic history of Călimani Mts. and the northern part of Gurghiu Mts. Four principal volcaniclastic formations that record most of the volcanic activity in the study area have been identified and defined: (1) Rusca-Tihu Debris Avalanche Deposit (RTDAD), (2) Rusca-Tihu Volcaniclastic Formation (RTVF), (3) Neagra Epiclastics (NE), and (4) Fâncel-Lăpuşna Volcaniclastic Formation (FLVF). RTVF and NE are described in detail here. RTDAD and FLVF were presented in a report in the previous year.

RTVF consists of the products of the Rusca-Tihu composite volcano located in the northern Călimani, mostly of basaltic andesite composition, that have been distributed preferentially westwards and southwards from the volcanic edifice. It covers RTDAD and, in turn, is overline by NE or FLVF.

RTVF displays a complex sequence of lithologies including a wide array of genetic types of volcaniclastic deposits (magmatic and phreatomagmatic pyroclastic fall deposits, pyroclastic flow deposits such as block-and-ash flow and pumice-and-ash flow deposits, debris flow deposits and epiclastics), as well as effusive products (lava flows and their volcaniclastic counterparts, such as hyaloclastic breccias and "tuffs" and related hyaloclastic debris flow deposits, resulted from non-explosive fragmentation of lava and subsequent redistribution of the resulted lava debris in subaqueous environment). These lithologies suggest alternating explosive and effusive volcanic activity developed in partially subaerial and partially subaqueous environment with deposition of the resulted volcaniclastic products mostly in subaqueous (lacustrine) environment.

Scanning electron microscopic study of the fine fraction in the primary pyroclstics of RTVF confirmed the phreato-magmatic origin of part of the fall deposits

Institutul Geologic al României

clastelor şi depuneri diagenetice de minerale secundare).

Vârsta FVRT se plasează între 8 şi 7,4 Ma.

Datele petrochimice prezentate arată clar înrudirea materialului vulcanoclastic al FVRT cu lavele din compoziţia edificiului vulcanic Rusca-Tihu, cu lavele periferice ale acestuia, precum şi cu blocurile din compoziţia DADRT, provenit din aceeaşi sursă.

Studiul a permis şi estimarea volumului FVRT (cca. 110 km^3) precum şi al întregului edificiu Rusca-Tihu împreună cu produsele sale (cca. 280 km^3) ceea ce îl plasează în rândul marilor stratovulcani de pe glob.

Epiclastitele de Neagra, cu o răspândire limitată, se caracterizează prin alcătuirea lor exclusiv din material sedimentar erodat şi remaniat, în care participă, pe lângă litoclaste polimictice de roci vulcanice, şi o importantă componentă terigenă. Ele pot fi interpretate ca depozite fluviale de inundaţie.

Reconstituirea evoluţiei proceselor de sedimentare vulcanoclastică într-o zonă (zona văii Mureşului şi afluenţilor săi) situată între două arii vulcanice sursa (Călimani şi nordul Gurghiului) active parţial contemporan, parţial succesiv, a permis, prin folosirea şi a datelor de vârstă K-Ar, obţinerea unei imagini detaliate a desfăşurării fenomenelor vulcanice în regiune.

Se propune continuarea cercetărilor de acest tip pe linia extinderii lor şi în alte arii ale eruptivului neogen din Carpaţii Orientali, şi aprofundarea investigaţiei prin studiul sedimentologic şi vulcanologic de detaliu al formaţiunilor vulcanoclsatice definite în aria cercetată.

by evidence of rapid quench-fragmentation and overall low vesicularity of volcanic glass fragments, as well as subaqueous deposition (corrosion of cristaloclasts and diagenetic deposition of secondary minerals).

The age of RTVF was estimated at 8-7.4 Ma on grounds of K-Ar dating.

Petrochemistry of lithoclasts in RTVF showed a close similarity with lavas in the main Rusca-Tihu composite cone, with its peripheral lavas, as well as with blocks and megablocks of RTDAD originating from the same source.

Volume estimation of RTVF (ca. 110 km^3), as well as of the whole volcanic edifice including its large volcaniclastic apron (280 km^3), places Rusca-Tihu volcano among the large stratovolcanoes of the world.

Neagra epiclastics, displaying a limited occurence area and reduced thickness, consist of variably rounded pebble and cobble material in which non-volcanic detritic material mix with eroded andesitic component. They are slightly bedded and can be interpreted as being of fluvial and/or flood flow origin.

Reconstruction of volcaniclastic sedimentary processes in a region (the Mureş valley and its tributaries) located between two important volcanic source areas (Călimani and northern Gurghiu) with partly coeval and partly succesive activity, has allowed, with help of K-Ar datings, obtaining a detailed picture concerning the evolution of volcanic activity in the study area.

Continuation of similar research of volcaniclastic sequences in other parts of the East Carpathian Neogene volcanic arc is proposed.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 120–122, Bucureşti, 1998

PETROGENEZA MAGMATITELOR ALCALIN/SUBALCALIN JURASICE DIN PÂNZA "FLIŞULUI NEGRU" – MARAMUREŞ
PETROGENESIS OF THE JURASSIC ALKALI-SUBALKALI MAGMATITES IN THE "BLACK FLYSCH" NAPPE – MARAMUREŞ

Doina RUSSO-SĂNDULESCU, Maria STOIAN, Aurora ILINCA

Pânza "Flişului Negru" face parte din grupul Dacidelor externe - pânze de vârstă cretacică - ocupând în cadrul acestora o poziţie mai internă faţă de cunoscuta pânză de Ceahlău (Săndulescu, 1985). La alcătuirea acestei pânze participă mai mulţi solzi a căror particularitate constă în păstrarea unor complexe vulcanice bazice la partea inferioară, sub formaţiunile sedimentare cu succesiuni litostratigrafice şi caractere diferite de la un solz la altul. În sensul poziţiei lor primare, de la interior spre exterior, solzii din pânza Flişului Negru sunt după Săndulescu (1985): 1. Obnuj-Vârtop; 2. Farcău; 3. Mihailec-Paulic; 4. Budescu; 5. Rica I-Socalău; 6. Rica II; 7. Ştevioara.

Studiul geochimic al complexelor magmatice jurasice (J_{1-2} până la Tithonic - vârstă stabilită exclusiv paleontologic) abordat în solzii externi - Ştevioara, Rica I şi Mihailec-Paulic - a relevat o serie de caracteristici generale de clan precum şi unele specifice fiecărui solz în parte. Trebuie subliniat faptul că datorită fragmentărilor tectonice şi eroziunii este posibil ca suita de magmatite jurasice să fie astăzi reprezentată incomplet faţă de timpul relativ lung de manifestare a vulcanismului, dar pentru toate subunităţile menţionate într-un cadru geotectonic general de rift intracontinental, aşa cum apare pe diagramele de discriminare (Russo-Săndulescu şi Bratosin, 1985).

Complexele din baza solzilor sunt reprezentate în mare parte prin curgeri de bazalte, uneori cu structuri de pillow-lava, variate tipuri de tufuri lapillice sau hialoclastice şi mai rar silluri şi dyke-uri asocierile cu formaţiunile sedimentare calcaroase "stromatite" se întâlnesc în multe din subunităţile tectonice studiate. Un alt aspect general al formaţiunilor vulcanice din pânza Flişului Negru este dat de prezenţa fenomenelor de metamorfism hidrotermal de tip Fund oceanic cu un ansamblu mineral tipic - albit, clorit, pumpelyit, ± prehnit, ± zeoliţi, ± epidot, ± calcit - care nu a fost obliterat de metamorfismul incipient de presiune ridicată, observat în apropierea planelor de pânză şi dintre solzi, prin blasteza "amfibolilor albaştri" cu chimism de riebeckit şi chiar ferro-glaucophan, ± stilpnomelan.

Elementele majore, elementele urmă şi REE din subunităţile vulcanice studiate au scos în evidenţă pe

The "Black Flysch" Nappe belongs to the Outer Dacides, of Cretaceous age, and occupies an inner position in comparison with the well-known Ceahlău Nappe (Săndulescu, 1985). This nappe is constituted by several scales characterized by the preservation of basic volcanic complexes at the bottom, under the sedimentary formations with lithostratigraphic successions and features that differ from one scale to another. According to their primary position, from inside to outside, the scales of the "Black Flysch" are (according to Săndulescu, 1985), as follows: 1. Obnuj-Vârtop; 2. Farcău; 3. Mihailec-Paulic; 4. Budescu; 5. Rica I-Socalău; 6. Rica II; 7. Ştevioara.

The geochemical study of the Jurassic magmatic complexes (J_{1-2} up to Tithonian - an age established exclusively on palentologic criteria) effectuated in the outer scales - Ştevioara, Rica I, Rica II and Mihailec-Paulic - rendered evident several general "group" features as well as features specific to each scale. It is to note that due to the tectonic fragmentation and erosion it is possible that the Jurassic magmatic suite might be nowadays represented incompletely as against the relatively long time of volcanic manifestation, but for all subunits mentioned in a general continental rift geotectonic settings as is shown on the discrimination diagrams (Russo-Săndulescu and Bratosin, 1985).

The complexes in the base of the scales are represented mostly by basalt flows, locally with pillow-lava structures, various types of lapilli or hyaloclastic tuffs and more seldom sills and dykes related to the "stromatite" calcareous sedimentary formations are found in many of the studied tectonic subunits. Another general aspect of the volcanic formations in the "Black Flysch" Nappe is represented by the presence of the phenomena of "ocean floor" hydrothermal metamorphism with a typical mineral assemblage - albite, chlorite, pumpelyite, ± prehnite, ± zeolites, ± epidote, ± calcite - that has not been obliterated by the high presure incipient metamorphism noticed nearby the nappe planes and between scales, by the "blue amphiboles" blastesis with riebeckite or even ferro-glaucophane, ± stilpnomelane chemistry.

Institutul Geologic al României

163593
BIBLIOTECA

de o parte o diversitate compoziţională a magmelor parentale – cu caractere tholeiitice, tranziţionale, sau tipic alcaline - şi pe de alta prezenţa unor mase bazaltice sau a diferenţiatelor lor (roci cu structuri trahitoide) aparţinând la cel puţin două din tipurile menţionate în cadrul aceluiaşi solz. Au fost separate astfel trei serii magmatice: a) "low-Ti" cu TiO_2<2%; b) "medium-Ti" cu TiO_2 între 2-2,80%; c) "high-Ti" cu TiO_2>2,8% (valorile maxime ating 4%).

Bazaltele parentale, posibil primare "medium-Ti" din solzul Paulic au mg# ridicat, între 0,65-0,71; Ni= 250-500 ppm; Cr= 550-1100 ppm; MgO>12%; $(La/Yb)_N$~4,60 şi în general aspecte geochimice tranziţionale. Structurile cel mai des întâlnite sunt microgranulele, fără fenocristale, bogate în clinopiroxeni. Bazaltele tholeiitice întâlnite în acelaşi solz sunt budinate în curgerile de bazalte tranziţionale, faţă de care se recunosc uşor prin apariţia fenocristalelor de clinopiroxen şi "conture" de olivină serpentinizată, dovedind fie o diferenţă de timp între erupţiile celor două tipuri de magme, fie procese de mixing între acestea.

Bazaltele cu caracterele cele mai alcaline sau diferenţiatele acestora se dezvoltă în solzii Rica I-Socalău şi Rica II. Lavele cu structuri spinifex de augit titanifer violaceu au mg# = 0,65-0,71; MgO= 9-13%; Ni= 115-340 ppm; Cr= 165-740 ppm şi $(La/Yb)_N$ = 16,98 date geochimice care sunt concordante cu magmele alcaline provenite printr-un grad scăzut de topire parţială a lherzolitelor cu granat.

Covarianţa unora din rapoartele de elemente incompatibile similare din cadrul fiecărei serii magmatice, de pildă Zr/Nb şi Y/Nb, sugerează că sursa posibilă pentru vulcanitele mafice din pânza "Flişului Negru" poate fi mai complexă, eventual un amestec între rezervoarele mantelice de tipul "enriched" şi slab "depleted".

Lavele trachibazaltice şi trachiandezitice din ferestrele Ştevioara şi Şuligu unde nu aflorează bazalte considerate primare, pot fi derivate din cele de tipul "medium-Ti" prin fracţionarea clinopiroxenului ± olivinei şi a plagioclazului, care apar ca faze fenocristaline. În schimb, corpurile doleritice cu structuri ofitice sau intergranulare cu fenocristaline de augit titanifer şi plagioclaz (alterat, nederteminabil), cu zone ce prezintă structuri de cumulate şi un chimism alcalin (tephritic sau chiar foiditic) pot fi derivate prin fracţionarea plagioclazului şi a augitului titanifer din magme basanitice "high-Ti", întâlnite doar ca lamine subţiri în calcarele stromatitice din solzul Rica II.

O primă tentativă de interpretare a contextului geotectonic în care a luat naştere magmatismul jurasic din pânza "Flişului Negru" este furnizată de aplicarea diagramelor de discriminare, care denotă naşterea acestora într-un regim de extensie continentală. Ştiut fiind

The major, trace and REE elements in the study volcanic subunits stressed out, on the one hand, a composition diversity of the parental magmas - with transitional or typical alkaline tholeiitic characters - and, on the other hand, the presence of basaltics masses or of their differentiates (trachytoid-structures rocks) belonging to at least two of the types mentioned within the same scale. Thus, three magmatic series have been separated: a) "low-Ti" with TiO_2<2%; b) "medium-Ti" with TiO_2 between 2-2.80%; c) "high-Ti" with TiO_2>2.8% (maximum values 4%).

The parental magmas, possibly primary "medium-Ti", in the Paulic scale, have a high mg# - 0.65-0.71; Ni= 250-500 ppm; Cr= 550-1100 ppm; MgO>12%; $(La/Yb)_N$ ~4.60 and show generally transition geochemical aspects. The most frequent structures are microgranular, without phenocrysts, rich in clinopyroxenes. The tholeiitic basalts found in the same scale are boudinated in the transition basalt flows from which they differ by the appearance of clinopyroxene phenocrysts and outlines of serpentinized olivine, proving either a time difference between the eruptions of the two magmas or mixing processes between them.

Most alkaline basalts or their differentiates are developed in the Rica I-Socalău and Rica II scales. The lavas with spinifex structures of violaceous titaniferous augite have mg#=0.65-0.71: MgO= 9-13%; Ni= 115-340 ppm; Cr= 165-740 ppm; $(La/Yb)_N$ = 16.98; these geochemical data are in agreement with the alkaline magmas coming from a low-grade partial melting of the garnet lherzolites.

The covariance of the ratios of incompatible elements similar within each magmatic series, e. g. Zr/Nb and Y/Nb, suggests that the possible source of the mafic volcanics in the "Black Flysch" Nappe can be more complex, possibly a mixture between the mantle reservoirs of "enriched" and poorly "depleted" type.

The trachybasaltic and trachyandesitic lavas in the Ştevioara and Şuligu windows, where the so-called primary basalts are cropping out, can derive from the "medium-Ti" type ones by the fractionation of clinopyroxene ± olivine and plagioclase which occur as phenocrystalline phases. On the other hand, the doleritic bodies with ophitic or intergranular structures with titaniferous augite and plagioclase (altered, nondetermined) phenocrysts, with zones that represent cumulate structures and alkaline chemistry (tephritic or even foidic) can be derived by the plagioclase and titaniferous augite fractionation from basanic "high-Ti" magmas, found only as thin laminas in the stromatitic limestones of the Rica II scale.

A first attempt of interpretation of the geotectonic setting within which the Jurassic magmatism occured in the "Black Flysch" Nappe is provided by the use of

Institutul Geologic al României

că sub continente grosimea litosferei poate impune un control al compoziţiei magmelor (Ellam, 1992) este posibil ca bazaltele studiate, cu carcatere geochimice diferite să reflecte gradul de subţiere litosferică extensională iniţial, aşa cum nu este exclusă nici contaminarea litosferică, cel puţin pentru o parte din magme; studiile ulterioare, izotopice şi pe întreg complexul vor aduce precizări.

the discrimination diagrams that point out the origin in a continental spreading regime. Taking into account that under the continents the lithosphere thickness can control the magma composition (Ellam, 1992) it is possible that the study basalts, with different geochemical features, might indicate the degree of extensional lithospheric thinning (McKenzie and Bickle, 1988) and therefore the time and space location as against the initial intracontinental "rift"; the lithospheric contamination, at least for some of the magmas, is not out of question. Subsequent isotopic studies in the whole complex will bring further evidence in this respect.

References

Ellam, R.M., (1992) Lithospheric thickness as a control an basalt geochemistry. *Geology* 20, p. 153 - 156.

McKenzie, D., Bickle, M. J., (1988) The volume and composition of generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29, p. 625 - 679.

Russo-Săndulescu D., Bratosin I., (1985) Caracteres et signification du complexe basique de la nappe du Flysh Noir (Monts du Maramureş, Carpathes Orientales). Proceeding reports of XIII Congress of KBGA, additionaly received reports, p. 112–115, Cracovia.

Săndulescu M., (1985) Contribution a la connaissance des nappes crétacees des monts du Maramureş (Carpathes Orientales). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/5, p. 83–96.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 123–126, Bucureşti, 1998

STUDIUL XENOLITELOR ŞI SEMNIFICAŢIA LOR ÎN GENEZA MAGMELOR CALCO-ALCALINE DIN ZONA SUBVULCANICĂ NEOGENĂ A CARPAŢILOR ORIENTALI
STUDY OF XENOLITHS – THEIR SIGNIFICANCE FOR THE GENESIS OF THE CALC-ALKALINE MAGMAS FROM THE EAST CARPATHIANS NEOGENE SUBVOLCANIC ZONE

Eugenia NIŢOI, Ştefan MARINCEA, Marian MUNTEANU

Introducere

În partea internă a Carpaţilor estici, în extremitatea nordică, magmatismul calco-alcalin intrusiv s-a manifestat în Pannonian-Pontian (8,5–11,7 Ma). Această zonă include Munţii Rodna şi Bârgău, unde numeroase intrusiuni de mică adâncime (riolite, dacite, andezite, microdiorite) străbat fie un fundament cristalin precambrian, fie unul sedimentar paleogen. Intrusiunile definesc două aliniamente paralele cu falia flişului transcarpatic. Cele mai multe corpuri intrusive conţin enclave. Patru mari grupe de enclave au fost întâlnite: magmatice, metamorfice, sedimentare netransformate şi monocristaline. La rândul ei, fiecare grupă a fost divizată în diferite categorii pe criterii petrografice şi mineralogice.

Enclave magmatice: homeogene şi enalogene. Mineralogia enclavelor magmatice homeogene constă în concentraţii glomeroporfirice (cu hornblende, piroxeni, biotite, feldspaţi) similare în compoziţie şi origine cu roca gazdă. Enclavele magmatice enalogene sunt roci cu caractere distincte faţă de roca gazdă. Ele pot fi andezite, bazalte sau microdiorite modificate în diferite grade de intensitate de către fenomene de recristalizare (influenţa rocii gazdă) şi care reprezintă primele episoade magmatice din zonă. Traversate de magmă, în drumul ei spre suprafaţă, ele devin enclave.

Enclave metamorfice (roci metamorfozate regional), preponderent peraluminoase, reprezintă fragmente de roci din fundamentul cristalin accidental încorporate în magmă. Compoziţia mineralogică a acestora este dominată de: hornblendă, feldspat, biotit, sillimanit, cordierit, spineli. În această categorie de enclave intră şi rocile sedimentare cu texturi şi structuri formate în urma unui metamorfism termal şi care conţin andradit şi wollastonit.

Enclavele sedimentare netransformate sunt roci aparţinând fundamentului sedimentar străbătut şi care nu au suferit în nici un fel influenţa rocii gazdă (cel mult fenomene de contact termic).

Majoritatea rocilor gazdă şi enclavelor magmatice conţin mineralele:

Introduction

In the northern extremity of the inner part of the East Carpathians, a calc-alkaline intrusive magmatism took place in Pannonian – Pontian (8.5–11.7 Ma, Z,. Pecskay et al., 1995). This area includes the Rodna and Bârgău Mountains where many shallow intrusions (rhyolites, rhyodacites, dacites, andesites, microdiorites) penetrated either a Precambrian metamorphic basement or a Paleogene one. The intrusions occur in two alignments parallel to the Transcarpathians Flysch Fault. Most of the intrusive bodies contain enclaves.

The enclaves. General presentation.

The studied enclaves could be separated in four comprehensive groups: igneous enclaves, metamorphic enclaves, sedimentary unaffected enclaves, and monocrystalline enclaves. Each group, in its turn, could be devided in categories, by petrographical and mineralogical criteria.

The igneous enclaves may be homeogeneous and enallogeneous (terminology of Lacroix, 1933). Homeogeneous enclaves consist of glomeroporphyric mineral assemblages similar to the host rock with respect to their composition and origin. The enallogeneous enclaves are rocks which differ from the host rocks by their features. They may be andesites, basalts or microdiorites, modified to various degrees by a host rock – induced recrystallization; these enclaves represent rocks of the earliest magmatic events in the area, pierced by the magmas of the younger generations which crushed and transported them to the upper levels.

The metamorphic enclaves represent either regionally metamorphosed rocks or sedimentary rocks thermally metamorphosed by the host magma. The enclaved regionally metamorphosed rocks may show a contact metamorphism superposed on the former one. The new parageneses added sillimanite, andalusite, cordierite and spinels to the older ones containing amphiboles, quartz, feldspars, biotite, garnet, staurolite. In the carbonatic sedimentary enclaves the contact

Institutul Geologic al României

Plagioclaz. Este mineralul omniprezent, maclat tip albit, zonat, alterat sau nu, cu un conţinut în An cuprins între 42–70%. Formează fie fenocristale euhedrale sau subhedrale, de 2–3 mm lungime, fie microlite de dimensiuni micronice, mai mult sau mai puţin idiomorfe. În unele enclave apar texturi mirmekitice bine evidenţiate la contactul dintre cristalele de plagioclaz şi un alt mineral al rocii. Alături de amfiboli, plagioclazul domină compoziţia modală a rocii.

Amfibol. Prezent în toate tipurile de roci (gazdă sau enclave) amfibolul a fost întâlnit sub patru varietăţi (tipuri):

– Tipul A este cel mai comun. Formează fenocristale euhedrale, de culoare brun verzuie, opacitizate sau nu marginal, de dimensiuni până la 1 cm. Este amfibolul format direct din magmă în primele ei faze de cristalizare. Compoziţia chimică îl plasează (după raportul $Al^{IV}/Mg/Mg + Fe^{2+}$) în câmpul ferroan-pargasitelor ($NaCaO_2Fe^{+2}AlSi_6Al_2O_{22}(OH)_2$). Caracteristicile mineralogice şi chimice sunt: SiO_2=39,82–43,86; Al_2O_3=11,81–15,53; MgO=11,68–15,26; CaO=9,63–11,94; Na_2O=1,66–2,47; Al^T=2,10–2,69; mg=0,75. A fost întâlnit şi în roca gazdă şi în enclave.

– Tipul B este o hornblendă poikilitică întâlnită numai în enclave şi care, spre deosebire de tipul A se formează în stadii mai târzii incluzând cristale idiomorfe de piroxen sau plagioclaz cristalizate anterior ei. Caracteristicile mineralogice şi chimice o plasează în câmpul ferroan–pargasit–tschermakit. Compoziţia chimică: SiO_2=45,26; Al_2O_3=11,91; MgO=17,15; CaO=11,31; Na_2O=1,92; K_2O=0,74; mg=0,89; Al^T=2,00.

– Tipul C este un magnesiohastingsit ($NaCaMg_4Fe^{3+}S_{16}Al_2O_{22}(OH)_2$) întâlnit numai în enclave. Culoare verde intensă, pleocroică. Textura şi habitusul cristalelor arată că acest tip s-a format prin reacţia dintre un clinopiroxen preexistent şi topitura magmatică într-un stadiu mai târziu al cristalizării. Caracteristicile chimice şi mineralogice sunt: SiO_2=45,71; Al_3O_3=9,70; MgO=12,95; CaO=10,93; Na_2O=1,47; K_2O=0,47; mg=0,69; Al^T=1,67.

– Tipul D este o hornblendă actinolitică, de culoare verde, fibroasă, în snopi şi care se formează la contactul dintre enclavă şi roca gazdă.

Piroxenii. Relaţiile texturale, caracterele mineralogice şi chimice separă piroxenii în două generaţii: fenocristale (generaţia I) şi cristale de generaţia a II-a. Fenocristalele sunt piroxeni formaţi direct din magmă – varietatea augit. Compoziţia chimică a acestora arată predominarea termenilor: En=43,143–44,962; Wo=44,068–46,059 şi Fs=12,75–8,979; mg=86,27. Augitul a fost întâlnit şi în enclave şi în roca gazdă. Piroxenii de generaţia a II-a sunt

metamorphism produced andradite and wollastonite.

The sedimentary unaffected enclaves are rocks from the penetrated sedimentary basement which have not been influenced by the host rock.

The igneous enclaves. The majority of the host rocks and the igneous enclaves are built up by the following minerals:

The plagioclase. It is omnipresent, albite–type twinned, zoned, altered or not, with an An - content of 42–70 %. It occurs either as euhedral–subhedral, 2–3 mm long crystals or as micronic, more or less idiomorphic microlithes. In certain enclaves, a well developed myrmekitic texture occur at the plagioclase contact with other minerals of the rock. The plagioclase shares with the amphibole the dominant position of the modal composition of the rock.

The amphibole is present in all the rock–types of the host–rocks and enclaves. Four amphibole–types were found:

– The A – type is the most common. It forms euhedral crystals, brown-greenish in colour, sometimes marginally opacitized, up to 1 cm in size. It is the amphibole formed in the first stages of magma crystallization. Its chemical composition plots in the ferroan pargasite field ($NaCaO_2Fe^{2+}AlSi_6Al_2O_{22}(OH)_2$) in the diagram ($Al^{IV}$ vs. $Mg/Mg+Fe^{2+}$). Its mineralogical and chemical characteristics are: SiO_2=39.82–43.86; Al_2O_3=11.81–15.53; MgO=11.68–15.26; CaO=9.63–11.94; Na_2O=1.66–2.47; Al=2.10–2.69; mg=0.75. It was found in host rocks and in enclaves as well.

– The B – type is a poikilitic hornblende found only in enclaves and which, unlike the A – type, has been formed in later stages and included earlier crystallized idiomorphic pyroxenes or plagioclases. Its mineralogical and chemical features place it in the ferroan pargasite – tschermakite field. Its chemical composition is: SiO_2=45.26; Al_2O_3=11.91; MgO=17.15; CaO=11.31; Na_2O=1.92; K_2O=0.74; mg=0.89; Al=2.00.

– The C – type is a magnesiohastingsite ($NaCaMg_4Fe^{3+}Si_{16}Al_2O_{22}(OH)_2$) found only in enclaves. Its colour is an intense, pleochroic green. The texture and the crystal habit indicate this type has formed by the reaction of a pre-existent pyroxene with the magma in a later stage of its crystallization. Its chemical composition is: SiO_2=45.71; Al_2O_3=9.70; MgO=12.95; CaO=10.93; Na_2O=1.47; K_2O=0.47; mg=0.69; Al=1.67.

– The D – type is an actinolitic hornblende, green, fibrous, grown in bundles at the contact of the enclave with the host rock.

The pyroxenes. The textural relations and the mineralogical and chemical parameters separate two pyroxene generations: phenocrysts (first generation) and crystals of the second generation. The phenocrysts are pyroxenes formed directly from the magma and have

Institutul Geologic al României

formaţi pe seama mineralelor preexistente şi sunt varietăţiile salit şi diopsid. Aceştia au compoziţia: En=27,821–45,96; Wo-48,798–46,53 şi Fs=22,381–7,501; mg=56,46. Apar numai în enclave.

Biotitul este mineralul feromagnezian întâlnit mai ales în structurile Măgura Cornii şi Valea Vinului sub forma a două generaţii: fenocristale de generaţia I (cristale idiomorfe, fără incluziuni, varietatea Mg-biotit – flogopit) şi cristale mici, idiomorfe de generaţia a II-a formate pe seama fenocristalelor, varietatea Fe^{2+} biotit (flogopit-annit). Compoziţia chimică a fenocristalelor arată un conţinut scăzut de Fe şi ridicat de Ca în comparaţie cu celelalte biotite unde situaţia este inversă. Generaţia a II-a de biotit apare numai în enclave.

Minerale accesorii, în majoritatea rocilor gazdă şi enclave apar cristale euhedrale de apatit, granaţi şi minerale opace greu de identificat.

Caracterele chimice generale ale enclavelor magmatice în raport cu cele ale rocilor gazdă. Grupul de enclave magmatice luat în consideraţie în momentul de faţă este constituit din eşantioane reprezentative ce aparţin structurilor Arsente, Valea Vinului şi Heniu. Analizând în paralel diferiţi parametrii ai enclavelor şi rocilor gazdă putem face câteva observaţii:

1) o primă observaţie ce reiese din diagramele construite pe baza analizelor chimice este absenţa unei corelaţii vizibile a vreunei tendinţe evolutive, între conţinuturile în oxizi a enclavelor şi cel al rocii gazdă. Majoritatea rocii gazdă au un conţinut în SiO_2 cuprins între 53–66 %, iar la enclavelor între 45–48 %, fapt ce le plasează diferit în diagrama SiO_2 vs. oxizi. Se observă amplasarea enclavelor întotdeauna în colţul din stânga al diagramelor.

2) predominarea hornblendei cu o valoare ridicată a raportului $Mg/Mg+Fe^{2+}$ şi al; biotitului magnezian în compoziţia mineralogică a enclavelor duce la un conţinut ridicat al valorilor MgO (dar şi al CaO) al enclavei faţă de roca gazdă.

3) raportul Na_2O/K_2O fiind mai mare ca 1 iar suma lor ridicată face ca enclavele să fie plasate în domeniul calcoalcalin cu tendinţe tholeiitice.

4) Al_2O_3, Fe_{total} şi MgO au un comportament neregulat, dispersat la ambele tipuri de roci, aparent independent faţă de SiO_2, pe când CaO şi Na_2O par a avea o oarecare tendinţă evolutivă între enclavă şi roca gazdă.

Ca o concluzie generală, dacă privim enclavele magmatice din punct de vedere mineralogic acestea nu diferă mult de rocile gazdă, în schimb din punct de vedere al compoziţiei chimice diferă. Enclavele au deci o compoziţie chimică particulară, care nu corespunde global cu nici o compoziţie chimică a vreunui tip de rocă magmatică gazdă, fapt ce-ar putea sugera condiţii

the augite composition (En=43.14–44.96; Wo=44.07–46.06; Fs=12.75–8.98; mg=86.27). The augite has been found in both the enclaves and the host rocks. The pyroxenes of the second generation represent the salite and diopside varieties, with the composition: En=27.82–45.96; Wo=48.79–46.53; Fs=22.38–7.5; mg=56.46. They occur only in enclaves.

The biotite is the ferromagnesian mineral found mostly in the Măgura Cornii and Valea Vinului structures, grown in two generations: the first generation, with idiomorphic inclusions – free phenocrysts, represented by Mg – biotite –phlogopite variety, and the second generation with small idiomorphic crystals, grown at the expense of the first generation phenocrysts, represented by the Fe^{2+} – biotite (phlogopite–annite) variety. The chemical composition of the phenocrysts shows a low Fe – content and a high Ca one in comparison with the other biotites characterized by quite the opposite situation . The biotite of the second generation occurs only in enclaves.

The accessories. In most of the host rocks and enclaves apatite and garnet euhedral crystals and opaques difficult to identify usually occur.

The general chemical characteristics of the igneous enclaves compared to those of the host rocks. The enclaves studied in this work belong to the Măgura Arsente, Valea Vinului and Heniu subvolcanic structures. As a result of a comparative analysis of the enclaves and the host rocks we can make the following remarks:

1) There is no correlation of the oxide contents of the enclaves and the host rocks which could obviously indicate an evolutive trend from one to another. Most of the samples have a host rock SiO_2 content of 53–66 %, and an enclave one of 45–48 %, which plot in different field in the diagram SiO_2 vs. oxides. All the enclaves plot in the left corner of the diagrams.

2) The prevalence of the high $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ hornblende and of the magnesian biotite in enclaves leads to higher values for MgO (and for CaO as well) in enclaves than in the host rock.

3) The high Na+K content and the Na_2O/K_2O ratio, higher than 1, place the enclaves in the calc-alkaline field with tholeiitic affinities.

4) Al_2O_3, Mg and Fe_{total} have an irregular variation, dispersed between the enclaves and host rocks, apparently independent from SiO_2, while CaO and Na_2O seem to show a certain evolutive trend between the enclave and the host rock.

To summarize, from the mineralogic respect, the igneous enclaves do not differ much from the host rocks but, with repect to their chemical composition, they differ. The enclaves have a distinct chemical composition, which does not wholy correspond to the chemical composition of any host rock type, which could suggest

Institutul Geologic al României

şi procese specifice particulare de formare şi punere în loc (înglobare în roca gazdă). O explicaţie a acestor compoziţii ar putea fi însă pe de o parte aceea că multe dintre enclave sunt constituite fie dintr-un singur mineral fie cel mult din trei, fiind mai degrabă acumulări de minerale (predomiant mafice) şi nu roci magmatice s.s., iar pe de altă parte apariţia lor în primele stadii ale cristalizării magmei, în condiţii mult diferite de cele care existau în momentul formării rocii gazdă.

Pe baza caracteristicilor petrografice, mineralogice şi geochimice ale enclavelor magmatice putem afirma că:

1. magma rocilor gazdă a fost de tip calcalcalin, adică spre intermediară cu corundum normativ care ar fi putut deriva dintr-o magmă bazalt-andezitică, hidratată, cu diopsid normativ, printr-un proces de cristalizare fracţionată;

2. magma s-a format în camere magmatice intermediare, în crustă la o adâncime în jur de 9–10 km unde presiunea a fost estimată la 6,43–6,83 Kb, iar temperatura de 700–800^{0}C. Presiunea a fost calculată pe baza ecuaţiei P (±0,5 Kb)= – 3.46 (± 0,24) + 4,23 (± 0,13) (Al^t; Al^T este conţinutul în Al al hornblendei determinat pe baza compoziţiei chimice şi al formulei structurale. Au fost luate în calcul atât cristalele de hornblende din roca gazdă cât şi din enclave;

3. enclavele magmatice homeogene au fost considerate ca o dovadă a precipitării dintr-un lichid iniţial mai mafic decât lichidul din care au rezultat rocile gazdă;

4. existenţa şi fercvenţa cristalelor magmatice depinde de tipul petrografic al rocilor gazdă: în dacite riolite şi riodacite acestea sunt foarte rare sau lipsesc, pe când în andezite (în special cele cuarţifere) şi microdiorite acestea abundă.

specific conditions could be explained, on the one hand, by the fact that many enclaves are built up by a single mineral, at most three minerals, being rather mineral accumulations (predominantly mafics) than igneous rocks s.s., and on the other hand, by their formation in the first stages of magma crystallization, under conditions which differ much from those existed when the rock has formed.

Conclusions. On the ground of the petrographic, mineralogic, and geochemical characteristics of the enclaves we can issue the following statements:

1. The host rock magma was a calc-alkaline one, acidic or intermediary, with normative corundum, which could be derived from a basalt – andesitic hydrated magma, with normative diopside, as a result of a fractioned-crystallization process.

2. The magma has formed in intermediary crustal magmatic chambers, at depths about 15–20 km, where the estimated temperature has been 700–800^0 C and the pressure 6.43–6.83 Kbar. The pressure was calculated using the equation: P(+0.5Kb)= –3.46(+0.24) + 4.23(+0.13)(Al); Al is the hornblende Al content determined on the basis of the chemical composition and the structural formula P was calculated for the hornblende crystals from both the lost rocks and the enclaves.

3. The homeogeneous igneous enclaves have been considered as evidence for the precipitation from a melt initially more mafic than the one the host rocks have resulted from.

4. The presence and the abundence of the igneous enclaves depend on the host rock petrographic type: they are rare or absent in dacites, rhyolites and rhyodacites while in andesites (especially in quartziferous andesites) and in microdiorites they are abundant.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 127-134, Bucureşti, 1998

BRECII INTRUSIVE ŞI MINERALIZAŢII ASOCIATE MAGMATITELOR ALPINE DIN MUNŢII APUSENI, POIANA RUSCĂ ŞI DOBROGEA DE NORD
ALPINE INTRUSIVE BRECCIAS AND RELATED MINERALIZATIONS IN THE APUSENI, POIANA RUSCĂ MOUNTAINS AND NORTH DOBROGEA

A. ŞTEFAN, E. ROŞU, L. NEDELCU, G. UDUBAŞA, V. PARASCHIVOIU, V. MILU, E. IAMANDEI, S. IAMANDEI, S. BOŞTINESCU

În partea de sud a Munţilor Apuseni aflorează vulcanite neogene, magmatite banatitice (maastrichtian - paleocene) şi granitoide eocretacice, cărora li se asociază brecii intrusive mineralizate sau sterile.

Dintre breciile afiliate vulcanitelor neogene, în această lucrare prezentăm date asupra acelora de la Baia de Arieş, Bucium Poieni şi Bucium Izbita.

În aria Bucium Poieni, pe văile Breaza şi Bleantu, legat de dacitul hidrotermalizat figurat pe hartă de Ghiţulescu şi Socolescu (1941) au fost semnalate de către Pitulea şi Ghiţulescu (1975) brecii intrusive sterile. Compoziţia acestor brecii este mixtă (dacite, roci sedimentare cretacice şi magmatite ofiolitice).

La nord-est de Poieni în Valea Ştefanei, breciile intrusive se asociază unui corp dacitic de dimensiuni reduse şi sunt constituite din blocuri şi fragmente de dacite şi andezite cuarţifere şi din roci sedimentare cretacice (siltite, gresii, microconglomerate). Blocurile de dacite subangulare sau angulare pot atinge dimensiuni de până la 20 cm, în timp ce siltitele şi gresiile, în general rotunjite, au dimensiuni mult mai mici, de până la 3-4 cm. Matricea breciei (până la 70%) este predominant magmatică şi nu manifestă orientări preferenţiale ale fragmentelor alungite. Uneori la contactul cu elemente de rocă magmatică sunt prezente coroane de reacţie. Deşi brecia nu este foarte transformată apar totuşi zeoliţi fibroşi radiari sau lamelari.

Breciile intrusive asociate andezitelor cuarţifere cu amfiboli şi biotit ± piroxeni (de tip Arama) aflorează atât la Bucium Poieni cât şi la Bucium Izbita, unde sunt mai intens hidrotermalizate.

Breciile intrusive de la Bucium Poieni au o compoziţie mixtă (fiind constituite din andezite de Arama, siltite şi gresii cretacice); uneori sunt destul de proaspete (Dealul Chicera), iar alteori alterate (Valea Stelnişoara). Nu suntem siguri că formaţiunile clastice din acest sector aparţin în totalitate breciilor intrusive, ori unele dintre ele reprezintă totuşi piroclastite şi /sau lave brecioase (Ştefan et al., 1960-1964) dar care anterior au fost considerate (cel puţin în parte) brecii de crater (Ghiţulescu şi Socolescu, 1941).

In the southern part of the Apuseni Mountains Neogene volcanics, banatitic magmatites (Maastrichtian - Paleocene) and Eocretaceous granitoids crop out with which mineralized or barren intrusive breccias are associated.

In this paper we present data about Neogene volcanics related breccias from Baia de Arieş, Bucium Poieni and Bucium Izbita.

In Bucium Poieni area in the Breaza and Bleantu valleys, barren intrusive breccias were found by Pitulea and Ghiţulescu (1975) in connection with hydrothermalized dacite outlined on the map by Ghiţulescu and Socolescu (1941). The lithologic composition is mixed (dacites, Cretaceous sedimentary rocks and ophiolitic magmatites).

North-east from Poieni village, in the Ştefanei Valley, the intrusive breccias are related to a small dacitic body and are made up of dacite and quartz - andesite blocks and fragments and of Cretaceous sedimentary rocks (siltites, sandstones, microconglomerates). Subangular and angular dacite blocks can have at most 20 cm in size, while the siltites and the sandstones blocks, generally rounded, are much smaller in size, up to 3-4 cm. Breccia matrix (up to 70%) is prevailingly magmatic and show no preferential directions of elongated fragments. Sometimes, at the contact with the magmatic rocks elements reaction rims are present. Although breccias are not very transformed, fibrous, radial or lamellar zeolites can be found.

Amphibole, biotite ± pyroxene quartz - andesite (Arama type) related intrusive breccias crop out at, Bucium Poieni as well as at Bucium Izbita, where they are intensely hydrothermalized.

Intrusive breccias from Bucium Poieni have a mixed composition (consisting of Arama type andesites, Cretaceous siltites and sandstone); sometimes they are relatively fresh (Dealul Chicera) but other times are altered (Stelnişoara Valley). We are not convinsed that the clastic formations from this sector belong entirely to the intrusive breccias; some of them could reprezent pyroclastics and/or breccious lavas (Ştefan

Institutul Geologic al României

În bazinul superior al văii Izbita, legat de andezitele de Arama se întâlnesc brecii intrusive de compoziţie mixtă, cu dezvoltare mare la nivelul galeriilor Speranţa (960 m) şi Hermania (918 m). Elementele din brecie provin din roca cuarţ-andezitică generatoare şi din gresiile şi siltitele cretacice. Matricea, bogată în componenta eruptivă, reprezintă până la 80 - 90% din volumul rocii. Pe lângă breciile în care compoziţia litologică mixtă este evidentă sunt prezente şi brecii constituite practic exclusiv, din andezite de Arama. O reexaminare a acestor formaţiuni, (unde a fost posibil şi o reinterpretare a datelor mai vechi (Ştefan, in Ştefan et al., 1960-1964) sugerează că, în marea lor majoritate, breciile afiliate structurii vulcanice Arama au la origine explozii provocate de fluidele acumulate în cupola andezitului cuarţifer. Acesta a fost în parte dezagregat şi apoi antrenat în deplasări repetate pe verticală, conducând la rotunjirea elementelor de andezite, înglobate ulterior într-o nouă venire de topitură, care reprezintă 80-90% din rocă; astfel de formaţiuni au fost descrise ca brecii andezitice de Ghiţulescu şi Socolescu (1941). Dimensiunile elementelor sunt variabile, în general centimetrice. Între blocurile de brecii mixte de pe halda galeriei Poieni se pot observa coroane de reacţie bine exprimate, în jurul unor elemente de andezite subrotunjite. În general elementele angulare sau uneori subangulare de siltite şi gresii prezente în breciile din galeria Speranţa (960 m) nu depăşesc 20% din volumul rocii. În aceste brecii contururile elementelor de andezit de Arama se pierd în matricea de compoziţie mixtă, bogată în componenta magmatică.

Breciile intrusive din zonele Bucium Poieni - Bucium Izbita nu au fost însoţite de mineralizaţii cu importanţă economică, dar local în cadrul lor sunt prezente impregnaţii cu pirită ± blendă ± galenă.

Mineralizaţia filoniană din sistemul Arama-Argintul cu sulfuri polimetalice, sulfosăruri, telururi şi aur nativ şi cu ganga de cuarţ, caolin, sericit, uneori baritina este ulterioară breciilor. Acolo unde pe traseul fantei filoniene se interpun brecii, filonul se fasciculează, devenind din nou unitar la ieşire din corpul de brecie (galeria Nepomuc).

Sfaleritele din mineralizaţia filoniană diferă compoziţional de cele din brecii (gal. Speranţa), variaţiile în conţinuturile de FeS (moli %) sugerând valori oscilante pentru activitatea de FeS în soluţii hidrotermale; valorile scăzute sunt caracteristice pentru sfaleritele din sistemele de filoane.

Breciile intrusive şi mineralizaţiile asociate de la Baia de Arieş sunt legate genetic de andezitele cuarţifere cu hornblendă şi biotit, care formează corpuri subvulcanice superficiale şi sunt (în general) afectate hidrotermal. În unele cazuri andezitele înglobează xenolite de gnaise micacee, imprimând rocii un aspect

et al., 1960-1964) and have been previously considered (partially at least) crater breccias (Ghiţulescu, Socolescu, 1941).

In the uper basin of the Izbita Valley, intrusive breccias related to Arama type andesites were found. They have a mixed composition and a great extension (Speranţa (960 m) and Hermania (918 m) galleries).

The breccia elements originate in the quartz-andesite rocks which have generated the breccias and from the Cretaceous sandstones and siltites as well. The matrix, with a high eruptive component, represents up to 80-90% from the rock volume. In addition to breccias with an obvious mixed lithological composition there are breccias built up exclusively of Arama type andesites.

A re-examination of these formations (where a new interpretation of the former data, has been possible, Ştefan, in Ştefan et al., 1960-1964) suggests that most of the breccias related to the Arama volcanic structure originate in explosive episodes caused by the fluids accumulated in the quartz-andesite cupole. This andesite has been partially crushed and, subsequently, repeatedly vertically moved. This process leds to the rounded form of andesite elements. These have been subsequently included in a new uplift of the melt which represents 80-90% of the bulk rock; such formations have been described by Ghiţulescu and Socolescu (1941) as andesite breccias. The elements have different dimensions, generally not bigger than a few centimeters. Among the blocks of mixed breccias from the dump of the Poieni mine one can observe well- shaped reaction halo around some subrounded andesite elements. Generally, the angular or subangular sandstone and siltite blocks which were found in the breccias from Speranţa gallery (960 m) do not exceed 20% of the rock volume. In these breccias the outlines of the elements of the Arama type andesites vanish in the mixed matrix, rich in the magmatic component.

The intrusive breccias from Bucium Poieni - Bucium Izbita zones are not accompanied by economically important mineralizations but, locally, they contain impregnated pyrite ± sphalerite ± galena.

The vein mineralization from the Arama Argintul system, containing polymetallic sulfides, sulfosalts, telurides and native gold, and quartz, kaolin sericite, sometimes baryte as ganga is subsequent to the breccias. In the places where breccias interpose on the trajectory of the vein, this is fasciculated, becoming again a whole when it pases out from the breccia body (Nepomuc Gallery). The composition of the sphalerite from the vein mineralization differs from that of the sphalerite in breccias (Speranţa Gallery); the variation of the FeS content (mole %) suggests oscillatory values of the FeS activity in the hydrotermal solutions; the low values are specific to the sphalerite of the vein

Institutul Geologic al României

brecios. Autoclastele de andezite sunt destul de rare, iar cele care se întâlnesc au masa fundamentală vitroasă (halda gal. Speranţa + 250 m). Brecii fine, tufizitice se insinuează pe crăpături în andezitul cu hornblendă şi biotit. Corpurile de brecii intrusive sunt localizate în roca andezitică, la contactul acesteia cu şisturile şi calcarele cristaline. Matricea, în general alterată hidrotermal, participă în proporţii variabile la alcătuirea breciilor, de la procente nesemnificative, în cadrul breciilor de fisurare - crăpare ("crackle breccia") şi în breciile de autorambleiere, până la proporţii de 60-70%. Morfologia corpurilor de brecii interceptate prin lucrări miniere şi de foraj (Cochet, 1957 Ghiţulescu et al., 1979, 1983) este simplă, cilindroida, de tip "breccia pipe". Dimensiunile axelor în plan transversal (de regulă eliptic) variază de la metrice la sute de metri, iar pe verticală pot depăşi 500 m. În vecinătatea corpurilor de brecii, ca efect al exploziilor determinate de fluidele hidrotermale-magmatice, se dezvoltă discontinuu zone de fisurare-crăpare intensă, formând spaţii favorabile pentru depunerea mineralelor de neoformaţie. Umplutura coşurilor (pipes) este o brecie cu elemente de andezite şi şisturi cristaline.

La suprafaţă, în valea Ambru am identificat mai multe generaţii de brecie. Morfologia fragmentelor şi blocurilor de roci care compun breciile intrusive este variabilă, elementele prezentând contururi rotunjite sau angulare, iar dimensiunile blocurilor şi fragmentelor variază de la subcentimetrice până la zeci de metri. În breciile din valea Ambru sunt prezente fragmente de micaşisturi ± granaţi, gnaise şi calcare, alături de andezitele cuarţifere intens hidrotermalizate (carbonatate, cloritizate, sericitizate şi argilizate). Matricea breciilor este predominant andezitică însă întotdeauna impurificată cu mice, cuarţite micacee sau granaţi.

În subteran observaţiile noastre au foat efectuate la diferite nivele asupra corpurilor de brecie aurifere din sectorul Afiniş (- 150 m; stock II - 148 m; stock V - 119 m; - 150 m) sau asupra mineralizaţiei complexe din zona valea Lacului Nord (- 150 m). Prin cristalizarea magmei cuarţ-andezitice rezultă importante volume de fluide sub presiune, capabile să producă explozii violente şi să genereze "pipe"-uri. Rolul major al "breccia-pipe"-lor în metalogeneza de la Baia de Arieş este atestat de faptul că toate corpurile de minereu aurifer sau polimetalic sunt localizate în aceste roci clastice. În anumite cazuri golurile au fost umplute cu blocuri şi dale căzute din pereţi; acest proces a fost propagat în general vertical sub influenţa gravitaţiei. În acest caz rămân spaţii libere care ating câteva procente din volumul total şi care constitue adevărate capcane pentru soluţiile hidrotermale. O astfel de capcană o constitue stockwork-ul I din andezitele de Afiniş in-

system.

The intrusive breccias and the associated mineralizations from Baia de Arieş are genetically related to the quartz-andesites with hornblende and biotite, which form shallow subvolcanic bodies and are, generally, hidrothermally altered. In some cases the andesites include mica gneisses xenolites which give a breccia - like aspect of the rock. The andesite autoclasts are relatively rare, and the existing ones have a vitrous groundmass (the mine dump of Speranţa gallery + 250m). Fine breccias (tuffisitic) have pierced along cracks in the hornblende-biotite andesite. The intrusive breccia bodies are located in the andesitic rock, at its contact with the schists and the crystalline limestones. The matrix, generally hydrothermally altered, takes part in different proportions, to the constitution of the breccias, going from a few percents for the crakle and the fissure breccias, up to 60–70 %. The morphology of the breccia bodies intercepted by mining works and drilling (Cochet, 1957; Ghiţulescu et al., 1979, 1983) is simple cylinder-like, of the breccia-pipe type. The dimensions of a transverse section (usually elliptical) vary from meters to hundreds of meters; the vertical dimension of these breccia bodies can excced 500m. In the proximity of the breccia bodies, as a consequence of the explosions caused by the hydrothemal-magmatic fluids, discontinous zones of intense cracking develop, forming favourable spaces for the neoformation minerals. The pipes are filled with a polygenous breccia with elements of andesites and crystalline schists.

In the Ambru valley we have identified more breccia generations. The morphology of the fragments and blocks of the intrusive breccias vary, being rounded to angular. The dimensions of the fragments and blocks vary from less than a centimeter to tens of meters. The breccias from the Ambru valley contain fragments of micaschists ± granats, gneisses, limestones and intensely hydrothermalized quartz-andesites (carbonated, chloritized, sericitized and argillised), as well. The breccia matrix is mostly andesitic but always impure, containing micas, micaceous quartzites or garnets.

Underground, we studied the gold-bearing breccia bodies from the Afiniş sector at more levels (-150; stock II - 148 m; stock V - 119m; - 150 m) and the complex mineralization from the North Lacului area (- 150 m). As a result of quartz-andesite magma crystallisation, great volumes of pressured fluids have been produced. These fluids have been able to generate violent explosions and to generate the pipe. The major role of the breccia - pipes in the metallogenesis from Baia de Arieş is evidenced by the fact that all the gold or polymetallic orebodies are located in these clastic rocks. In some instances, the empty spaces were filled by the blocks

Institutul Geologic al României

tens fracturate şi hidrotermalizate. Înălţimea acestei capcane este de 140 m (Ghiţulescu et al., 1979).

Mineralizaţia s-a depus sub formă de cruste în golurile dintre blocuri sau a impregnat ori substituit metasomatic pe unele dintre ele. O situaţie similară se întâlneşte în stockwork-ul II înalt de 260 m şi cu diametrele secţiunii eliptice la diferite nivele variind între 40 şi 80 m. În sectorul Afiniş se întâlneşte un tip special de filonaşe localizate în fracţiuni cu înclinare mică (sub 45^0) şi cu grosimi variabile (de la milimetrice la centimetrice). Aceste fracturi filoniene sunt situate în masivul andezitic dar ele sunt în strânsă legătură cu "pippe"-ul de brecie, care (ea însăşi) este străbătută de fracturi.

Stockwork-ul V este asemănător cu stockwork-ul I. De la orizontul principal (Pacea = 507 m) în jos compoziţia litologică a stock-ului este mixtă: la nord este formată din şisturi cristaline brecifiate, asemănătoare cu cele din stockwork-ul VI, în timp ce la sud constă din dale de andezit şi o brecie poligenă mineralizată. Capcanele pentru polimetalice din stockwork-ul Iosif din cupola unei "pipe" vulcanic de brecie (cu extindere verticală între 437-587 m) sunt localizate în calcare cristaline şi în andezite de Ambru.

Principalul zăcământ aurifer este cantonat în structura vulcanică Afiniş fiind constituit din câteva stockuri dispuse la periferia corpului de "breccia pipe". Umplutura este constituită dintr-o formaţiune brecioasă, poligenă, cu matricea cineritică, poroasă. În jurul corpurilor de brecia pipe andezitul este fisurat şi adesea brecifiat. Roca este hidrotermalizată în zona de contact, intensitatea transformărilor scăzând gradat spre exterior.

Structura Ambru, spre sud-est de Afiniş, comportă concentraţii mari de minereu de plumb, zinc şi pirită. Structura este formată din şisturi şi calcare cristaline dislocate şi străbătute de andezite amfibolitice şi de corpurile de "breccia pipe" asociate.

Minereul s-a format în principal prin substituţia metasomatică în pereţii de calcare cristaline şi de "breccia pipe" (Ghiţulescu şi Sprânceană, 1983). Concentraţia mineralizaţiei a fost determinată ca şi în sectorul Afiniş, de un fenomen de captare a soluţiilor hidrotermale. Forma de zăcământ a minereului din sectorul Ambru este aceea de stock-uri, filoane cu grosimi reduse şi înclinări mici, precum şi impregnaţii şi corpuri hidrometasomatice dezvoltate în "breccia pipe"-uri pe seama calcarelor cristaline.

Pentru a stabili condiţiile fizico-chimice de formare a mineralizaţiilor de la Baia de Arieş s-a făcut apel la studiul morfologiei piritei, precum şi la analiza compoziţiei sfaleritului sincron. Estimarea parametrilor fizico-chimici ai fluidelor din sistemul hidrotermal Baia de Arieş s-a realizat prin compararea cu rezultatele obţinute pe cale experimentală

fallen from the walls; this process has developed vertically under the gravitation influence. In this case empty spaces remain averaging a few percents of the whole volume of the rock, which represent real traps for the hydrothermal solutions. Such a trap is the stockwork I from the Afiniş andesites, intensely fractured and hydrothermalized. The hight of this trap is 140 meters (Ghiţulescu et al., 1979).

The mineralization has been deposited as crusts in the empty spaces between the blocks or has impregnated or metasomatically substituted some of the blocks. A similar situation was found in the stockwork II, 260 m high, and the diameters of the elliptical section varying from a level to another from 40 m to 80 m. In the Afiniş sector a special type of vein has been found. It is represented by little veins located in gently dipping (under 45^0) fractures, with varying thickness (millimeters to centimeters). These fractures are located in the andesite massif but they are closely related to the breccia pipe, which itself is crosscut by fractures.

The stockwork V is alike the stockwork I. From the main horizon (Pacea=507 m) downwards the lithological composition of the stockwork is mixed: to the north it is built up of brecciated crystalline schists, resembling those from stockwork VI, while to the south it is built of andesite slabs and a mineralized polygenous breccia. The traps for the polymetallic sulphides from the stockwork Iosif. From volcanic breccia pipe cupola (with vertical extent between 437–587 m) are localized in crystalline limestones and Ambru andesites.

The principal auriferous deposit is localized in Afiniş volcanic structure being constituted of some stocks disposed at periferal part of the breccia pipe body. The filling is constituted of polygenic breccious formation with cineritic porous matrix. Around the breccia pipes bodies andesite is fissured and often brecciated. At the contact zone the rock is hydrothermalized, transformations intensity gradually diminished to the outer part.

The Ambru structure, south-east of Afiniş, contains high concentrations of Pb, Zn and pyrite. The strucutre is formed of crystaline limestones and schists, dislodged and pierced by amphibole andesites and by breccia-pipe associate bodies.

The ore has formed chiefly by the metasomatic replacement in the walls of crystalline limestones and breccia pipes (Ghiţulescu and Sprânceană, 1983). The mineralization deposition has been determined, as in the Afiniş sector, by the caption of the hydrothermal solutions. The mineralization from the Ambru sector forms stocks, veins with low dip and thickeness as well as impregnations and hydrometasomatic bodies, developed in breccia-pipes on crystalline limestones account.

In order to establish the physical - chemical condi-

Institutul Geologic al României

(Murowchich, Barnes, 1978) în condiţii controlate de suprasaturaţie (S) şi temperatură (T) ale fluidelor. Astfel, au fost deduse patru domenii de suprasaturaţie - temperatura fluidelor din sistem: I suprasaturaţie scăzută - temperatură ridicată (S_S - T_R); II suprasaturaţie moderată - temperatură ridicată (S_M - T_R); III suprasaturaţie moderată - temperatură scăzută (S_M - T_S); IV domeniul de tranziţie (S_M - T_R / S_M - T_S).

Analizele cantitative efectuate cu microsonda electronică (SEM - EDAX) pe granule de sfalerit evidenţiază conţinuturi scăzute în Fe (0,2-3,73%) şi distribuţii neuniforme ale valorilor. Temperaturile estimative la care s-a format sfaleritul sunt în jur de 370^0 C. Aceste temperaturi sunt în concordanţă cu temperaturile (T_R) evidenţiate de geotermometrul morfologic al piritei. Întrucât probarea nu a putut fi efectuată peste tot şi numărul de probe a fost prea mic, interpretarea domeniilor S-T are un caracter preliminar. Se pot menţiona următoarele: a) domeniul III, S_M - T_S, cuprinde stockurile 2, 5 şi parţial AVBR şi filon Ion VI; b) domeniul II, S_M-T_R, are o extindere mare: corpurile Afiniş, Valea Lacului de Nord şi partial AVBR şi filon Ion VI; c) domeniul IV, S_M-T_R / S_M-T_S, reprezintă de fapt un punct de răcire în cadrul domeniului II: d) domeniul I, S_S-T_R, este reprezentat sporadic în două puncte situate în vest COR 3 şi Valea Lacului Nord (complexe). Se remarcă astfel temperatura mai scăzută (T_S) a soluţiilor hidrotermale în cazul stockwork-urilor II şi V faţă de temperatura ridicată (T_R) în cazul celorlalte corpuri de brecii. De aici s-ar putea trage concluzia că, fie regimul fluidelor hidrotermale a fost diferit în stockwork-urile II şi V faţă de cel din restul corpurilor de brecie, fie că diferenţele s-ar datora modificării parametrilor fluidelor hidrotermale în funcţie de căile de acces, litologie şi distanţă.

În anul 1996-1997 ne-am ocupat cu studiul breciilor intrusive asociate granitoidelor eocretacice, care se întâlnesc în culoarul Mureşului sau la nord de aceasta (în Munţii Apuseni de Sud) cât şi cu cercetarea breciilor intrusive asociate magmatitelor calcoalcaline banatitice din Poiana Ruscă şi acelaşi culoar al Mureşului.

Riolitelor jurasice din Dobrogea de Nord li se asociază brecii intrusive pe care noi le-am studiat (1996-1997) la Somova, în dealul Cortelu - Valea Ormanu cu Pari, brecii însoţite de mineralizaţii de sulfuri şi baritină.

Breciile intrusive asociate granitoidelor eocretacice sunt fie mineralizate (Dealul Mare - Podele) cu sulfuri sau cu aur ± sulfuri (Băiţa Crăciuneşti) fie sterile ca în Valea Lungă. În zonele în care granitoidele faneritice eocretacice (diorite cuarţifere, tonalite, granodiorite, granite) ocupă cele mai mari volume (Săvârşin şi

tions of the mineralization deposition morphological studies of pyrite and analyses of the synchronous sphalerite compositions have been made. The estimation of the physico-chemical parameters of the fluid of the Baia de Arieş hydrothermal system has been made by comparison with the results obtained by experiments (Murowchich, Barnes, 1987) in controlled conditions of suprasaturation (S) and temperature (T) of the fluids. In this way four fields of suprasaturation - temperature have been deduced: I. low suprasaturation, high temperatures (S_S - T_R); II moderate saturation- high temperature (S_M - T_R); III moderate suprasaturation - low temperature (S_M - T_S); IV transitory field (S_M - T_R / S_M - T_S).

The quantitative electron microprobe analyses done with a SEM - EDAX installation on sphalerite grains revealed low Fe contents (0,2 - 3,73%) and nonuniform distribution of the values. The estimative temperatures for the sphalerite deposition are about 370^0 C. These temperatures are in good agreement with the temperatures (T_R) evidenced by the pyrite geomorphologic thermometer. Because the sampling could not be performed in the entire area and the number of sample was too small, the interpretation of the S - T domains has a preliminary character. We can mention the following: a) the field III, S_M - T_S, contains the stocks 2, 5 and partially AVBR and the Ion VI vein; b) the field II, S_M-T_R, has a great extension, the bodies Afiniş, Lacului North valley and partially AVBR and Ion VI vein; c) the field IV, S_M-T_R / S_M-T_S, represents a cooling point in the II field: d) the field I, S_S-T_R, is sporadically represented in two locations in west COR 3 and North Lacului valley (complexes). It is to note the lower temperature (T_S) of the hydrothermal solutions for the stockworks II and V in comparison with the higher temperature (T_R) for the other breccias bodies. Therefore one could reach the conclusion that either the state of the fluids was different in the stockworks II and V in comparison with that in the other breccia bodies, or the differences would be caused by the changes of the hydrothermal fluid parameters depending on the access ways, lithology and distance.

In 1996 - 1997 we studied the intrusive breccias associated with the Eocretaceaous granitoids from the Mureş passage or north from it (in the South Apuseni Mountains) as well as the intrusive breccias associated with the calc-alkaline banatitic igneous rocks from Poiana Ruscă Mountains and the Mureş passage.

The Jurassic rhyolites from North Dobrogea are associated with intrusive breccias studied (1996-1997) at Somova, in Cortelu Hill-Valea Ormanu cu Pari breccias accompanied by sulphide and baryte mineralization.

The intrusive breccias associated to the Eocretaceous granitoids are either mineralized (Dealu Mare-

Institutul Geologic al României

Cerbia), breciile intrusive lipsesc. La Cerbia rocile granodiorit-granitice, cu fisuri în reţea în care s-a depus pirita, amintesc de sistemul porphyry copper. Mineralizaţia de pe hălzi este reprezentată prin molibdenit şi pirită asociate cu cuarţ şi este depusă pe un sistem fisural reticulat sau ca diseminări. La Vorţa (pe hălzi; Puţurile I şi II) s-au întâlnit brecii intrusive (de explozie) legate, ca şi la Podele, de roci microgranodioritice porfirice. Breciile pot fi riodacitice sau andezitice, alloclastice sau mixte.

Breciile intrusive asociate magmatitelor banatitice din culoarul Mureşului şi Poiana Ruscă sunt mult mai restrânse ca areal şi volum decât corespondentele lor din Apusenii de Nord (Vlădeasa, Gilău, Borod-Corniţel).

Se cunosc breciile intrusive asociate andezitelor bazaltice paleogene, dintre care cele mai caracteristice apar la vest de Lesnic, în stânga şoselei ce duce de la Deva la Arad. Roca magmatică a străpuns depozitele sedimentare cretacice şi a înglobat gresii şi siltite din acestea (brecii de intruziune sau de contact).

În imediata apropiere sunt în loc brecii alloclastice masive constituite din gresii, argile, silturi şi calcare, precum şi frecvente fragmente de bazalte şi andezite ofiolitice alterate hidrotermal şi prezente cu deosebire în matricea rocii. Dispunerea paralelă a fragmentelor de roci sedimentare mezozoice indică procese de fluidizare.

Corpul de andezit bazaltic de la Măgura Sârbi este cel mai bine deschis şi este înconjurat de depozitele maastrichtian - paleocene cu radiolari, pe care le străbate şi le anclavează în cantităţi variabile, ajungându-se uneori la proporţii de 1:1. în partea estică a carierei, andezitele bazaltice vin în contact şi cu piroclastitele cu blocuri de andezite şi riolite pe care le străbate şi înglobează (ca xenolite). Suntem în prezenţa unor brecii de contact de (intruziune) probabil conjugate cu o brecie de explozie.

Prezenţa breciilor intrusive asociate andezitelor bazaltice de la Măgura Branisca nu este sigură.

Breciile intrusive asociate dacitelor - microgranodioritelor banatitice de la Bulza sunt uneori însoţite de slabe mineralizaţii de sulfuri polimetalice. La alcătuirea breciilor participă fragmente de piroclastite (în special andezitice) dar şi de roci faneritice, monzodioritice; am remarcat de asemenea autoclaste. Observaţiile de teren confirmate de studiile de laborator arată că, originea şi locul breciilor în succesiunea evoluţiei magmatismului banatitic este incontestabilă.

Breciile intrusive asociate magmatitelor banatitice din Poiana Ruscă sunt rare şi au volume reduse; ele sunt afilitate atât andezit-microdioritelor cât şi dacit-granodioritelor.

La Drinova brecia andezitică (cu autoclaste) este intens transformată (carbonatată şi sericitizată), încât

Podele) with sulfides or gold ± sulfides (Băiţa Crăciuneşti) or barren (Valea Lungă). In zones where the phaneritic Eocretaceous granitoids (quartz-diorites, tonalites, granodiorites, granites) cover the largest areas (Săvârşin and Cerbia), the intrusive breccias are absent. At Cerbia the granodiorite-granite rocks with network fissures in which the pyrite has been deposited, resemble the porphyry copper system. The mineralization from the mine dump is represented by molybdenite and pyrite associated with quartz and is deposited as a reticular fissural system or as disseminated mineralizations.

At Vorţa (on pit I and II dumps), intrusive breccias (explosion breccias) have been found. They are related to porphyric microgranodiorites, the same situation as at Podele. The breccias may be rhyodacitic or andesitic, alloclastic or mixed.

The intrusive breccias associated to the banatite igneous rocks from the Mureş passage and Poiana Ruscă Mountains have a smaller outcropping area and smaller volume, too, in comparison with their correspondent rocks from the northern Apuseni Mountains (Vlădeasa, Gilău, Borod - Corniţel, Bihor).

There were known the intrusive breccias associated to the Paleogene basaltic andesites, the most typical of which occur west of Lesnic, on the left side of the road from Deva to Arad. The igneous rock has pierced the Cretaceous sedimentary formations and has included sandstone and siltites from these formations (intrusion or contact breccias).

In the very proximity there are outcrops of alloclastic massive breccias, built up by sandstone, shales, and silts and limestones as well as fragments of ophiolitic basalts and andesites hydrothermally altered, which are present especially in the rock matrix. The parallel arrangement of the fragments of Mesozoic sedimentary rocks indicates fluidization processes.

The basaltic andesite body from Măgura Sârbi is the better opened and is surrounded by Maastrictian - Paleocene radiolarian deposits, which it has pierced and enclaved in varying quantities, up to 1:1 ratio. In the eastern part of the quarry, the basaltic andesites are in contact with pyroclastics containing andesite and rhyolite blocks which they pierced and enclaved (as xenolites). It is an exemple of contact (intrusion) breccias, probably coupled with an explosion breccia.

The occurrence of the intrusive breccias associated with basalt andesites from Măgura Branisca is not certain.

The intrusive breccias associated with the banatitic dacite - microgranodiorites from Bulza are sometimes accompanied by poor polymetallic sulfide mineralizations. In the breccia constitution, fragments of pyroclastics (andesite especially) but phaneritic, monzodiorite rocks have been found, as well as autoclasts. Our

Institutul Geologic al României

structura inițială a rocii este mascată. Roca este sterilă.

La nord de Glamboca brecia este formată pe un fond de piroclastit andezitic și are matrice eruptivă, tot andezitică. În a II-a carieră brecia cuprinde și roci microgranitice (care au generat-o) precum și corneene.

Deși la Ruschița, în materialul de pe haldă n-am identificat brecii intrusive, unul dintre autorii prezentei lucrări (Udubașa, 1968; 1969; 1970) a descris amănunțit volburi cu mineralizații de sulfuri polimetalice formate pe un fond de calcare și de șisturi cuarțitice micacee, care pot fi echivalate cu "breccia pipe" și /sau "crackle breccia"; elementele nu s-au deplasat unul față de altul.

Breciile intrusive asociate riolitelor jurasice din Dobrogea de Nord sunt cel mai bine reprezentate în zona Somova, unde sunt însoțite de mineralizații de sulfuri polimetalice și baritină. Aceste brecii se întâlnesc în cariera Cortelu și se continuă spre vest, prin Valea Minei fiind interceptate în galeriile Gura Zmeului și XIII, până în Valea Ormanu cu Pari. Pe hălzile puțului și ale galeriilor XIII și XIV din Valea Ormanul cu Pari se întâlnesc de asemenea astfel de brecii.

Metosomatitele pot fi atât carbonatice cât și cuarț-feldspatice (cuarț + adular). Agregate de acest tip ciuruiesc o masă fundamentală vitroasă, verde, cu relief neobișnuit de ridicat pentru aceste roci. Corpurile de brecii prezintă de obicei forme neregulate, dar așa cum s-a arătat se întâlnesc și "pebble dyke"-uri sau "breccia pipe"-uri (Stiopol et al., 1976). În galeria XIII s-au întâlnit și "crackle breccia".

În cariera Cortelu tipurile de brecii sunt foarte variate, particularitățile lor fiziografice primare fiind adesea mascate de produsele proceselor metasomatice intense. Dominante sunt breciile de compoziție mixtă (calcare, argilite și riolite) sau cele de tip "crackle breccia". Prezența fragmentelor angulare de sticlă verzuie care sub microscop prezintă indici de refracție mult prea ridicați, iar compozițional sunt bogate în magneziu (cca 20%), sugerează că acestea provin din anvelopa inițială a topiturii riolitice contaminată cu material bazic pus în loc anterior. Procesele explozive care au generat breciile intrusive au antrenat fragmente de sticlă (cu rare cristale de cuarț și feldspat alcalin dezamestecat, provenite din granitoide) pe întreaga coloană și au fost supuse metasomatismului generat de fluidele ulterioare, bogate în silice și potasiu; magneziul a fost eliberat și s-a format un front care a condus la dolomitizarea calcarelor de la Somova.

Astfel de brecii intens afectate de procese metasomatice, sunt însoțite uneori și de procese metalogene, concretizate prin prezența sulfurilor de Zn și Pb și a unor acumulări importante de baritină.

Pe aliniamentul vestic al riolitelor de la Camena se întâlnesc brecii tectonice riolitice care prezintă caracter

field observations, validated by the laboratory studies indicated that the existence, the origin and the place of the breccias in the sequence of the banatitic magmatism are above any doubt.

The intrusive breccias associated with the banatitic igneous rocks from Poiana Ruscă are rare and have small volumes. They are related both to the andesite microdiorites and dacite-granodiorites.

At Drinova, the andesitic breccia (containing autoclasts) is intensely altered (carbonated and sericitized) so that the initial structure of the rocks cannot be recognized. The rock is barren.

North of Glamboca, the breccia has been generated on andesite piroclastite background and has an eruptive matrix, andesite too. In a second quarry, the breccia contains microgranitic rocks (which have generated it) and hornfelses too.

Although at Ruschița, in the rocks from the dump we did not find intrusive breccias, one of the authors of this paper (Udubașa, 1968, 1969, 1970) minutely described stockwork with polymetallic sulfide mineralizations formed on a background of limestones and mica- quartzitic schists, which may be equated with breccia pipe and/or crackle breccia; the elements did not move in respect to one another.

The intrusive breccias, associated with the Jurassic rhyolites from the northern Dobrogea are the best represented in Somova zone, where they are accompanied by polymetallic sulfide and baryte mineralizations. These breccias occur in Cortelu quarry and they continue to the west through Valea Minei and are intercepted in Gura Zmeului and XIII galleries up to Valea Ormanu cu Pari. On the dump of the pit and the XIII and XIV galleries from Valea Ormanului cu Pari this breccia-type has been found, too.

The metosomatites may be carbonate and quartz-feldspathic (quartz-adularia) as well. The quartz-feldspathic aggregates pierce a green, glassy groundmass, with an unusualy high relief for these rocks. The breccia bodies show irregular forms but pebble dykes and breccia-pipes have been found, too (Stiopol et al., 1976). In the gallery XIII crackle breccias have been also found.

In the Cortelu quarry, the breccia types are very diversified, their primary physiographic characteristics being often obliterated by the products of intense metasomatic processes. The mixed composition breccias (limestones, argillites, rhyolites) and crackle-type breccias are prevailing.

The existence of the angular greenish glass fragments which, under the microscope, show much to high refractive indices, and, compositionally, are Mg-rich (avg. 20% Mg) suggest that they have come from the initial envelope of the rhyolite melt,.contaminated with basic material consolidated earlier. The explosive

Institutul Geologic al României

cteristici asemănătoare celor intrusive rezultate prin explozii; ele prezintă şi urme ale unor procese de fluidizare şi sunt sterile.

processes (which generated the intrusive breccias have pushed the glass fragments with rare crystals of quartz and exsoluted alkalifeldspar, belonging to granitoides) along the whole column and have been subject to the metasomatism generated by the silica and potassium rich subsequent fluids; the magnesium has been expelled; a magnesian front has been formed, leading to the dolomitization of Somova limestones.

Such breccias, intensely transformed by metasomatic processes, are, sometimes, accompanied by metallogenetical processes, materialized by the occurrence of the Zn and Pb sulfides and important baryte accumulations.

In the western alignment of the rhyolites from Camena rhyolitic tectonic breccias occur. They show characteristic features very close to those of the intrusive breccias, generated by explosion; they are barren and show the features of fluidisation processes.

Selective References

Cochet J.R. (1957) - Contribuţii geologice asupra zăcămintelor aurifere de la Baia de Arieş. *Rev. Minelor*, VIII/10, p. 467 - 475, Bucureşti.

Ghiţulescu T.P., Pitulea G., Ghiţulescu I. (1979) - The role of the volcanic breccia pipes in the metallogenesis in the Baia de Arieş mining district. *Rev. Roum. Geol., Geofiz., Geogr., Geologie*, Tome 23/1 p. 313, Bucureşti.

Ghiţulescu T.P., Socolescu M. (1941) - Études géologiques et miniers des Monts Metalliferes. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, Bucureşti.

Ghiţulescu T.P., Sprânceană M. (1983) - Le rôle de l'effet de piège dans le concentration de la minéralisation métallifere dans le gisement de Baia de Arieş (Monts Metalliferes de la Transilvania). *Carp. Balk. Asoc. Geol. Congres. XIII. An. Inst. geol., geofiz.* LXI, 179 - 187, Bucureşti.

Murowchich J.B., Barnes H.L. (1987) Effects of temperature and degres of supersaturation on pyrite morphology. *Am. Mineralogist*, 72, p. 1241 - 1250.

Pitulea G., Ghiţulescu I. (1975) - O nouă structură subvulcanică neogenă în partea de nord-est a Munţilor Metaliferi (regiunea Bucium). *St. Cerc., Geol., Geofiz., Geogr., Geologie*, Tome 20/1, p. 25 - 39, Bucureşti.

Stiopol V., Măldărescu I., Popescu C. Gh. (1976) - Cortelu ore deposits (North Dobrogea). A new model of its formation. *Rev. Roum. Geol., Geophys et Geogr., Geologie*, 20/2, p. 179 - 184, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 135–138, Bucureşti, 1998

ASUPRA PREZENŢEI UNOR ANDEZITE CUARŢIFERE ÎN ZONA DEALUL MĂGURA–VALEA VĂRMĂGEAUA (INSULA CRISTALINĂ RAPOLT)

ON THE PRESENCE OF SOME QUARTZ ANDESITES IN THE MĂGURA HILL – VĂRMĂGEAUA CREEK AREA (RAPOLT CRYSTALLINE)

Florin SCURTU, Dan ALEXANDRESCU

În cadrul cercetărilor geofizice complexe efectuate în insula cristalină Rapolt, una din metodele geofizice utilizate a fost magnetometria. Obiectivul cercetărilor magnetometrice a fost localizarea şi detalierea la sol a unor anomalii aeromagnetometrice. În acest scop au fost executate mai multe profile ΔT orientate nord-sud, echidistanţate la 500 metri şi cu distanţa de 20 metri între staţii şi profil. Aparatura utilizată a constat într-un magnetometru Geometrics MP2, cu afişaj numeric şi precizia cititorilor de 1 nT.

În cadrul acestor măsurători, la SV de Dealul Măgura, în zona obârşiei Pârâului Cracului (afluent sudic al pârâului Vărmăgeaua, care la rândul său este afluent estic al văii Vărmaga), a fost evidenţiată o zonă anomală de circa 800 metri lungime (pe direcţia VNV - ESE) şi circa 250 metri lăţime, care este posibil să se continue spre est încă circa 500 metri (fig. 1).

Anomalia a fost parţial detaliată prin profile intermediare (fig. 2), dar nu s-a putut realiza o densitate suficientă de staţii pe întreaga zonă anomală, deoarece aceasta era ocupată de o plantaţie forestieră tânără, foarte deasă, a cărei traversare era extrem de dificilă.

Anomalia magnetometrică astfel cartată este destul de agitată, incluzând mai multe anomalii dipolare cu amplitudini maxime de ordinul a 200 nT. Diferenţa între valoarea maximă şi cea minimă măsurate în cuprinsul anomaliei este de circa 300 nT.

Explicaţia aspectului agitat al anomaliei rezidă în adâncimea foarte mică a corpului perturbat, care face ca orice neregularitate sau alterare neomogenă în partea sa superioară să conducă la apariţia unor anomalii magnetometrice strict local.

Din punct de vedere geologic, zona anomală se situează pe cristalin (în cadrul insulei cristaline Rapolt), care în imediata vecinătate a acestei zone este constituit din metatufuri acide şi şisturi sericito-cloritoase, parţial mineralizate cu pirită, Au, Ag, Pb, Zn, de origine vulcanogenă metamorfozată şi tectogenă (Berbeleac, 1970). Exact pe zona anomaliei se află un număr mare de blocuri de andezite de culoare gri sau roşcată- violacee, în mare parte acoperite de sol, ceea ce ne conduce la concluzia că aceste blocuri fac parte

In the framework of an integrate geophysical survey conducted over the Rapolt crystalline area, one of the geophysical methods employed was magnetic prospecting. The aim of the magnetic survey was locating and detailing on land some aeromagnetic anomalies. For this purpose several ΔT profiles were measured, trending north-southwards, at 500 m spacing and 20 m station interval on the profile. The equipment employed consisted of a Geometrics MP2 magnetometer with 1 nT accuracy of reading.

By these measurements, south-west of the Măgura Hill, in the spring area of the Cracurilor creek (southern tributary of the Vărmăgeaua creek, that in its turn is an eastern tributary of the Vărmaga valley), an anomalous area of about 800 m long (in WNW - ESE direction) and about 250 m wide was outlined, possibly continuing eastwards for another 500 m approximately (Fig. 1).

The anomaly was partly detailed through intermediate profiles (Fig. 2), but a sufficiently closely spaced station grid could not be achieved over the entire anomalous area, as this one was covered by a thick young forest plantation extremely difficult to go through.

The magnetic anomaly resulting is rather unsteady, including several dipole anomalies of maximum amplitude of the order of 200 nT. The difference between the maximum and the minimum values measured throughout the anomaly is of about 300 nT.

The explanation of the unsteady look of the anomaly consists of the disturbing body beeing very shallow, resulting in any irregularity or unhomogeneous alteration in its upper part leading to the occurrence of strictly local magnetic anomalies.

From geological point of view, the anomalous area is located on the crystalline basement (within the Rapolt crystalline) made, in the close vicinity of this area, of acid metatuffs and sericito-chlorite schists partly mineralised with pyrite, Au, Ag, Pb, Zn of a volcanogenic origin, methamorphosed, and a tectogenic one (Berbeleac, 1970). Precisely in the anomaly's area there is a great number of grey or reddy-violaceous andesite

Institutul Geologic al României

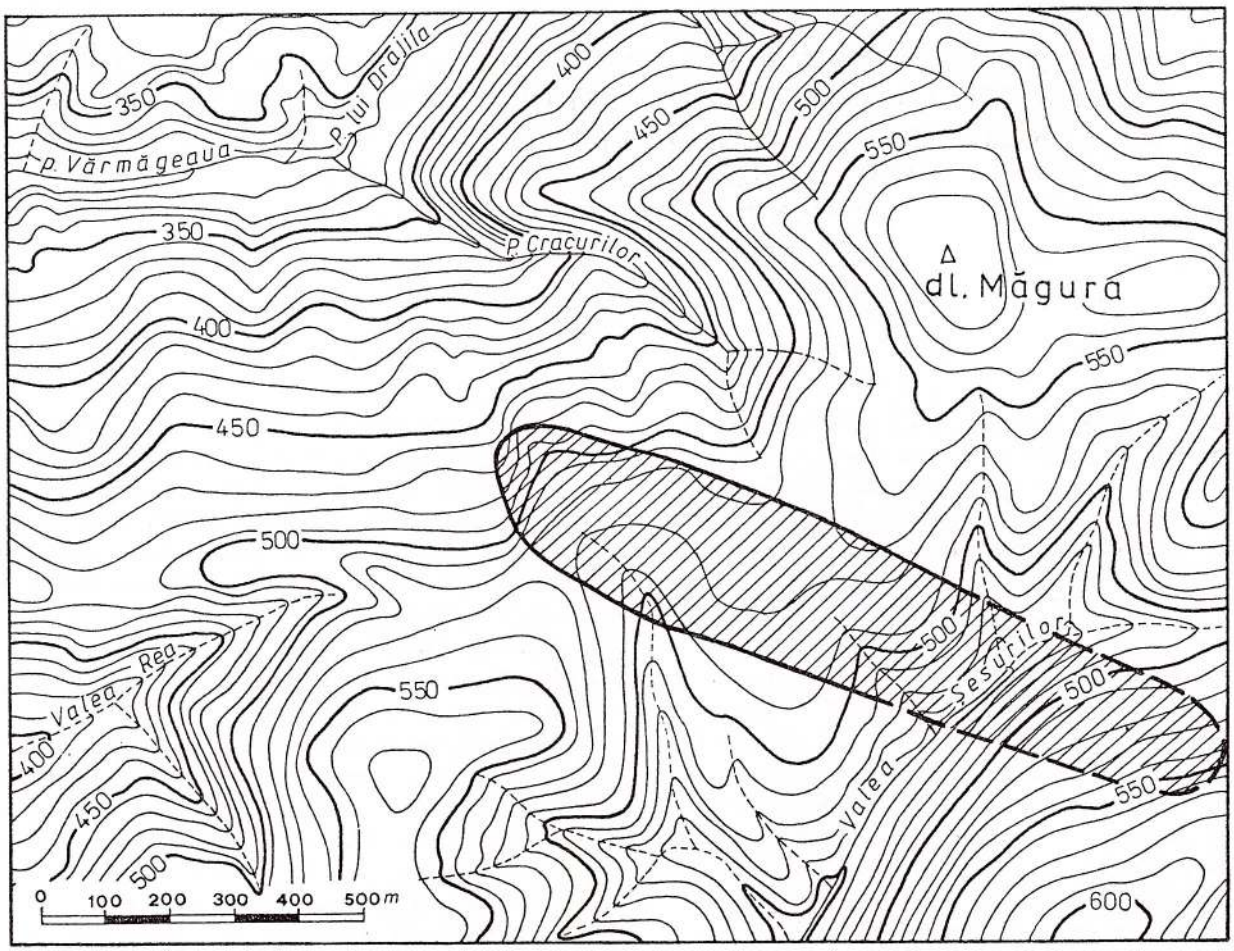


Fig. 1 – Amplasarea anomaliei magnetometrice.

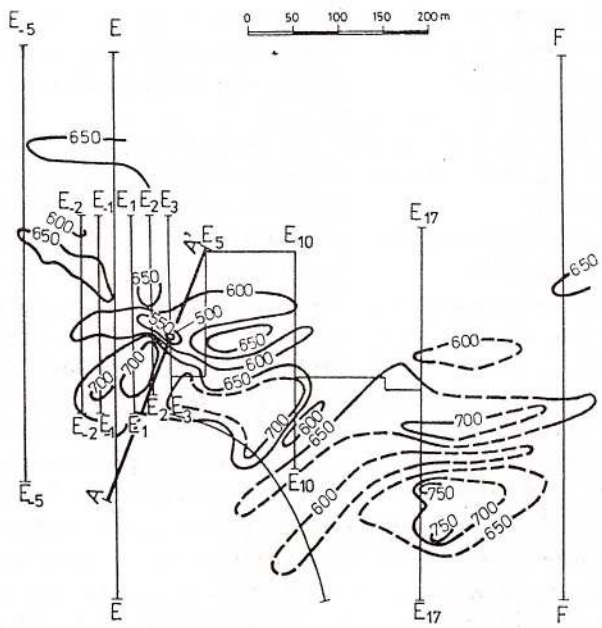


Fig. 2 – Morfologia anomaliei magnetometrice.

Institutul Geologic al României

dintr-o masă mai mare, probabil compactă, care se extinde în întreaga zonă a anomaliei magnetometrice.

Studierea la microscop a unor secţiuni subţiri executate din zona anomală şi din Valea Şesurilor la baza pantei pe care se amplasează anomalia, a arătat că este vorba de andezite ± cuarţifere cu hornblendă brună şi augit ± hipersten, ± biotit, probabil lave şi/sau intruziuni (Ştefan A., comunicare verbală), corespunzând tipului de andezit megaporfiric de la sud de Baia de Arieş şi Rotunda. În cazul eşantioanelor de culoare roşie-violacee hornblenda este opacitizată.

Măsurătorile de susceptibilitate magnetică efectuate pe eşantioane au arătat că andezitele de culoare gri au o susceptibilitate medie de 1300 $*10^{-6}$ uCGS şi un coeficient Königsberger de ordinul a 0.5 - 3, în timp ce andezitele de culoare roşie-violacee au o susceptibilitate medie de $200*10^{-6}$ 6 uCGS şi un coeficient Konigsberger cu valori de 15 - 35, ceea ce arată că ultimele au fost demagnetizate şi remagnetizate ulterior formării lor.

Modelarea bidimensională a sursei anomaliei cu ajutorul algoritmului Won-Bevis (1987) pe un profil transversal pe zona anomală (notat A - A' în fig. 2), în care am considerat câmpul geomagnetic de 50000 nT, înclinaţia sa de 60^0 şi o susceptibilitate de $1300*10^{-6}$ uCGS pentru andezitul nealterat, este prezentată în figura 3. Drept valoare de zero a câmpului geomag-

blocks, partly covered with soil, which fact leads us to the conclusion that these blocks are part of a larger landmass, probably compact, stretching throughout the entire magnetic anomaly's area.

The microscop study of some thin sections from the anomalous area and from the Şesurile valley, foothil of the slope the anomaly locates over, has shown that we are dealing with quartz andesites with brown hornblenda and augite ± hypersthene, ± biotite in a lava and/or intrusion facies (Ştefan A., oral communication) corresponding to the megaporfiric andesite of Rotunda type. In the case of reddy-violaceous samples, the hornblenda has become opaque.

The magnetic susceptibility measurements carried out on some samples have shown that grey andesites are $1300*10^{-6}$ uCGS in average susceptibility and have a Königsberger coefficient of the order of 0.3 to 2, while the reddy-violaceous andesites are $200*10^{-6}$ uCGS in average susceptibility and have a Königsberger coefficient 15 to 35 in value.

The 2D modeling of the anomalys source (considered only inductive magnetized) employing the Won-Bevis (1987)algorithm on a profile striking transversely on the anomalous area (marked A - A' in Fig. 2), in which we supposed the geomagnetic field be 50000 nT, its inclination 60^0 and the susceptibility $1300*10^{-6}$ uCGS for the unaltered andesite, is presented in Figure 3.

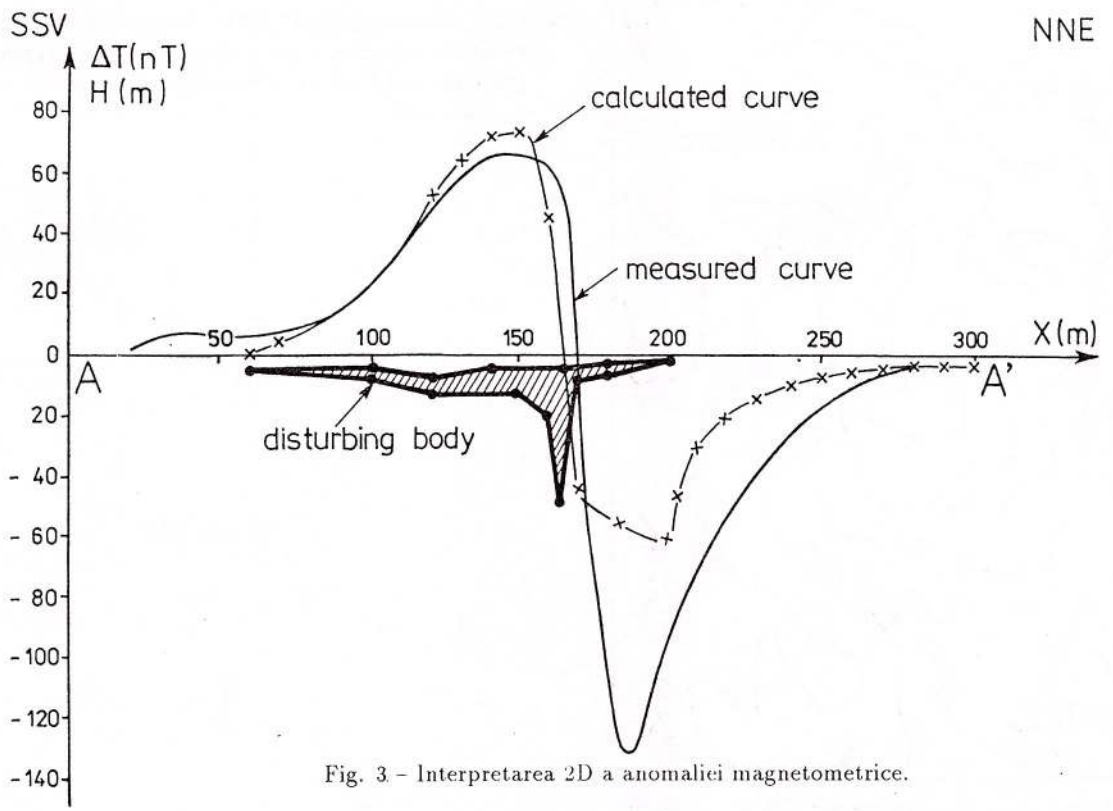


Fig. 3 – Interpretarea 2D a anomaliei magnetometrice.

Institutul Geologic al României

netic (câmpul normal) a fost adoptată valoarea de 630 nT din harta megnetometrică, iar direcţia corpului perturbat a fost considerată N112^{0}E. Din cauza lipsei de informaţii asupra distribuţiei eventualelor zone în care andezitul este alterat, astfel de zone nu au fost luate în calcul.

Corpul perturbat rezultat din modelare prezintă o înrădăcinare aproximativ la mijlocul profilului A - A', partea principală a corpului extinzându-se la sud de această înrădăcinare pe aproape 100 metri, cu o grosime verticală medie de circa 10 metri. Necoincidenţa părţii nordice a anomaliei calculate cu cea măsurată o atribuim faptului că minimul absolut de pe curbura măsurată este strict local (vezi fig. 2) şi nu aparţine anomaliei interpretate. Mai pot de asemenea interveni efecte de relief şi de alterare neomogenă a corpului andezitic.

Amplasarea pe harta la 1:50000 a masei andezitice descrise mai sus este prezentată în figura 4. Pe harta geologică la această scară, zona este situată imediat la nord de falia Hărău - Vărmaga şi ea constituie probabil cea mai sudică apariţie a andezitelor de tip Rotunda.

As a zero value of the measured magnetic field (the normal field) the value of 630 nT was adopted and the disturbing body was considered to trend N112^{0}E. Due to the lack of information on the distribution of eventual areas where the andesite is altered, such kind of areas were not taken into account.

The disturbing body resulting from the modeling shows an enrootement by the middle of the A - A' profile, as the southern part of the body is stretching south of this enrootement on nearly 100 m, with a vertical thickness of about 10 m. We explain the fact that the northern part of the calculated anomaly is not matching the measured one by effects of the topography and of local alterations of the andesite body which may occur.

The location on the map at scale 1:50000 of the andesitic body above described is presented in Figyre 4. On the geological map at the mentioned scale, the area is located closely north of the Hărău - Vărmaga fault and it probably represents the most southern occurrence of the Rotunda andesites.

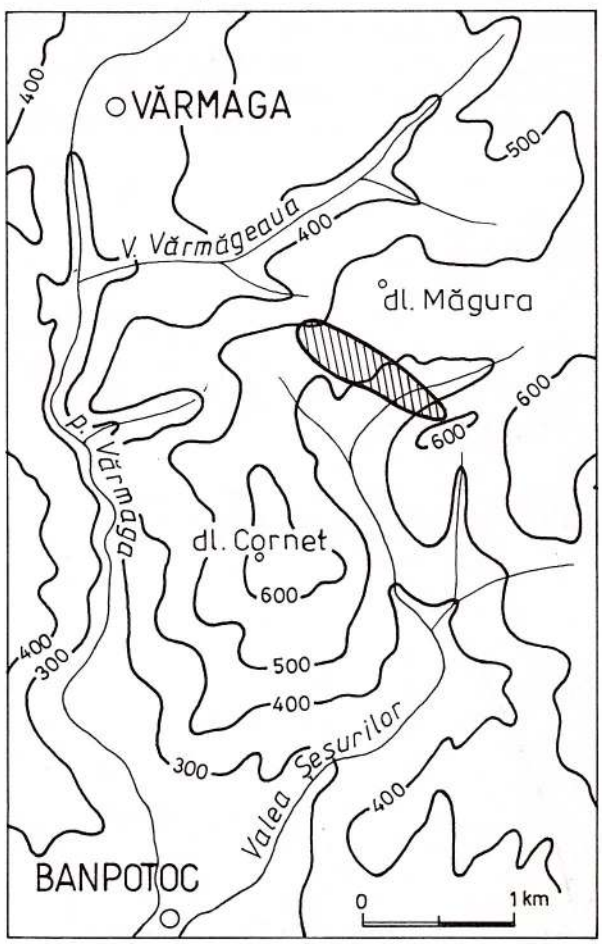


Fig. 4 – Poziţia zonei anomale pe harta la sc. 1:50.000.

References

Berbeleac I. (1970) Aspecte petrografice şi metalogenetice ale insulei cristaline Rapolt (Munţii Metaliferi). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIV/4, p. 5 - 21.

Won I.J., Bevis M.G. (1987) Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*,. 52/2, p. 232 - 238.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 139–140, Bucureşti, 1998

ATLASUL STRUCTURILOR METAMORFICE MILONITE (BLASTOMILONITE) DE GRAD SCĂZUT-MEDIU DIN CARPAŢII MERIDIONALI
LOW TO MEDIUM GRADE MYLONITES (BLASTOMYLONITES) IN THE SOUTH CARPATHIANS

Viorica IANCU

Atlasul structurilor metamorfice a abordat în primii ani problematica structurilor specifice rocilor afectate de metamorfism dinamo-termic, regional, în care regimul deformării este caracterizat de procesele de forfecare dominant pură. Pentru acestea au fost ilustrate diferite tipuri de structuri, vizibile la scara mezo şi microscopică, generate în condiţii fizice variate (de la anchizona-faciesul şisturilor verzi, la faciesul amfibolic şi granulitic sau eclogitic); exemplele ilustrate au provenit din terenuri metamorfice alpine şi pre-alpine din zona orogenului carpatic (Carpaţii Meridionali, Orientali, şi Munţii Apuseni) şi Dobrogea.

Începând din anul 1996 a fost iniţiat atlasul structurilor rocilor milonitice, generate prin metamorfism dinamic, asociat zonelor de forfecare dominant simplă, care materializează plane tectonice majore, cu extindere regională, din Carpaţii Meridionali. Sunt ilustrate milonite din zone de forfecare alpină şi pre-alpină din Carpaţii Meridionali, protoliţii afectaţi de aceste zone de forfecare fiind foarte variaţi atât ca vârstă cât şi din punct de vedere al compoziţiei petrografice şi al gradului de metamorfism dinamic.

Analiza structurală calitativă, necesară pentru caracterizarea regimului deformării şi a blastezei asociate, a impus necesitatea separării şi ilustrării a două categorii importante de elemente minerale şi structurale:

a. Relicte pre-milonitice, materializate de:

– elemente minerale şi petroclaste pre-milonitice, moştenite din roci sedimentare, magmatice şi metamorfice (para şi ortoderivate), ca de exemplu: claste sedimentare, fenocristale, microlitoni sau fosile (prezervate în roci de natură sedimentară de vârstă mezozoică şi paleozoică);

– elemente structurale pre-milonitice, reprezentate de structuri specifice rocilor sedimentare şi magmatice nemetamorfozate anterior milonitizării sau de structuri palimpseste prezervate în rocile metamorfozate regional, afectate subsecvent de forfecare şi metamorfism dinamic.

Planşele prezentate ilustrează structuri pre-milonitice variate, de la stratificaţii şi laminaţii sau stratificaţii

The topic of the elaborated "Atlas of the metamorphic structures" in the time span 1993–1995 was related to the most representative metamorphic structures of the alpine and pre-alpine dynamo-thermally (regionaly) metamorphosed rock-assemblages, by the pure shear processes dominated. The illustrated micro and mesostructures are representative for the well documented alpine and pre-alpine metamophic rock-assemblages and units, from the orogenic areas (South Carpathians, East Carpathians, Apuseni Mountains) and Dobrogea. Corresponding structures of the inherited (palimpsest) and polystage (S1, S2 and L1, L2 or younger structural elements) prograde or retrograde metamorphic evolution are analysed in close connection with the metamorphic mineral phases, originating in very diversified physical conditions (anchizone-green schist facies to amphibolite and granulite/eclogite facies).

In the last two years (1996–1997), the aim of this atlas is to present the mylonitic structures, related to the main alpine and pre-alpine simple shear zones, conected to different types of regional faults (normal, thrust and strike-slip contacts), from the South Carpathians. Alpine and pre-alpine mylonites are illustrated, the mylonitised protoliths being extremely diversified concerning the ages, petrographical compositions as well as the physical conditions of the shear processes.

Qualitative structural analyses required for the descifering of the deformational regime, associated blastesis and dynamic history of the simple shear zones were focused to the problems of the two main objects:

a. Pre-mylonitic relics, materialized by:

– pre-mylonitic mineral and petrographical elements which are still preserved from the sedimentary, magmatic and metamorphic (para and orthoderivates, sometimes polymetamorphic) mylonitised rocks; examples of relict, passive markers can be observed, as: sedimentary clasts, fossils, lithons or phenocrysts, metamorphic porphyroclasts, etc;

– pre-mylonitic structural elements, inherited from the sedimentary, magmatic or metamorphic

Institutul Geologic al României

gradate (cazul rocilor sedimentare cu metamorfism regional de grad scăzut), până la structuri magmatice (ex. porfirice, granulare sau de curgere) şi metamorfice. Acestea din urmă prezintă aspecte extrem de diverse, putându-se recunoaşte atât structuri planare cât şi plano-lineare, prezervate în metamorfite alpine şi pre-alpine din domeniile danubian şi getic-supragetic.

b. Elemente minerale şi structurale zonelor de forfecare simplă, non-coaxială. Materialul ilustrativ este reprezentat de roci milonitice provenind din:

– zone de forfecare alpină, ce însoţesc planele de şariaj ale unităţilor danubiene, getice, şi pânzele de Arjana şi Severin, protoliţii fiind de vârstă mezozoică, paleozoică sau proterozoică;

– zone de forfecare pre-alpină, în special de vârstă paleozoică, conservate în fundamentul unităţilor alpine danubiene şi getice-supragetice, pe protoliţi premezozoici.

Pentru toate cazurile ilustrate, au fost caracterizate:

1. Mineralele şi asociaţile minerale generate prin metamorfism dinamic, prin blasteză sin-tectonică, progresivă;

2. Elementele structurale, planare şi lineare materializate atât de relictele pre-milonitice (ex; lineaţii de tip streching, în cazul prezervării markerilor pasivi) cât şi de neoblastele sin-tectonice;

3. Dovezile de deformare progresivă şi blasteză asociată, progresivă, care uneori poate înregistra o evoluţie dinamică polistadială, bine exprimată în rocile milonitice cu structuri planare de tip S–C–C';

4. Condiţiile fizice ale milonitizării, deduse pe baza asociaţiilor minerale sin-tectonice (metamorfism dinamic); au fost ilustrate şi caracterizate structuri asociate unor milonite de grad scăzut-mediu (anchizona-faciesul şisturilor verzi) din unităţile danubiene şi getice.

rocks, subsequently affected by the simple shear processes; the planar and linear, pre-mylonitic structure are good passive markers, giving information about the sense of shear (as passively rotated markers) and the deformational gradients;

b. Simple shear zone related minerals and structures; the new forming minerals (neoblasts) and the non-coaxial deformation defining the major tectonic contacts connected with dynamic metamorphism have both a progressive character while the physical conditions of the mylonitisation are extremely diversified.

The selected microscopical structural images are from:

– alpine shear zones, located in the thrust zones (planes) of the Danubian, Getic and Arjana, Severin nappes, mylonitised protoliths being of Mesozoic age (in the cover nappes) or Mesozoic, Paleozoic or Proterozoic age, in the basement-cover nappes;

– pre-alpine shear zones, especially of Paleozoic age, the mylonitised rocks being Paleozoic and Proterozoic, preserved in the basement of the Danubian and Getic units.

For the illustrated mylonitic rocks the most important features which were characterised are:

1. Mineral phases and mineral associations generated by dynamic metamorphism, related to progressive, syn-tectonic blastesis;

2. Planar and linear structural elements, materialised by pre-mylonitic relics (e.g. metamorphic foliations or streaking lineation underlined by passive markers) or by syn-tectonic neoblasts;

3. Structural proofs for the progressive blastesis and deformation, and related polystage neoformation of the syn-tectonic mineral phases, well expressed in the S–C–C' type structures;

4. Physical conditions of the shear processes, deduced from the paragenetic, syn-tectonic assemblages; the selected structures are representative for low-grade Danubian and Getic units.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 141–147, Bucureşti, 1998

STRUCTURI MEZO- ŞI MICROSCOPICE ÎN SECVENŢELE CRISTALINE DIN BAZINUL ARIEŞULUI. PARTEA I MUNŢII GILĂU DE SUD

Sistemul pânzelor de Codru şi sistemul pânzelor de Biharia; argumentaţie comparativă

MESO- AND MICROSCOPIC STRUCTURES OF THE CRYSTALLINE SEQUENCES IN THE ARIEŞ BASIN. PART I SOUTH GILĂU MOUNTAINS

Codru Nappes System and Biharia Nappes System: A Comparison

I. BALINTONI, R. STAN

Apusenidele, sau pânzele de şariaj provenite prin forfecarea cratonului Preapulian (crusta continentală a plăcii Preapuliene), au fost divizate de către Ianovici et al. (1976), pe baza diferenţelor faciesale şi de grad de dezvoltare a formaţiunilor permo-mezozoice, în două sisteme: sistemul pânzelor de Codru şi sistemul pânzelor de Biharia.

În ce priveşte timpul amplasării lor, în cele două lucrări citate se consideră a fi fost în decursul tectogenezei pregosau. Săndulescu, (1984), admite şi un moment mezocretacic pentru începerea punerii în loc a pânzelor sistemului de Codru, acesta fiind, deci, cu ceva anterior celui al sistemului de Biharia. Balintoni, (1994), a corelat unitatea de Bihor şi sistemul pânzelor de Biharia cu Tatridele din Carpaţii Vestici, iar sistemul pânzelor de Codru cu Fatridele, Veporidele şi Gemeridele din aceeaşi catenă.

Balintoni, (1996), construeşte un model tectonic, în care argumentează într-o logică diferită decât cele anterioare deosebirile esenţiale dintre sistemele pânzelor de Codru şi de Biharia. În acest model, se susţine ipoteza că cele două sisteme de pânze provin din marginile unor rifturi diferite, şi anume, sistemul pânzelor de Codru din marginea nordică a oceanului Hallstatt-Meliata, iar sistemul pânzelor de Biharia din marginea sudică a Tethysului Transilvan. Suprapunerea celor două sisteme de pânze s-a datorat unei împrejurări speciale, şi anume faptului că cele două rifturi s-au unit spre sud-sud-est într-unul singur, oceanul Vardar. Clasificarea Apusenidelor propusă de Balintoni, (1996) este: sistemul de Codru: pânzele de Vălani, Finiş-Ferice (-Următ), Vetre, Dieva-Bătrânescu, Moma, Coleşti, Vaşcău, (de jos în sus, corelate faciesal); sistemul de Biharia: pânzele de Gârda, Arieşeni, Biharia, Baia de Arieş, (de jos în sus).

The Apusenides, or the nappes resulting from the shearing of the pre-Apulian craton (continental crust of the pre-Apulian plate), have been divided by Ianovici et al. (1976), on the basis of the differences of facies and degree of development of the Permo-Mesozoic formations, into two systems: the Codru nappes system and the Biharia nappes system.

As regards their location time, it is considered that they have been emplaced during the pre-Gosau tectogenesis. Săndulescu (1984) admitted also a Meso-Cretaceous moment for the beginning of the emplacement of the Codru nappes system, therefore previous to that of the Biharia nappes system. Balintoni (1994) correlated the Bihor Unit and the Biharia nappes system with the Tatrides in the West Carpathians, and the Codru nappes system with the Fatrides, Veporides and Gemerides from the same mountain range.

Balintoni (1996) built up a tectonic model and he argued in a different manner the essential differences between the Codru nappes system and the Biharia nappes system. This model points out that the two nappes systems originate in the margins of different rifts, that is the Codru nappes system comes from the northern margin of the Hallstatt-Meliata ocean, and the Biharia nappes system from the southern margin of the Transylvanian Tethys. The superposition of the two nappes systems was due to the joining of the two rifts toward the SSE which gave rise to the Vardar ocean. According to Balintoni (1996), the classification of the Apusenides is, as follows: the Codru nappes system: Vălani, Finiş-Ferice(-Următ), Vetre, Dieva–Bătrânescu, Moma, Coleşti, Vaşcău nappes (from bottom to top, facies correlation); Biharia nappes system: Gârda, Arieşeni, Biharia, Baia de Arieş nappes (from bottom to top).

Institutul Geologic al României

Analiza aprofundată a literaturii referitoare la Apusenide şi studiul lor pe teren la scară regională, ne-a permis să formulăm caracteristicile majore ale celor două sisteme de pânze în care au fost divizate, în bună măsură contrastante. Acestea sunt după cum urmează.

Sistemul pânzelor de Codru

1. Se dezvoltă numai la vest de culmea Bihariei.
2. Cu cât pânzele sunt mai sus în eşfodajul structural, cu atât faciesurile componenetelor lor permomezozoice au afinităţi mai pronunţat sud-alpine.
3. Sunt formate predominant din secvenţe permomezozoice; singura excepţie o prezintă pânza de Finiş-Ferice (-Următ), care posedă şi un soclu cristalin.
4. Pe baza faciesurilor formaţiunilor permomezozoice, se corelează cu Veporidele şi Gemeridele nordice din Carpaţii Vestici.
5. Sunt pânze sintetice forfecate dintr-o margine de placă pasivă.
6. Fruntea sistemului are direcţia NV-SE.
7. În fruntea sistemului pânzelor de Codru, în Munţii Pădurea Craiului, există cute ce afectează Mezozoicul, orientate NV-SE, ceea ce este în acord cu un σ_1 orientat SV-NE, responsabil pentru amplasarea lor.
8. Cu toate că secvenţele de vârstă jurasic-cretacic inferioară din cadrul lor sunt sincrone cu cele ale Transilvanidelor vestice, nu există nici o posibilitate de corelare între cele două secvenţe, settingurile lor geotectonice de formare fiind total diferite.

Sistemul pânzelor de Biharia

1. Cu toate că se extind şi în partea sud-vestică a Munţilor Apuseni, acoperind parţial sistemul pânzelor de Codru, ele se dezvoltă mai ales la est de culmea Bihariei, ajungând până în subasamentul bazinului Transilvaniei şi până în Munţii Preluca.
2. Cuverturile permo-mezozoice pre-albiene existente pe unele pânze ale sistemului de Biharia, nu pot fi puse într-o succesiune faciesală; în plus, deşi stau deasupra pânzelor de Codru, se corelează cu faciesuri ale unor pânze de Codru inferioare. Astfel, Permo-Mezozoicul pânzelor de Gârda şi de Arieşeni din sistemul pânzelor de Biharia se aseamănă cu cel al pânzei de Finiş-Ferice (-Următ) din sistemul de Codru.
3. Sunt formate preponderent din socluri cristaline, cuverturile lor permo-mezozoice pre-albiene fiind slab dezvoltate, iar pânza de Baia de Arieş este lipsită de o astfel de cuvertură.
4. Prin posibilităţile de extindere spaţială şi prin componenţa lor, se corelează cu Tatridele din Carpaţii Vestici.
5. Sunt pânze antitetice, forfecate dintr-o margine de placă activă.
6. Fruntea sistemului are direcţia NE-SV.

The study of the literature on the Apusenides and the regional field investigation point out the major characteristics of the two nappes systems.

Codru nappes system:

1. It is developed only west of the Biharia summit.
2. As the nappes have an upper structural position the facies of their Permo-Mesozoic components display obvious south Alpine affinities.
3. They consist mostly of Permo-Mesozoic sequences, except the Finiş-Ferice(-Următ) nappe, which has also a crystalline basement.
4. On the basis of the facies of the Permo-Mesozoic formations it can be correlated with the Veporides and Northern Gemerides in the West Carpathians.
5. They are synthetic nappes sheared from a margin of a passive plate.
6. The frontal part of the system is trending NW–SE.
7. In front of the Codru nappes system in the Pădurea Craiului Mts there are folds which affect the Mesozoic; they have a NW–SE trending which is in agreement with a SW-NE trending σ_1, responsible for their location.
8. Although the Jurassic-Lower Cretaceous sequences within them are synchronous with those of the western Transylvanides, there is no possibility of correlation between the two sequences, their geotectonic settings of formation being entirely different.

Biharia nappes system:

1. Although they are extending in the southwestern part of the Apuseni Mountains, partially covering the Codru nappes system, these nappes are developed mostly east of the Biharia summit, reaching the basement of the Transylvania Basin and the Preluca Mts.
2. The pre-Albian Permo-Mesozoic covers existing on some nappes of the Biharia system cannot be arranged in a facies succession; moreover, although they are overlain by the Codru nappes they are correlated with facies of lower Codru nappes. Thus, the Permo-Mesozoic of the Gârda and Arieşeni nappes of the Biharia nappes system is similar to that of the Finiş-Ferice(-Următ) nappe of the Codru system.
3. They are mostly formed of crystalline basement, their pre-Albian Pre-Mesozoic covers being poorly developed, and the Baia de Arieş nappe is devoid of such a cover.
4. By their spatial distribution and structure they are correlated with the Tatrides in the West Carpathians.
5. They are antithetic nappes, sheared from a margin of an active plate.
6. The frontal part of the system has a NE–SW trending.

Institutul Geologic al României

7. Dedesubtul sistemului pânzelor de Biharia, şi în interiorul său, există cute orientate NE-SV ce cutează şi depozite mezozoice, ceea ce este în acord cu un σ_1 orientat SE-NV, responsabil pentru amplasarea lor.

8. Constituie subasamentul Transilvanidelor. Pânza de Baia de Arieş, cea mai de sus dintre pânzele sistemului de Biharia suportă Transilvanidele, ceea ce însemnează că marginea cratonului Preapulian spre Tethysul transilvan era formată din cristalinul litogrupului Baia de Arieş.

9. Triasicul pânzei de Biharia – seria de Vulturese-Belioara – este uşor metamorfozat. Din acest motiv a fost considerat chiar parte a litogrupului Baia de Arieş.

Utilizând caracteristicile de mai sus, putem argumenta şi contura mai bine modelul schiţat anterior, cu privire la direcţia de transport şi la locul de origine al Apusenidelor.

Direcţiile şi sensurile de transport ale celor două sisteme de pânze

Caracteristica (7) cuplată cu (6) indică o direcţie de transport SV-NE, cu sensul spre NE pentru sistemul pânzelor de Codru.

Aceleaşi două caracteristici, precum şi aria de dezvoltare, indică pentru pânzele sistemului de Biharia o direcţie de transport de la SE spre NV, cu sensul spre NV, adică la 90^0 faţă de sistemul pânzelor de Codru. Sensurile de transport aproape contrare pentru cele două sisteme de pânze explică succesiunea temporală dintre ele observată de Săndulescu, (1984). Evident, pânze de şariaj cu sensuri de transport diferite trebuie să provină din locuri diferite. Se explică şi de ce pânze antitetice mai noi stau deasupra unora sintetice mai vechi, fără a le reforfeca pe ultimile, precum şi de ce succesiunea faciesală după un anumit model în secvenţele permo-mezozoice este valabilă doar pentru sistemul pânzelor de Codru.

Locurile de proveniență ale celor două sisteme de pânze

Relaţiile dintre pânza de Baia de Arieş şi Transilvanide nu lasă loc vreunei îndoieli cu privire la originea pânzelor sistemului de Biharia: acestea provin din forfecarea antitetică a marginii active a cratonului Preapulian, alăturată Tethysului Transilvan. Funcţia activă a marginii respective este dovedită de magmatismul banatitic calcalcalin care străbate pânzele sistemului de Biharia.

Pentru că pânza de Baia de Arieş este lipsită de sedimente anterioare cuverturii post-austrice a Transilvanidelor, teritoriul din care provine ea trebuie văzut ca un prag între bazinul Transilvanidelor şi cel în care se depuneau sedimentele sincrone din componenţa pânzelor sistemului de Codru.

Spre deosebire de Transilvanide, care îşi au originea într-un domeniu oceanic, sedimentele mezozoice ale

7. Under and inside the Biharia nappes system there are NE–SW trending folds that also fold Mesozoic deposits, which is in agreement with a SE–NW treding σ_1, responsible for their location.

8. They form the basement of the Transylvanides. The Baia de Arieş nappe, the uppermost one of the Biharia nappes system, is overlain by the Transylvanides; it means that the margin of the pre-Apulian craton towards the Transylvanian Tethys is constituted of the crystalline of the Baia de Arieş lithogroup.

9. The Triassic of the Biharia nappe – the Vulturese-Belioara series – is slightly metamorphosed. For this reason it has been considered even part of the Baia de Arieş lithogroup.

Considering the above-mentioned characteristics we can argue and outline better the previuosly mentioned model as regards the transport direction and the provenance of the Apusenides.

Transport directions and trendings of the two nappes systems

Characteristics (7) and (6) indicate a SW–NE transport direction, and a NE trending for the Codru nappes system.

The two above-mentioned characteristics as well as the spreading area indicate for the Biharia nappes system a SE–NW transport direction, NW trending, that is 90^0 C as against the Codru nappes system. The almost contrary transport trendings of the two nappes systems explain the temporal succession between them pointed out by Săndulescu (1984). It is obvious that nappes with different transport trendings should come from different places. Likewise, it is explained why more recent antithetic nappes overlie older synthetic nappes, without reshearing the latter, as well as why the facies succession after a certain model in the Perm-Mesozoic sequences is valid only for the Codru nappes system.

Provenance of the two nappes systems

Considering the relationships between the Baia de Arieş Nappe and the Transylvanides there is no doubt as regards the provenence of the Biharia system: these nappes come from the antithetic shearing of the active margin of the pre-Alpine craton, nearby the Transylvanian Tethys. The active function of the respective margin is proved by the calc-alkaline banatitic magmatism which intrudes the Biharia nappes system.

As the Baia de Arieş nappe is devoid of sediments previous to the post-Austrian cover of the Transylnanides, its origin place should be seen as a threshold between the Transylvanides basin and that in which the synchronous sediments of the Codru nappes system were deposited.

Unlike the Transylvanides, which originate in an oceanic realm, the Mesozoic sediments of the Codru

Institutul Geologic al României

sistemului pânzelor de Codru se depun pe o crustă continentală situată departe spre sud-vest de pragul din care a fost forfecată pânza de Baia de Arieş. Judecând după caracteristicile redate mai sus, pânzele sistemului de Codru îşi au originea în marginea nordică a oceanului Hallstatt-Meliata, care delimita spre sud sau sud-vest cratonul Preapulian.

Pânzele sistemului de Codru, Gemeridele şi Veporidele provin din marginea sudică, pasivă a cratonului Preapulian, în contact cu oceanul Hallstatt-Meliata, în timp ce pânzele sistemului de Biharia şi Tatridele provin din marginea nordică, activă, a cratonului Preapulian, în contact cu Tethysul. Relaţia dintre pânzele sistemului de Codru şi ale celui de Biharia a fost cauzată de terminarea în pană a cratonului Preapulian spre sud-est şi de forţarea forfecării antitetice a marginii sale nordice, dispre Tethys, de către pintenul vestic al cratonului Euxinic. Forfecările au început mai devreme în marginea Hallstatt-Meliatică decât în cea Tethysiană.

Studiul deformaţional al Apusenidelor

În cazul sistemului pânzelor de Biharia a fost efectuat un studiu al lineaţiilor între Valea Ierii şi Bistra.

Direcţiile şarnierelor cutelor mezozoice măsurate în litozona Arada din litogrupul Someş (Unitatea de Bihor), ale crenulaţiilor din litogrupul Biharia (pânza de Biharia) şi ale unor cute din seria de Vulturese-Belioara (pânza de Biharia), arată direcţii NE-SV, cunoscute de altfel de multă vreme (Ianovici et al., 1976). Unele şarniere de microcute şi crenulaţii din litogrupul Baia de Arieş arată aceleaşi orientări. Ca orientări alpine de referinţă s-au considerat cele din seria de Vulturese-Belioara, care pare a fi o secvenţă triasică metamorfozată, transgresivă peste litogrupul Biharia. Menţionăm acest lucru pentru că celelalte structuri sunt în metamorfite şi atunci se pune problema vârstei lor, care poate fi varistică sau mai veche. Ţinând cont de observaţiile de mai sus, rezultă că σ_1 în timpul punerii în loc a sistemului pânzelor de Biharia a avut diecţia SSE-NNV.

În litogrupul Biharia litonii mai competenţi sunt budinaţi, iar direcţiile budinelor sunt paralele cu ale crenulaţiilor. Acest fenomen ar putea indica extensia în direcţia perpendiculară la şarnierele cutelor, după ce contracţia paralelă cu litonii a depăşit o anumită limită.

În sistemul pânzelor de Codru s-a realizat o cercetare amănunţită a structurilor deformaţionale în Triasicul şi Jurasicul pânzei de Finiş şi în Permianul pânzei de Moma, în împrejurimile Monesei.

Clasificarea structurilor în pânza de Finiş

Triasicul. Triasicul a fost studiat pe pârâul Megheş, unde sunt deschise Norianul şi Rhetianul în faciesuri parţial necalcaroase. De la bun început

nappes system are deposited on a continental crust situated farther south-west of the threshold from which the Baia de Arieş nappe was sheared. Considering the above-mentioned features, the Codru nappes system originates in the northern margin of the Hallstatt-Meliata ocean, which delimited to the south or south-west the pre-Apulian craton.

The Codru nappes system, Gemerides and Veporides come from the southern, passive margin of the pre-Apulian craton, in contact with the Hallstatt-Meliata ocean, whereas the Biharia nappes system and Tatrides come from the northern, active margin of the pre-Apulian craton, in contact with the Tethys. The relationship between the nappes of the Codru and Biharia systems was determined by the wedge ending of the pre-Apulian craton toward the south-east and by the forcing of the antithetic shearing of the northern margin, from the Tethys, by the western spur of the Euxinic craton. The shearings started earlier in the Hallstatt-Meliatic margin than in the tethyan one.

Deformational study of the Apusenides

For the Biharia nappes system a study of the lineations between Valea Ierii and Bistra has been effectuated.

The directions of the hinghes of the mesoscopic folds measured in the Arada lithozone of the Someş lithogroup (Bihor Unit), of the crenulations from the Biharia lithogroup (Biharia nappe) and of some folds of the Vulturese-Belioara series (Biharia nappe) indicate NE–SW trendings, known for a long time (Ianovici et al., 1976). Some hinges of microfolds and crenulations of the Baia de Arieş lithogroup show the same directions. Reference Alpine directions were considered those of the Vulturese-Belioara series, which seems to be a metamorphosed Triassic sequence, transgressive over the Biharia lithogroup. We mentioned this because the other structures are in metamorphics and then there is the matter of their age, that can be Variscan or older. Considering all these observations, it results that σ_1 had a SSE-NNW treding during the emplacement of the Biharia nappes system.

In the Biharia lithogroup the more competent lithons are boundinated and the directions of the boudins are parallel to those of the crenulations. This phenomenon might indicate the extension perpendicular to the fold hinges, after the contraction parallel to the lithons exceeded a certain limit.

In the Codru nappes system a detailed study was carried out on the deformational structures in the Triassic and Jurassic of the Finiş Nappe and the Permian of the Moma Nappe, nearby Moneasa.

Classification of the structures of the Finiş Nappe

Triassic. The Triassic has been studied on the

Institutul Geologic al României

s-a observat o concentrare a strainului în stratele mai puţin competente, reprezentate prin marne sau prin siltite. În acestea s-au observat foliaţii de tip S/C generate prin curgere generală necoaxială. Planele S de formă uneori sigmoidală corespund cu secţiunea $\lambda_1\lambda_2$ a elipsoidului strainului, sunt înclinate la mai puţin de 45^0 faţă de planele C în porţiunile centrale şi se apropie de planele C spre capete, unde intensitatea deformării creşte şi secţiunea $\lambda_1\lambda_2$ se apropie de planul de curgere generală. Un aspect deosebit al planelor C este prezenţa în ele a unor segregaţii fine calcitice, care mărturisesc o extensie perpendiculară la ele, anterioară formării planelor S. Aceasta s-ar putea datora unei curgeri necoaxiale transtensive mai vechi. Ulterior, în timpul genezei structurilor S/C, segregaţiile calcitice au jucat rol de ecrane pentru planele, S, noile plane C reprezentând o reluare a vechilor plane C, dar într-un context deformaţional în care curgerea generală necoaxială a fost transpresivă.

Jurasicul. Jurasicul a fost cercetat în cariera Moneasa, deschisă în calcare intraclastice roşii. Intraclastele sunt aplatizate iar contactele dintre ele au aspecte stilolitice. Este probabil ca aplatizarea intraclastelor să fie parţial de natură tectonică, deoarece în stratele mai competente se observă fante de tensiune umplute cu calcit, perpendiculare la suprafeţele de strat. Totuşi, belemniţii nu par a fi aplatizaţi, posibil datorită competenţii lor mai ridicate comparativ cu a intraclastelor.

Din punctul de vedere al subiectului lucrării, cariera Moneasa este importantă pentru că prezintă fisuri de forfecare subordonate la intervale de 0,5–1 m una de alta, căptuşite cu fibre de calcit. Direcţia fibrelor de calcit dă direcţia deplasării, iar treptele de pe suprafeţele blocurilor în contact indică sensul mişcării. Interpretarea acestor indici de sens de forfecare arată deplasarea acoperişului spre NE, adică sensul deplasării pânzelor de Codru dedus prin alte argumente. Striuri pe suprafeţele de forfecare care dovedesc o deplasare a coperişului de la vest spre est au fost descoperite şi în carierele de la Galşa în care se exploatează calcare triasice din pânza de Finiş.

Structurile din pânza de Moma

În Permianul pânzei de Moma au fost studiate structuri planare şi liniare în zona Rănuşa. Rezultatele obţinute sunt în dezacord cu cele furnizate de pânza de Finiş şi ar putea sugera o extensie cu direcţia generală N-S. Interpretarea lor este dificilă, ele putând fi corelate cu extensia care a generat oceanul Hallstatt-Meliata sau cu un alt context extensional deocamdată nedatat.

Megheş Brook where the Norian and the Rhaetian in partly calcareous facies are cropping out. From the beginning a concentration of the strain in the less competent beds, represented by marls or siltstones, has been noticed. Within them S/C type foliations generated by noncoaxial general flow have been observed. The S planes, sometimes of a sigmoidal shape, correspond to the $\lambda_1\lambda_2$ section of the strain ellipsoid, are dipping less than 45^0 as against the C planes in the central parts and come close to the C planes to the ends, where the deformation intensity is increasing and the $\lambda_1\lambda_2$ section comes close to the general flow plane. A particular aspect of the C planes is the presence within them of fine calcitic segregations that indicate an extension perpendicular to them, previous to the S planes formation. It could be due to an older transtensive noncoaxial flow. Later on, during the genesis of the S/C structures, the calcitic segregations played a screening role for the S planes, the new C planes representing a resuming of the old C planes but within a deformational setting in which the general noncoaxial flow was transpresive.

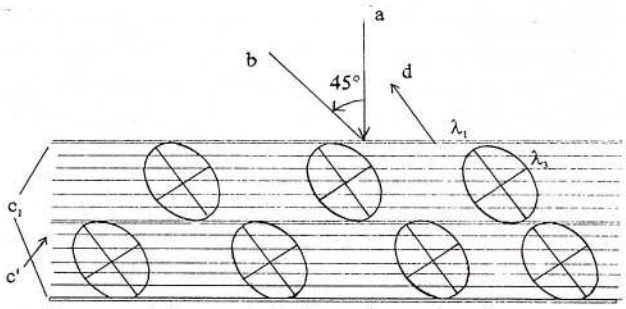
Jurassic. The Jurassic has been studied in the Moneasa quarry, exposed in red intraclastic limestones. The intraclasts are flattened and the contacts between them display stilolitic aspects. It is probable that the flattening might be partly of tectonic origin, because in the more competent beds tension slits filled with calcite, perpendicular to the bed surfaces, have been observed. However, belemnites do not seem to be flattened probably because of their higher competence in comparison with that of the intraclasts.

From the point of wiev of the subject of the present paper, the Moneasa quarry is significant because shows subordinated shearing fissures at 0.5–1 m intervals one from another, filled with calcite fibres. The direction of the calcite fibres determined the direction of the shifting, and the steps from the surfaces of the contact blocks indicate the trending of the movement. The interpretation of these indices of the shearing direction show the NE movement of the hanging wall, that is the direction of the moving of the Codru nappes inferred from other arguments. Striae on the shearing surfaces which prove a movement of the hanging wall from the west to the east have been observed in the Galşa quarries, too, in which Triassic limestones are worked out from the Finiş nappe.

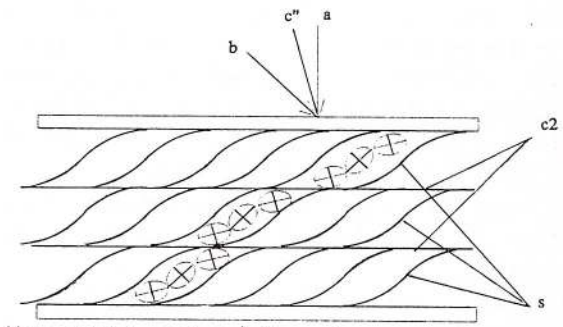
Moma nappe structures

In the Permian of the Moma nappe the planar and linear structures in the Rănuşa zone have been studied. The results obtained are in disagreement with those from the Finiş nappe and it might suggest an extension

Institutul Geologic al României



Noncoaxial general flow transtensive versus the bedding



Noncoaxial general flow transpressive versus the bedding

a = perpendicular to the bed; b = σ_1 direction in case of simple shearing; c = σ_1 direction during the first deformational event; c_1 = dilated "C" planes filled with calcite; C_2 = contracted "C" planes in which calcite represented a screen for the S foliation; C" = σ_1 = direction during the second deformational event; d = σ_3 direction (extension); s = S planes.

Concluzii

1. Sistemele pânzelor de Codru şi de Biharia diferă esenţialmente prin locurile de origine şi direcţiile de transport. Sistemul pânzelor de Codru provine prin forfecarea sintetică a marginii sudice pasive, spre oceanul Hallstatt-Meliata, a cratonului Preapulian; sistemul pânzelor de Biharia prin forfecarea antitetică a marginii nordice active, spre Tethysul Transilvan, a cratonului Preapulian.

2. Cea mai de sus dintre pânzele sistemului de Biharia, pânza de Arieş, constituie subasamentul Transilvanidelor vestice. Cristalinul pânzei de Baia de Arieş a fost lipsit de sedimente Permo-Mezozoice când au fost puse în loc Transilvanidele.

3. Unitatea de Bihor şi sistemul pânzelor de Biharia se corelează cu Tatridele, în sensul că reprezintă marginea dinspre Tethysul Transilvan a cratonului Preapulian. Ele nu pot fi însă corelate unitate cu unitate şi nici nu au fost în continuitate directă unele cu altele.

4. Sistemul pânzelor de Codru se corelează cu Gemeridele nordice şi Veporidele. Toate provin din aceeaşi margine a cratonului Preapulian, cea dinspre oceanul Hallstatt-Meliata şi probabil ca ele să fi fost în continuitate înainte de formarea sistemului de falii translitosferice central-ungar. Acestea au funcţionat între Oligocenul superior şi Miocenul inferior.

with a general N–S trending. Their interpretation is difficult; they can be correlated with the extension which generated the Hallstatt-Meliata ocean or with another extensional setting undated till now.

Conclusions

1. The Codru and Biharia nappes systems differ essentially by their provenance and transport directions. The Codru nappes system is the result of the synthetic shearing of the passive, southern margin toward the Hallstatt-Meliata ocean, of the pre-Apulian craton and the Biharia nappes system is the result of the antithetic shearing of the northern, active margin towards the Transylvanian Tethys of the pre-Apulian craton.

2. The uppermost nappe of the Biharia system, the Baia de Arieş nappe, constitutes the basement of the western Transylvanides. The crystalline of the Baia de Arieş nappe was devoid of Permian–Mesozoic sediments when the Transylvanides were emplaced.

3. The Bihor unit and the Biharia nappes system are correlated with the Tatrides, as they represent the margin from the Transylvanian Thethys of the pre-Apulian craton. However, they cannot be correlated unit by unit and they have not been in direct continuity one with another.

4. The Codru nappes system is correlated with the northern Gemerides and Veporides. All of them come

Institutul Geologic al României

from same margin of the pre-Apulian craton, that from the Hallstatt-Meliata ocean, and it is probable that they might have been in continuity before the formation of the Central-Hungarian translithospheric faults. They functioned between the Upper Oligocene and the Lower Miocene.

Selected References

Ianovici V., Borcoş, M., Patrulius, D., Lupu, M., Dimitrescu, R., Savu, H. (1976) Geologia Munţilor Apuseni. Ed. Acad., R.S.R., Bucureşti.

Săndulescu M. (1984) Geotectonica României. Ed. Tehnică, 336 p., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 148–151, Bucureşti, 1998

INVENTARIEREA SISTEMATICĂ A ELEMENTELOR MEZO- ŞI MICROSTRUCTURALE DIN CADRUL TERENURILOR CRISTALINE ALE APUSENILOR DE NORD
SYSTEMATIC INVENTORY OF THE MESO- AND MICROSTRUCTURAL ELEMENTS OF THE METAMORPHIC TERRAINS FROM THE NORTHERN APUSENI MOUNTAINS

C. STRUTINSKI, E. MOSONYI

Programul de inventariere a elementelor mezo- şi microstructurale din cadrul terenurilor cristaline ale Apusenilor de Nord a demarat în 1996 cu insulele cristaline Inău şi Preluca, a căror poziţie structurală este extrem de controversată. Astfel, după Mutihac (1990) insulele cristaline din nordul Depresiunii Transilvaniei ar reprezenta iviri la suprafaţă ale unui vast teren cristalin care s-a comportat rigid în decursul mişcărilor alpine, jucând rolul unui masiv median amplasat între Munţii Apuseni şi arcul Carpatic. Dimpotrivă, Săndulescu (1984) consideră că structurile mezocretacice ale Apusenidelor se continuă sub depozitele Depresiunii Transilvaniei până la falia Nord-Transilvană, atribuind, ca atare, insulele cristaline Preluca, Ţicău, Codru şi Şimleul Silvaniei Dacidelor interne. În viziunea aceluiaşi autor, insula cristalină de la Inău s-ar situa la nord de falia Nord-Transilvană, încadrându-se domeniului Dacidelor mediane a Carpaţilor Orientali. Nici în privinţa stratigrafiei cristalinului Prelucii nu există o unitate de vederi. Kalmár (1971) recunoaşte în cadrul acestuia o boltire anticlinală centrală orientată aproximativ NE-SV ce scoate la zi formaţiunile cele mai vechi, atribuite seriei de Răzoare. Aceasta ar fi flancată de o parte şi de alta de formaţiuni mai noi incluse seriei de Preluca. În conformitate cu Balintoni însă (Balintoni în Rusu et al., 1983), stiva cea mai profundă din cadrul cristalinului Prelucii ar aflora în estul insulei şi ar fi reprezentată de formaţiunea de Răzoare (atribuită de Kalmár seriei de Preluca). Spre V şi NV ar urma în ordine formaţiunile succesiv mai noi de Măgureni, Preluca Nouă şi Valea Cavnicului.

Atenţia noastră a fost îndreptată înainte de toate asupra orientării foliaţiilor şi liniaţiilor metamorfice în cadrul insulelor Preluca şi Inău, fiind iniţiată întocmirea separată a hărţilor respective. În plus, au fost măsurate şi alte elemente mezostructurale (plane S secundare şi liniaţii aferente). S-a urmărit în paralel variaţia fondului petrografic şi, în legătură cu aceasta, a gradului de metamorfism a rocilor (grad de cristalinitate, microstructuri). Într-o primă fază s-a acoperit

The program started in 1996 with field work in the metamophic terrains cropping out in the Preluca and Inău massifs, the structural position of which is highly controversial. Thus, according to Mutihac (1990) all of the crystalline massifs situated at the northern border of the Transylvanian Depression belong to a large metamorphic mass that behaved rigidly during the Alpine movements, functioning as a median massif between the Apuseni Mountains and the Carpathian belt. On the country, Săndulescu (1984) considers that the Meso-Cretaceous (Austrian) structures of the Apusenides beneath the Tertiary deposits of the Transylvanian Depression as far as the North-Transylvanian Fault (NTF), thus ascribing the crystalline massifs of Preluca, Ţicău, Codru and Şimleul Silvaniei to the Internal Dacides. According to this view, the Inău massif, situated north of the NTF, would belong to the Median Dacides of the East Carpathians.

The lithostratigraphy of the Preluca massif is likewise controversial. Kalmár (1971) distinguishes within it a central anticlinal bulge of generally NE–SW orientation, that exposed the oldest metamorphic rocks ascribed to the Răzoare Series. These are flanked on both sides by younger formations included in the Preluca Series. According to Balintoni (in Rusu et al., 1983), however, the deepest sequences within the Preluca massif occur in its eastern part, making up the terrigeneous Răzoare Formation (that, in Kalmár's view, belongs to the Preluca Series.). To the west and northwest the successively youger Măgureni, Preluca Nouă and Valea Cavnicului Formations are following.

Our interest was primarily aimed at the orientation of the penetrative foliations and lineations within the Preluca and Inău massifs. Besides, other mesostructural elements (secondary S-planes and pertinent lineations) were also recorded. In parallel, the petrographic variations and, connected to them, the trends in metamorphic degree were observed. In this first stage the smaller Inău massif and the eastern part of the Preluca massif were covered. Two profiles were

Institutul Geologic al României

în întregime insula cristalină Inău şi în bună parte extremitatea estică a insulei Preluca. Au fost, deasemenea, efectuate două profile în partea centrală (Valea Rea) şi nord-vestică (râul Lăpuş) a acestei insule urmând ca lucrările de teren să continuie.

Prelucrarea statistică pe calculator a foliaţiilor şi lineaţiilor de extensie a pus în evidenţă dispunerea sub forma unei centuri a polilor planelor de foliaţie (Fig. 1) şi gruparea sub forma unui maxim puternic (32,9 %) a lineaţiilor de extensie în jurul valorii de $220^0/15$–20^0 (Fig. 2). Diagrama polilor foliaţiilor mai arată un maxim principal în cadranul IV, corespunzând unor plane de foliaţie înclinate la circa 60^0, având direcţia aproximativă ENE–VSV, şi un maxim secundar conjugat aflat în cadranul II, având direcţia NE–SV la valori mai reduse ($\sim 20^0$) a înclinărilor. Aceste aspecte denotă o uşoară asimetrie a structurii majore NE–SV, flancurile sud-estice, ale cutelor fiind în general puternic înclinate, spre deosebire de cele nord-vestice. Un element care accentuează această trăsătură îl constituie înclinările foarte mici (frecvent în jur de 5–20^0) întâlnite în extremitatea nord-vestică a regiunii (râul Lăpuş, sector Remecioara) ce determină conturarea zonei mai dens populate din partea centrală a diagramei (fig. 1).

În ceea ce priveşte liniaţiile de extensie (fig. 2), se poate remarca gruparea puternică a acestora, fapt care, comparativ cu variabilitatea mai largă a orientării foliaţiilor, denotă persistenţa orientării lor la nivel regional, un aspect remarcat şi în cadrul părţii de nord-vest a masivului Rodnei (Strutinski şi Mosonyi, 1996Rp). La fel ca şi acolo, liniaţiile au înclinării mici, în jur de 15–20^0m şi înclină preferenţial într-un singur sens. Dacă însă în masivul Rodnei liniaţiile, interpretate ca proiecţii în planele de foliaţie a direcţiei transportului tectonic (Strutinski şi Mosonyi, 1996Rp), aveau orientarea VNV–ESE, paralelă cu direcţia structurii alpine a acestui sector, în insula cristalină Preluca ele sunt orientate subperpendicular pe această direcţie. Toate elementele structurale, dar şi petrografice, indică, pe de altă parte, continuarea terenurilor metamorfice din insulele Preluca şi Inău, astfel că o repartizare la unităţi structurale diferite a lor (cf. Săndulescu, 1984) nu este îndreptăţită. Rămâne însă deschisă problema dacă cele două insule se încadrează structurii în pânză a Apusenilor de Nord, sau alcătuiesc, dimpotrivă, un teren vechi ce nu a suferit remobilizări alpine (Mutihac, 1990). Cercetările noastre viitoare vor putea aduce lămuriri în acest sens. La fel, se impune efectuarea unor determinări de vârstă radiocronologică asupra rocilor din cele două insule. Vârste cretacice similare celor obţinute în ultimul timp pe formaţiuni ale grupului Rebra (D. Pană, comunicare verbală) ar putea indica în acest sens, apartenenţa likewise carried out in the central (valea Rea) and north-western (Lăpuş river) parts of the Preluca massif.

The computer-devised statistic processing of foliations and extension lineations evidenced the belt-shaped arrangement of the foliation poles (Fig. 1) and the grouping about a strong maximum (32.9 %) of extension lineations. The maximum is centred at a mean value of $220^0/15$–20^0 (Fig. 2). The foliation diagram shows a strong maximum in quadrant IV, corresponding to foliation planes striking ENE–WSW and inclined at about 60^0, and a conjugate secondary maximum in quadrant II, indicating NE–SW directions at low ($\sim 20^0$) dips. These aspects point to a slight asymmetry of the major NE–SW structure, the south-estern flanks of the folds being generally strongly inclined in comparison with the north-western ones. An additional element that underlines this feature is given by the low dips (frequently between 5 and 20^0) in the north-western part of the Preluca massif (Lăpuş river, Remecioara sector) that create the denser-populated zone in the central part of the diagram (Fig. 1).

As already mentioned, the extension lineations (Fig. 2) are grouped in form of a strong maximum that, contrary to the larger variability of the foliation strikes, gives evidence of their persistence at regional level, an aspect that has been observed also in the north-western part of the Rodna massif (Strutinski & Mosonyi, 1996Rp). Much like there, the lineations are in the mean slowly inclined (15–20^0), and show a remarkable constancy in their sense of dip. But, whereas in the Rodna massif the lineations – interpreted as projections in the foliation plane of the direction of tectonic transport (Strutinski & Mosonyi, 1996Rp) – strike WNW–ESE, parallel to the Alpine grain of the massif, in the Preluca and Inău massifs they strike subperpendicular to the Carpathian trend. All structural and petrographic elements show, on the other hand, a perfect continuity of the metamorphic terrains from these two massifs, their assignment to different structural units (acc. to Săndulescu, 1984) seeming thus unlikely. However, the problem still remains whether the two massifs belong to the nappe edifice of the Apuseni Mts. or form part of an old terrane that has not been reactivated in Alpine times (Mutihac, 1990). Further investigations are needed to solve this problem. Particularly, age determinations may prove useful. Cretaceous ages, similar to those that have recently been calculated for rocks of the Rebra Group (D. Pană, pers. comm.) from the Rodna massif would assign the Preluca and Inău massifs to the Alpine Dacides, whereas pre-Alpine ages would rather be in support of Mutihac's hypothesis of an old terrane of "median mass"-type.

Institutul Geologic al României

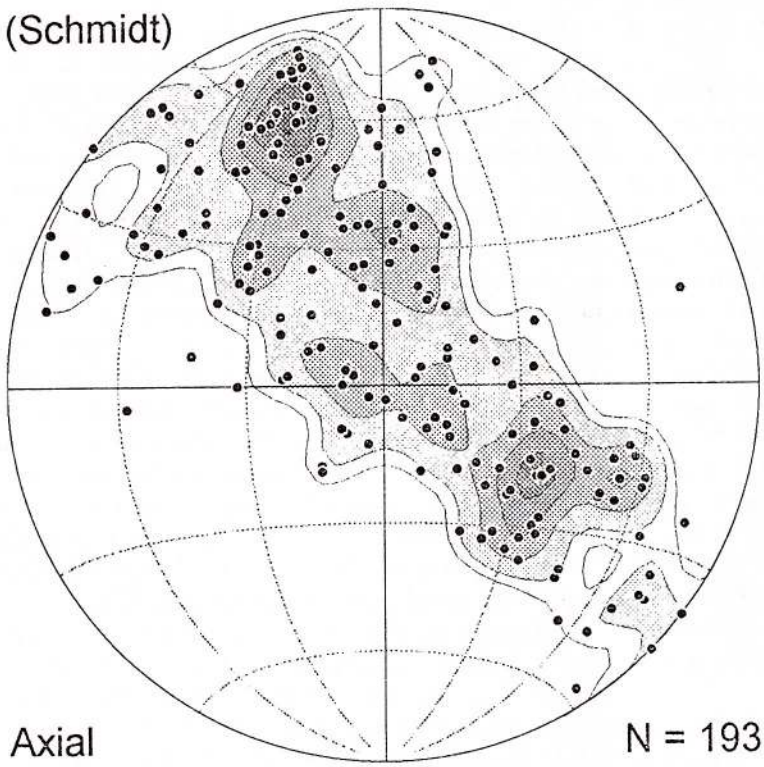


Fig. 1. Foliation diagram of the metamorphic formations in the Preluca and Inău massifs.
Isolines: 0, 1, 3, 5, 7, 9%
Max: 9,54 %

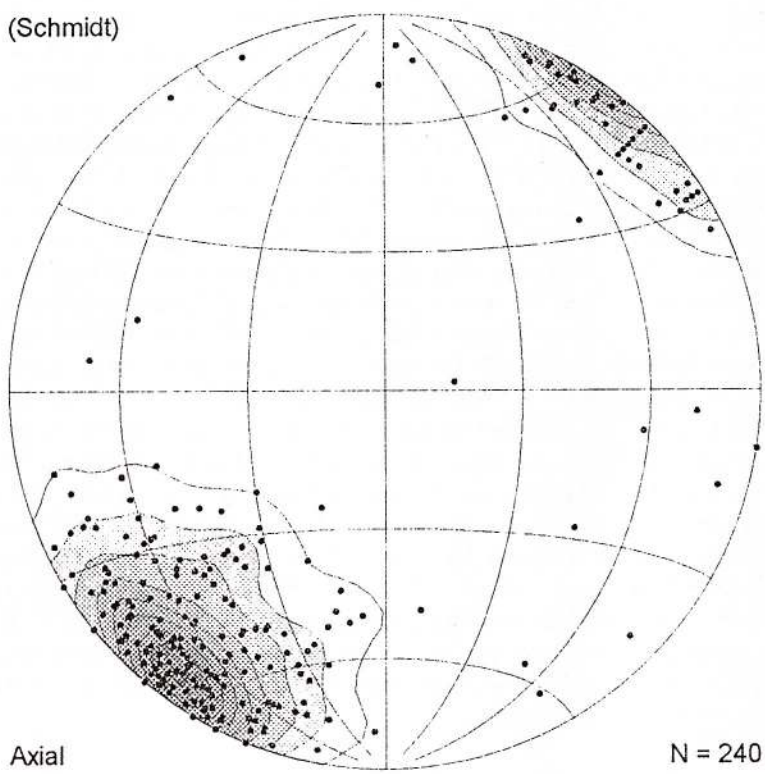


Fig. 2. Lineation diagram of the metamorphic formations in the Preluca and Inău massifs.
Isolines: 4, 8, 12, 16, 20, 24, 28, 32 %
Max; 32,9 %

Institutul Geologic al României

lor la dacidele interne, pe când vârste vechi evidenţiind absenţa remobilizărilor alpine ar pleda mai curând în favoarea accepţiunii că avem de-a face cu un teren cristalin de tip "masiv median".

References

Kalmár, I. (1971) Notă preliminară asupra stratigrafiei insulelor cristaline Preluca şi Inău (Judeţul Maramureş). *D.S. Inst. Geol.*, LVII/1 (1969–1970), p. 73–78.

Mutihac, V. (1990) Structura geologică a teritoriului României. Ed. Tehnică, 423 p., Bucureşti.

Rusu, A., Balintoni, I., Bombiţă, G., Popescu, G. (1983) Geological Map of Romania, scale 1:50 000, Preluca sheet. Geological Survey of Romania (G.S.R.), Bucharest.

Săndulescu, M. (1984) Geotectonica României. Ed. Tehnică, 336 p., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 152–153, Bucureşti, 1998

STUDIUL BLASTOMILONITELOR DIN CARPAŢII ORIENTALI
BLASTOMYLONITES STUDY IN THE EAST CARPATHIANS

G. BINDEA

Blastomilonitele şi milonitele din cristalinul Carpaţilor Orientali trebuiesc considerate ca efecte de reorganizare în interiorul zonelor de forfecare crustală, realizate în mai multe momente şi la diverşi parametrii.

Studiul în paralel a istoriei metamorfice şi deformaţionale a blastomilonitelor şi a rocilor principalelor entităţi cristaline din Carpaţii Orientali a putut furniza date cu privire la evoluţia în timp a transformărilor ca şi a originii substratului acestor blastomilonitele.

Analizarea istoriei metamorfice şi deformaţionale, în paralel, a porfiroidelor de Mândra şi a rocilor Grupului Tulgheş de asemenea, a gnaiselor tip Balaj şi a rocilor din Grupul Rarău demonstrează că porfiroidele de Mândra aparţin unităţilor cu formaţiuni ale Grupului Tulgheş.

Rocile zonei blastomilonitice de Balaj au o istorie metamorfică şi deformaţională comună până la un punct cu aceea a rocilor seriei de Rarău. Reorganizarea şi reechilibrarea lor s-a făcut anterior metamorfismului Grupului Tulgheş. Ultimul episod al desăvârşirii acestor reorganizări este posibil să fi fost simultan cu momentul şariajelor pânzelor prealpine.

Formaţiunea de Negrişoara are o istorie metamorfică şi deformaţională comună până la un punct cu aceea a Grupului Rebra. Prin Formaţiunea de Negrişoara înţelegând strict pachetul de şisturi de sub porfiroidul de Pietrosu (sensu Balintoni, Gheuca, 1977) sau litozona Pui (sensu Balintorni, 1996). Deci suprapus unei evoluţii polistadiale de tip Rebra se dezvoltă un foarte penetrativ moment regresiv. Evoluţia ei metamorfică nu poate fi paralelizată cu evoluţia metamorfică a porfiroidelor de Pietrosu nici în ceea ce priveşte numărul de momente de metamorfism suferite nici în ceea ce priveşte parametrii acestora. Mai mult, având în vedere că porfiroidele de Pietrosu se dispun peste diverşi termeni (la sud de Borsec, pe Valea Corbu în dreptul localităţilor Capu Corbu, porfiroidele de Pietrosu se dispun peste şisturi verzi ce aparţin Grupului Tulgheş) asocierea acestor două entităţi pentru definirea unei singure unităţi tectonice - unitatea de Pietrosu - Bistriţei nu este fundamentată. Limita inferioară a porfiroidelor de Pietrosu marchează un plan de discordanţă tectonică important. În acelaşi timp chiar dacă din punct de vedere al evoluţiei metamorfice a

The blastomylonites and mylonites from the East Carpathes shoud be consideres as the effect of reorganization in the shear crustal zones. They are different from point of view of metamorphic factors and age.

The concomitent study of the metamorphic and deformational history of blastomylonitic rocks and of the main crystalline entities from the East Carpathians has supplied the data regarding the evolution of the blastomylonitic rocks and their transformations and also the substratum of these blastomylonites.

The study of the metamorphic and deformational history made at the same time for Mândra porphyroid for the Tulgheş Group rocks, for the Balaj gneisses and for the Rarău Group rocks demonstrated that the Mândra porphyroid belongs to the units with Tulgeş Group Formations.

The rocks of the Balaj blastomylonitic zone partly have a common metamorphic and deformational history with that of Rarău Group rocks. The reorganization was finished after the metamorphism of the Tulgheş Group. The last moment of these kind of reorganisations is posibile to be at the same time with the moment of the overlaping of the pre-Alpine nappes.

Negrişoara Formation have partly a common metamorphical and deformational history with the Rebra Group (the term Negrişoara Formation is taken in the sense of Balintoni, Gheuca, 1977, equivalent to the term "litozona Pui" (Balintoni, 1996)). Here, after an evolution of Rebra type a very strong retrogresive moment appears. The metamorphical evolution of the Negrişoara Formation rocks it cannot be compared with the evolution of the Pietrosu porphyroid rocks, either as regards the number of metamorphical moments or the type of metamorphic evolution. Moreover, taking into account the fact that the Pietrosu porphyroids overlie different terms (in the south of Borsec, in the Corbu Valley at Capu Corbu locality, the Pietrosu porphyroides overlie the green schists which belong to the Tulgheş Group), the association of these two entities for describing a single tectonical unit - Pietrosu Bistriţei unit is not so motivate. The lower limit of the Pietrosu porphyroid marks an important overthrust plane because of a tectonical discordance. At the same time between the metamorphic evolution of the Pietrosu porphyroids and the Tulgheş Group

Institutul Geologic al României

porfiroidelor de Pietrosu există similitudini cu porfirogenele din Grupul Tulgheş, întrucât deasupra porfiroidelor de Pietrosu de-a lungul întregului tronson al Carpaţilor Orientali se dispun direct de la Formaţiunea Tg_1, până la Formaţiunea Tg_4 diverşi membrii ai grupului Tulgheş rezultă că porfiroidele de Pietrosu nu pot fi parte ale unei unităţi tectonice cu roci ale Grupului Tulgheş. De aici ideea că porfiroidele de Pietrosu se constituie singure într-o importantă pânză de şariaj.

Evoluţia metamorfică a rocilor seriei de Negrişoara este mai lungă decât aceea a rocilor grupului Rebra şi mai vechi decât punerea în loc a pânzelor cu roci ale Grupului Tulgheş, dar ultimul moment al ei, ca şi în cazul rocilor Formaţiunii de Balaj, poate fi considerat că coincide cu acesta.

Evoluţia metamorfică a rocilor din cadrul zonei tectogene Tibău reprezintă de fapt tot o istorie metamorfică prelungită a rocilor Grupului Rebra. Imaginea orientării cuarţurilor demonstrează că evoluţia deformaţională însă, este alta decât în cadrul rocilor Formaţiunii de Negrişoara. Aceste reorganizări aparţin clar unei alte etape, desfăşurate în cu totul alţi parametrii. Punctul terminus al acestei evoluţii îl reprezintă momentul şariajelor pânzelor Alpine (în cazul acesta al Pânzei Bucovinice şariată peste pânza sub-Bucovinică). Fenomenul este general şi nu afectează numai rocile grupului Rebra. În acest sens prin analizarea în paralel şi a istoriei deformaţionale a unor roci milonitizate din Grupul Rarău situate la Hagota - Tulgheş, de-a lungul unui plan ce taie planul Pânzei de Rarău s-a putut demonstra caracterul unitar al evenimentului, indiferent de originea substratului reorganizat.

porphyroids there is a great similitude. For all that, because the Pietrosu porphyroid is overlain by different terms of the Tulgheş Group from Tg_1 Formation at Tg_4 Formation after a tectonic discordance there results that the Pietrosu porphyroid cannot be part of a tectonical unit of the Tulgheş Group. Thus appears the idea that the entity of the Pietrosu porphyroids build up a single thrust.

The metamorphic evôlution of the Negrişoara Formation is longer than that of Rebra crystalline and older like than movement of the Tulgheş Group thrust. Moreover the last moment of this evolution can be the same.

The metamorphic evolution of the rocks of Tibău tectogenetic zone is in fact a prolonged metamorphic history of the Rebra Group rocks.

The C-axes quartz diagrams show that the deformational history of these rocks is not equivalent with that of the Negrişoara Formation rocks. The reorganiziation belongs to another moment with another value of temperature and pressure. The last point of this evolution is synchronous with the moment of the Alpine nappes (e.g. the Bucovinian nappe which overlies the sub-Bucovinian nappe). But the process is visible not only at the level of the Rebra Group rocks, it is common in different areas and entities.

By parallel analysis of the deformational history of some mylonites of the Rarău Group rocks situated at Hagota-Tulgheş from a tectonic plane which cuts the plane of the Rarău nappe, it was demonstrated that the character of these blastomylonitizations is the same with that of rocks from the Tibău tectogenetic zone, regardless of the origin of the substratum which was milonytised.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 154–155, Bucureşti, 1998

RELAŢIA BLASTEZĂ-DEFORMARE ÎN BLASTOMILONITE ALPINE ŞI PRE-ALPINE DIN CARPAŢII MERIDIONALI
BLASTESIS–DEFORMATION RELATIONSHIP IN THE ALPINE AND PRE-ALPINE SHEAR ZONES IN THE SOUTH CARPATHIANS

V. IANCU , G. BINDEA , V. AXENTE , C. LLOP , P. LEDRU , H. MALUSKI

Studiul prezentat în anul 1997 în cadrul sub-temei "Procese şi produse metamorfice în zone de forfecare crustală din România" abordează problematica generală a zonelor de forfecare simplă ce materializează plane tectonice cu extindere regională din Carpaţii Meridionali, de vârstă alpină şi pre-alpină. Sunt caracterizate două categorii importante de elemente minerale şi structurale:

– relicte pre-milonitice, reprezentate de: minerale (ex. clăste), litoni - microlitoni şi elemente fosile provenite din roci sedimentare; elemente minerale (ex. fenocristale) şi petroclaste (litoni) din roci magmatice; porfiroclaste şi litoni din roci metamorfice (para şi ortoderivate); elemente structurale pre-milonitice pot fi reprezentate de structuri specifice rocilor sedimentare şi magmatice sau de structuri moştenite din roci metamorfice milonitizate subsecvent;

– elemente minerale şi structurale sin-tectonice, specifice zonelor de forfecare simplă, non-coaxială.

Sunt prezentate şi ilustrate milonite generate în diferite condiţii fizice, fiind exemplificate (cu imagini de secţiuni subţiri şi la microscopul electronic) paragenéze sin-tectonice şi tipuri de relaţii blastezădeformare în milonite de grad scăzut şi de grad mediu-ridicat. Pe baza asociaţiilor paragenetice ce însoţesc elementele structurale planar-linear ale zonelor de forfecare simplă, non-coaxială (plane tectonice majore), s-au efectuat estimări generale privind condiţiile fizice ale milonitizării, urmărindu-se relaţia blastezădeformare în:

– milonite de grad scăzut;

– milonite de grad mediu-ridicat.

Exemplele selecţionate, ilustrate sub formă de planşe, provin din roci milonitice, (blastomilonitice) din zone de forfecare pre-alpină din fundamentul unităţilor danubiene şi getice-supragetice, pentru care au fost efectuate analize calitative la microscopul electronic şi analize chimice punctiforme pe neoblaste de roci milonitice puternic re-echilibrate structural, provenite din protoliţi cu compoziţii petrografice şi în diferite condiţii fizice.

Acest tip de analiză microstructurală-paragenetică pe zone de forfecare crustală cu metamorfism dinamic

The topic of the general project "Crustal shear zone related processes and products in the Romanian territory" is focussed in the prezent study on the blatesis-deformation relationship associated to the main Alpine and pre-Alpine tectonic lines in the South Carpathians.

The most important mineral and structural features of the dominantly simple shear zones (tectonic boundaries) are described and illustrated:

a. Pre-mylonitic relics, reprezented by: mineral clasts, lithons, fossilis, from the sedimentary protoliths; mineral elements (ex. g. phenocrysts), petroclasts, from the magmatic rocks; porphyroclastic minerals, lithons from the pre-mylonitic metamorphic rocks (para and orthoderivates); pre-mylonitic structural elements are extremely diversified, the inherited structures, from the sedimentary, magmatic and metamorphic pre-mylonitic rocks of different compositions and ages representing good markers in the progressively sheared rock-assemblages. The recognition of the relict minerals and structural (plano-linear) elements, as rotated, passive markers is an important argument in the relative timing of the shearing.

b. Syn-tectonic minerals (blastesis) and structural elements, clearely related to simple shear zones in which the progressive, non-coaxial deformation is well documented.

The polystage, tectono-metamorphic history of the mylonites (dynamic metamorphism at regional scale) and the progressive deformation effects (e.g. S-C-C' structures) are documented especially for the same pre-Alpine shear zones. The selected microscopic, photographic illustrations, including back scattered electron images, are representative for the main Alpine thrust planes (especially located at the sole of the getic nappe) as well as for the pre-Alpine shear zones, preserved in the basement of the Danubian and Getic-Supragetic Alpine nappes.

The mineral-paragenetical analyses based on the optic properties and on the chemical analyses of some syn-tectonic minerals (neoblasts) is achieved with a wiew to obtaining general information about the physical conditions of the mylonitization. From this point

Institutul Geologic al României

în diverse condiţii fizice este o noutate pentru literatura de specialitate din România, studiile iniţiate de noi în anii anteriori vizând în special blastomilonitele de grad mediu-înalt din domeniul getic-supragetic. Partea a doua a studiului prezintă problematica analizei paragenetice a unor roci cu metamorfism dinamic pre-alpin, pe eşantioane analizate optic, la microscopul electronic şi la microsonda electronică. Au fost analizate minerale din parageneze asociate zonelor de forfecare simplă, reprezentate de neoblaste produse în condiţii de grad mediu-ridicat, din domeniile danubian şi getic-supragetic, compoziţiile fazelor minerale analizate fiind reprezentate pe diagrame specifice. Studiul din acest an a adus contribuţii noi privind existenţa milonitelor de T ridicată şi P coborâtă (cu andaluzit-cordierit-sillimanit-granat) sau de T şi P medie (cu clinopiroxen-granat-amfibol-plagioclaz) în zone de forfecare de tip pânză, de vârstă paleozoică din fundamentul unităţilor danubiene superioare (munţii Almaj) unde gradienţii termici ridicaţi sunt în legătură cu intruziuni sin-tectonice ale granitoidelor (Sfârdinu şi Ogradena).

În domeniul getic-supragetic sunt caracterizate milonite (blastomilonite) de T şi P medie-ridicată (cu disten-sillimanit-granat-biotit) din zona de forfecare Topolog (munţii Făgăraş) precum şi blasomilonite cu albit-biotit-muscovit±epidot±clorit din zone de forfecare paleozoice din masivul Leaota, neoblasteza dinamică fiind suprapusă pe protoliţi de tip Cumpăna şi Lereşti.

of wiew, the general PT estimations of the studied Alpine and pre-Alpine mylonites deduced from the syn-tectonic parageneses, related to different types of shear zones (normal, thrust and strike slip faults) can be characterized as:

– low grade (anchizone to green schists facies) mylonites, generally related to Alpine and Variscan shallow level (upper crustal levels) tectonic lines; higher pressures of some exhumed eo-Alpine shear zones (tectonic blocks) are suggested by the pre-kinematic, chloritoid bearing mylonites with assymetric microstructures and retrogression related foliations;

– medium- to high-grade (epidote-amphibolite or amphibolite to granulite/eclogite facies) mylonites, related to preserved pre-Alpine shear zones, coresponding to deeper seated shear zones or to higher P or T gradients.

The second part of the elaborated study gives detalied paragenetical analyses (based on electronic microscope and chemical microprobe analyses) of some interesting mylonite occurrences:

– medium- to high-T (andaluzite-cordierite-sillimanite and pyroxene-garnet-amphibole-plagioclase bearing) mylonites from the new identified pre-Alpine thrust zones in the Danubian basement (Almaj Mountains);

– medium- (kyanite-sillimanite-garnet bearing) and high-P (eclogite and epidot-amphibolite facies) mylonites from the Getic-Supragetic basement (Făgăraş Mountains, Topolog shear zone and Leaota Mountains, Bughea shear zone, respectively).

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 156–158, Bucureşti, 1998

GRAD DE DEFORMARE ŞI RETROMETAMORFISM ÎN COMPLEXELE TERIGEN ŞI CALCAROS ALE GRUPULUI REBRA DIN NV MASIVULUI RODNEI
DEGREE OF DEFORMATION AND RETROMETAMORPHISM IN THE TERRIGENEOUS AND CARBONACEOUS COMPLEXES OF THE REBRA GROUP IN THE NORTH–WESTERN PART OF THE RODNA MASSIF

C. STRUTINSKI, E. MOSONYI, D. PAPP

Pe linia preocupărilor noastre din ultimii ani (Strutinski, Mosonyi, 1995Rp; 1996Rp; Strutinski et al., 1996Rp) legate de formaţiunile cristaline din NV masivului Rodnei atribuite grupului Rebra (Kräutner et al., 1982), s-au analizat rocile terigene şi tufogene ce intră în alcătuirea complexului calcaros al acestuia.

Rocile terigene au, de regulă, o alcătuire extrem de simplă. În constituţia lor intră, în proporţii variabile, următoarele minerale: cuarţ–clorit–muscovit (sericit). Dintre accesorii sunt întotdeauna prezente turmalina (uneori în cantităţi supraunitare) şi apatitul. Local şi în cantităţi mici pot apare plagioclaz, epidot–clinozoizit şi leucoxen.

Rocile tufogene, care ar putea reprezenta însă la origine şi roci marnoase întrucât apar de regulă asociate calcarelor şi dolomitelor cristaline, au o constituţie mai complexă. Ele sunt alcătuite din cuarţ+plagioclaz±epidot±carbonat. Rareori apar ca relicte hornblenda şi biotitul. Dintre accesorii trebuie citat înainte de toate titanitul care în unele varietăţi de roci poate participa în proporţie de 5–10 %. Opacele sunt de asemenea reprezentate fie prin magnetit, fie prin pirită. Uneori pot apare ambele. Local s-a observat chiar o impregnaţie de calcopirită. Acumulările locale de titanit s-au observat pe o zonă de contact, posibil de natură tectonică, cu roci carbonatice (dolomit), astfel că n-ar fi exclus ca geneza titanitului să fie datorată unui schimb cationic dintre rocile carbonatice şi cele silicatice, proces pe care l-am mai luat în considerare şi în legătură cu îmbogăţirea locală în apatit (Strutinski et al., 1996Rp).

Dincolo de prezenţa nivelelor carbonatice, caracteristica ce distinge rocile complexului calcaros de cele ale complexului terigen geometric superior este completa absenţă a granatului. După cum arată însă apariţia sporadică a hornblendei şi biotitului în unele roci tufogene, şi complexul calcaros a suferit un intens retromorfism care a fost contemporan cu ultima fază de deformări penetrative (faza D_2 menţionată în raportul Strutinski et al., 1996Rp). Această fază a produs completa transpunere a foliaţiei preexistente a rocilor,

Continuing the investigations initiated in previous years (Strutinski & Mosonyi, 1995Rp; 1996Rp; Strutinski et al., 1996Rp) on the metamorphic formations of the Rebra Group from the north-western part of the Rodna massif, the terrigeneous and tuffaceous rocks of the carbonaceous complex were analysed and compared to those of the covering terrigeneous complex, as regards their degree of deformation and retromorphism.

The mineralogical composition of the terrigeneous rocks of the carbonaceous complex is generally very simple. They composed mainly, of *quartz, chlorite* and *muscovite* in variable proportions. *Tourmaline* (exceptionally exceeding 1 per cent) and *apatite* are always present as accessory minerals. Only locally and in small shares *plagioclase, epidote – clinozoizite* and *leucoxene* may also be present.

The tuffaceous rocks, that may eventually represent metamorphosed marls because, as a rule, they are associated to crystalline limestones and dolomites, have a more complex composition. They are composed of *quartz + chlorite + plagioclase ±.epidote ± carbonate*. Relics of *hornblende* and *biotite* are rarely present. Among accessory minerals, the most important is *titanite* that may participate in some rock types in ratios as high as 5 to 10 per cent. The opaque minerals are represented either by *magnetite* or by *pyrite*. Incidentally they may occur together. Locally also an impregnation with *chalcopyrite* was observed. The local enrichment of *titanite* has been noticed along a contact with dolomitic rocks, possibly of tectonic nature. Its crystallisation may be the result of a cationic exchange between the silicic and carbonatic rocks brought into contact, an alternative already taken into consideration for the local enrichment of *apatite* (Strutinski et al., 1996Rp).

Beyond the presence of carbonatic rocks, the main feature that distinguishes the carbonaceous, complex from the terrigeneous complex is the complete absence of *garnet*. Anyhow, as revealed by the relic occurrence of *hornblende* and *biotite* in some of the tuffaceous

Institutul Geologic al României

ducând la apariţia texturilor rubanate tectonic şi deseori a structurilor de tip blastomilonitic. Evidenţierea acestora ne obligă să abandonăm părerea emisă anterior (Strutinski et al., 1996Rp), conform căreia rocile complexului calcaros ar fi afectate doar de "microcutări şi microondulări 'cuminţi', lipsind aproape cu desăvârşire transpoziţiile". Considerând, de asemenea, că în cadrul complexului terigen rocile cele mai slab deformate şi retromorfozate la momentul D_2 sunt cele care aflorează în valea Izei (Strutinski, Mosonyi, 1995Rp), deci la nivele superioare, se poate trage concluzia că în cadrul grupului Rebra din NV masivului Rodnei deformările şi retromorfismul cresc de sus în jos. Din acest punct de vedere situaţia este întâlnită în sudul masivului, în special în bazinul văii Rebra. Deosebirea esenţială constă în aceea că în NV masivului gradul de retromorfism la nivelul grupului este mult mai intens, astfel că aici întreaga succesiune este adaptată zonei cu clorit a faciesului de şisturi verzi, minerale caracteristice faciesului amfibolitic preexistent (almandin, biotit, hornblendă) supravieţuind doar în mică măsură ca relicte. Acest aspect ridică mari probleme privind corelabilitatea din punct de vedere structural a grupului Rebra din cele două zone, apartenenţa la o unică, uriaşă pânză – pânza de Rodna (Kräutner et al., 1982) – devenind problematică (Strutinski et al., 1996Rp). Astfel, este greu de admis că în cadrul uneia şi aceleaşi pânze, retromorfismul să afecteze pe de o parte întregul corp al pânzei, de cel puţin 1000 de metri grosime ("petecul" Pietrosul), iar pe de altă parte să se limiteze doar la o zonă relativ îngustă deasupra tălpii acesteia (bazinul superior al văii Rebrei). Elemente structurale vin, în plus, să indice că transportul tectonic a fost orientat după direcţia NV–SE atât în zona "petecului" Pietrosul (Strutinski, Mosonyi, 1996Rp), cât şi pe planul ce separă în zona văilor Rebra – Lucăceasa grupul Rebra de grupul Bretila (D. Pană, comunicare verbală). Această orientare face un unghi de 90^0 cu direcţia presupusă a deplasării pânzei de Rodna, ceea ce pune în discuţie însăşi existenţa acesteia. O alternativă la structura în pânză sau simpla structurare aditivă a fost avansată de noi cu un an în urmă (Strutinski, Mosonyi, 1996Rp), ea urmând a fi verificată în decursul lucrărilor viitoare.

rocks, the carbonaceous complex underwent retromorph processes as well, that were contemporaneous to the last phase of penetrative deformation (phase D_2 of Strutinski et al., 1996Rp). This phase produced a thorough transposition of the pre-existing foliation, leading to the generation of tectonic banding and to the occurrence of mylonitic textures. These structural elements constrain us to abandon the previously held view (Strutinski et al., 1996Rp), according to which the rocks of the carbonaceous complex were only affected by a weak undulation and microfolding, without any foliation transposition. Also, taking into consideration that the least retromorphosed rocks during stage D_2 crop out in the Iza valley (Strutinski & Mosonyi, 1995Rp), that is at a higher structural level, it may be infered that within the Rebra Group from the north-western part of the Rodna massif both deformation and retromorphism enhance from top to bottom. From this point of view the situation is similar to that in the south-western part of the massif, particularly in the reception area of the Rebra valley. The main difference is that in the north-west the retromorphism of the rocks within the Rebra Group is much more intense, the whole succession being adapted to the chlorite zone of the greenschist facies, as characteristic minerals of the pre-existing amphibolite facies (*almandine, biotite, hornblende*) survive only as relics. This aspect raises serious problems as concerns the structural correlation of the two zones, the afiliation of both to a continuous nappe of huge dimension – the Rodna Nappe (Kräutner et al., 1982) - thus becoming problematic (Strutinski et al., 1996Rp). It is in fact hard to believe that within the same nappe the retromorphism processes acted at the *chlorite* level in the north, but maintained at the *almandine* level in the south.

In other respect, the structural elements noticed so far indicate a NW–SE oriented tectonic transport both in the north-west Pietrosul "outlier" (Strutinski & Mosonyi, 1996Rp), and in the Rebra-Lucăceasa zone from the south-west (D. Pană, pers. com.), where the Rebra Group is considered to thrust the Bretila Group (Kräutner et al., 1982). This orientation is at right angles to that supposed for the displacement of the Rodna Nappe, a fact that puts into question even the reality of the latter. An alternative to the nappe structure or *additive edification* in this part of the Rodna massif has been suggested therefore in an earlier report (Strutinski & Mosonyi, 1996) and addressed as *subtractive edification*. Additional field work and petrostructural investigations are needed to prove the validity of this hypothesis.

Institutul Geologic al României

References

Kräutner, H.G., Kräutner, F., Szász, L. (1982) Geological Map of Romania, scale 1:50000, Pietrosul Rodnei sheet, Geol. Inst. (Survey) of Romania, Bucharest.

Strutinski, C., Mosomyi, E. (1995Rp) Variaţia gradului de metamorfism în cadrul seriei de Rebra din partea de NV a masivului Rodnei. Arch. G.I.R., Bucharest.

— , **Mosonyi, E, Papp, D. (1996Rp)** Variaţia gradului de metamorfism al seriei de Rebra din partea de NV a Munţilor Rodnei. Arch. G.I.R., Bucharest.

— , **Mosonyi, E. (1996Rp)** Inventarierea sistematică a elementelor mezo- şi microstructurale în cristalinul Munţilor Apuseni şi al Munţilor Rodnei. Partea I-a. Arch. G.I.R., Bicharest.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 159–161, Bucureşti, 1998

STRUCTURA LITOSTRATIGRAFICĂ ŞI TECTONICĂ A METAMORFITELOR GRUPULUI LOTRU
LITHOSTRATIGRAPHIC AND TECTONIC STRUCTURE OF THE LOTRU GROUP METAMORPHICS

I. GHEUCA

Spre deosebire de alte arii cu metamorfite din Carpaţii româneşti suprafaţa ocupată de Grupul Lotru (Ghika-Budeşti, 1934; Streckeisen, 1934) a fost suprafaţa cel mai puţin structurată din punct de vedere litostratigrafic şi tectonic. În timp s-a observat că există câteva repere faţă de care să se facă o subdivizare a stivei, cum ar fi superpoziţia micaşisturilor faneroblastice peste gnaise (Hârtopanu, 1982), că rocile manganifere au o anumită distribuţie particulară, semicirculară, (Hârtopanu, 1982) sau că ele stau între micaşisturile şi gnaisele amintite mai sus (Săbău, 1995). Cuarţitele semnalate în bazinele superioare ale Lotrului, Sebeşului şi Jiului Ardelean s-au dovedit a fi şi ele un reper bine definit (Gheuca et al, 1993). În raport cu aceste repere, altele mai puţin pregnante s-au putut alinia mai uşor, în final rezultând imaginea şi succesiunea prezentată în continuare.

Formaţiunea de Steaja reprezintă partea cea mai de jos a stivei, care aflorează în bazinele superioare ale Lotrului, ale Jiului Ardelean şi în versantul sudic al văii Frumoasa. Partea inferioară a formaţiunii, *gnaisele biotitice de Pravăţ*, plan paralele, cu biotit roşcat, cu intercalaţii subţiri de amfibolite sunt limitate la partea superioară de *cuarţitele de Piatra Albă* un nivel relativ continuu de cca 10 m grosime. Peste acestea urmează *gnaisele micacee de Goaţa*, caracterizate prin prezenţa nodulilor de sillimanit. În bazinul Jiului Ardelean formaţiunea de Steaja cuprinde şi marmure. Ultimii 20 m ai formaţiunii sunt constituiţi din micaşisturi cu granat şi pe alocuri staurolit, *micaşisturile de Balu*.

Urmează apoi o secvenţă de cca 1 km grosime cu caracter gnaisic, **formaţiunea de Saracinu**. Ea este constituită în principal din gnaise rubanate, cu biotit sau amfiboli, *gnaisele de Frumoasa*. Partea sa inferioară este dominată de o secvenţă de amfibolite şi de gnaise cu amfiboli pe care am numit-o *amfibolitele de Tartarau*. Către partea superioară a formaţiunii mai apar de asemenea, mai frecvent, corpuri de amfibolite de distribuţie neregulată care pe alocuri cuprind nuclee sau chiar corpuri mai mari de eclogite. Tot aici amfibolite cu granat cu coroana kelifitică evoluează până la amfibolite cu granat complet transformat, cu pete

Distinctively from other metamorphics in the Romanian Carpathians, the area covered by the Lotru Group (Ghika-Budeşti, 1934; Streckeisen, 1934) was, from the lithostratigraphic and tectonic point of view, the less structured territory. During the time several marks like: phaneroblastic micaschists superposition over the gneisses, peculiar hemicircular distribution of the manganese bearing rocks (Hârtopanu, 1982), or the fact that these manganese rocks occupy a median position between the first mentioned types of rocks (Săbău, 1995), proved to be valuable criteria for the partition of the pile. The quartzites notified in the upper hidrographic basins of the Lotru, Sebeş and Jiu Ardelean rivers are also a strong mark of the same type (Gheuca et al, 1993). Guided by these mark other less striking ones could be framed more easily in the sequence and in the image which will be presented bellow.

Steaja Formation represents the lower part of the pile, which crops out in the upper hydrographic basins of the Lotru and Jiu Ardelean rivers and in the southern slope of the Frumoasa Valley. The lower part of this formation, Pravăt biotitic slab like gneisses, bearing reddish biotite and having thin amphibolitic intercalations, are limited at the upper part by Piatra Albă quartzites, an almost continuous band of about 10 meters thick. Over these quartzites follow Goaţa micaceous gneisses characterised by the presence of sillimanite as nodules. Steaja Formation contains also marbles in the Jiu Ardelean hidrographic basin. The last 20 meters of this formation are formed by Balu garnet micaschists bearing here and there staurolite.

The next one is **Sărăcinu Formation**, a gneissic sequence of about 1 km thick. Frumoasa banded gneisses bearing biotite or amphiboles are the main component of this formation. The lower part of Sărăcinu Formation is dominated by the presence of an amphibolites or gneisses bearing amphiboles sequence – Tartarau amphiblolites. Towards its upper part amphibolite bodies having an irregular distribution also appear more frequently . Eclogites, more or less large bodies, belong to these amphibolites, sometimes forming their cores. In detail in some of these amphibolite bodies one could observe that the keliphitic rims of the garnets grow to

Institutul Geologic al României

albe deformate, până când amfibolitele capătă un aspect fusiform.

Peste secvenţa gnaisică urmează o secvenţă micacee pe care am numit-o **formaţiunea de Negovanu**. Limita ei inferioară este marcată de un nivel de cca 1 m, pe mari suprafeţe discontinuu, de roci manganifere, asociate cu cuarţuri albe. În câteva puncte pe limita gnaise-micaşisturi aflorează cuarţite albe cu muscovit; s-a numit această asociaţie de roci manganifere şi de cuarţite **Nivelul de Delineşti**.

Micaşisturile de Negovanu Mare reprezintă o secvenţă de micaşisturi faneroblastice cu granat centimetric, cu disten şi uneori cu staurolit sau cu silimanit observabil microscopic, micaşisturi cu benzi decimetrice de cuarţite cafenii rugoase, limonitizate.

Partea inferioară a formaţiunii, preponderent micacee, cuprinde intercalaţii de gnaise diverse de amfibolite şi nuclee de eclogite. În partea estică a zonei cartate aflorează gnaise micacee cu granat şi cu biotit negru liniar – *gnaisele de Valea Vătafului*, în corpuri cu dimensiuni variabile (lenticulare). Acestea trec spre marginea corpului la gnaise de tip granitic, sau la aspecte liniare accentuate, cu biotitul parţial cloritizat. Pe alocuri ele sunt asociate cu amfibolite şi cu eclogite. În bazinul superior al Lotrului se dezvoltă câteva lentile de gnaise oculare cu biotit – *gnaisele de Vidra*.

Partea superioară a seriei de Lotru este o secvenţă predominant gnaisică şi a fost individualizată ca **formaţiunea de Măgura**. Ea este alcătuită în principal din *granitoide de Tilişca* (Dinică, 1993) şi din gnaise oculare, şi cuprinde subordonat gnaise micacee. Granitoidele de Tilişca cuprind pe alocuri enclave. Formaţiunea se termină în estul regiunii cu gnaise microblastice.

În Grupul Lotru aflorează nenumărate corpuri de dimensiuni variabile de pegmatite. Observaţia noastră este că în secvenţele de micaşisturi şi gnaise micacee pegmatitele sunt lentiliforme, cvasiconcordante, cu muscovit sau biotit, în timp ce gnaisele şi amfibolitele din formaţiunea de Sărăcinu nu cuprind astfel de pegmatite, ci sunt străbătute de o reţea de filoane decimetrice de pegmatite roz. Aceste fapte pledează pentru legătura genetică a pegmatitelor cu rocile gazdă.

În continuitatea Grupului Lotru urmează o secvenţă caracterizată prin prezenţa rocilor verzi şi a micaşisturilor cu staurolit şi anume **Grupul Sibişel**. Ea începe în zona Brezoi-Lotrioara cu amfibolite parţial cloritizate, continuă cu şisturi cu staurolit, apoi cu roci verzi clorito-epidotice alternând cu gnaise microblastice, partea superioară fiind dominată de micaşisturi cu granat şi staurolit. Din punct de vedere litostratigrafic nu există premise pentru o discontinuitate între cele două grupuri.

În concluzie, în zona cercetată de noi corpul Pânzei Getice este constituit dintr-o secvenţă unitară

a complete substitution of the initial garnet, this processs being accompanied by a gradual deformation so that the amphibolites become more and more fusiform.

Negovanu Formation, a micaceous sequence, follows over the gneissic one. Its lower limit is well marked by a band of manganese bearing rocks, of about 1 meter thick. In several points white quartzites bearing muscovite point out limit instead of manganese rocks. This association of manganese rocks and quartzites forms **Delineşti Level**.

Negovanu Mare micaschists consist of phaneroblastic micaschists bearing garnets, kyanite sometimes staurolite or sillimanite (only microscopic observations). Bands of limonitised brownish rugous quartzites are present in the phaneroblastic micaschists.

The upper part of this mostly micaceous formation includes intercalations of various gneisses and amphibolites eclogites cores. In the eastern part of the mapped area crop out lenticuler bodies of micaceous gneisses bearing garnets and linear black biotite named Valea Vătafului gneisses. These gneisses pass sometimes to granitic type gneisses but they always become linear gneisses on the borders of these bodies. In some places they are associated with amphibolites and eclogites. In the upper part of the Lotru Valley some lenses of ocular biotite gneisses – Vidra gneisses appear.

The upper part of Lotru Group consists of a predominantly gneissic sequence which was individualised as **Măgura Formation**. Ocular gneises and Tilişca Granitoids (Dinică, 1993) are the main components of this formation and only subordinately it includes micaceous gneisses. Seldom enclaves from surrounding rocks are included in the Tilişca Granitoids. Microblastic gneisses form the ending of the formation in the eastern part of the region.

In the Lotru Group numerous pegmatitic bodies with variable dimensions crop out. We consider that the pegmatites belonging to micaceous gneisses and micaschists sequences appear as white well shaped lenses, while the Sărăcinu amphibolites and gneisses are penetrated only by a decimetric net of pink pegmatites. So we conclude that there is a genetic relation between pegmatites and their host rocks.

The next after Lotru Group comes Sibişel Group which is a sequence of green rocks and staurolite micaschists. It starts in Brezoi-Lotrioara zone with partialy cloritized amphibolites, turns to schists bearing staurolite, then to clorite-epidote green rocks in alternance with microblastic gneisses. Its upper part is dominated by micaschists bearing garnets and staurolite. From the lithostratigraphic point of view there are no premises to consider a discontinuity between the two groups.

Institutul Geologic al României

(grupurile Lotru şi Sibişel) unde Grupul Lotru reprezintă o alternanţă de secvenţe micacee şi secvenţe gnaisice.

Din punct de vedere tectonic metamorfitele au fost afectate în principal în alpin, ulterior şariajelor astfel că planele getic şi supragetic se conformează unei boltiri regionale cu apexul în Domeniul Danubian.

Ca detalii tectonice se remarcă existenţa a numeroase ondulări ale metamorfitelor, însă puţine cute apar clar conturate, cum ar fi sinclinalul Cibanu, la nord de Oaşa, sau anticlinalul Tâmpele între Lotru şi Frumoasa. În rest, numeroasele butoniere în care apare Formaţiunea de Sărăcinu pun în evidenţă boltiri şi depresiuni izometrice. Se poate conchide că, imediat anterior şariajului getic, metamorfitele Grupului Lotru formau o placă cvasitabulară şi cvasiorizontală. În ceea ce priveşte istoria deformaţională mai veche, cercetarea litostratigrafică nu oferă premise pentru identificarea unor structuri tectonice majore.

Ulterior şariajelor alpine, câteva falii importante au rupt stiva. Falia Coziei (Lotrului) de vârstă oligocen-terminală (Gheuca, 1988) are între Brezoi şi Mălaia o săritură de peste 1500 m. De asemenea, falia Vidruţa – Jieţ taie zona depresionară cu apexul în lacul Vidra, acoperită fiind de depozite badeniene, iar falia Sadu – Frumoasa, de cca 30 km lungime, se stinge către capete, în zona Gâtu Berbecului la est şi în bazinul văii Sălanele la vest.

In conclusion in the zone mapped by us the Getic nappe body consists of a unitary sequence (Lotru and Sibişel groups) where Lotru Group represents an alternance of micaceous – gneissic sequences.

From the tectonic point of view the metamorphics were deformed mainly in alpine cycle, after the thrusting so that the Getic and Supragetic planes are conformable to a regional upwelling having the apex in the Danubian Domain.

In detail the metamorphics are frequently undulated but only few folds are well shaped. For example Cibanu sinclyne north to Oaşa or Tâmpele anticlyne between Lotru and Frumoasa. In the other parts the numerous outcrops of Sărăcinu Formation reveal isometric upwellings and depressions. We can conclude that before the Getic thrusting the metamorphics of the Lotru Group were forming a quasitabular and quasihorizontal slab. Regarding the older deformation history the lithostratigraphic research cannot offer premises for the identification of some major tectonic structures.

After the Alpine thrusting some important faults broke the pile. Cozia (Lotru) fault having early Oligocene age (Gheuca, 1988) has the vertical displacement of more than 1500 meters between Brezoi and Mălaia. Also Vidruţa–Jieţ fault cuts the depressionary zone having the apex in Vidra Lake, being covered by Badenian deposits, and Sadu-Frumoasa fault, of about 30 km long, attenuates towards its edges, in Gâtu Berbecului area on the eastern side and in Sălanele area on the western side.

References

Dinică, I. (1993) Raport , Arhiva IGR, Bucureşti.

Geuca, I (1988) Versantul sudic al Munţilor Făgăraş – litostratigrafie şi tectonică *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72–73/5, p. 93–117, Bucureşti.

Ghika-Budeşti St. (1934) Étude géologiques dans le Monts Lotru (Carpates Meridionales - Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, Bucureşti.

Hârtopanu, I (1982) Semnificaţia mineralelor de Al_2SiO_5 (disten, andaluzit, sillimanit) din rocile cristalinului Carpaţilor Meridionali. Teză de doctorat. Univ. Bucureşti.

Săbău, G. (1995) Efecte ale tectonicii de pânză metamorfică în partea superioară a seriei de Lotru. *Rom. J. Mineral Deposits*, 76, p. 55–62, Bucureşti.

Streckeisen, A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Meridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, p. 327–417, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 162–167, Bucureşti, 1998

ROCILE CU SILICAŢI DE MANGAN DIN CRISTALINUL GETIC: UN EXEMPLU DE CONCENTRARE MINERALĂ PRIN PROCESE METAMORFICE
THE MANGANESE–SILICATE ROCKS IN THE LOTRU METAMORPHIC SUITE: AN EXAMPLE OF MINERAL CONCENTRATION DRIVEN BY METAMORPHIC PROCESSES

G. SĂBĂU

Rocile cu silicaţi de mangan din Seria de Lotru au fost remarcate încă de la primele lucrări de cartare de recunoaştere din zonă, în ciuda caracterului lor subordonat cantitativ, datorită aspectului şi mineralogiei contrastante. Încercările de a folosi drept materie primă în industrie, în anii '50, au detereminat cercetarea, mai ales cartografică, mineralogică şi din punct de vedere al geochimiei elementelor majore (Ianovici, 1956). Studiile mai recente contribuie la o cunoaştere mai bună a mineralogiei şi a conţinuturilor în elemente minore, folosite şi la elaborarea unor modele genetice. Hârtopanu, Udrescu (1981) afirmă existenţa a două tipuri de roci cu silicaţi de mangan, care diferă prin sursa Mn, condiţii fizice şi vârstă: un minereu sedimentogen metamorfozat şi un preminereu cu origine metamorfică.

Investigaţii la scară mare, precum şi cartări detaliate în zone restrânse (Săbău, 1994, 1995) au arătat că rocile manganifere sunt localizate într-un nivel reper cu grosime redusă. Acest nivel, numit Nivelul de Delineşti (ND) se dispune în toate zonele studiate în baza Formaţunii micaşisturilor de Negovanu Mare (FNM), prin aceasta constituind reperul cel mai valoros şi mai constant din întreaga stivă, cu tot caracterul său discontinuu. ND mai prezintă două caracteristici remarcabile:

– are o condiţionare litologică pronunţată, apărând numai dacă are în acelaşi timp la partea superioară micaşisturi bogate în granat de talie mare şi în bază gnaise cu feldspat potasic. În zonele în care rocile adiacente din stivă nu prezintă aceste compoziţii restrictive, ND se efilează.

– mulează o discontinuitate metamorfică, deoarece formaţiunile adiacente înregistrează amprente metamorfice constante.

Acest studiu a fost întreprins pentru a contribui la îmbunătăţirea gradului de cunoaştere prin observaţii în arii din Seria de Lotru în care ND este bine reprezentat.

Cele mai frecvente aflorimente ale rocilor cu silicaţi de mangan se dispun în bazinul râului Strei (Mtii. Sebeş).

Manganese-silicate rocks in the Lotru metamorphic suite, though quantitatively subordinate, have been noticed since the first reconnaissance studies in the area, due to their contrasting aspect and mineralogy. Attempt to use them as industrial raw-material in the fifties contributed to studies mainly concerned with mapping and mineralogical analysis and major elements geochemistry (Ianovici, 1956). More recent contributions improve the mineralogical knowledge and offer trace element geochemical data, which are also used to work out genetical models. Hârtopanu, Udrescu (1981) assert the existence of two distict types of manganese-silicate rocks, which differ as regards their Mn source, thermobaric conditions and age, i.e. a metamorphosed sedimentogen ore and a metamorphic pre-ore.

Large scale survey and local detailed mapping (Săbău – 1994, 1995) revealed that the manganese silicate rocks are confined to a thin marker level. This marker, named the Delineşti Level (DL), in all areas studied so far, underlies the characterisitc Negovanu Mare micaschists Formation (NMF), constituting by this token the most constant and valuable, though discontinuous, marker in the metamorphic pile. Two additional remarkable features are typical of DL:

– it has a strong lithological control, as it appears only if it has both in the hanging wall micaschists abounding in large-sized garnet, and in the footwal K-feldspar gneiss. In areas the lithostratigraphically adjacent formation do not have this restrictive compositions, DL looses continuity;

– it always straddles a metamorphic unconformity, as the adjacent formations record contrasting metamorphic overprints.

The present study was undertaken in order to improve the present knowledge by a more detailed survey of specific areas in the Lotru metamorphic suite, in which DL is well exposed.

The most abundant exposures of manganese-silicate rocks are located in the Strei River basin (Sebeş Mountains). Mapping of the zone led to identification of

Institutul Geologic al României

Cartarea zonei a dus la identificarea a numeroase iviri, dintre care majoritatea fusseseră anterior semnalate (Pl. I). În toate cazurile dispunerea lor a fost confirmată ca fiind la limita inferioară a FNM, care se dispune peste o secvenţă gnaisică. Tipurile de roci manganifere distinse anterior pe baze mineralogice, geochimice şi presupus genetice se asociază în mod clar în unul şi acelaşi nivel implicând, de aceea, un mecanism genetic comun. Litologiile mangasilicatice tipice se asociază la partea superioară cu micaşisturi cu granat, iar la partea inferioară cu gnaise cu feldspat potasic. Grosimea lor este deobicei sub un metru; cu toate acestea, îngroşări locale pot atinge până la 25 m mai ales în şarnierele cutelor sinmetamorfice. Roci cu silicaţi de mangan de grosime decimetrică se extind adesea continuu pe zeci de kilometri pătraţi. Controlul litologic se manifestă în mod evident, căci rocile cu silicaţi de mangan nu apar când FNM se dispune peste alte litologii decât cele bogate în feldspat potasic.

Aceste caracteristici se menţin pe întreaga arie de aflorare a Seriei de Lotru, ND fiind bine deschis de actualul nivel de eroziune. Rocile cu silicaţi de mangan apar pe întregul areal al Carpaţilor Meridionali Centrali, de la Strei spre est până în bazinul Oltului (Pl. II); de aceea ND are o deosebită importanţă în divizarea stivei precum şi în corelarea între diferitele zone ale Seriei de Lotru.

Rocile cu dispoziţie superioară prezintă o compoziţie de o constanţă remarcabilă; micaşisturi cu disten, staurolit şi granat. Relaţiile de teren arată că ea se dispune discordant peste o secvenţă gnaisică complexă. În această unitate au putut fi identificate succesiuni locale (Gheuca et al., 1983), care sunt intersectate oblic de limita spre FNM. Litologiile tipic manganifere apar peste tot unde rocile conţinând feldspat potasic (care se repetă în stivă) apar sub micaşisturile FNM, indiferent de poziţia lor sub aspectele sale caracteristice; cu toate acestea apar alte litologii tabulare cu grosime redusă (roci bogate în turmalină, cuarţite, lentile de pegmatite). Limita este la scara aflorimentului concordantă cu foliaţia metamorfică dominantă; de multe ori i se asociază o tectonică de tip rotaţional. Tranziţia spre litologiile gnaisice din bază se realizează frecvent prin intermediul unor eclogite amfibolitizate, amfibolite cu granat cu pseudomorfoze de plagioclaz după acesta, care evoluează de la agregate izometrice la lentile şi agregate fusiforme pe care-l marchează şi trăsăturile sale litologice şi structurale, un plan de încălecare sinmetamorfică. Unitatea suprajacentă, constând din micaşisturile FMN formează Unitatea de Semenic, pe când unitatea gnaisică inferioară a fost denumită Unitatea de Voineasa. Rocile bazice cu caracter discontinuu care apar la limită reprezintă petece de rabotaj prinse de-a lungul planului de încălecare.

numerous outcrops, most of them previously reported (Pl. I). In all cases, their location was positively identified to be at the lower boundary of NMF, which overlies a gneissic sequence. The Mn-bearing rock types previously separated on mineralogical, geochemical and assumed genetical grounds, obviously associate in the same level, and therefore make a common genetical mechanism rather probable. Typical Mn-silicate lithologies associate with suprajacent garnet micaschists and subjacent K–feldspar gneiss. Their thickness is usually less than 1 m; nevertheless local thickening can reach as much as 25 m, especially in synmetamorphic folds hinge zones. Decimetric Mn-silicate rocks frequently extend continuously over tens of sqkm. The lithological control is conspicuous, as no Mn-silicate rocks appear when NMF overlies lithologies other than K-feldspar rich.

These features are maintained over the whole area of the Lotru suite, as the present level of erosion perfectly exposes DL. The manganese-silicate rocks constantly appear in the Central South Carpathians, from the Strei River eastward to the Olt River basin (Pl. II). Therefore, DL has a paramount importance in dividing the pile and also in lithostratigraphic correlations among various zones within the Lotru suite.

The suprajacent rocks have a remarkably constant composition: kyanite-, staurolite-, and garnet bearing micaschists. Field relationships indicate that these unconformably overlie a composite, mainly gneissic unit. Local sequemces could be identified in this unit, which are eventually cross-cut by the boundary towards NMF. Typical Mn-rich lithologies develop in all places where (recurrent) K-feldspar do not appear below NMF, DL *s. str.* no longer develops; nevertheless other remarkable thin and tabular lithologies may appear (tourmaline-rich rocks, quartzites, abundant pegmatites). The boundary parallels on the outcrop scale the prevailing metamorphic foliation; frequently rotational tectonics tend to concentrate at the boundary. The transition to the lower gneissic lithologies is rather frequently accomplished by amphibolitised eclogites, garnet amphibolites with plagioclase pseudomorphs after garnet, which range from isometric aggregates to flattened lenticles, or highly strained fine-grained amphibolites. The boundary represents, by its metamorphic contrast and lithologic and structural features, a synmetamorphic thrust surface. The overlying unit, consisting of the NMF micaschists, makes up the Semenic Unit, while the lower gneissic unit is called the Voineasa Unit. The discontinuous mafic rocks that appear at the boundary represent "horses' entrapped under thrust.

The mineral composition of the Mn-silicate DL rocks frequently contains overprinted assemblages. As a rule, the older the assemblages, the sharper the geochemical

Institutul Geologic al României

Compoziţia mineralogică a rocilor cu silicaţi de mangan ale ND conţine adesea parageneze suprapuse. De regulă, cu cât paragenezele sunt mai vechi, cu atât este mai net contrastul geochimic faţă de rocile adiacente, şi apar mai puţine faze minerale care prezintă dimensiuni mai mari ale granulelor. Cea mai frecventă parageneză este constituită din două minerale, spessartin şi cuarţ, dar adesea se pot identifica asociaţii mai complexe, în care gradul de saturaţie în oxizii de siliciu şi aluminiu, precum şi activitatea oxigenului pot prezenta variaţii majore. Se pot distinge trei tipuri majore: parageneze saturate (asociaţia caracteristică cuarţ – spessartin), parageneze nesaturate (asociaţia caracterisitcă tefroit – rodocrozit – pirofanit), respectiv parageneze oxidate (asociaţia caracteristică spesartin – calderit – hematit – piemontit – mice cu fier feric şi mangan) (Tabelele 1,2). Parageneza nesaturată apare de obicei în cazul ivirilor cu grosime mai mare. Ultimile două parageneze pot prezenta zonalitate în timp şi în spaţiu, astfel încât gradienţii geochimici tind să scadă în timp şi spre roca înconjurătoare. Astfel, tefroitul este substituit mai întâi de rodonit, apoi de spessartin şi tirodit, pe când byxbiitul din parageneza oxidată este substituit de braunit (Bălan, David, 1978).

Compoziţia chimică neobişnuită face imposibilă estimările termobarometrice, prin aceasta nepermiţând determinarea directă a afilierii paragenezelor suprapuse unui singur eveniment metamorfic sau ambelor evenimente de grad mediu determinate în rocile adiacente.

Contextul geologic al rocilor cu silicaţi de mangan ale ND indică asocierea lor spaţială cu un plan de încălecare, eliminând în acelaşi timp ipoteza apartenenţei lor la oricare dintre unităţile tectonice aflate în contact, prin aceasta impunând şi afilierea lor genetică la plan. Cele mai probabile mecanisme mineralogenetice sunt reacţiile metamorfice şi secreţia. Reacţiile metamorfice, dovedibile textural, au avut loc între litologii incompatibile alăturate tectonic, în cazul de faţă micaşisturi cu granat, respectiv gnaise cu feldspat potasic. Evenimentul de grad mediu mai nou, în timpul căreia a avut loc încălecarea, nu a atins în unitatea superioară mai mult de 620^0 C. În aceste condiţii granatul almandinic este instabil cu feldspatul potasic, reacţia dintre ele având ca produşi granat spessartinic şi două mice. Aceasta explică agregatele fin granulare de spessartin, cuarţ, mice şi feldspat potasic identificate în ND. Un alt mecanism dovedit textural este oxidarea rocilor adiacente de către fluide oxidante canalizate de-a lungul planului de încălecare, reacţie responsabilă pentru formarea şisturilor şi a cuarţitelor cu piemontit şi granat calderitic pe seama rocilor bogate în almandin cu conţinut de mangan subordonat.

contrast with the adjacent rocks, the fewer the mineral phases, and the coarser the grain size. The prevailing assemblage is bimineralic: spessartine-quartz, but more diverse assemblages are often encountered, in which silica and alumina saturation, as well as oxygen activity display major variations. Three basic types can be distinguished: saturated assemblages (typically quartz – spessartine), undersaturated assemblages (typically tephroite – rodochrosite – pyrophanite), and oxidised ones (typically spessartine-calderite-hematite-piedmontite-Fe^{3+}, Mn-bearing micas) (Tables 1,2). The undersaturated assemblage appears in zones of greater thickness. The latter two assemblages may display spatial and temporal zonality, geochemical gradients tending to decline in time and towards the host rocks. Tephroite is replaced first by rhodonite, then by spessartine and tirodite, while byxbiite in oxidised assemblages is reacted to braunite (Bălan, David, 1978).

The peculiar chemical composition prevents thermobarometric estimates. At the same time, it is impossible to estimate if the successive superposed assemblages affiliate to a single metamorphic event or to both medium grade events recognised in the adjacent rocks.

The geological setting of the DL manganese silicate rocks indicates its spatial association with a thrust surface, precluding the former appurtenance to each of the two tectonic units, thereby strongly suggesting also their genetic affiliation to it. The most probable mineralogenetic mechanisms seem to be metamorphic reactions and secretion.

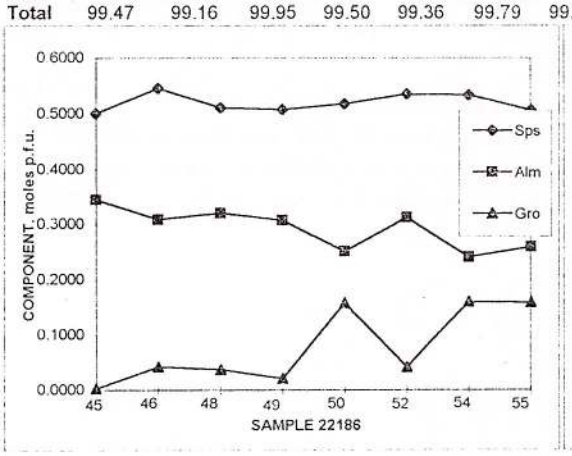
Metamorphic reactions, for which textural evidence exists, took place between tectonically adjoined incompatible lithologies, *i.e.* garnet-bearing micaschists and K-feldspar gneiss. The most recent medium grade metamorphic event, during which the thrusting took place, reached in the suprajacent unit not more 620^0 C. Under these conditions, almandine-rich garnet is unstable with K-feldspar; the reaction between them forms spessartine-rich garnet and two micas. This would explain fine grained spessartine + quartz + mica + K-feldspar aggregates identified in DL. Another texturally proven mechanism is oxidation of adjacent rocks by oxidising fluids channelled along the thrust surface, which is responsible for the formation of piedmontite-calderite garnet schists and quartzites on account of Mn-bearing almandine–rich rocks.

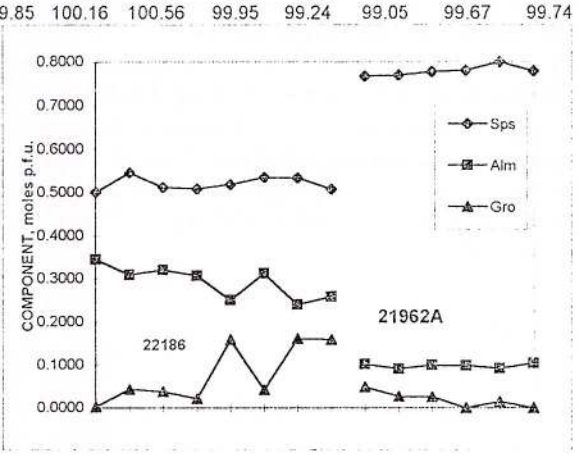
Coarse-grained (pegmatoid), high variance (two-phase) assemblages most probably formed through concentration in a fluid phase of Mn-rich reaction products and deposition in secondary distension zones: aqueous fluids tended to deposit Mn, Si, Al, while carbonic fluids concentrated Mn over Si and Al, leading

Institutul Geologic al României

TABELUL 1 ANALIZE REPREZENTATIVE DE GRANAŢI MANGANIFERI DIN ND

	parageneze saturate								parageneze nesaturate					
	22186-4!	22186-46	22186-4(	22186-4	22186-5	22186-5.	22186-5	22186-5	21962A/	21962A/	21962A.	21962A/	21962A/1	21962A/13
NA	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.35	0.02	0.0276	0.0245	0.05	0.03	0.05
F	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SI	36.27	36.38	36.39	36.45	36.45	36.51	36.53	36.53	37.08	36.97	36.55	36.42	36.39	36.27
AL	20.45	20.58	20.13	20.49	20.68	20.39	20.36	20.36	19.98	19.38	19.32	19.01	18.93	18.65
MG	1.86	1.14	2.33	0.79	1.17	1.66	2.09	2.09	0.64	0.55	0.58	0.64	0.53	0.57
ZN	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03
FE	14.76	11.81	16.95	11.53	12.19	14.64	15.52	15.52	5.79	5.81	5.96	6.33	5.99	7.06
MN	23.26	22.57	21.83	23.27	22.14	23.77	22.34	22.34	33.59	33.62	33.56	34.35	34.37	35.38
CR	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.06	0.02	0.00	0.00	0.01
BA	0.00	0.00	0.01	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
K	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CL	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
CA	2.61	6.28	2.06	6.57	6.32	2.63	2.87	2.87	3.16	3.04	2.75	1.85	2.78	1.35
TI	0.06	0.24	0.04	0.22	0.25	0.05	0.00	0.00	0.13	0.28	0.31	0.17	0.43	0.11
	99.56	99.10	99.81	99.40	99.32	99.69	99.93	100.27	100.42	99.74	99.06	98.85	99.45	99.49
Si	5.9087	5.9431	5.9250	5.8857	5.9206	5.9179	5.9268	5.9165	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000
Alt	0.0913	0.0569	0.0750	0.1143	0.0794	0.0821	0.0732	0.0835	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Σ	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**
Alo	3.7607	3.8553	3.8174	3.7523	3.8678	3.8503	3.8534	3.8724	3.8103	3.7058	3.7369	3.6917	3.6781	3.6351
Ti	0.0053	0.0060	0.0000	0.0000	0.0294	0.0074	0.0269	0.0309	0.0158	0.0341	0.0380	0.0206	0.0536	0.0133
Cr	0.0027	0.0027	0.0000	0.0000	0.0039	0.0026	0.0000	0.0000	0.0030	0.0076	0.0020	0.0000	0.0000	0.0017
Fe3+	0.2313	0.1361	0.1825	0.2476	0.0989	0.1397	0.1197	0.0966	0.1709	0.2525	0.2231	0.2876	0.2683	0.3498
Σ	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**	**4.0000**
Fe2+	2.0699	1.8571	1.9225	1.8434	1.5083	1.8741	1.4480	1.5580	0.6168	0.5451	0.6002	0.5915	0.5530	0.6278
Mn	3.0022	3.2768	3.0686	3.0483	3.1108	3.2142	3.2045	3.0428	4.6031	4.6205	4.6650	4.7932	4.7991	4.9566
Mg	0.5635	0.4037	0.5051	0.5017	0.2765	0.4523	0.1915	0.2838	0.1533	0.1338	0.1408	0.1579	0.1294	0.1406
Ca	0.3586	0.4585	0.4983	0.4949	1.0949	0.4562	1.1445	1.0993	0.5470	0.5282	0.4837	0.3259	0.4911	0.2398
Na	0.0028	0.0001	0.0038	0.1099	0.0095	0.0032	0.0095	0.0099	0.0058	0.0087	0.0078	0.0166	0.0085	0.0160
K	0.0030	0.0039	0.0017	0.0017	0.0000	0.0000	0.0021	0.0062	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Σ	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**6.0000**	**5.9260**	**5.8363**	**5.8975**	**5.8851**	**5.9811**	**5.9808**
And	0.0578	0.0340	0.0456	0.0619	0.0247	0.0349	0.0299	0.0242	0.0427	0.0631	0.0558	0.0543	0.0671	0.0400
Cal	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0176	0.0000	0.0475
Gro	0.0026	0.0431	0.0374	0.0206	0.1587	0.0418	0.1608	0.1591	0.0492	0.0268	0.0253	0.0000	0.0148	0.0000
Sps	0.5004	0.5461	0.5114	0.5080	0.5185	0.5357	0.5341	0.5071	0.7672	0.7701	0.7775	0.7813	0.7998	0.7786
Alm	0.3450	0.3095	0.3204	0.3072	0.2514	0.3123	0.2413	0.2597	0.1028	0.0908	0.1000	0.0986	0.0922	0.1046
Pyp	0.0939	0.0673	0.0842	0.0836	0.0461	0.0754	0.0319	0.0473	0.0256	0.0223	0.0235	0.0263	0.0216	0.0234
Rest	0.0003	0.0000	0.0009	0.0186	0.0006	0.0000	0.0019	0.0027	0.0125	0.0268	0.0179	0.0219	0.0046	0.0059
	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0001	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
SiO2	36.27	36.38	36.39	36.45	36.45	36.51	36.53	36.53	37.08	36.97	36.55	36.42	36.39	36.27
Al2O3	20.45	20.58	20.13	20.49	20.68	20.39	20.36	20.36	19.98	19.38	19.32	19.01	18.93	18.65
TiO2	0.06	0.24	0.04	0.22	0.25	0.05	0.00	0.00	0.13	0.28	0.31	0.17	0.43	0.11
Cr2O3	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.06	0.02	0.00	0.00	0.01
Fe2O3	1.65	0.90	1.63	1.52	0.83	1.13	1.32	1.01	1.40	2.05	1.79	2.30	2.18	2.81
FeO	13.28	11.01	15.48	10.16	11.44	13.62	14.33	14.61	4.54	3.97	4.34	4.26	4.04	4.53
MnO	23.26	22.57	21.83	23.27	22.14	23.77	22.34	22.34	33.59	33.62	33.56	34.35	34.37	35.38
MgO	1.86	1.14	2.33	0.79	1.17	1.66	2.09	2.09	0.64	0.55	0.58	0.64	0.53	0.57
CaO	2.61	6.28	2.06	6.57	6.32	2.63	2.87	2.87	3.16	3.04	2.75	1.85	2.78	1.35
Na2O	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.35	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.05
K2O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.47	99.16	99.95	99.50	99.36	99.79	99.85	100.16	100.56	99.95	99.24	99.05	99.67	99.74





Institutul Geologic al României

TAB. 2 ANALIZE REPREZENTATIVE DE AMFIBOLI DIN ROCILE CU SILICAŢI DE MANGAN ALE N.D.

	parag. saturată		parag. nesaturată		
	22186/47	22186/51	21962A/15	21962A/16	21962A/17
NA	0.34	0.34	0.01	0.03	0.03
F	0.34	1.09	0.00	0.00	0.00
SI	52.25	52.68	49.04	49.26	49.42
AL	0.23	0.08	0.05	0.07	0.04
MG	13.90	15.09	11.16	11.18	11.21
ZN	0.09	0.21	0.00	0.00	0.12
FE	20.27	19.56	12.65	12.47	12.70
MN	8.29	8.46	23.72	23.81	24.04
CR	0.01	0.01	0.00	0.05	0.04
BA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
K	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
CL	0.02	0.01	N/A	N/A	N/A
CA	1.12	0.60	0.77	0.79	0.97
TI	0.02	0.01	0.05	0.00	0.07
	96.89	**98.14**	**97.45**	**97.64**	**98.68**
Si	7.9511	7.9326	7.5617	7.6329	7.5330
Alt	0.0413	0.0150	0.0096	0.0131	0.0072
Fe3+	0.0076	0.0524	0.4286	0.3539	0.4598
ΣT	**8.0000**	**8.0000**	**8.0000**	**8.0000**	**8.0000**
Alo	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe3+	0.0523	0.0642	0.4270	0.3573	0.4537
Cr	0.0010	0.0006	0.0000	0.0062	0.0045
Ti	0.0026	0.0006	0.0058	0.0058	0.0057
Zn	0.0102	0.0237	0.0000	0.0082	0.0132
Mg	3.1521	3.3878	2.5655	2.5814	2.5474
Fe2+	1.7818	1.5231	0.7761	0.9042	0.7051
Mn	0.0000	0.0000	1.2256	1.1368	1.2705
ΣM1-3	**5.0000**	**5.0000**	**5.0000**	**5.0000**	**5.0000**
Mg	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	1.0685	1.0791	1.8722	1.9874	1.8334
Fe	0.7375	0.8240	0.0000	0.0000	0.0000
Ca	0.1820	0.0970	0.1275	0.0045	0.1586
NaM4	0.0121	0.0000	0.0003	0.0081	0.0080
ΣM4	**2.0000**	**2.0000**	**2.0000**	**2.0000**	**2.0000**
NaA	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000
K	0.0024	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0027
ΣA	**0.0024**	**0.0014**	**0.0000**	**0.0000**	**0.0027**
F	0.1635	0.5195	0.0000	0.0000	0.0000
Cl	0.0047	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000
OH	1.8317	1.4791	2.0000	2.0000	2.0000
Σ	**2.0000**	**2.0000**	**2.0000**	**2.0000**	**2.0000**

ANALIZE ALE PRINCIPALELOR FAZE MANGANIFERE DIN PARAGENEZA NESATURATĂ

	21962A			21962A		21962A			
Analysis	*/9	*/8	*/10	*/7	*/3	*/6	*/5	*/6b	Hârtopanu(1994)
Na_2O	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00
F	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO_2	29.12	29.34	29.38	46.94	47.37	0.03	0.06	0.16	0.30
Al_2O_3	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.06	0.04
MgO	1.76	1.96	1.89	3.29	3.90	0.04	0.05	0.04	0.00
ZnO	0.06	0.00	0.04	0.01	0.08	0.01	0.00	0.26	0.00
FeO*	27.01	27.74	27.58	8.85	9.37	13.94	16.23	15.87	2.00
MnO	39.00	38.70	38.51	37.19	35.78	31.09	29.59	29.29	39.40
Cr_2O_3	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00
BaO	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.45	0.45	0.33	0.00
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	1.81	2.00	0.00	0.20	0.00	0.00
TiO_2	0.01	0.02	0.07	0.02	0.02	51.14	50.85	51.10	57.40
Σ	97.04	97.79	97.54	98.21	98.58	96.73	97.68	97.12	99.14
FeO	26.98	27.25	27.39	6.04	6.31	10.78	8.82	8.46	0.00
Fe_2O_3	0.04	0.55	0.21	3.13	3.41	3.52	8.23	8.23	2.22
Σ	97.05	97.84	97.57	98.53	98.92	97.08	98.50	97.94	99.36
Si	1.998	1.992	2.000	6.994	6.996	0.992	0.965	0.973	1.054 Ti
Alt	0.001	0.001	0.000	0.006	0.004	0.008	0.035	0.027	0.000 Fe^{3+}
Σ	**1.999**	**1.993**	**2.000**	**7.000**	**7.000**	**1.000**	**1.000**	**1.000**	**1.054** Σ
Alo	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.060	0.121	0.130	0.041 Fe^{3+}
Ti	0.000	0.001	0.003	0.003	0.003	0.001	0.001	0.004	0.007 Si
Cr	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001 Al
Zn	0.003	0.000	0.002	0.001	0.009	0.000	0.004	0.000	0.000 Cr
Fe^{2+}	1.547	1.547	1.559	0.753	0.779	0.000	0.000	0.005	0.000 Zn
Fe^{3+}	0.002	0.028	0.011	0.351	0.378	0.232	0.186	0.179	0.000 Fe^{2+}
Mn	2.266	2.225	2.220	4.694	4.475	0.679	0.632	0.628	0.815 Mn
Mg	0.180	0.198	0.192	0.732	0.859	0.001	0.002	0.001	0.000 Mg
Ca	0.000	0.000	0.000	0.288	0.316	0.000	0.005	0.000	0.000 Ca
Ba	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.005	0.004	0.003	0.000 Ba
Na	0.000	0.000	0.005	0.009	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000 Na
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000 K
Σ	**4.001**	**4.000**	**3.995**	**6.832**	**6.821**	**0.980**	**0.959**	**0.952**	**0.864** Σ
F	0.005	0.000	0.000	Piroxmangit		**0.679**	**0.632**	**0.628**	**0.815** Pirof
O	7.995	8.000	8.000			**0.232**	**0.186**	**0.179**	**0.000** Ilm
Σ	**8.000**	**8.000**	**8.000**			**0.001**	**0.002**	**0.001**	**0.000** Geik
Teph	**0.567**	**0.556**	**0.555**			**0.000**	**0.000**	**0.005**	**0.000** Ecan
Fayal	**0.387**	**0.387**	**0.39**			**0.008**	**0.035**	**0.027**	**0.041** Hm
Forst	**0.045**	**0.050**	**0.048**			**0.079**	**0.145**	**0.159**	**0.144** Rest
Rest	**0.001**	**0.008**	**0.007**						

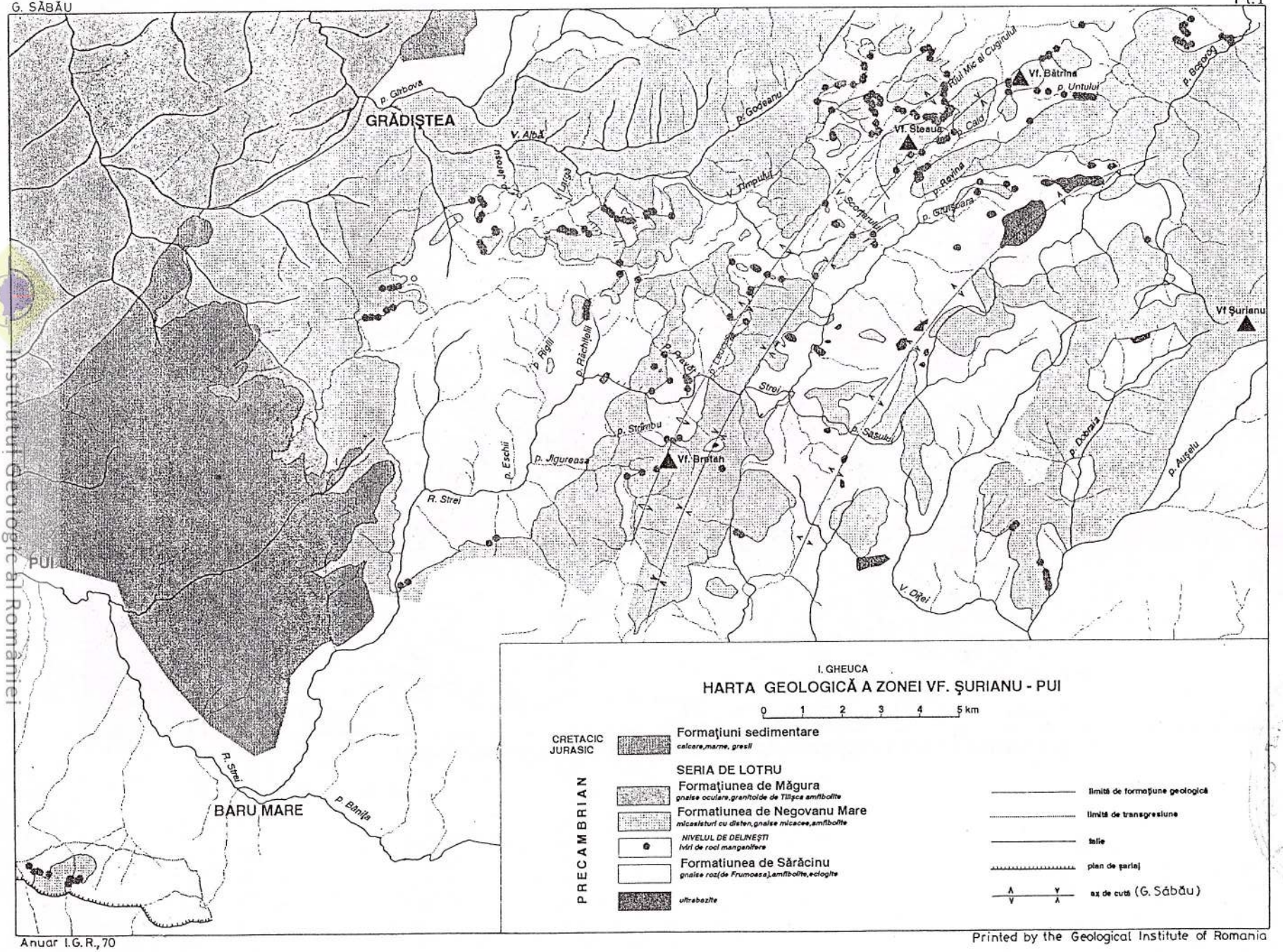
Asociaţiile larg cristalizate, în general bifazice cu caracter pegmatoid s-au format cel mai probabil prin concentrare într-o fază fluidă şi depunere în zone de distensie secundară asociate încălecării. Fluidele predominant apoase au depus din soluţii Mn, Si, Al pe când fluidele carbonatice au tins să concentreze mai mult Mn faţă de celelalte elemente, ducând la formarea rocilor tefroit – rodocrozitice. Forfecarea şi o tendinţă la omogenizarea geocimică ulterioară a putut duce la formarea unor asociaţii suprapuse mai fin granulare şi mai puţin contrastante geochimic, aşa cum apar în rocile manganifere.

to pegmatoid tephroite-rhodocrosite rocks. Subsequent shearing and geochemical homogenization would lead to superposed smaller-grained, less geochemically contrasting assemblages, as actually recorded rocks.

Acknowledgements

EPMA mineral analyses were performed during an Alexander von Humboldt Research fellowship of the author at the Ruhr University in Bochum, FRG

Institutul Geologic al României



Printed by the Geological Institute of Romania

163593

Institutul Geologic al României

G. SĂBĂU

Distribuţia rocilor manganifere în seria de Lotru între Olt şi localitatea Pui

Pl. II



Anuar I.G.R., 70

Printed by the Geological Institute of Romania

Institutul Geologic al României

References

Bălan, M., David, M. (1978) Date mineralogice privind parageneza cu piemontit de la Dealul Negru (Munţii Lotrului. *St. Cercet. Geol.*, 23, p. 229–237, Bucureşti.

Gheuca, I., Hârtopanu, P., Stoian, T. (1993) Raport I.G.R.

Hârtopanu, P., Hârtopanu, I. (1981) Relaţii microstructurale în asociaţiile manganifere din Munţii Sebeş şi Cibin. *St. Cercet. Geol.*, 26, 35–44, Bucureşti.

Ianovici, V. (1956) Informations générales sur les gisements de minerai de manganèse de la Roumanie. şl In González Reyna J., XX Congreso geológico international, Symposium sobre yacimentos de manganeso, Tomo V (Europa), p. 349–373, México.

Săbău, G. (1994) Lithostratigraphic and metamorphic correlations: A possible way of exploring the early history of the Getic Crystalline. *Rom. J. Petrology*, 76, p. 119–128, Bucureşti.

– **(1995)** Consecinţe ale tectonicii de pânză metamorfică la partea superioară a Seriei de Lotru. *Rom. J. Mineral Deposits*, 76, p. 55–62, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 168–171, Bucureşti, 1998

TRANSFER DE MASĂ ASOCIAT DEFORMĂRII ÎN ZONA DE FORFECARE PĂLTINIŞ (MUNŢII CIBIN)
MASS TRANSFER RELATED TO DEFORMATION IN THE PĂLTINIŞ SHEAR ZONE (CIBIN MTS)

I. STELEA

Introducere

Ridicarea cristalinului getic în timpul Paleozoicului superior a fost acomodată de mişcări de alunecare pe plane suborizontale de contrast litologic, coincidente cu limitele litostratigrafice. În acest context, zona de forfecare Păltiniş (ZFP) este localizată pe contactul dintre complexul micaşisturilor, în poziţie superioară, şi cel al gnaiselor cuarţo-feldspatice, în poziţie inferioară. Micaşisturile din apropierea acestui contact au fost afectate de deformare plastică pe plane discrete de forfecare puse în evidenţă de intercalaţii de milonite de grad mediu. Matricea milonitică constă din muscovit+margarit±cuarţ±sillimanit sau muscovit+paragonit+cuarţ±sillimanit. Postcinematic, au cristalizat cloritoid şi apatit.

Principiul bilanţului de masă

Chimismul global milonitelor din ZFP prezintă importante modificări de chimism în comparaţie cu cel al micaşisturilor protolit. Schimbările de concentraţie a oxizilor majori pun în evidenţă efectele unui metasomatism indus de deformare dar nu reflectă transferul de masă implicit. Deoarece suma oxizilor în orice analiză chimică este constrânsă la 100 %, schimbările de concentraţie nu sunt independente una faţă de celelalte. În consecinţă, ele nu pot fi folosite ca atare în calcularea bilanţului de masă. Din acest motiv, concentraţiile oxizilor din roca metasomatizată trebuie legate de cele din roca originală printr-un factor de volum (Gresens, 1967) sau de masă (Grant, 1986). Acest factor constant se bazează pe comportamentul imobil al unor componenţi (Al, Zr, Ti) în timpul procesului metasomatic.

Calcularea schimbărilor de concentraţie ($\Delta C_i/C_i^0$) şi a bilanţului de masă în ZFP a fost făcută folosind ecuaţiile şi diagramele de izocone elaborate de Grant (1986). Metoda grafică a izoconei constă în proiectarea concentraţiilor originale (C_i^0) şi finale (C_i^0) pe o diagramă C^0 la C^a. Punctele de intersecţie corespunzând componenţilor imobili vor defini o linie dreaptă, de schimbare zero (ΔC_i=0), care trece prin origine. Componenţii proiectaţi în câmpul de deasupra izoconei arată câştiguri de masă iar cei proiectaţi în câmpul de sub izoconă arată pierderi de masă. Panta izoconei

Introduction

The Getic crystalline uplift during the Late paleozoic was accommodated by sliding motions on subhorizontal planes of lithological contrast, coincident to lithostratigraphic boundaries. In this context, the Păltiniş shear zone (PSZ) is localized on the contact between the micaschists complex, in upper position, and that of quartzo-feldspathic gneisses, in lower position. The micaschists near this contact were affected by plastic deformation on discreet shear planes proved by layers of medium grade mylonites. The mylonitic matrix consists in muscovite + margarite ± quartz ± sillimanite or muscovite + paragonite + quartz ± sillimanite. Chloritoid and apatite crystallized postkinematically.

Mass balance principle

The bulk of mylonites inside PSZ show important modifications compared to that of the protolith micaschists. The concentration changes of major oxides point out the effect of deformation induced metasomatism but they do not reflect the involved mass transfer. Since the oxides sum in any chemical analysis is constraines to 100 %, concentration changes are not independent one from the others. Consequenly, they cannot be used in mass balance calculation as such for this reason, the oxides concentrations in metasomatized rocks must be related to those in original rocks by a volume (Gresens, 1967) or mass (Grant, 1986) factor. This constant factor is based on the imobile behaviour of some components (Al, Zr, Ti) during the metasomatic process.

Calculation of concentration changes ($\Delta C_i/C_i^0$) and mass balance ($\Delta M/M^0$) in PSZ has been performed using the equations and the isocon diagrams elaborated by Grant (1986). Graphical method of isocon consists in platting of initial (C_i^0) and final (C_i^a) concentrations on a diagram C^0 against C^a. Intersection points corresponding to the imobile component will define a straight line of zero change (C_i=0) radiating from the origin. Components plotted in the field above isocon indicate mass gains while those in the field below indicate mass losses. The slope of the iso-

Institutul Geologic al României

(M^0/M^a) va determina mărimea relativă a celor două câmpuri, deci bilanţul de masă.

Bilanţul de masă în ZFP

Investigaţiile noastre se referă la un segment al ZFP, de 6 Km lungime, situat pe versantul nordic al crestei Onceşti-Bătrâna. Au fost luate în consideraţie patru probe perechi, micaşist-milonit, privind milonitele cu margarit din sectorul Onceşti (7498–7513 şi 7514A-B) şi milonitele cu paragonit din sectorul Bătrâna (7568A-B şi 9297A-B). Rezultatele corespunzând la două izocone de referinţă (aluminiu constant şi masa constantă) sunt date în tabele (Tab. 1–4) şi diagrame (Fig. 1–4).

Tabel 1 Schimbările de concentraţie ($\Delta C_i/C_i^0$) ale oxizilor din milonitele cu margarit (proba 7513), calculate pentru două izocone de referinţă

	C_i^0	C_i^a	$\Delta C_i/C_i^0$	
	7498	7513	Al const.	m const.
SiO_2	62,83	40,90	-0,68	-0,35
TiO_2	0,78	0,15	-0,90	-0,81
Al_2O_3	20,05	40,25		+1,00
Fe_2O_3	0,84	1,61	-0,06	+0,91
FeO	5,88	0,14	-0,98	-0,97
MnO	0,1	0,01	-0,95	-0,91
MgO	1,46	0,51	-0,82	-0,66
CaO	0,43	4,55	+4,18	+9,58
K_2O	2,78	5,18	-0,08	+0,86
Na_2O	0,69	1,31	-0,06	+0,89
P_2O_5	0,09	0,03	-0,83	-0,67
H_2O^+	3,17	4,42	-0,31	+0,39

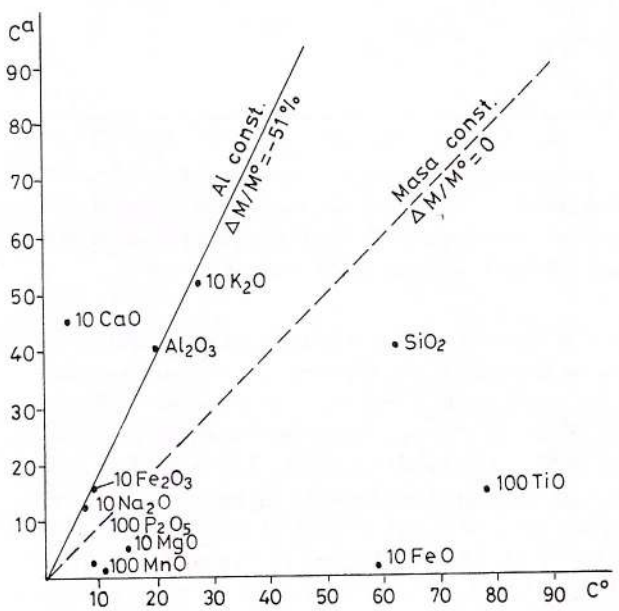


Fig. 1 – Diagrama de izocone pentru perechea de probe 7498 (micaşist protolit) – 7513 (milonit cu margarit). Toate datele sunt în procente de greutate. În raport cu izocona model pentru Al const., milonitele arată un deficit de masă de 51 %.

con (M^0/M^a) will fix the relative size of the two fields, therefore the mass balance.

Mass balance in PSZ

Our investigations refer to a PSZ segment, 6 km in lenght, on northern slope of the Onceşti-Bătâna crest. Four micaschist-mylonite pair samples, concerning margarite-bearing mylonites in the Onceşti sector (7498–7513 and 7514A–B) and paragonite bearing mylonites in the Bătrâna sector (7568A-B and 9297A-B) have been selected. The results corresponding to two reference isocons (constant alumina and constant mass) are given in tables (Tabs. 1–4) and diagrams (Figs. 1–4).

Tabel 2 Schimbările de concentraţie ($\Delta C_i/C_i^0$) ale oxizilor din milonitele cu margarit (proba 7514B), calculate pentru două izocone de referinţă

	C_i^0	C_i^a	$\Delta C_i/C_i^0$	
	7514A	7514B	Al const.	m const.
SiO_2	58,51	42,80	-0,61	-0,26
TiO_2	0,95	0,24	-0,86	-0,74
Al_2O_3	20,90	38,85		+0,85
Fe_2O_3	0,84	1,10	-0,30	+0,30
FeO	5,84	0,14	-0,94	-0,97
MnO	0,18	0,02	-0,94	-0,88
MgO	1,89	0,46	-0,87	-0,75
CaO	0,60	2,28	+1,04	+2,80
K_2O	4,70	8,01	-0,09	+0,70
Na_2O	0,59	0,96	-0,13	+0,62
P_2O_5	0,31	0,08	-0,86	-0,74
H_2O^+	3,91	4,24	-0,42	+0,08

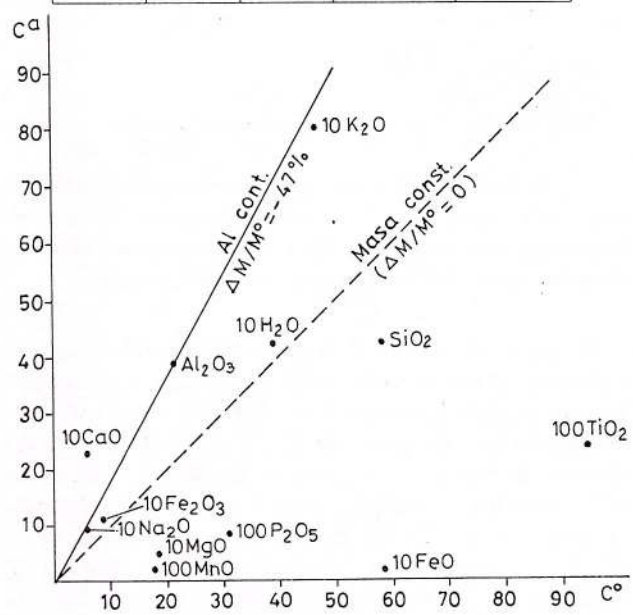


Fig. 2 – Diagrama de izocone pentru perechea de probe 7514A (micaşist protolit) – 7514B (milonit cu margarit). Toate datele sunt în procente de greutate. În raport cu izocona model pentru Al const., milonitele arată un deficit de masă de 47 %.

Institutul Geologic al României

Tabel 3 Schimbările de concentraţie ($\Delta C_i/C_i^0$) ale oxizilor din milonitele cu paragonit (proba 7568B), calculate pentru două izocone de referinţă

	C_i^0	C_i^a	$\Delta C_i/C_i^0$	
	7568A	7568B	Al const.	m const.
SiO_2	60,08	76,80	+0,80	+0,27
TiO_2	1,05	0,00	-1,00	-1,00
Al_2O_3	21,73	15,40		-0,29
Fe_2O_3	1,40	0,59	-0,40	-0,57
FeO	5,75	0,29	-0,92	-0,94
MnO	0,18	0,02	-0,84	-0,88
MgO	1,57	0,16	-0,85	-0,89
CaO	0,45	0,48	+0,50	+0,06
K_2O	2,54	1,16	-0,35	-0,54
Na_2O	0,99	1,81	+1,57	+0,82
P_2O_5	0,10	0,07	-0,01	-0,30
H_2O^+	3,31	2,53	-0,07	+0,23

Tabel 4 Schimbările de concentraţie ($\Delta C_i/C_i^0$) ale oxizilor din milonitele cu paragonit (proba 9297B), calculate pentru două izocone de referinţă

	C_i^0	C_i^a	$\Delta C_i/C_i^0$	
	9297A	9297B	Al const.	m const.
SiO_2	60,18	69,10	+0,35	+0,14
TiO_2	0,69	0,49	-0,16	-0,28
Al_2O_3	22,52	19,01		-0,15
Fe_2O_3	1,23	0,00	-1,00	-1,00
FeO	5,47	2,88	-0,37	-0,47
MnO	0,17	0,10	-0,30	-0,41
MgO	1,14	0,55	-0,43	-0,51
CaO	0,81	1,05	+0,52	+0,29
K_2O	2,65	1,42	-0,36	-0,46
Na_2O	1,04	2,26	+1,56	+1,17
P_2O_5	0,07	0,18	+2,03	+1,57
H_2O^+	3,82	3,13	-0,03	-0,18

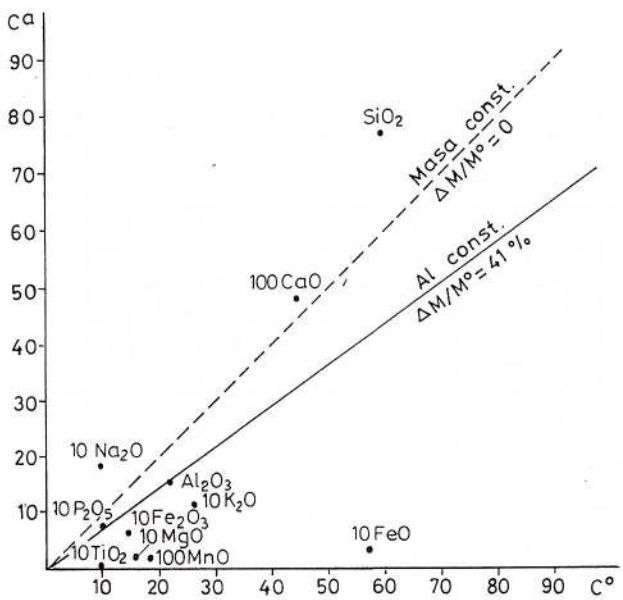


Fig. 3 – Diagrama de izocone pentru perechea de probe 7568A (micaşist protolit) – 7568B (milonit cu paragonit). Toate datele sunt în procente de greutate. În raport cu izocona model pentru Al const., milonitele arată un deficit de masă de 41 %.

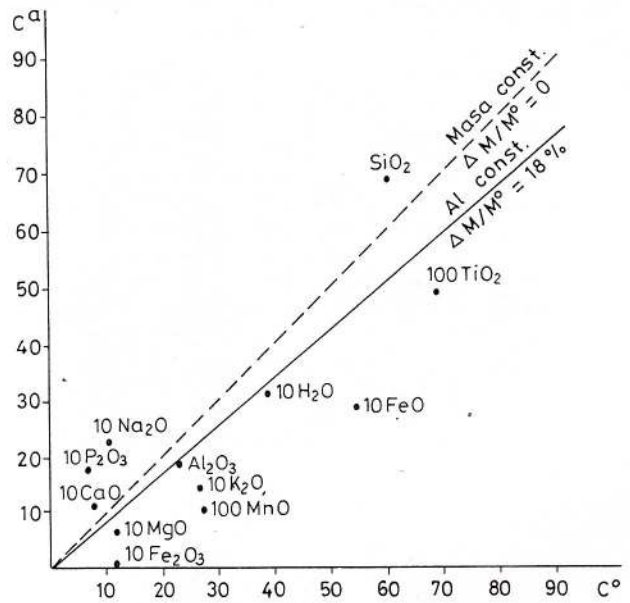


Fig. 4 – Diagrama de izocone pentru perechea de probe 9297A (micaşist protolit) – 9297B (milonit cu paragonit). Toate datele sunt în procente de greutate. În raport cu izocona model pentru Al const., milonitele arată un deficit de masă de 41 %.

Deoarece nu există dovezi privind mobilitatea aluminiului în timpul deformării, trebuie luate în discuţie izoconele pentru condiţia de aluminiu constant. Ele arată pierderi de masă de 51 % şi 47 % în sectorul Onceşti şi câştiguri de masă de 41 % şi 18 % în sectorul Bătrâna. Bilanţul de masă negativ în milonitele cu margarit a fost dat de pierderi de Si (68 % şi 61 %), Ti, Fe (în special Fe^{2+}), Mn, Mg, K, Na şi P şi câştiguri de Ca (418 % şi 104 %). Bilanţul pozitiv din milonitele cu paragonit a rezultat prin îmbogăţire în Na (157 % şi 156 %), Si(80 % şi 35 %) şi Ca şi îndepărtarea Ti, Fe (în special Fe^{2+}), Mn, Mg şi K.

Transferul difuzional de masă este singurul mecanism de deformare care poate modifica masa rocii origi-

There is no evidence for alumina mobility during deformation along PSZ. So, the constant alumina isocons must be considered. They show mass losses of 51 % and 47 % in the Onceşti sector and mass gains of 41 % and 18 % in the Bătrâna sector. The negative mass balance in the margarite-bearing mylonites was given by substraction of Si (68 % and 61 %), Ti, Fe (especially Fe^{2+}), Mn, Mg, K, Na and P, and addition of Ca (418 % and 104 %). Ti, Fe (especially Fe^{2+}), Mn, Mg, K, Na and P, and addition of Ca (418 % and 104 %). The positive mass balance in the paragonite-bearing mylonites resulting by enrichment of Na (157 % and 156 %), Si (80 % and 33 %) and Ca, and depletion of Ti, Fe (especially Fe^{2+}), Mn, Mg and K.

Institutul Geologic al României

nale. Datele noastre arată un transfer difuziv perpendicular pe planele de forfecare, pe distanţe cel puţin egale cu distanţa dintre probele perechi studiate (0,1–10 m). Deşi micaşisturile protolit din ZFP au un chimism global omogen, milonitele din sectorul Onceşti sunt chimic şi mineralogic diferite de cele din sectorul Bătrâna. Aceste diferenţe pot fi explicate prin transfer de masă, implicând Si, Na şi Ca, în lungul zonei de forfecare, pe 5–6 Km distanţă. Pe această cale, Si şi Na s-a concentrat în milonitele cu paragonit iar Ca în cele cu margarit.

Diffusional mass transfer is the only deformational mechanism which can modify the original rock mass. Our data point out a diffusive transport perpendicular to the shear planes on distances at least equal to those between the studied pair samples (0.1 – 10 m). Although the protolith micaschists in PSZ show homogenous bulk chemistry, subsequent mylonites in the Onceşti sector are chemically and mineralogically different from those in the Bătrâna sector. These differences can be explained by mass-transfer, involving Si, Na and Ca, on 5-6 km distance along the shear zone. On this way, Si and Na concentrated in the paragonite-bearing mylonites and Ca in the margarite-bearing ones.

References

Grant, J.A.(1986) The isocon diagram – a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Ec. Geol.*, 81, p. 1976–1982.

Gresens, R.L. (1967) Composition-volume relationship of metasomatism. *Chem. Geol.*, 2, p. 47–65.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 172–175, Bucureşti, 1998

STRUCTURA ROCILOR METAMORFICE DIN DEFILEUL OLTULUI, ÎNTRE SADU ŞI ROBEŞTI
STRUCTURE OF THE METAMORPHIC ROCKS OF THE OLT DEFILE, BETWEEN SADU AND ROBEŞTI

I. DINICĂ

Contextul tectonic deosebit al defileului Oltului a suscitat, permanent, interesul geologilor, numeroase fiind modelele structurale elaborate în decursul timpului. Ultimele lucrări de tectonică regională sunt, însă, unanime în a considera că unităţile tectonice care aflorează în defileul Oltului au caracteristicile unor pânze, generate în diferite momente ale tectogenezei alpine. Aceeaşi concepţie este exprimată în cea mai nouă lucrare de cartare geologică, pentru zona văii Oltului, publicată de Hann (1995).

Datele de cartare geologică obţinute de noi, în nordul munţilor Sebeş şi Cibin şi în defileul Oltului, permit negarea sau susţinerea unor idei emise anterior.

Obiectivul cartării noastre a fost complexul amfibolitelor şi a gnaiselor cuarţo-feldspatice (Savu, Schuster, 1975; Hârtopanu, 1988), din seria de Sebeş-Lotru; partea superioară a acestuia a fost descrisă de Săbău (1994) sub numele de complexul de Vaideeni al pânzei de Voineasa, acoperită de formaţiunea de Negovanu din pânza de Semenic. Formaţiunea de Negovanu este reprezentată doar local pe harta geologică obţinută, dar nu aflorează în zona defileului Oltului (pl.).

În complexul de Vaideeni, al cărui fond petrografic este dat de plagiognaise micacee cu intercalaţii de amfibolite, gnaise, micaşisturi, pegmatite şi iviri sporadice de metaperidotite şi eclogite, au fost individualizate cartografic trei repere litostratigrafice: plagiognaisul de Şugag, gnaisele de Mărtinia şi granitoidul de Tilişca (Dinică, 1993, 1996). Acestea au o extindere regională, deşi există zone de efilare a unuia sau a altuia.

Plagiognaisul de Şugag este o rocă granulară, formată predominant din plagioclaz, biotit şi cuarţ, cu o granulaţie variabilă, de la medie până la aspecte ocelare sau, chiar, oculare. Feldspatul potasic este prezent doar ca dezamestec în plagioclaz. În anumite zone, feldspatul potasic poate participa, în cantitate mică, la alcătuirea rocii, dar nu constituie o caracteristică. Muscovitul şi epidotul sunt mai frecvente spre limitele plagiognaisului cu rocile înconjurătoare.

În defileul Oltului, plagiognaisul de Şugag este reprezentat, doar sub forma unei lentile subţiri, în nordul zonei (pl.). El este, însă, bine dezvoltat în nordul munţilor Cibin, extinzându-se spre est până la Râul

The particular tectonic setting of the Olt Defile drew the attention of the geologists who elaborated many structural models in the course of time. The latest paper on regional tectonics point out that the tectonic units cropping out in the Olt Defile display characteristic features of nappes, generated during different moments of the Alpine tectogenesis. This hypothesis was mentioned by Hann (1995) in a paper on geological mapping in the Olt Valley zone.

The geological mapping data obtained by us in the north of the Sebeş and Cibin Mts and the Olt Defile make possible the denial or approval of the previous hypotheses.

The object of our mapping was the amphibolites and quartz feldspar gneisses complex (Savu, Schuster, 1975; Hârtopanu, 1988) of the Sebeş-Lotru Series; the upper part of this complex has been described by Săbău (1994) as Vaideeni complex of the Voineasa Nappe, overlain by the Negovanu formation of the Semenic Nappe. The Negovanu formation is represented locally on the geological map, but it does not crop out in the Olt Defile zone (Pl.).

Within the Vaideeni complex, whose petrographic background is represented by micaceous plagiogneisses with intercalations of amphibolites, gneisses, micaschists, pegmatites and sporadic occurrences of metaperidotites and eclogistes, three lithostratographic markers have been individualized: Şugag plagiogneiss, Mărtinia gneisses, and Tilişca granitoid (Dinică, 1993, 1996). They have a regional spreading although narrowing zones are also present.

The Şugag plagiogneiss is a granular rock, constituted mostly of plagioclase, biotite and quartz, with variable granulation from medium to ocellar or even augen. Potash feldspar is found only as exsolution in plagioclase. In certain zones, potash feldspar can participate, in small amounts, in the constitution of the rock structure, but it does not represented a characteristic. Muscovite and epidote are more frequently found towards the plagioclase limits with the surrounding rocks.

In the Olt Defile, Şugag plagiogneiss is represented only by a thin lens, in the north of the zone (Pl.).

Institutul Geologic al României

Sadului şi în versantul nordic al dealului Măgura.

Gnaisele de Mărtinia sunt gnaise cu microlin (omogene, rubanate, oculare sau liniare). Mica primară este, de asemenea, biotitul, dar muscovitul este omniprezent, în diferite proporţii. în anumite zone sunt intercalaţii, neseparabile cartografic, de plagiognaise micacee. Acest tip de gnaise apare în întreg complexul de Vaideeni, sub forma unor lentile cu grosime redusă, intercalate în plagiognaise micacee. Pe harta prezentată de noi ele afloreză, aproape continuu, în apropierea planului tectonic dintre unitatea de Lotru (="pânza de Voineasa" - sensu Săbău, 1994) şi unitatea de Uria. Spre sudul perimetrului tind să se efileze pe acest paln.

Granitoidul de Tilişca a fost conturat de noi în zona localităţii cu acelaşi nume, unde sunt vizibile şi texturi masive, înglobând enclave de roci microblastice, cu textură orientată, parţial asimilate. Este un granitoid cu biotit, plagioclaz, cuarţ şi, pe alocuri, cu puţin microlin. Faciesurile masive trec la texturi blastomilonitice cu biotit, uneori cu granat, foarte caracteristice. Acest facies este omniprezent şi poate fi însoţit de prezenţa enclavelor, orientate după foliaţia blastomilonitică. Foliaţia este, de obicei, plan-paralelă (tectonic S) dar, mai ales în zona defileului Oltului, se poate întâlni o foliaţie rotaţională (tectonic R), care are ca rezultat apariţia unei texturi liniare, atât în granitoidul propriu-zis cât şi în enclave. În acest caz muscovitul şi epidotul sunt mai bine reprezentate în compoziţia rocii. Concordanţa granitoidului în stiva de roci metamorfice, caracteristicile petrografice, între care şi prezenţa reacţiei dintre biotit şi plagioclaz, cu formarea granatului, sugerează o geneză asemănătoare cu a granitoidelor de Albeşti şi de Lalu, din metamorfitele grupului Leaota.

Peste unitatea de Lotru se dispune unitatea de Uria, care face parte din domeniul getic, planul tectonic dintre ea şi unitatea de Lotru fiind pre-alpină (Dinică, 1996). Remobilizarea alpină a acestui plan este doar parţială şi fără amploarea corespunzătoare unei pânze. Hann (1995) distinge două subdiviziuni în unitatea de Uria: formaţiunea (fm.) leptino-amfibolitică şi în fm. gnaisică, ambele formate din roci, iniţial, mezometamorfice, care au suferit un metamorfism dinamic în mai multe faze, în timpul tectogenezei alpine, astfel că ele afişează în prezent un retromorfism în faciesul şisturilor verzi. Spre deosebire de autorul menţionat, noi menţinem denumirea de fm. de Sibişel doar pentru subdiviziunea inferioară, care este retromorfozată în faciesul şisturilor verzi, având o textură blastomilonitică foarte accentuată, plan-paralelă, mai ales spre planul tectonic de separaţie faţă de seria de Sebeş-Lotru. Subdiviziunea superioară o denumim fm. de Sadu, deoarece rocile caracteristice şi preponderente care o alcătuiesc sunt micaşisturi faneroblastice cu

It is well developed in the north of the Cibin Mts, extending to the east up to Râul Sadului and in the northern slope of the Măgura Hill.

The Mărtinia gneisses are microcline gneisses (homogeneous, banded, augen or linear). The primary mica is the biotite; however, muscovite is omnipresent in different percentages. In some zones intercalations of micaceous plagiogneisses, unseparable in cartographic respect, are also observed. This type of gneisses is found in the whole Vaideeni complex as thin lenses intercalated in micaceous plagiogneisses. On our map they are cropping out almost continuously nearby the tectonic setting between the Lotru Unit (= "Voineasa Nappe" - sensu Săbău, 1994) and the Uria Unit. Towards the south of the area a narrowing tendency can be observed.

The Tilişca granitoid has been reported by us from the zone of the locality with the same name where massive textures, including enclaves of microblastic rocks, with oriented texture, partially assimilated, are visible. It is a granitoid bearing biotite, plagioclase, quartz and in places some microline. The massive facies are passing to blastomylonitic textures with biotite, locally with garnet, quite characteristic. This facies is omnipresent and it can be associated with enclaves oriented after the blastomylonitic foliation. The foliation is usually plan-parallel (tectonite S) but, especially in the Olt defile zone, there is a rotational foliation (teconite R) which occurs as a result of the occurrence of a linear texture both in the granitoid proper and in enclaves. In this case muscovite and epidote are well represented in the rock structure. The granitoid concordance in the metamorphic rock pile, the petrographic features, among which the reaction between biotite and plagioclase, with the garnet formation, point to a genesis similar to that of the Albeşti and Lalu granitoids from the Leaota Group metamorphics.

The Lotru Unit is overlain by the Uria Unit, which belongs to the Getic realm, the tectonic plane between it and the Lotru Unit being a pre-Alpine one (Dinică, 1996). The Alpine remobilization of this plane is only partial and without the ampleness of a nappe. Hann (1995) distinguished two subdivisions within the Uria Unit: the leptino-amphibolitic formation (fm.) and the gneissic formation (fm.) both of them formed of initially mesometamorphic rocks that underwent a dynamic metamorphism during several phases of the Alpine tectogenesis and consequently they show at present a retromorphism in the greenschists facies. Unlike Hann, we maintain the denomination the Sibişel fm. only for the lower a very marked blastomylonitic texture, plan-parallel, especially towards the tectonic plane that separates it from the Sebeş-Lotru Series. The upper subdivision is called by us Sadu fm.,

Institutul Geologic al României

staurolit şi granat. Acestea sunt roci mezometamorfice tipice, având doar un slab retromorfism, dobândit într-o deformare rotaţională (tectonic R). Totodată, subliniem caracterul excepţional al apariţiei acestei fm. de Sadu în cadrul unităţii de Uria, doar în zona defilelului Oltului, ea nefiind o caracteristică generală a acesteia. Dealtfel, doar în această zonă fm. de Sibişel conţine cristaloclaste de staurolit, provenite din fm. de Sadu, prin antrenarea rocilor în metamorfismul dinamic.

În ceea ce priveşte domeniul supragetic, datele noastre indică o extindere mai mare spre nord a unităţii de Călineşti, în raport cu hărţile publicate anterior. Ea aflorează începând de la paralela care trece de la Vf. lui Vlad către sud. Aproximativ la aceeaşi paralelă se efilează, pe planul faliei Oltului, unitatea de Tălmăcel, echivalentă a unităţii de Câineni (Hann, Szasz, 1984). Schimbarea denumirii este impusă de lipsa apariţiei la zi a acestei unităţi în zona localităţii Câineni, fapt demonstrat şi de Gheuca (1988) pentru compartimentul estic al faliei Oltului.

Sistemul de falii orientate VNV-ESE este întrerupt de falia Oltului. Aceste falii sunt foarte frecvent întâlnite în Carpaţii Meridionali Centrali şi Estici şi au rolul de decroşare, în ansamblu dextră, a tuturor elementelor litostratigrafice şi structurale ale metamorfitelor din zona menţionată. Faliile sunt subverticale, în releu sau anastomozate, unele dintre ele având o continuitate de zeci de kilometri. Generarea lor o punem pe seama subtraversării aliniamentului Carpatic de către falia transcrustală intramoesică. După Săndulescu (1980, 1984) ea a funcţionat în timpul perioadei de distensiune, ca o falie transformantă activă, care se prelungea şi în domeniul continental; în timpul tectogenezei dacidice, împreună cu alte falii transcrustale, a contribuit la accentuarea curburii arcului carpatic, având o deplasare dextră. Ulterior, sensul deplasării compartimentelor s-a inversat, datorită subşariajelor miocene din compartimentul estic. Falia nu este, însă, figurată pe hărţi, decât în vorlandul segmentului meridional al Carpaţilor. Într-o hartă tectonică generală a sistemului Alpino-Carpato-Pannonian, Linzer (1996) prelungeşte falia intramoesică până în zona vulcanismului neogen din munţii Apuseni. După părerea noastră această falie este mult mai importantă, prelungindu-se dincolo de bazinul Vienei.

Falia Oltului este tardivă în raport cu faliile VNV-ESE, care sunt întrerupte în planul acesteia. După părerea noastră ea este o falie de compensare izostatică pentru masivul Făgăraş, ale cărui metamorfite sunt supracutate şi aduse aproape pe verticală, în prima perioadă de compresiune - "perioada dacidică" (Săndulescu, 1984). Dilatarea după axa λ_1 a elipsoidului de deformare, simultan cu reducerea după axa λ_2, transversală, a determinat decolarea locală a

because it is characterized and represented mostly by phaneroblastic micaschists bearing staurolite and garnet. These are typical mesometamorphic rocks, with a weak retromorphism which occured in a rotational deformation (tectonite R). It is to note the exceptional occurrence of the Sadu fm. within the Uria Unit only in the Olt Defile zone. As a matter of fact only in this zone the Sibişel fm. contains staurolite crystalloclasts originating in the Sadu fm., by the training of the rocks in the dynamic metamorphism.

As regards the Supragetic realm our data indicate an extension towards the north of the Călineşti Unit, in comparison with maps published previously. This unit is cropping out from the parallel that passes from Vârful lui Stan southwards. About the same parallel is narrowing on the Olt fault plane, the Tălmăcel Unit, an equivalent to the Câineni Unit (Hann, Szasz, 1984). The change of the denomination is determined by the lack of occurrences of this unit in the zone of the locality of Câineni, as proved also by Gheuca (1988) for the eastern compartment of the Olt fault.

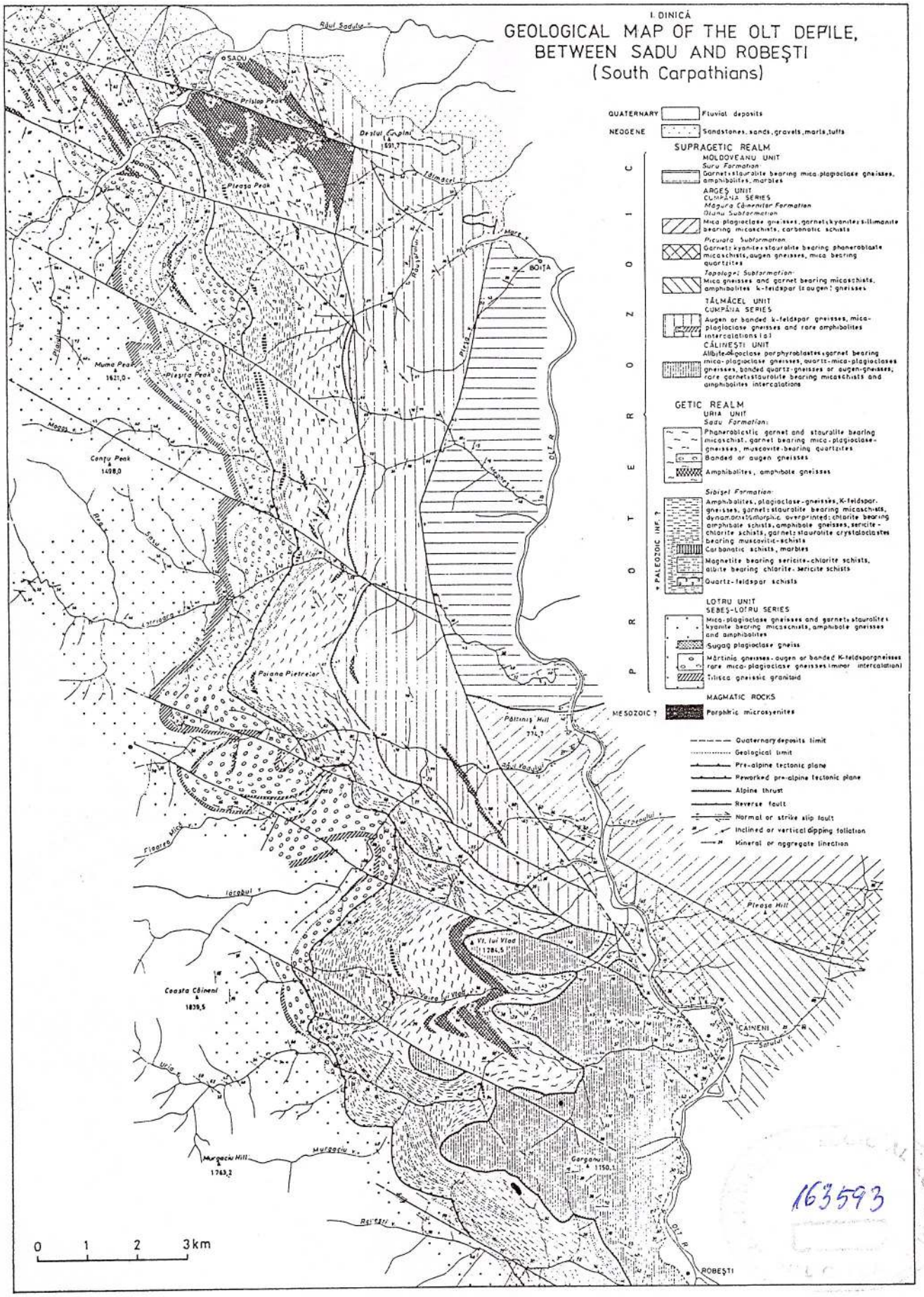
The WNW-ESE treding fault system is interrupted by the Olt fault. These faults are frequently found in the central and eastern South Carpathians and they play a sliping role, mostly a right slip, of all lithostratigraphic and structural elements of the metamorphics in the mentioned zone. The faults are subvertical or anastomosed, some of them extending on some tens of kilometers. Their generation is at the expense of the subcrossing of the Carpathian lineament by the intra-Moesian transcrustal fault. According to Săndulescu (1980, 1984) it functioned during the distension period as an active transform fault extending in the continental realm, too: during the Dacidic tectogenesis, beside other transcrustal faults, it contributed to the strengthening of the bending of the Carphathian Arc, having a dextral sliping. Later on, the direction of the compartment shifting was inverted due to the Miocene underthrusts in the eastern compartment. However, the fault is figured on the maps only in the foreland of the southern segment of the Carpathians. On a general tectonic map of the Alpine-Carpatho-Pannonian system, Linzer (1996) extended the intra-Moesian fault up to the Neogene volcanic zone of the Apuseni Mountains. In our opinion this fault is much more important extending beyond the Vienna Basin.

The Olt fault is a tardy fault in comparison with the WNW-ESE trending faults, which are interrupted in its plane. In our opinion this is an isostatic compensation fault for the Făgăraş massif, whose metamorphics are suprafolded and almost upright, in the first compression period - "Dacidic period" (Săndulescu, 1984). The expansion after the axis λ_1 of the deformation ellipsoid, concomitantly with the reduction after axis λ_2, transversal, determined the local sliding of the

Institutul Geologic al României

I. DINICĂ

GEOLOGICAL MAP OF THE OLT DEFILE, BETWEEN SADU AND ROBEŞTI (South Carpathians)



163593

Institutul Geologic al României

pânzelor de Călineşti şi de Tălmăcel. Strivirea formaţiunilor metamorfice din Făgăraş, schimbarea direcţiei foliaţiilor sau a elementelor structurale, în apropierea planului faliei Oltului, ca şi deformarea acestui plan, dovedesc existenţa şi a altor momente de împingere spre vest a blocului masivului Făgăraş, probabil legate de subşariajele vorlandului, atât în perioada dacidică, cât şi în timpul Terţiarului, când aceste subşariaje sunt mai accentuate în compartimentul estic al faliei intramoesice (Săndulescu, 1984).

Călineşti and Tălmăcel nappes. The squeezing of the metamorphic formation in the Făgăraş, massif the change of the direction of the foliations or the structural elements, nearby the Olt fault plane, as well as the deformation of this plane prove the existence of other elements of westward driving of the Făgăraş massif block, probably related to the foreland underthrusts both during the Dacidic time and during the Tertiary when these underthrusts were more strengthen in the eastern compartment of the intra-Moesian fault (Săndulescu, 1984).

References

Dinică I. (1993) Semnificaţia liniilor tectonice de pe Valea Oltului în ansamblul structurii alpine a Carpaţilor Meridionali. Partea I-a. Zona Căpâlna - Răşinari (M-ţii Cibin). Arh. I.G.R., Bucureşti.

— **(1996)** Structural evolution of the metamorphics in the Cibin Mountains. *An. Inst. Geol. Rom.*, 69 partea I, p. 204 - 206, Bucureşti.

Gheuca I. (1988) Versantul sudic al Munţilor Făgăraş, litostratigrafie şi tectonică. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5 (1985 - 1986), p. 93 - 117, Bucureşti.

Hann H.P. (1995) Central South Carpathians - Petrologic and Structural Investigations in the Area of the Olt Valley. *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, 76, p. 13 - 19, Bucureşti.

— **, Szasz L. (1984)** - Geological structure of the Olt - Valley between Câineni and Brezoi (South Carpathians). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, vol. LXVIII/5 (1981), 23-37, Bucureşti.

Hârtopanu I., Stelea I., Rusu A., Stelea G., Mărunţenu M., Lupulescu A., Şerban A., Şerbănescu A. (1988) Raport. Elaborarea hărţilor naţionale geologice, geofizice, hidrogeologice şi metalogenetice. Harta geologică a României, sc. 1: 50.000 foaia Cugir (machetă). Arh. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.

Linzer H.G. (1996) Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania. *Geology*, 24 no. 2; p. 167 - 170, USA.

Savu H., Schuster A.C. (1975) Harta geologică a RSR, sc. 1: 50.000, foaia Voineasa, Ed. IGG, Bucureşti.

Săbău G. (1994) Lithostratigraphic and Metamorphic Correlations: a Tentative Way of Exploring the Early History of the Getic Crystalline. *Rom. J. Petrology*, 76, p. 119 - 128, Bucureşti.

Săndulescu M. (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées au tour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI, p. 5 - 55, Bucureşti.

— **(1984)** Geotectonica României. Ed. teh., p. 336, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 176–178, Bucureşti, 1998

STUDIU PETROGRAFIC AL SKARNELOR DE REACŢIE DIN METAMORFITELE MUNŢILOR PRELUCA
PETROGENETIC STUDY OF THE REACTION SKARNS IN THE PRELUCA MTS METAMORPHICS

Ion HÂRTOPANU, Paulina HÂRTOPANU

Skarnele de reacţie ocupă o poziţie insulară în partea de SE a Munţilor Preluca pe o arie largă de roci carbonatice. Paragenezele de skarn sunt cele obişnuite: dolomit, calcit, tremolit, diopsid, flogopit. La acestea se adaugă cele formate prin procese retromorfe.

Relaţiile interminerale se supun aceloraşi reguli ca şi în celelalte masive din Carpaţi, amfibolii şi piroxenii fiind substituiţi de carbonaţi. În majoritatea situaţiilor, calcitul pare a fi mai nou decât dolomitul dar s-a întâlnit şi situaţia în care un calcit foarte vechi este înlocuit cu un amfibol vechi, la rândul său substituit de un tremolit nou.

Aşadar, mineralele de skarn reprezintă o secvenţă nouă, penultima din evoluţia rocilor carbonatice spre o calcitizare finală.

Analizele globale cantitative s-au realizat cu ajutorul reactivului red-alizarina sensibil la conţinutul în calciu al carbonaţilor.

Analizele chimice monominerale s-au realizat cu microsonda electronică totalizând 4 carbonaţi, 7 piroxeni, 8 amfiboli, 1 feldspat plagioclaz. Pe baza acestora s-a calculat un set de reacţii:

1. $2mag + 3di + 2cz = tr + 2cc + 3an$
2. $tr + 3cc + 3an = mag + 4di + 2cz + 2CO_2$

justificând apariţia carbonaţilor, piroxenilor şi amfibolilor.

S-au calculat medii de $CO_2 = 0{,}25$ şi $H_2O = 0{,}75$ valori P şi T:

T^0C	700	750	800
B_{kb}	6,00	9,20	12,50

Pentru controlul determinărilor efectuate pe carbonaţi şi calcsilicaţi au fost examinate roci metapelitice cum ar fi micaşisturile cu disten şi granat. Au fost analizate unele minerale cum ar fi: granaţi, biotite, feldspaţi plagioclazi, clorite. Pentru aceste minerale au fost propuse unele reacţii minerale având ca şi în cazul carbonaţilor o justificare prin relaţiile texturale.

a. Reacţia granat-biotit pe baza a 13 analize chimice monominerale

b. Reacţia granat-plagioclaz-Al_2SiO_5-Qtz pe baza a 10 analize.

The reaction skarns occupy an island position in the south-eastern part of the Preluca Mts over a large area of the carbonate rocks.

The skarn parageneses are the usual ones: dolomite, calcite, tremolite, diopside, phlogopite. Accidental minerals or formed by retromorphoses add to the first ones.

Intermineral relations like in the South Carpathians are submitted to the same rules: the amphiboles and the pyroxenes are substituted by carbonates. The calcite seems to be newer than dolomite but the situation of a very old calcite, which is replaced by an old amphibole, the last one being substituted by a new tremolite, has been met. Therefore, the skarn minerals represent a new sequence, last but one, from the carbonate rocks evolution to the final calcitisation.

The global qualitative rock analyses were effectuated with the help of a red alizarine reagent, sensitive to Ca content of the carbonates.

Monomineral analyseş was carried out by the microprobe analyser totalising 4 carbonates, 7 pyroxenes, 8 amphiboles, 1 plagioclase feldspar; on the basis of these a set of reactions was calculated:

1. $2mag + 3di + 2cz = tr + 2cc + 3an$
2. $tr + 3cc + 3an = mag + 4di + 2cz + 2CO_2$

justifying the appearance of carbonate, pyroxenes and amphiboles.

For medium pressures of CO_2=0.25 and H_2O=0.75, the PT values were calculated:

T^0C	700	750	800
P_{kbar}	6.00	9.20	12.50

For the control of the determination made on both carbonates and calcsilicates metapelite rocks, such as a kyanite and garnet bearing micaschist, were examined.

Some minerale, like garnets, biotites, plagioclase feldspars, chlorites were analysed. For these minerals has been proposed some mineral reactions having-like in the carbonates case, a justification by reactions having, like in the carbonates case, a justification by textural relations:

a. The reaction garnet-biotite on the basis of 13 monomineral chemical analyses.

Institutul Geologic al României

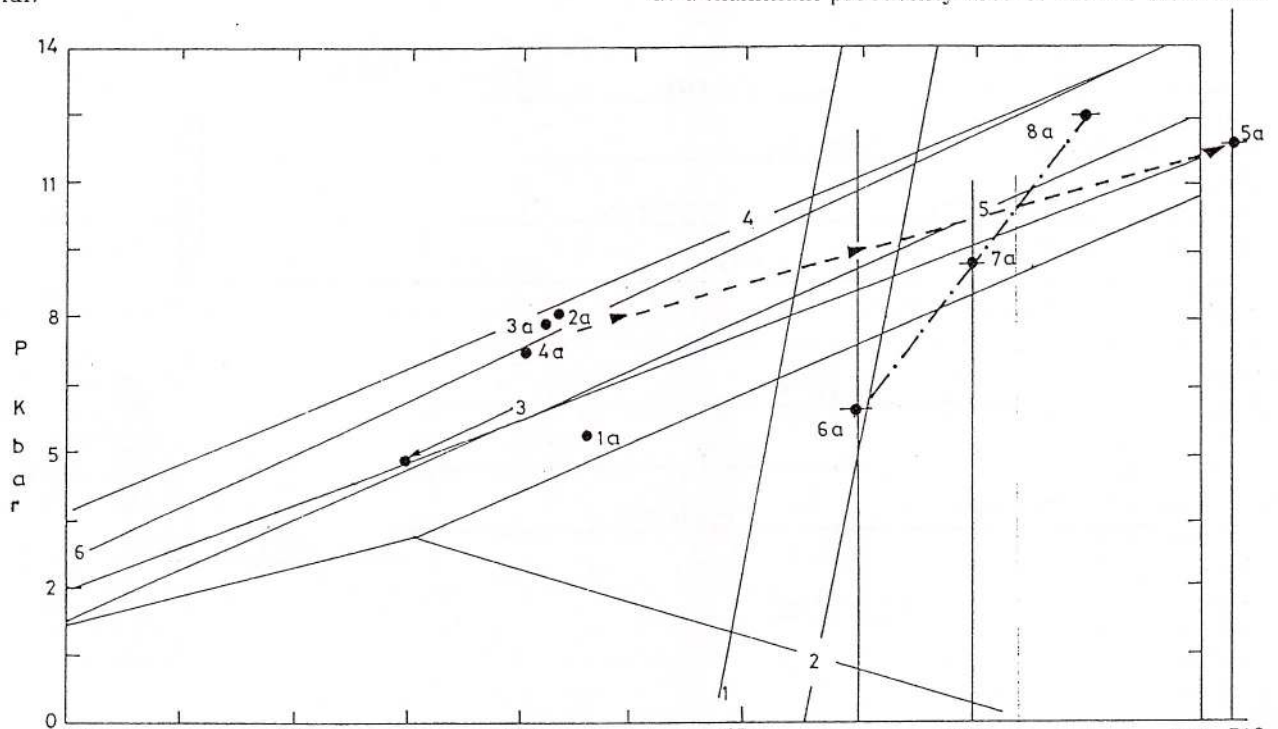
c. Reacţia granat-plagioclaz-muscovit-biotit pe baza a 24 analize chimice monominerale.

Au fost analizate două zone de pe suprafaţa şlefuită a mineralelor, sâmburele şi bordura, rezultând 6 curbe calculate, ca în figura 1. Aceste curbe au în spaţiul PT o poziţie de geobarometru respectiv de geotermometru. Intersecţia lor conturează o mică arie ce poate fi considerată ca o suprafaţă de maximă probabilitate a condiţilor PT din traiectoria metamorfismului.

b. The reaction garnet-plagioclase-Al_2SiO_5-Qtz on the basis of 10 monomineral chemical analyses.

c. The reaction garnet-plagioclase-muscovite-biotite on the basis of 24 monomineral chemical analyseś.

Two zones of the minerals were analysed: the core and the rim, resulting six calculated curves as show in the Figure 1. These curves have, in PT space, both geobarometer or geothermometer position. Their intersection draws a small area which can be considered as a maximum probability area of the PT conditions



Sample 5134 core + rim
1 Gt-Bt (garnet–biotite)
2 Gt-Bt (garnet-biotite)
3 GASP (garnet-Al_2SiO_5-plagioclase)
4 GASP (garnet-Al_2SiO_5-plagioclase)
5 GBMP (garnet-muscovite-plagioclase)
6 GBMP (garnet-biotite-muscovite-plagioclase)

1a, 2a, 3a, 4a, 5a PT values for sample 5134

6a, 7a, 8a PT values for skarnoid rocks

Fig. 1 - The thermobarometric values in the Preluca Mts Metamorphics.

Prelucrarea datelor obţinute prin analiza cu microscopul electronic, la începutul şi la sfârşitul blastezei granatului a determinat stabilirea a încă 2 suprafeţe diferite şi spaţiul PT. Cea mai veche indică o zonă situată la 7,5 kbari şi 565°C, iar cea nouă (de fapt punctiformă) la 12 kbari şi 850°C. Aceste 2 poziţii indică un metamorfism prograd dezvoltat pe parcursul blastezei granatului între momentul formării primilor centrii de cristalizare şi sfârşitul blastezei. Este uşor de observat colinearitatea celor trei zone mai sus prezentate.

Valorile PT care au fost obţinute din datele de analiză ale mineralelor de skarn ne arată 3 puncte colineare de realizare a paragenezelor calcsilicate la echilibru.

of the metamorphism trajectory.

The processing of the data obtained by SEM analyses (electronic microscope) at the end of the garnet blastesis determined two different areas in the PT space. The oldest points out an area situated at 7.5 kbars and 565°C and the new one, in fact punctiform at 12 kbars and 850°C. These two positions points out a prograde metamorphism developed along the garnet blastesis between the formation moment of the first centres of the crystallisation and the end of the blastesis.

It is easy to observe the colinearity of the three zones presented above. The PT values obtained from analyses data of skarnoid minerals show three colinear points

Institutul Geologic al României

Intersecţia liniei calcsilicatice cu linia metapelitică determină un punct comun de coexistenţă al celor 2 parageneze la ~770^0 şi ~10,3 kbari. Poziţia în timp pentru realizarea paragenezei calcsilicatice este situată mai curând spre finalul evoluţiei granatului din paragineza metapelitică (fig. 2).

for realising the equilibrium calcsilicate parageneses. The intersection of the calcsilicate straight line with the metapelitem right line determine a common point of coexistence of the two parageneses at 770^{0}C and 10.3 kbars. The time position to realise calcilicate paragenese is situated rather to the end of the evolution of the garnet in the metapelite paragenese (Fig. 2).

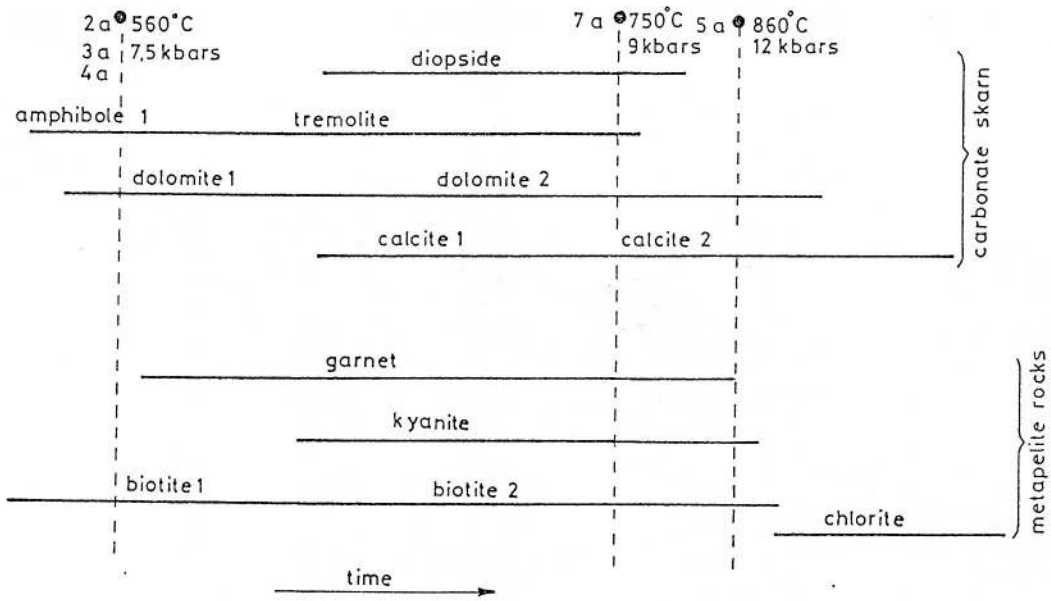


Fig. 2 – Mineral blastesis of the Preluca Mts Metamorphics.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 179–181, Bucureşti, 1998

DATE PRELIMINARE PRIVIND CONDIŢIILE METAMORFISMULUI SULFURILOR CANTONATE ÎN SERIA DE TULGHEŞ (CARPAŢII ORIENTALI)
PRELIMINARY DATA ON THE P–T CONDITIONS OF THE METAMORPHISM OF THE TULGHEŞ SERIES SULFIDES (EAST CARPATHIANS)

E. ROŞU, Al. VODĂ, C. COSTEA

În cadrul Seriei de Tulgeş alcătuită din secvenţe de roci pelitice – psamitice metamorfozate cu intercalaţii la mai multe nivele de metavulcanite acide şi bazice sunt cantonate importante zăcăminte stratiforme singenetice de sulfuri, acestea suferind procese metamorfice similare celor care au afectat rocile gazdă. Mineralizaţiile sunt alcătuite din pirită, sfalerit, calcopirită, galena, arsenopirita, pirotina şi alte minerale metalice.

Datele prezentate, constituie primele informaţii privind investigarea condiţiilor P – T atinse de procesele metamorfice care au afectat rocile cu sulfuri din zona Leşu Ursului.

Principiul metodei se bazează pe studiul asociaţiilor de minerale pirită-pirotină-sfalerit şi pirită-pirotină-arsenopirită, care aşa cum au arătat pe cale experimentală Scott şi Barnes (1970) şi Kretschmar şi Scott (1976) pot fi utilizate pentru obţinerea de informaţii privind geobarometria şi geotermometria sulfurilor pe baza variaţiei compoziţionale a sfaleritului şi arsenopiritei. Datele au fost completate cu informaţii importante privind atât relaţiile existente între mineralele respective cât şi conţinuturile în elemente minore (Hutchison şi Scott, 1980, 1981; Sundblad et al., 1984; Sharp et al., 1985; Toulmin P. III et al., 1991)

Pentru realizarea scopului propus, secţiuni lustruite din minereu au fost investigate optic cu ajutorul microscopului în lumina reflectată, un control suplimentar fiind efectuat şi în timpul efectuării analizelor prin microscopie electronică. Compoziţia sfaleritului şi arsenopiritei a fost determinată cu microsonda electronică Philips 515, echipată cu sistem de analiză dispersivă în energie (EDAX) şi cu program de analiză calitativă, cantitativă şi corecţie ZAF. Tensiunea de lucru a fost de 30 kv, intensitatea curentului de 100 μa, timpul de acumulare de 50 secunde şi diametrul spotului de 50 nanometrii.

Pentru estimarea presiunilor au fost analizate incluziuni de sfalerit încapsulate în granoblaste de pirită, iar prezenţa incluziunilor de pirotină (uneori în acelaşi granul de pirită) arată că a_{FeS} a fost tamponată de

The Tulgheş Series, constituted of metamorphosed pelitic-psamitic rock sequences with acid and basic metavolcanic intercalations at several levels, hosts major sulfide syngenetic stratiform deposits which underwent metamorphic processes similar to those that affected the host rocks. The mineralizations consist of pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena, mispickel and other metallic minerals.

The data presented represent the first information on the investigation of P–T conditions reached by metamorphic processes that affected the sulfide rocks in the Leşul Ursului zone.

The method is based on the study of the pyrite–pyrrhotite-sphalerite and pyrite-pyrrhotite-arsenopyrite mineral associations that, as already proved by Scott and Barnes (1970) and Kretschmar and Scott (1976), can be used for obtaining data on the sulfide geobarometry and geothermometry based on the composition variation of sphalerite and arsenopyrite. Data on the relationships between the respective minerals and the minor elements contents (Hutchinson and Scott, 1980, 1981; Sundblad et al., 1984; Sharp et al., 1985; Toulmin P. III et al., 1991) have been added.

With this aim in view, polished sections of the ore have been studied under the microscope in reflected light, a further control being made during the electron microscope analyses. The composition of the sphalerite and mispickel has been determined by means of the electron microprobe Philips 515, with a system of energy dispersion analysis (EDAX) and a programme of qualitative, quantitative and ZAF correction analysis. The work pressure was 30 kv, power intensity 100 μa, accumulation time 50 seconds, and spot diameter 50 nannometers.

For the pressure estimation sphalerite inclusions encapsulated in pyrite granoblasts have been analysed; the presence of pyrrhotite inclusions (in places in the same pyrite grain) shows that a_{FeS} has been buffered by the pyrite-pyrrhotite solvus curve, the respective granoblasts being thus formed under metamorphic equilibrium conditions.

Institutul Geologic al României

curba solvus pirită-pirotină, granoblastele respective formându-se astfel în condiţii de echilibru metamorfic.

Sfaleritele analizate nu prezintă conţinuturi în alte elemente, cu o singură excepţie (Mn=2,48 %), însă prezenţa MnS în sfalerit nu afectează volumul parţial molar al FeS din sfalerit şi respectiv utilizarea sfaleritului cu geobarometru (Toulmin III et al., 1991).

Valorile conţinuturilor de moli (%) FeS din sfaleritele încapsulate în porfiroblaste de pirită arată o distribuţie cu tendinţa bimodală în cadrul histogramei de repartiţie a acestora (Fig. 1), prezentând un maxim aproape nesemnificativ în jurul valorii de 16 moli (%) FeS şi altul semnificativ în jurul valorii de 15 moli (%) FeS. Această distribuţie bimodală, într-o interpretare a datelor respective sugerează existenţa unor presiuni în condiţii de echilibru metamorfic atinse la cca 3,6 Kb (conservate în mică măsură), urmate de presiuni ceva mai ridicate, care au generat maximul de 4,4 Kb (P_{Kb} a fost calculată conform ecuaţiei P=42,30-32,10 log mole % FeS±0.3Kb după Hutchison şi Scott, 1991).

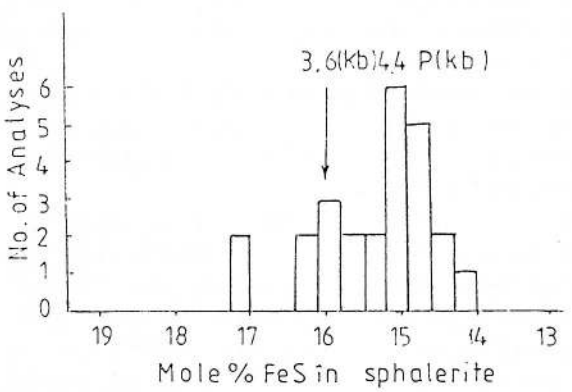


Fig. 1. – FeS content (mole %) in sphalerite encapsulated in pyrites from the Leşu Ursului zone.

Datele privind temperaturile atinse în timpul metamorfismului au fost obţinute utilizând arsenopirita ca geotermometru. Au fost analizate granule de arsenopirită în general din acelaşi probe cu asociaţia sfalerit – pirită – pirotină, discutată anterior. Deşi nu am găsit informaţii în acest sens în literatura de specialitate, noi am acordat ca şi în cazul sfaleritului, o atenţie deosebită privind relaţiile arsenopiritei cu granulele vecine. Datele analitice arată o grupare a valorilor conţinuturilor X_{As} pentru arsenopiritele încapsulate în porfiroblastele de pirită (30,4 – 30,7 la % As) sau care formează granule şi acumulări granulare într-o masă compactă de pirită (31,77 – 32,48 la % As) şi valori scăzute pentru un granul de arsenopirită înconjurat de minerale de gangă (clorit, carbonaţi cuarţ – 29,7 la % As). Ultimile valori, în acest stadiu preliminar de interpretare a datelor nu au fost luate în consideraţie, deoarece ele nu par a reprezenta valori reale. Granulele respective prin poziţia pe care o ocupă, s-au aflat

The studied sphalerites do not include other elements with one exception (Mn=2.48 %), but the presence of MnS in sphalerite does not affected the partial molar volume of FeS in sphalerite and the use of sphalerite as geobarometer, respectively (Toulmin III et al., 1991).

The values of the mole (%)FeS contents in the sphalerites encapsulated in pyrite porphyroblasts indicate a bimodal distribution on their spreading diagram (Fig. 1), showing an almost unsignificant maximum of 16 mole (%) FeS and another significant one of 15 mole(%)FeS. A preliminary interpretation of the data shows that this bimodal distribution suggests the existence of pressures under conditions of metamorphic equilibrium reached at about 3.6 Kb (poorly preserved), followed by slightly higher pressures that generated a maximum of 4.4 Kb(P_{Kb} calculated based on the equation P=42.30–32.10 log mole % FeS± Kb after Hutchison and Scott, 1991).

The data on temperature reached during the metamorphism have been obtained using mispikel as geothermometer. Mispickel generally from the same samples with sphalerite–pyrite–pyrrhotite association, previously discussed, have been analysed. Although no such information has been found in the literature, special attention has been paid by us, as in case of sphalerite, to the mispickel relationships with the neighbouring grains. The analytical data show a grouping of the values of the X_{As} contents for mispickel encapsulated in pyrite porphyroblasts (30.4–30.7 at % As) or which form grains and granular accumulations in a compact pyrite mass (31.77 – 32.48 at % As) and low values for an mispickel grain surrounded by gangue minerals (chlorite, carbonates, quartz – 29.7 at % As). In the preliminary study of data interpretation the last values have not been taken into account because they are not likely to represent real values. By their position the respective grains were in an "open" system as compared to the gangue minerals unlike the other mentioned cases in which mispickels were in a "closed" system, motionless from the chemical point of view, ensured by compact pyrite.

The preliminary data on the estimation of the arsenopyrite formation temperatures show on the T–X (at % As) diagram (Kretschmar & Scott, 1976) two trends of grouping of the temperature values corresponding to average values of 340^0 for arsenopyrites encapsulated in pyrite and 430^0 C for arsenopyrites found in compact pyrite (Fig. 2).

The linear arrangement of the composition atoms % As in arsenopyrites analysed in the mentioned diagram along the equilibrium limit of the arsenopyrite-pyrite-pyrrhotite association is in favour of the existence of metamorphic equilibrium conditions during the arsenopyrite formation.

Institutul Geologic al României

într-un sistem "deschis" în raport cu mineralele de gangă spre deosebire de celelalte situaţii menţionate, în care arsenopiritele s-au aflat într-un sistem "închis", inert din punct de vedere chimic, asigurat de pirita compactă.

Datele preliminare privind estimarea temperaturilor de formare ale arsenopiritelor, arată pe diagrama T – $X_{(at\%As)}$ (Kretschmar şi Scott, 1976) de asemenea două tendinţe de grupare a valorilor de temperaturi corespunzătoare unor valori medii de 340^0 pentru arsenopiritele încapsulate în pirită şi 430^0 C pentru arsenopiritele situate în pirita compactă (Fig. 2).

Dispunerea liniară a valorilor compoziţionale în atomi % As din arsenopiritele analizate pe diagrama menţionată de-a lungul graniţei de echilibru al asociaţiei arsenopirită-pirită-pirotină pledează pentru existenţa unor condiţii de echilibru metamorfic în timpul formării arsenopiritei.

Din interpretarea datelor utilizând sfaleritul ca geobarometru şi arsenopirita ca geotermometru, rezultă două tendinţe de grupare a valorilor P – T (3,6 Kb – 4,4 Kb şi respectiv 340 – 430 ^{0}C) în condiţiile existenţei echilibrului metamorfic în timpul formării asociaţiilor de minerale investigate. Aceste date, susţin într-o etapă preliminară de interpretare a rezultatelor, că domeniile respective reprezintă efectul unui singur eveniment principal prograd, realizat în mai multe "trepte".

Valorile P – T respective sunt în acord cu domeniul metamorfic corespunzător şisturilor verzi şi către partea superioară a acestuia, acceptat pentru rocile metamorfice înconjurătoare, iar din punct de vedere al tipului baric de metamorfism regional, valorile se încadrează în domeniul de presiune medie.

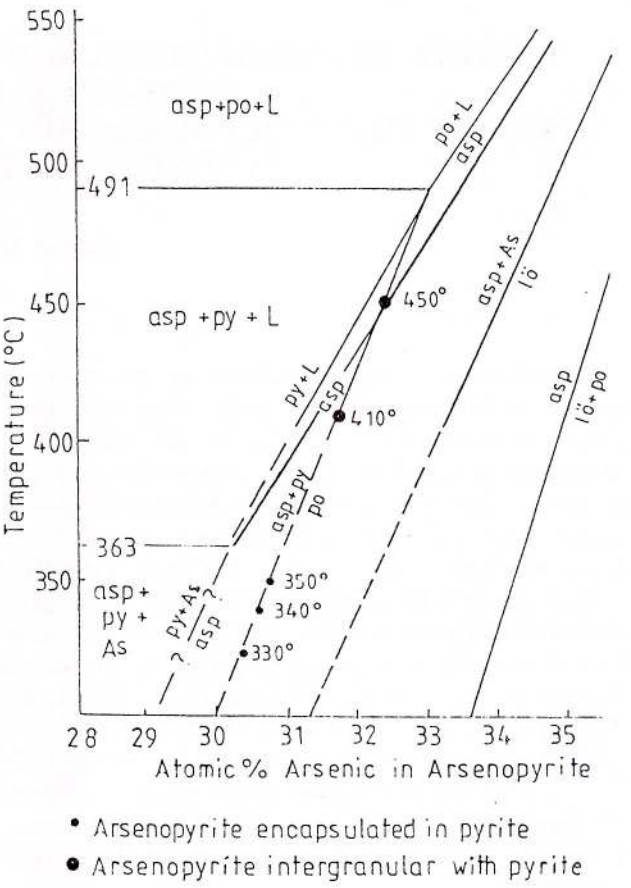


Fig. 2 – X diagram with arsenopyrite – buffered curves (after Kretschmar and Scott, 1976)

The data interpretation using sphalerite as geobarometer and arsenopyrite as geothermometer points out two grouping trends of the P–T values (3.6 Kb – 4.4 Kb and 340–430^0 C, respectively) under conditions of metamorphic equilibrium during the formation of the studied mineral associations. These data highlight that during a preliminary stage of data interpretation of the results the respective results represent the effect of one major prograde event achieved during several "stages".

The P-T values are in agreement with metamorphic field corresponding to the greenschists also to its upper part, accepted for the surrounding metamorphic rocks, and from the point of view of the regional baric metamorphism type the values are assigned to the average pressure realm.

Selected references

Hutchison, M.N., Scott, S.D. (1980) Sphalerite geobarometry applied to metamorphosed sulfide ores of the Swedish Caledonides and U.S. Appalachians. *Norges Geol. Undersokelse*, no. 360, p. 59–71.

Kretpchmar, U., Scott, S.D. (1976) Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe–As–S and their application. *Can. Mineral.*, 14, p. 364–386.

Sundblad, K., Zachrisson, E., Smeds, S.A., Berglund, S., Alinder, C. (1984) Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulfide ores in the Swedish Caledonides. *Econ. Geol.*, 79, 7, p. 1660–1668.

Toulmin, P. III, Barton, P.B., Jr., Wiggins, L.B. (1991) Comentary on the sphalerite geobarometer. *American Mineralogist*, 76, 5–6, p. 1038–1051.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 182–184, Bucureşti, 1998

ISTORIA DEFORMAŢIONALĂ PREALPINĂ A METAMORFITELOR CARPATICE. MUNŢII BIHOR
HISTOIRE DE LA DÉFORMATION PRÉALPINE DES MÉTAMORPHITES CARPATIQUES. LES MONTS BIHOR

Mihaela DIMITRESCU

În literatura mondială modernă un loc aparte îl ocupă studiul metaconglomeratelor având în vedere răspândirea lor foarte mare faţă de alţi indicatori ai deformării şi faptul că galeţii acestora pot constitui repere a căror formă anterioară deformării poate fi evaluată cu destul de mare precizie contribuind astfel la determinarea strainului finit la scară regională.

Încă din anul 1993 am întreprins şi noi acest tip de studiu alegându-ne ca obiect conglomeratele metamorfozate de vârstă carboniferă şi permiană din Munţii Apuseni de Nord, continuând recoltarea datelor în anii 1994, 1995 şi 1996. Astfel, am reuşit să acoperim cu măsurători aproape întreaga suprafaţă a Munţilor Bihor, la care am adăugat unele măsurăatori informative pentru comparaţie, în sudul Munţilor Moma (sectorul Zimbru) şi în nord-vestul Munţilor Highiş (sectorul Şiria).

Cercetările întreprinse de noi sunt primele de acest tip efectuate până la această dată în ţara noastră şi sperăm să le putem încadra în studii structurale moderne depăşind cadrul limitat în care le prezentăm acum.

Suprafaţa de teren cercetată este acoperită neuniform cu 34 de puncte de observaţii (care însumează cca. 1750 măsurători de raporturi axiale) repartizate astfel: 26 Formaţiunea conglomeratelor laminate şi în echivalentele ei de vârstă Carbonifer superior-Permian inferior şi 8 în Seria Şisturilor Verzi de Arieşeni de vârstă carbonifer inferior.

Elementele structurale studiate în formaţiunile conglomeratice ale Munţilor Apuseni de Nord sunt şistuozitatea şi lineaţiile de întindere şi intersecţie (axele δ S_1/S_0). Prima categorie de lineaţii prezintă o importanţă deosebită, având în vedere că ele marchează direcţia de transport tectonic principal fiind echivalente cu axa principală X a elipsoidului de deformare (axa extensiei maxime).

Una din cele mai folosite metode de analiză a deformării pentru măsurarea strainului finit bidimensional al obiectelor eliptice, cunoscută ca metoda R_f/ϕ, a fost elaborată de Ramsay (1967), Dunet (1969), Dunet şi Siddans (1971), Lisle (1977 a) ş.a. şi, deoarece se pretează cel mai bine studiului

Dans la littérature moderne mondiale, l'étude des métaconglomérates occupe une place à part, étant donnée leur apparition beaucoup plus fréquente par raport à d'autres indicateurs de la déformation, ainsi que le fait que les galets puissent constituer des repères dont la forme antérieure à la déformation peut être évaluée avec une précision suffisante, en contribuant à la détermination du strain (contrainte) fini à l'échelle régionale.

À partir de 1993 nous avons entrepris ce genre d'étude, en choisissant comme objet les conglomérats métamorphisés d'âge Carbonifère et Permien des Monts Apuseni du Nord, en continuant aussi dans les années 1994, 1995 et 1996. Nous avons ainsi réussi à couvrir presque l'entière aire des Monts Bihor, en ajoutant quelques données informatives, pour comparaison, dans le sud des Monts Moma (à Zimbru) et dans le nord-ouest des Monts Highiş (à Şiria).

Les études entreprises par nous sont les premières de ce type effectuées jusqu'à ce jour dans notre pays et nous espérons pouvoir les insérer dans une recherche structurale moderne qui dépasserait le cadre limité dans lequel nous les présentons ici.

L'aire qui a fait l'objet à notre étude est couverte de manière non-uniforme par 34 points d'observations (totalisant cca. 1750 mesures de rapports axiaux) répartis comme suit: 26 dans la Formation des Conglomérats laminés et ses équivalents d'age Carbonifère supérieur – Permian inférieur (Série de Păiuşeni, etc.) et 8 dans la Série des Schistes verts d'Arieşeni d'age carbonifère inférieur.

Les éléments structuraux étudiés dans ces formations métaconglomératiques sont la schistosité et les linéations d'étirement et d'intersection (axes δ S_1/S_0). La première catégorie de linèations présente une importance spéciale, étant donné qu'elles marquent la direction de transport tectonique principal, et sont équivalentes à l'axe principal X de l'ellipsoide de déformation (axe d'extension maxima).

L'une des méthodes d'analyse de la déformation les plus souvent utillisées pour le mesure du strain fini bi-dimensionael des objets elliptiques, connue sous la désignation de méthode R_f/ϕ a été élaborée par

Institutul Geologic al României

galeţilor deformaţi am utilizat-o şi noi într-o formă modificată.

Metoda clasică R_f/ϕ întrebuinţează măsurători ale formei finale (raportul axelor lungă şi scurtă deformate, R_f) şi ale orientării galeţilor (unghiul ϕ făcut de axa lungă a reperului cu linia de referinţă aleasă) pentru determinarea formei iniţiale (raportul axial iniţial R_i) şi a raportului elipsei strainului (R_s). Întrucât fluctuaţia în regiunea cercetată de noi are valori extrem de mici, practic imposibil de măsurat, tehnica clasică R_r/ϕ nu este aplicabilă, fiind substituită prin metoda mediei armonice (pentru $R_f > 2{,}5$) şi a variaţiei domeniului raporturilor axiale finale care au la bază următoarele supoziţii: 1. galeţii cu forme iniţiale sferice sau elipsoidale nu au suferit modificări de volum în timpul deformării şi 2. galeţii în stadiul iniţial (predeformare) au avut o dispunere aleatoare.

În acord cu valorile calculate pentru parametrul k am distins trei tipuri ale formei elipsoidului de strain corespunzătoare evoluţiei tectonice. Astfel, strainul înregistrat de galeţi este predominant plan dar există şi areale în care deformarea a avut un caracter de extensie sau de aplatisare.

În general variaţia formei iniţiale (R_i) şi a raportului elipsei strainului (R_s) galeţilor indică manifestarea unui strain de mică intensitate.

Magnitudinea strainului (E_s sau D) este mai mare în apropierea liniilor de şariaj şi descreşte odată cu creşterea distanţei faţă de acestea.

Traseele strainului sunt lineare şi dictate de condiţia ca axa intermediară a galeţilor să aibă o lungime invariabilă. Întrucât niciodată nu am întâlnit galeţi sparţi, presupunem existenţa unui strain cu o componentă pură, care este strainul plan în jurul axei intermediare.

Comparând parametrii calculaţi pentru galeţii conglomeratelor din Seria Şisturilor Verzi de Arieşeni de vârstă carbonifer inferior cu cei corespunzători Formaţiunii conglomeratelor laminate de vârstă Carbonifer superior-Permian inferior, apreciem că în general, deformarea a fost mai puternică în conglomeratele carbonifer inferioare. Analiza relaţiilor dintre poziţiile iniţiale şi finale ale galeţilor proiectaţi pe diagrama triunghiulară a formei, indică existenţa în Pânza de Arieşeni a două faze de deformare: prima a afectat doar şisturile verzi, iar a doua a fost înregistrată deopotrivă de şisturile verzi şi de conglomeratele laminate. Strainul înmagazinat în galeţi poate fi pus în legătură cu formarea şi/sau mişcarea pânzelor de şariaj şi ar fi deci de vârstă alpină.

Considerând axa lungă X a galeţilor ca direcţie de transport tectonic, avansarea pânzelor a avut loc pe direcţia SE–NW.

Ramsay (1967), Dunnet (1969), Dunnet et Siddans (1971), Lisle (1977 a) etc., et, qu'elle se prête mieux à l'étude des galets déformés, nous l'avons utilisée nous même dans une forme modifiée.

La méthode classique R_f/ϕ utilise des mesurages de la forme finale (rapports des axes long et court déformés, R_f) et de l'orientation des galets (angle ϕ entre l'axe long du repère et la ligne de référence choisie) pour la détermination de la forme initiale (rapport axial initial, R_i) et du rapport de l'ellipse du strain (R_s). Parce que dans notre région la fluctuation a des valeurs extrêmement petites, pratiquement impossibles à mesurer, la technique classique R_f/ϕ n'est pas applicable, étant substituée par la méthode de la moyenne harmonique (pour $R_f > 2{,}5$) et de la variation du domaine des rapports axiaux finaux, qui se base sur les suppositions suivantes: 1. les galets ayant des formes initiales sphériques ou ellipsoïdales n'ont pas souffert de modifications de volume au cours de la déformatuion et 2. les galets ont eu au stade initial (pré-déformation) une distribution aléatoire.

En accord avec les valeurs calculées pour le paramètre k, nous avons distingué trois types de la forme de l'ellipsoïde du strain correspondant à l'évolution tectonique. Le strain enregistré par les galets est plan de manière prédominante, mais il existe aussi des aréaux dans lesquels il a eu un caractère d'extension ou d'applatissement.

Eu général, la variation de la forme initiale (R_i) et du rapport de l'ellipse du strain (R_s) des galets indiquent la manifestation d'un strain de faible intensité.

La magnitude du strain (E_s ou D) est plus grande à la proximité des surfaces de charriage et décroît avec l'éloignement de celles-ci.

Les tracés du strain (de la contrainte) sont linéaires et dictés par la condition que les axes moyens des galets aient une longueur invariable. N'ayant jamais rencontré des galets cassés ou fissurés, nous suppossons l'éxistence d'un strain à composante pure, qui est le strain plan autour de l'axe intermédiaire.

En comparant les paramètres calculés pour les galets du Carbonifère inférieur avec ceux du Carbonifère supérieur – Permian inférieur, nous apprécions qu'en général la déformation a été plus intense dans les premiers. L'analyse des rélations entre les positions initiales et finales des galets projetés dans le diagramme triangulaire de la forme, indique l'existence dans la Nappe d'Arieşeni de deux phases de déformation: la première n'a affecté que les schistes verts tandis que la seconde a été enregistrée également par les schistes verts et par les conglomérats laminés. Le strain enregistré par les galets peut être mis en liaison avec la formation et le mouvement des nappes de chariage et serait donc l'âge alpin.

Institutul Geologic al României

En considérant l'axe long X des galets comme direction de transport tectonique, on peut affirmer que l'avancement des nappes s'est fait sur la direction SE–NO.

Bibligraphie

Bleahu, M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munţii Apuseni. Asoc. Geol. Carp.-Balk., Congr. V, vol.III/1, p. 75–79, Bucureşti.

Burns, K.L., Spry, A.H. (1969) Analysis of the shape of deformed pebbles. *Tectonophysics*, 7(3), p. 177–169, Amsterdam.

Dimitrescu, R., Bordea, S., Puricel, R. (1985) Notă asupra structurii paleozoicului din regiunea Arieşeni. *D.S. Inst. Geol.*, 51/1 (1963–1964), p. 351–364, Bucureşti.

Dunnet, D. (1969) A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7/2, p. 117–136, Amsterdam.

— , **Siddans, A.W.B. (1971)** Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonophysics* 12/4, p. 307–325, Amsterdam.

Lisle, R.J. (1977 a) Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Aberystwyth Grits, Wales. *Tectonophysics*, 39, p. 381–395, Amsterdam.

— **(1977 b)** Estimation of the tectônic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geol. Mijnb.*, 56/2, p. 140–144, Amsterdam.

Ramsay, J.G. (1967) The folding and fracturing of rocks. Mc. Graw Hill, New York.

— , **Wood, D.S. (1973)** The geometric effects of volume change during deformation processes. *Tectonophysics*, 16/3–4, p. 263–277, Amsterdam.

— , **Huber, M.J. (1983)** The techniques of modern structural geology. Straun analysis. Vol. 1, Academic Press, p. 1–307, London.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 185–186, Bucureşti, 1998

ATLASUL GEOCHIMIC AL ROMÂNIEI (scara 1:3.000.000)
GEOCHEMICAL ATLAS OF ROMANIA (scale 1:3,000,000)

P. ANDĂR, R. NICOLESCU, M. GHEAUŞ, V. GHEORGHE, R. ANDREESCU

Elaborarea hărţilor geochimice reprezintă una din sarcinile cele mai urgente şi mai importante ale geologiei din zilele noastre. Aceasta datorită faptului că ele furnizează informaţii fundamentale atât în ceea ce priveşte ariile cu perspectivele cele mai promiţătoare pentru prospecţiunea de substanţe minerale utile, cît şi pentru evaluarea influenţelor geogene şi antropogene asupra mediului înconjurător.

Pentru verificarea hărţilor geochimice realizate în anii anteriori, în 1996 au fost prelevate de pe tot cuprinsul ţării noi probe de sedimente şi ape din rîuri numai din zonele cu conţinuturi ridicate pentru diferite elemente chimice. Pentru aluviuni s-a folosit fracţia de 0,063 mm obţinută prin sitare umedă la locul de recoltare a probei.

Probele de aluviuni au fost analizate pentru 58 elemente prin metoda fluorescenţei cu raze X şi prin metoda ICP-MS. Probele de ape au fost analizate pentru 53 elemente prin metodele ICP-MS, ICP-OES şi cromatografică. Toate analizele au fost efectuate în laboratoarele din Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe din Hannover, Germania, în cadrul unui program de cooperare ştiinţifică. Rezultatele analizelor au fost prelucrate statistic şi au fost construite hărţile geochimice cu distribuţia lor areală.

Aluviuni. Conţinuturile elementelor analizate în aluviuni au o distribuţie statistică lognormală cu excepţia SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Ga şi Rb. Coeficienţii de corelaţie calculaţi pentru elementele majore au frecvent valori semnificative. Cele mai puternice legături sunt între Al_2O_3–Ga, Fe_2O_3–Sc Fe_2O_3–V, şi K_2O–Rb. Corelaţiile între conţinuturile elementelor minore sunt rare, dar unele elemente (Ce, La, Nb, Hf, Y, etc.) prezintă adesea valori mari ale coeficientului de corelaţie liniară.

Distribuţiile areale ale Cu, Zn, Pb şi As arată că zonele cu conţinuturi mai ridicate sunt situate în regiuni aparţinând provinciei metalogenetice asociate vulcanismului neogen (regiunea Maramureş) şi provinciei metalogenetice asociate magmatismului paleogen (Banat) (Pl. I).

Distribuţia spaţială a conţinuturilor elementelor minore asociate rocilor bazice ca Ni, Co, Cr şi V este destul de diferită. Astfel, deşi conţinuturile cele mai mari de Co şi Ni sînt situate, în general, în Carpaţii

The elaboration of the geochemical maps represents one of the most important task of the geology in our days, because they provide fundamental information both on the most promising areas for mineral resources and on the evaluation of the geogene and anthropogene influences on the environment.

In order to verify the geochemical maps constructed in the previous years, in 1996 was taken on the whole surface of Romania new stream sediments and stream water samples only from high contents zones for different elements. For stream sediments 0.063 mm fraction size was used, obtained by wet sieving at the sample site.

Stream sediments samples were analyzed for 58 elements by X-ray fluorescence and ICP-MS methods. Stream water samples were analyzed for 53 elements by ICP-MS, ICP-OES and ion chromatography. All analyses were carried out in the Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe laboratories from Hannover, Germany, in a scientific cooperation program. The results of the analyses have been statistically processed and geochemical maps of their areal distribution have been drawn up.

Stream sediments. The contents of the analysed elements in stream sediments have a lognormal statistical distribution excepting SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Ga and Rb. The coefficients of correlation calculated for major elements have frequently significant values. The highest values of those coefficients are for Al_2O_3-Ga, Fe_2O_3-Sc, Fe_2O_3-V and K_2O-Rb. The correlations between the contents of trace elements are rare, but some elements (Ce, La, Nb, Hf, Y, etc) have often high values of the linear correlation coefficient.

The areal distributions of Cu, Zn, Pb and As (Pl. I) indicate that the areas with higher contents are situated in regions belonging to the metallogenetic province related to the Neogene volcanism (Maramureş region) and to the metallogenetic province related to the Paleogene magmatism (Banat region).

The spatial distributions of the contents of the trace elements typical of the basic and ultrabasic rock associations as Ni, Co, Cr and V are quite different. Thus, although the highest contents of Ni and Co apear, in generally, in Southern Carpathians and Eastern Carpathians, however, the maximum value of Ni is situated in

Institutul Geologic al României

Meridionali şi Carpaţii Orientali, totuşi valoarea maximă a conţinuturilor de Ni apare în Câmpia Panonică şi se datorează poluării cu reziduuri petroliere, iar valoarea maximă a conţinuturilor de Co apare în munţii Călimani şi în nordul Câmpiei Române. Conţinuturile cele mai mari de Cr se găsesc în Apusenii de sud şi în partea de nord a bazinului Transilvaniei, iar conţinuturile cele mai ridicate de V se află în partea centrală şi de nord a Carpaţilor Orientali.

Distribuţia areală a conţinuturilor de Ba este numai parţial asemănătoare cu cea a Sr. Conţinuturile cele mai ridicate de Ba se găsesc în partea de NW a Câmpiei Române şi în munţii Almajului, în timp ce valorile mai mari de Sr se întîlnesc în partea de NW, NE şi S a Câmpiei Române, şi în munţii Călimani.

Conţinuturile cele mai ridicate de pămînturi rare apar în zonele de aflorare a şisturilor cristaline în Carpaţii Meridionali şi în partea de nord-vest a Munţilor Apuseni. Distribuţia spaţială a conţinuturilor elementelor caracteristice mineralelor grele (Zr, Hf şi Nb) şi a elementelor radioactive este asemănătoare cu cea a pămînturilor rare.

Ape. Valorile mai mici (<7,5) ale pH-ului apelor rîurilor se întîlnesc în zonele montane (Carpaţii Orientali, Carpaţii Meridionali şi partea de nord a Munţilor Apuseni), în timp ce valorile mai ridicate (>8,5) apar în special în partea de est şi de sud a ţării, în Podişul Moldovenesc şi Câmpia Română (Pl. II).

Variabilitatea areală a conductivităţii este destul de asemănătoare cu cea a pH-ului. Valorile mai mici (<100 μS/cm) se întâlnesc în zonele montane, pe când valorile mai ridicate (>1000 μS/cm) apar în partea de sud şi de est a ţării.

Distribuţia spaţială a conductivităţii în apele râurilor este determinată de distribuţia areală a elementelor cu concentraţii ridicate în ape ca Na, K, Ca, Mg, Cl şi SO_4. Hărţile geochimice arată o distribuţie areală foarte asemănătoare a acestor elemente. Unele elemente minore ca As, B, Ba, Br, Li, Mo, Sb, etc. prezintă, de asemenea, o distribuţie spaţială asemănătoare cu a elementelor menţionate mai sus.

Deşi este posibil ca o parte din conţinuturile mai mari ale unor elemente din ape să se datoreze poluării industriale sau utilizării substanţelor chimice în agricultură, totuşi astfel de consideraţii sunt premature în această fază a cercetărilor datorită densităţii mici de probare.

Datorită densităţii de probare foarte reduse - o probă la cca 2000 km^2 - prelevarea unor noi probe numai în zonele cu conţinuturi ridicate a avut ca rezultat modificarea, într-o măsură mai mică pentru sedimente şi mai mare pentru ape, a distribuţiei areale a conţinuturilor elementelor analizate. Pentru obţinerea unor hărţi geochimice cu rezultate demne de încredere este necesară o probare sistematică la o densitate mai mare.

Pannonian Basin and it is due to pollution with oil residue, and the maximum values of Co are found in Călimani Mountains and in the northern part of the Romanian Plain. The highest contents of Cr are found in the Southern Apuseni Mountains and in the northern part of the Transylvanian Basin, and the highest contents of V are situated in the central and in the northern part of the Eastern Carpathians.

The areal distribution of the high-barium contents is a little different from that of strontium. The highest barium contents are found in the north-western part of the Romanian Plain and in the Almaj Mountains, whereas the highest strontium contents are situated in the north-western, north-eastern and southern part of the Romanian Plain and in the Călimani Mountains.

The highest rare earth element contents are recorded in the outcrop areas of the crystalline schists in the South Carpathians and in the north part of the Apuseni Mountains. The areal distribution of the contents of the heavy minerals characteristic elements (Zr, Hf and Nb) and of the radioactive elements is quite similar to that of the rare earth elements.

Stream waters. Lower values (<7.5) of the pH of stream waters are found in the mountainous areas (South Carpathians, East Carpathians and northern part of the Apuseni Mountains), whereas the highest values (>8.5) are recorded especially in the eastern and southern part of Romania, in the Moldavian Plateau and in the Romanian Plain (Pl. II).

Areal variability of the conductivity of the stream waters is quite similar to those of pH. Lower values (<100 μS/cm) are found in the mountainous areas, whereas high values (>1000 μS/cm) are recorded in the southern and in the eastern part of the country.

Spatial distribution of the conductivity in stream waters is determined especially by areal distribution of the elements with high concentrations in stream waters like Na, K, Mg, Ca, Cl and SO_4. The geochemical maps of those elements show a very similar areal distribution. Some trace elements such as As, B, Ba, Br, Li, Mo, Sb etc. show a quite similar spatial distribution, too.

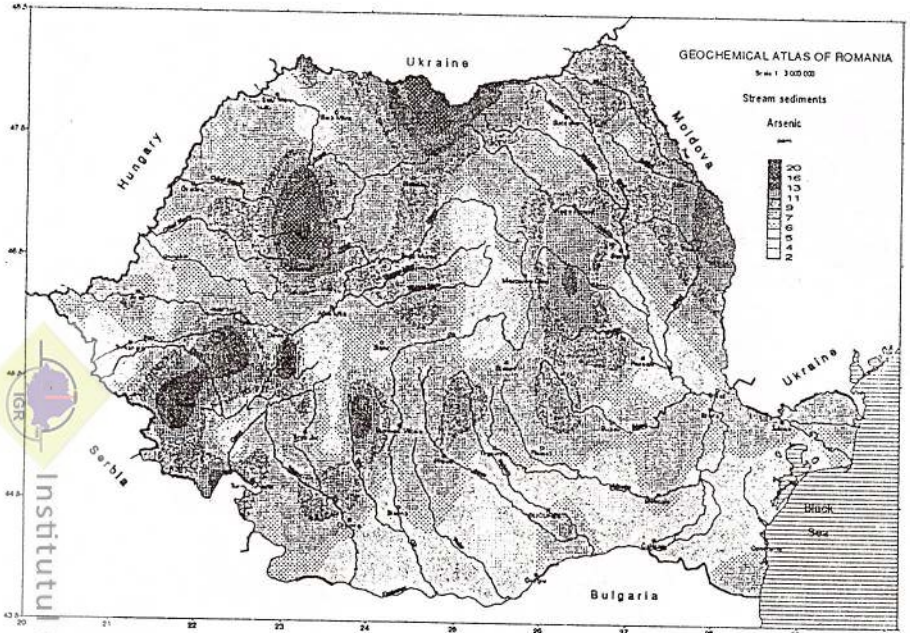
Although it is possible that a part of the higher values for some elements in stream waters may be caused by industrial pollution or by using fertilizers in agriculture, however, such considerations are uncertain now due to the very small sampling density.

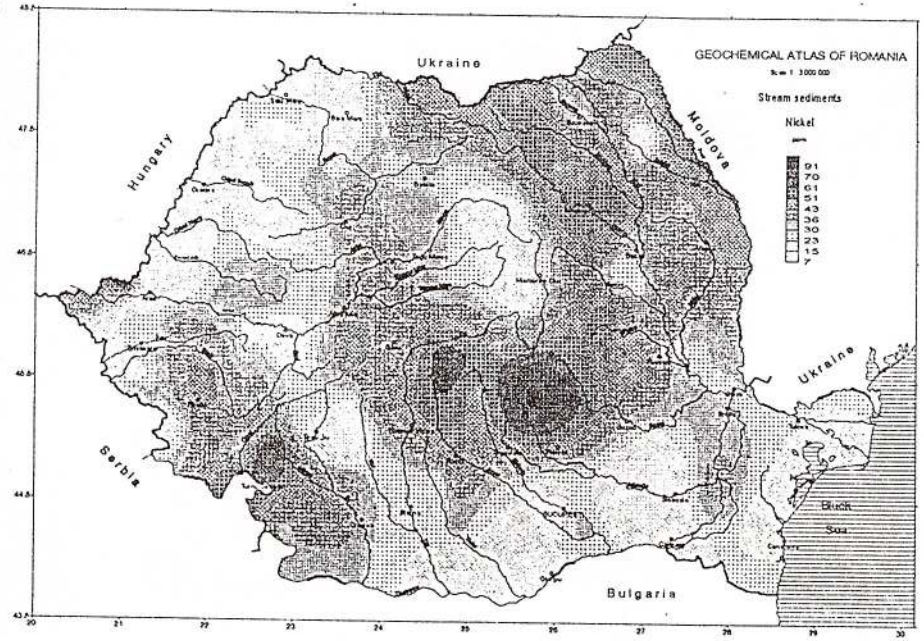
Due to the very small sampling density - one sample per 2000 km^2 - the collection of some new samples only in the high content zones conducted to changing, less for stream sediments and more for stream waters, of the areal distribution of the element contents. This fact prove to obtaining of the geochemical maps with reliable results it is necesary a systematic sampling of the whole surface of the country at a much denser scale.

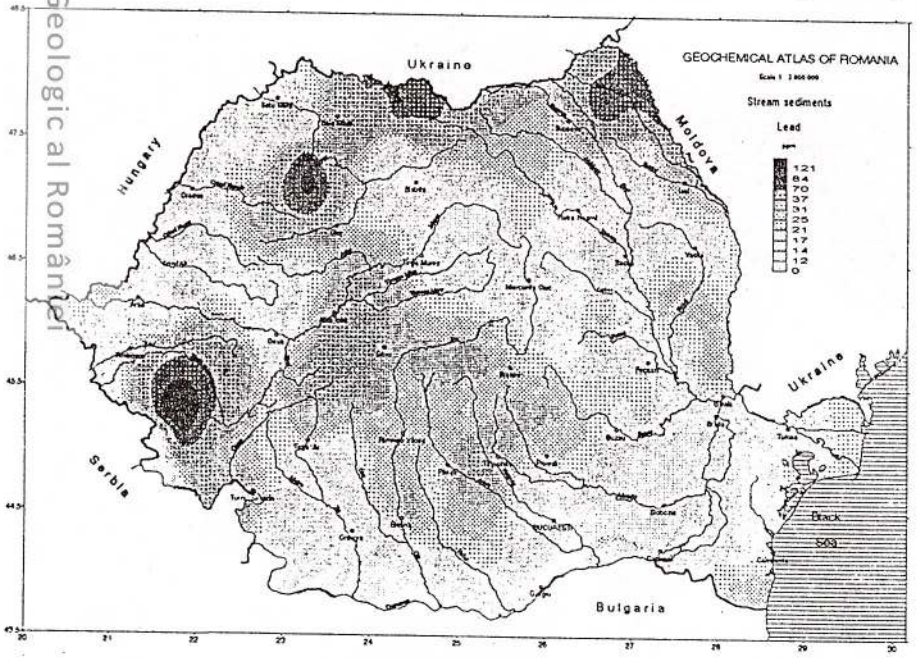
Institutul Geologic al României

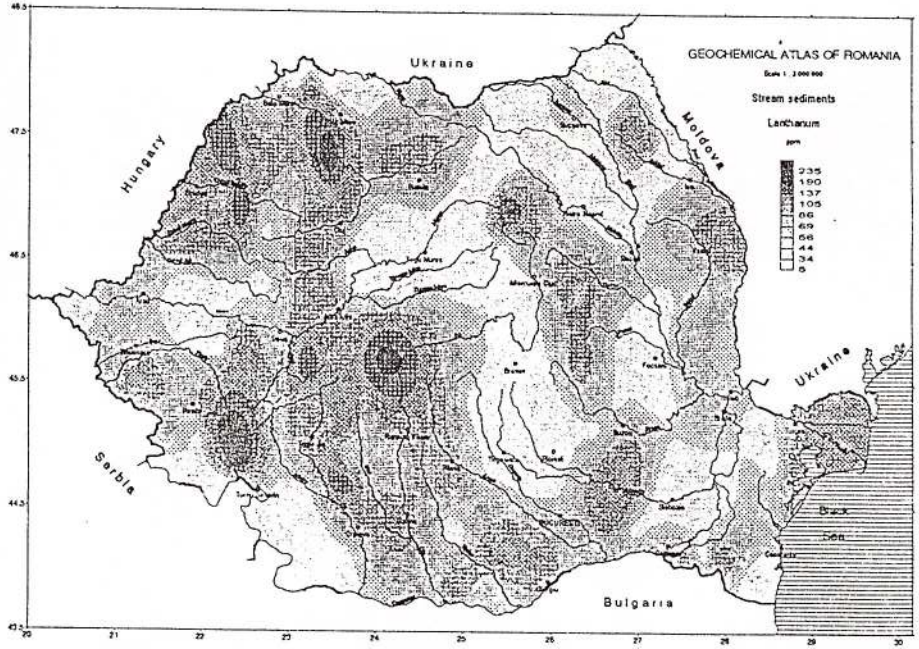
163593

Institutul Geologic al României









Institutul Geologic al Românie

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 187–191, Bucureşti, 1998

DATE GEOCHIMICE PRIVIND UNELE GRANITOIDE DE MICI DIMENSIUNI DIN DOMENIUL GETIC
GEOCHEMICAL EVIDENCE FOR SOME GRANITOIDS FROM THE GETIC DOMAIN

Anca DOBRESCU

Studiul geochimic de faţă se ocupă de câteva corpuri de mici dimensiuni răspândite în seria de Sebeş-Lotru. Acest demers a fost făcut în contextul unui studiu litostratigrafic asupra acestei serii (Gheuca et al., 1996 şi Gheuca, Dobrescu, 1997 - Rapoarte IGR).

Micrograniţul de Urşani (G.U.) - munţii Căpăţânii

Micrograniţul cu biotit de Urşani a fost determinat şi geochimic ca granit. El are un caracter metaluminos - slab peraluminos determinat prin valoarea ASI (1,05) şi cea a corindonului normativ (1,22). Conţinutul mare de CaO (1,48%) şi locul pe care îl ocupă în diagrama A/CNK - SiO_2 indică un granit de tip I. Comportamentul elementelor incompatibile pe diagrama Spider sugerează un material sursă provenit din crusta inferioară (Rollinson, 1993).

Proba analizată are un conţinut mic de pământuri rare (Σ6REE=51,97ppm). Comportamentul acestora faţă de normalizarea la chondrite indică o anomalie (+) mică de Eu (Eu/Sm=0,4) şi o fracţionare importantă $(La/Yb)_{cn}$=8,10. Aceasta presupune existenţa atât a amfibolului cât şi a granatului în reziduul refractar şi implicarea într-o mică măsură a plagioclazului în procesul de topire parţială care probabil a constituit principalul proces genetic de formare a acestui granit. Conţinuturile extrem de mici de Y, HREE, Sc, V şi Ti în lichidul rezidual pledează pentru existenţa granatului în reziduu. Cele mai probabile surse care par a fi fost topite parţial pentru a produce roci cu un asemenea comportament al pământurilor rare sunt fie eclogitele şi amfibolitele, fie amfibolitele cu granat (Arth & Hanson, 1975). Caracteristici ca cele menţionate mai sus au fost determinate în roci Precambriene, mai ales în gnaisele Arhaice de grad înalt (Henderson, 1984).

Alţi indicatori geochimici ca cei reprezentaţi de ratele Zr/Hf=37,5, Nb/Ta=15,83 şi Y/Nb=0,42 arată o sursă profundă (Eby et al., 1992; Eby & Kochhar, 1990). Micrograniţul de Urşani pare să aparţină unui grup de granite foarte vechi şi rare "tip I, însărăcit în Y, îmbogăţit în Sr" (Sheraton & Black, 1998, Wyborn et al., 1992) care în general preced metamorfismul de grad înalt şi au trăsături geochimice corespunzătoare celor derivate din magme profunde. Asemenea roci par a fi format crustă felsică primară.

The present geochemical study deals with small bodies widespread in the Sebeş - Lotru Series. This aproach was made in the context of a lithostratigraphical study upon this series (Gheuca et al., 1996 and Gheuca & Dobrescu, 1997 - Geological Reports).

The Urşani microgranite (G.U) - Căpăţânii Mts.

The biotite-bearing microgranite from Urşani (Căpăţâni Mts.) was confirmed geochemically as a granite. It has a metaluminous - slight peraluminous charcater wich is defined by the ASI value (1.05) and the normative corundum value (1.22). The high CaO content (1.48%) and its place in the A/CNK - SiO_2 diagram indicate an I-type granite. The incompatible elements behaviour on the Spider diagram suggests a lower crust source material (Rollinson, 1993).

The analysed sample has small REE contents (Σ6REE=51.97 ppm). The REE behaviour vs. chondrites normalization indicates a small (+) Eu anomaly (Eu/Sm=0.4) and an important fractionation $(La/Yb)_{cn}$=8.10. This implies the existence of both amphibole and garnet in the refractory residue and an unimportant implication of plagioclase in the partial melting process which probably was the main genetic process for this granite. The extremely low Y, HREE, Sc, V and Ti contents in the granitic residual liquid argue for the garnet existence in the residue. Either eclogites and amphibolites or garnet-bearing amphibolites are the most probable source rocks which have been partially melted to generate rocks with such REE behaviour (Arth & Hanson, 1975). Characteristics like those mentioned above have been determined in Precambrian rocks, even in high-grade metamorphosed Archean gneisses (Henderson, 1984).

Other geochemical values such as Zr/Hf=37.5, Nb/Ta=15.83 and Y/Nb=0.42 indicate a deep source (Eby et al., 1992, Eby & Kochhar, 1990). The Urşani microgranite seems to belong to a very rare old "I-type Y-depleted, Sr-depleted" group of granites (Sheron & Black, 1988; Wyborn et al., 1992) which usually precedes high-grade metamorphism and has geochemical features corresponding to those derived from original deep source magmas. Such rocks formed the first felsic continental crust.

Institutul Geologic al României

Granitul de Tilişca (S7) (Munţii Sebeş); gnaisul de Valea Vătafului (Vt) (Munţii Lotru); gnaisul de Vălare (Vlr) şi gnaisul ocular (41) din Valea Luncani (Munţii Sebeş).

Granitul cu biotit şi granat de Tilişca (S7) a fost confirmat geochimic ca granit în diagrama normativă An-Ab-Or). Observaţii de teren indică existenţa a numeroase enclave de metapelite parţial asimilate de granit.

Conţinuturile mari de Al_2O_3 (17,30%), valoarea corindonului normativ (c=5,81) şi ASI (1,35) definesc un caracter puternic peraluminos, indicând tipul S de granite. HFSE au conţinuturi scăzute tipice tipului S. Conţinuturie de Sc şi Y sunt ridicate, iar conţinutul de Sr suficient de scăzut pentru a defini "tipul S, însărăcit în Sr, îmbogăţit în Y", format prin topirea parţială a unui material sedimentar.

Granitoidul din Valea Vătafului (V.Vt) este o rocă cuarţo-feldspatică cu biotit şi granat definită din punct de vedere modal ca tonalit, iar normativ ca granodiorit. Atât valoarea A/CNK (1,04), a corindonului normativ (1,12) şi a a conţinutului de Al_2O_3 (14,89%) indică un caracter metaluminos - slab peraluminos.

Tonalitul gnaisic de Valea Vătafului (Vt) a fost definit geochimic ca adamelit. Are caracter puternic peraluminos, cu conţinuturi ridicate de Cr, Ni, Y, Sc şi Yb reprezentând o rocă cu granat. Conţinutul de Ba este extrem de ridicat, captat fără îndoială de feldspaţi.

Tonalitul gnaisic cu granat şi biotit de la Vălari (Vlr) (Munţii Sebeş) a fost geochimic determinat ca granit. Această rocă are o geochimie aproape similară cu tonalitul gnaisic din Valea Vătafului (Vt).

Gnaisul ocular din Valea Luncani (41) (vestul munţilor Sebeş) este din punct de vedere geochimic un granodiorit peraluminos. Conţinuturile de Y şi Sc sunt ridicate, iar HFSE aproape similare cu cele ale granitoidului V.Vt.

Analizând valorile şi comportamentul pământurilor rare din granitoidele presupuse de către unii autori a fi fost în relaţii de lichid rezidual - reziduu refractar (Sabău, 1995; Gheuca et al., 1996 - Raport geologic), se pot trage câteva concluzii:

- omniprezenţa anomaliei (-) de Eu şi rata Eu/Sm variind între (0,150 - 0,158) pentru toate rocile analizate;
- Σ6REE pentru S7 este 92 ppm şi pentru Vlr este 79,15 ppm, în timp ce valorile pentru Vt şi 41 sunt mai mari (133,85 şi 140,3);
- fracţionarea LREE/HREE $(La/Yb)_{cn}$ variază între limite restrânse pentru probele S7 şi Vlr şi mai largi pentru Vt şi 41.

Datorită acestor caractere geochimice topirea parţială pare să fie cel mai probabil proces genetic pentru aceste roci. Caracteristicile pământurilor rare indică existenţa feldspaţilor în reziduu care pare că a fost

The Tilişca granite (S7) (Mts. Sebeş); the Valea Vătafului gneiss (Vt) (Mts. Lotru); the Vălare gneiss (Vlr) and an augen gneiss (41) from the Luncani Valley (Mts. Sebeş)

The biotite-garnet-bearing granite (S7) from Tilişca (Sebeş Mts.) was confirmed geochemically as a granite (the normative An-Ab-Or diagram). Field observations indicate a lot of metapelitic enclaves kept and partially assimilated by the granite. The high Al_2O_3 content (17.30%), normative corundum value (c=5.81) and A/CNK (1.35) define a strong peraluminous character, showing an S-type granite. The HFSE have low contents typical of an S-type. The Sc and Y contents are high and the Sr content is low enough for an "S-type Sr-depleted Y-undepleted" formed by partial melting of a sedimentary source material.

The granitoid from the V. Vătafului (Lotru Mts.) (V. Vt.) is a biotite-garnet-bearing quartz-feldspar rock defined modally as a tonalite, and as a granodiorite from the normative point of view. Both A/CNK (1.04), the normative corundum value (1.12) and the Al_2O_3 content (14.89%) show a metaluminous - slightly peraluminous character.

The Vătafului gneissic tonalite (Vt) was defined geochemically as an adamelite. It is a strong peraluminous rock with high Cr, Ni, Y, Sc and Yb contents reflecting a garnet-bearing rock. The Ba content is extremely high being captured by feldspars.

The gneissic garnet-biotite-bearing tonalite from Vălari (Vlr) (Sebeş Mts.) is geochemically determined as a granite. This rock and the gneissic tonalite from V. Vătafului (Vt) have a quite similar geochemistry.

The augen gneiss from the Luncani Valley (41) (W Sebeş Mts.) is geochemically a peraluminous granodiorite. The Y and Sc contents are high, and the HSFE are rather similar to those of the V.Vt. granitoid.

Analysing the REE values and behaviour for some granitoids, which the authors presumed to have been in a residual liquid - refractory residue relationship (Săbău, 1995; Gheuca et al., 1996 - Geological report), some conclusions derive:

- the obiquitous (-) Eu anomaly with Eu/Sm ranging 0.150 - 0.158 for all the analysed samples;
- Σ6REE for S7 is 92 ppm and for Vlr is 79.15 ppm, while the values for Vt and 41 are higher (133.85 and 140.3);
- the REE fractionation - LREE/HREE $(La/Yb)_{cn}$ varies between narrow limits for S7 and Vlr and larger limits for Vt and 41.

Due to some of the above mentioned geochemical features, partial melting seems to be the most probable genetic process for these rocks. REE characteristics indicate the existence of feldspars in the residue which were important enough to yield (-) Eu anomalies in the residual liquid. The existence of garnet in S7, Vlr

Institutul Geologic al României

destul de importantă pentru a produce anomalii negative în lichidul residual. Existenţa granatului în rocile S7, Vlr şi Vt fac ca conţinuturile în HREE să fie destul de ridicate.

Rapoartele Zr/Hf şi Y/Nb pentru proba S7 arată predominanţa crustală cu slabe influenţe de crustă inferioară. Conţinuturile scăzute de Sr înseamnă probabil mult plagioclaz rămas în reziduu sau conţinuturi scăzute de Sr în roca sursă.

Granulitele silicioase cu granat sau metagraywacke ar putea constitui materialul sursă (Condie, 1976, de Albuquerque. 1977, 1978 in Hederson, 1984) O contaminare pelitică sau chiar o sursă exclusiv pelitică este de asemeni posibilă. Unele dovezi geochimice cum ar fi valoarea corindonului normativ de 5%, a ASI > 1,1, conţinuturile LILE (Sr∼175 ppm, Ba∼500) indică o sursă pelitică (Miller, 1985). Trebuie menţionat însă că arealul ocupat de pelite se suprapune deseori peste cel al granulitelor silicioase în unele diagrame geochimice.

Granulitele silicioase ca material-sursă a fost testat de Condie (1978) pentru unele granite bogate în Ca din New Mexico. Acest model pare să se potrivească granitoidului de Tilişca, în special din punct de vedere al pământurilor rare.

Conţinuturi ridicate de Al_2O_3, TiO_2, MgO indică o componentă pelitică. Conţinutul mare de TiO_2 indică existenţa biotitului, rutilului şi ilmenitului în roci. Conţinutul de Cs de 9,5 ppm (>7) indică existenţa micelor în topitură şi a plagioclazilor în reziduul refractar. Conţinuturile scăzute de P_2O_5 înseamnă prezenţa monazitului şi a apatitului în reziduu.

Reziduul rămas în urma topirii parţiale a unei surse granulitice este de obicei îmbogăţit în Ca, Fe, Co şi Cr. Doar granodioritul cu granat din valea Vătafului (V.Vt) are asemenea caracteristici tipice de material refractar. Dar lipsa analizelor de pământuri rare nu permite încă concluzii.

Legat de relaţia dintre rocile reprezentate prin probele Vt, Vlr, 41 şi S7, se poate trage concluzia că rocile analizate par a aparţine aceluiaşi tip de granitoid. Comportamentul pământurilor rare este aproape similar (S7 şi Vlr diferă doar în conţinuturile de pământuri rare grele); Vt şi 41 au aceleaşi conţinuturi de pământuri rare. Toate aceste similitudini izbitoare definesc aproape aceleaşi tipuri de roci. Diferenţele în ceea ce priveşte unele conţinuturi de elemente majore se datoresc proceselor metamorfice care le-au afectat.

and Vt rocks makes the HREE contents to be rather high.

Zr/Hf and Y/Nb ratios for S7 sample show a predominant crustal material with a slight lower crust influence. Low Sr content means perhaps a lot of plagioclase left in the residue or poor Sr contents in the source rocks.

Garnet-bearing siliceous granulites or metagreywackes could be the possible source-material (Condie, 1976, de Albuquerque, 1977, 1978 in Henderson, 1984). A pelitic contamination or even an exclusive pelitic source rock is also possible. Some geochemical evidence such as normative corundum of 5%, the ASI values of more than 1.1, the LILE contents (Sr∼175 ppm, Ba∼500 ppm) indicates a pelitic source (Miller, 1985). It has to be mentioned that the pelites area is sometimes overlapping the siliceous granulites area in some geochemical diagrams.

The siliceous granulites as a source-material was tested by Condie (1978) for some high-Ca granites from New Mexico. This model seems to be fit for the Tilişca granitoid, especially from the REE point of view.

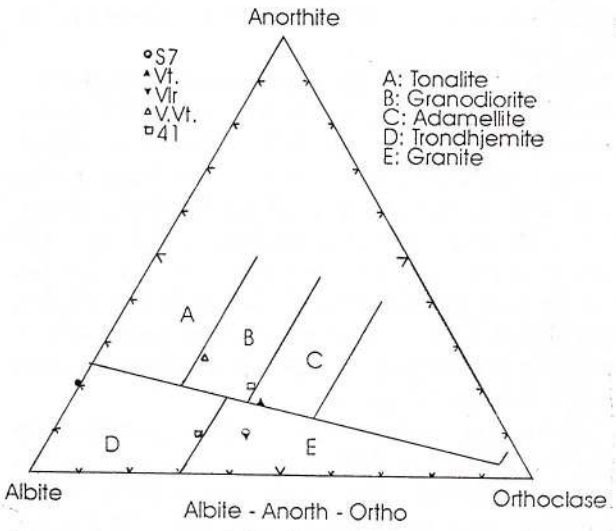
High Al_2O_3, TiO_2, MgO contents indicate a pelitic component. High TiO_2 contents indicate the biotite, rutile and ilmenite existence in the rocks. The Cs content of 9.5 ppm (>7) shows the micas existence in the melt and of plagioclase in the refractory residue. The low P_2O_5 contents mean the presence of monazite and apatite in the residue.

A refractory residue which is left behind a residual liquid in a partial melting process of a siliceous granulitic source-material is usually enriched in Ca, Fe, Co and Cr. Only the garnet-bearing granodiorite from the V. Vătafului (V.Vt) has such characteristics typical of a refractory residue. But we have no REE analyses for it, so we can not conclude anything on it yet.

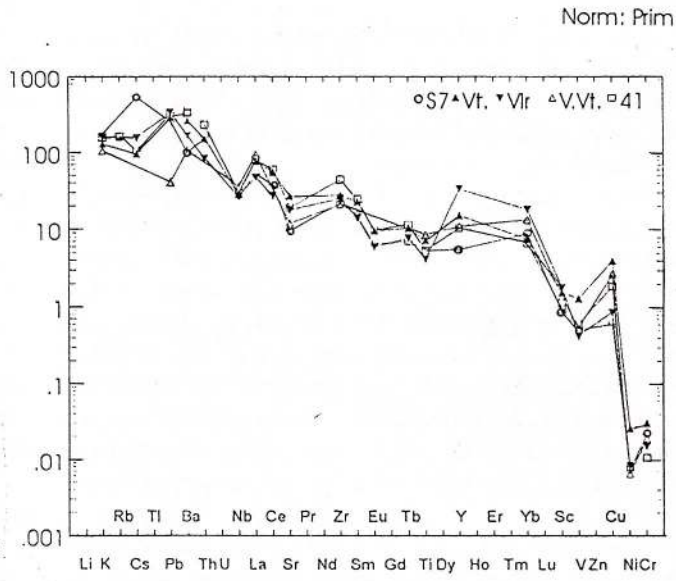
Concerning the relationship between Vt, Vlr, 41 and S7 rocks, we can conclude that the analysed samples seem to belong to the same granitoidic type. Their REE behaviour is quite similar (S7 and Vlr have only different HREE contents); the Vt and 41 rocks have the same REE contents. All these striking similitudes define quite the same types of rocks. The differences between some major elements contents are due to the metamorphic processes which have affected them.

Institutul Geologic al României

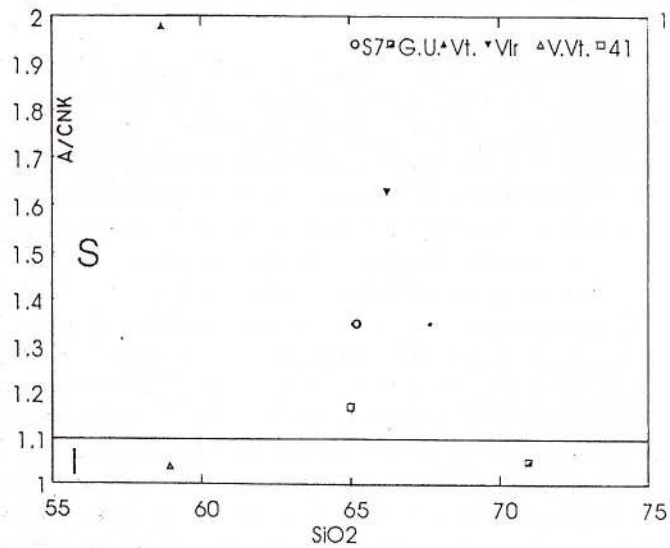
Geochemical Characteristics of the granitoid Rocks of the Lotru Series



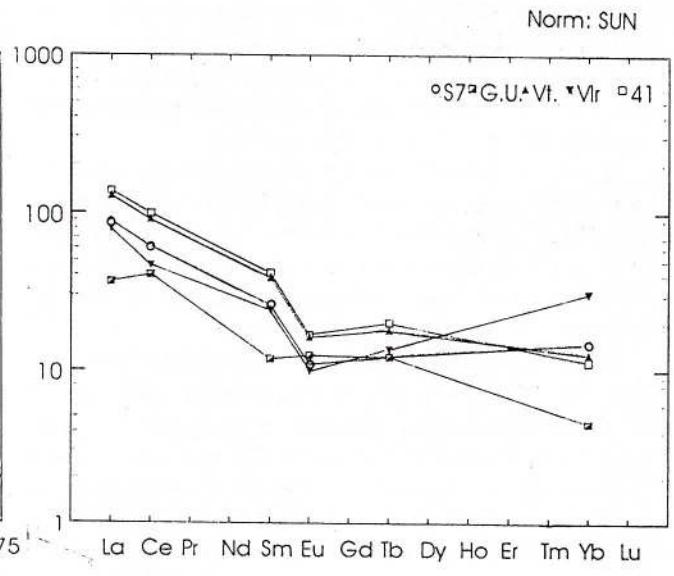
Threefeldspathic diagram for the geochemical diagnosis of the granitoid rocks



Spidergram of the Tilişca granites versus the spidergram of the Valea Vătafului gneisses



A/CNK diagram for the gneissic and granitoid rocks of the Lotru Series



Normalized diagram of lantanides for the gneissic and granitoid rocks of the Lotru Series

Institutul Geologic al României

References

Arth J. G., (1975) Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, p. 325–362.

Condie K.C. (1978) Geochemistry of the Proterozoic granitic plutons from New Mexico, U.S.A. *Chemical Geology*, 21, p. 131–149.

Eby G.N., Kochhar N. (1990) Geochemistry and petrogenesis of the Malani igneous suite. *North Peninsular India. Jour. Geol. Soc. India*, 36, p. 109–130.

– **Krueger H.W., Creasy J.W. (1992)** Geology, geochronology and geochemistry of the White Mountain Batholith, New Englan. *In: Puffer J.H., Ragland F.C. (eds) Eastern North-American Mesozoic magmatism, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 268, p. 379–397.

Gheuca I., Săbău G., Dobrescu A., Negulescu E., (1996) Structura litostratigrafică şi tectonică a Seriei de Lotru. Raport geologic. Arh. I.G.R.

Henderson P. (1984) Rare earth elements geochemistry. Elsevier ed., p. 285–315.

Miller, C.F. (1984) Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources. *Journal of Geology*, 93, p. 673–689.

Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. J. Wiley & Sons, Inc., New York.

Săbău G. (1995) Evidence for eclogite emplacement via crust doubling in the Lotru crystalline series, South Carpatians. Europrobe Workshops - Pancardi, Stara Lesna, Abstract.

Sheraton J. W., Black L.P. (1988) Chemical evolution of granitic rocks in the East Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites. Elsevier Sci. Publ. 21, p. 37–52.

Wyborn L. A.I., Wyborn D., Warren R.G., Drummond B.J. (1992) Proterozoic granite types in Australia: implications for lower crust composition, structure and evolution. *Trans. of the Royal Soc. Of Edinburgh: Earth Sci.*, 83, p. 201–209.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 192–195, Bucureşti, 1998

STUDIUL PRELIMINAR PRIVIND COMPOZIŢIA IZOTOPICĂ A HIDROGENULUI ÎN APA EXTRASĂ DIN CÂTEVA TIPURI DE ROCI ŞI MINERALE APARŢINÂND SERIEI DE REBRA – MASIVUL RODNEI
PRELIMINARY INVESTIGATION OF D/H COMPOSITION OF WATER FROM SOME METAMORPHIC AND IGNEOUS ROCKS AND MINERALS – RODNA MASSIF

Delia Cristina PAPP

Scopul acestui studiu este de a realiza o primă estimare a variaţiei compoziţiei izotopice a hidrogenului din diverse tipuri de ape care au putut fi implicate în metamorfismul seriei de Rebra sau în vulcanismul neogen asociat, în Masivul Rodnei, reprezentând o primă etapă dintr-un studiu mai vast privind determinarea compoziţiei izotopice a fluidelor naturale şi stabilirea originii lor prin măsurarea compoziţiei izotopice a hidrogenului şi oxigenului din mineralele aflate în echilibru izotopic cu fluidul.

Analizele au fost efectuate în întregime la Institutul de Tehnologie Izotopică şi Moleculară din Cluj-Napoca. Rapoartele izotopice au fost măsurate cu un spectrometru de masă cu dublu colector Thompson THN 200D. Rezultatele analizelor pot fi urmărite în tabelul anexat (Tabel) în care am inclus, într-o formă sintetică, toate datele de plecare şi finale.

Au fost analizate din punct de vedere al concentraţiei în deuteriu un număr de 15 probe de apă extrasă din roci aparţinând seriei de Rebra (Rb_2 şi Rb_3) şi unui corp dioritic (Valea Băilor). Un număr de 7 probe reprezintă apa extrasă din roca întreagă, 4 din cuarţ segregat, iar 4 din probe monominerale de muscovit şi biotit din pegmatite.

Metoda de analiză constă principial din extragerea apei "fosile" conţinută de rocă (apă de cristalizare, apă interstiţială, apă din incluziuni fluide), şi eliminarea apei câştigată recent prin adsorbţie din atmosferă/hidrosferă (apa higroscopică). În cazul probelor monominerale analizate (muscovit, biotit) ponderea cea mai mare de hidrogen analizat o constituie cel din gruparea oxidril (OH).

Având în vedere caracterul preliminar al investigaţiei noastre, considerăm că interpretarea rezultatelor obţinute nu poate fi făcută decât la nivel de observaţii, fără a avea pretenţia unor concluzii finale. Câteva aspecte generale pot fi formulate astfel:

1 – Toate valorile δD (‰) obţinute de noi se înscriu în domeniul apelor metamorfice ($\delta D \in [-65, -20]$),

The purpose of this study is to perform a first estimation of the natural variation of hydrogen isotopic composition in the various waters that could be involved in the metamorphism of Rebra Series or associated to Neogene volcanism, in the Rodna Massif.

Hydrogen analyses were carried out in the Institute of Isotopic and Molecular Technology from Cluj-Napoca, with a double-collection Thompson THN 200D mass spectrometer.

Analytical results principally refer to constitution water and fluid inclusion waters, extracted from rock samples by heating at 650^0 C under vacuum. The hygroscopic water expelled below 110^0 C was eliminated. Absolute isotopic data are given in ppm, and the conventional δ notation is expressed as per-mil deviation of D/H ratios with respect to the SMOW. Analyses are given in Table.

D/H analyses of OH-bearing minerals and fluid inclusions are principally use as isotopic tracers in determining the origin and history of the H_2O involved in different geologic processes. This results from the fact that, different sources of water, namely metamorphic, magmatic, meteoric, and "connate", all exhibit characteristic δD values (Fig.). Hydrogen isotopic data also provide data on temperatures and attainment of equilibrium in mineral assemblage.

With the presently available isotopic data it is difficult to constrain accurately the conditions of water/rock interactions, but the follwing observations could be made:

– waters involved in high – temperature metamorphism have a relatively lower deuterium content than the waters of the low – temperature metamorphism;

– in the case of high – temperature metamorfism, the CO_2 content of fluid inclusions from segregation quartz prevail the H_2O content;

– the relationships between magmatic structures and host metamorphic rocks presuppose an enrichement in deuterium. Note that in studied area (V. Băilor), this

Institutul Geologic al României

Tabel

Concentrația deuteriului în apa extrasă din roci și minerale (Masivul Rodnei)

PROBA	LOCALIZARE	DESCRIERE	CANT .PREL. (grame)	APA EXTR. (grame)	APA EXTR. (%)	CONC. IN D (ppm)	δD (‰ SMOW)	OBS
P3	V. Băilor (Rb_3 neretromorfozat)	micașist cu granat ± staurolit	35,09	0,62	1,77	148,80	-44,68	
P4	"	cuarț segregat	9,17	0,01	0,10	-	-	#,*
P7	V. Cormaia (Rb_3 neretromorfozat)	șist cuarțitic cu granați	35,04	0,69	1,96	150,45	-34,09	
P10	"	cuarț segregat	14,49	0,07	0,03	149,55	-39,87	#
P11	V. Dragoșului (Rb_3 retromorfozat)	șist muscovito-sericito-cloritos	33,94	1,05	3,09	151,15	-29,59	
P14	Vf. Pietrosul (Rb_3 retromorfozat)	șist cuarțito-sericito-cloritos	23,29	0,64	2,74	150,25	-35,38	
P16	V. Dragoșului (Rb_2 neretromorfozat)	șist biotitic	11,10	0,37	3,34	152,80	-19,00	
P17	"	cuarț segregat	11,04	0,30	2,71	-	-	#,*
P18	Vf. Pietrosul (Rb_2 retromorfozat)	milonit cuarțitic	35,47	0,83	2,34	150,45	-34,09	
P19	Vf. Pietrosul (Rb_3 retromorfozat)	cuarț segregat	9,99	0,04	0,40	153,70	-13,23	#
P20	V. Băilor (Rb_2 slab retromorf.)	gnais cuarțifer	17,64	1,43	8,10	151,75	-25,75	
P25	V. Băilor	microgranodiorit	33,16	0,92	2,77	146,10	-62,02	
P27	V. Scăricele	muscovit	13,10	0,54	4,12	151,50	-27,35	
P28	"	biotit	12,50	0,13	1,04	154,10	-10,66	
P30	V. Cormaia	muscovit	13,60	0,44	3,24	150,30	-35,05	
P31	"	biotit	10,69	0,32	2,99	154,20	-10,02	

Observații: # - cantitate insuficientă de probă;
* - cantitate foarte mare de gaze.

Institutul Geologic al României

excepţie făcând proba P25 prelevată din corpul microdiorit porfiric (V. Băilor) care aşa după cum era şi de aşteptat intră în domeniul apelor magmatice. Pentru o mai bună înţelegere şi încadrare a valorilor obţinute de noi, prezentăm câteva analize privind concentraţia în deuteriu a apelor din câteva văi şi izvoare minerale din zona Rodna Veche – Sângeorz Băi, ape care aparţin în cea mai mare măsură ciclului meteoric (Fig.). De remarcat valoarea medie a concentraţiei în deuteriu (-43,53 ± 2,59 ‰) a apei din sonda forată în zona comunei Valea Mare, care nu are corespondent în apele de suprafaţă şi apele minerale din zonă. Aceste valori au fost interpretate pe baza corelaţiei δD – densitate ca fiind rezultatul amestecului dintre o apă cu caracter fosil şi una meteorică în proporţie de 7:3. Am scos în evidenţă acest caz pentru că este singurul punct comun între valorile obţinute de noi (vezi proba P4) şi valorile apelor de suprafaţă sau subterane din zona sudică a Masivului Rodnei.

2 – Cantitatea de apă extrasă din segregaţiile de cuarţ (probele P4, P10, P17 şi P19) este foarte mică (0,01 – 0,3 grame; aprox. 0,1 – 2,71 %).

În cazul probelor P4 şi P17 s-a obţinut o cantitate foarte mare de CO_2. Acest rezultat, în concordanţă cu alte observaţii din literatura de specialitate, scoate în evidenţă faptul că, în cazul metamorfismului de temperatură ridicată, incluziunile fluide din cuarţul segregat conţin preponderent CO_2, având un conţinut redus de H_2O.

Pentru valorile δD obţinute prin analiza probelor P10 şi P19 considerăm că trebuie să păstrăm o oarecare rezervă, tocmai datorită cantităţii mici de apă analizate. Acestor valori li se va putea da o interpretare, doar în măsura în care reproductibilitatea lor va fi dovedită.

3 – În legătură cu analizele efectuate pe probe monominerale de muscovit şi biotit din pegmatite, se pot face următoarele observaţii:

– cantitatea de apă extrasă din muscovite este superioară celei extrase din biotite (între 3,24 şi 4,12 % pentru muscovite, şi între 1,04 şi 2,99 % pentru biotite);

– se remarcă o îmbogăţire în deuteriu a biotitelor faţă de muscovite;

– în cazul pegmatitului de pe V. Scăricele, temperatura de echilibrare izotopică obţinută pentru perechea biotit-muscovit (391^0 C), considerăm că este inferioară peak-ului metamorfic, diferenţa datorându-se fracţionărilor izotopice ce s-au produs între cele două minerale, ulterior formării lor. Pentru blocul pegmatitic de pe V. Cormaia, nu s-a obţinut o temperatură plauzibilă (valoare negativă), dovedindu-se

phenomenon occurs only in the immediate vicinity of the Neogene magmatic structure, that implies a restricted circulation of fluids;

– there is little published information on the D/H ratios of metamorphic minerals, but utilising what is available, together with our determinations on pegmatites, we can generalise that there are regularities in the deuterium distribution among different rock-forming minerals reflected in systematic trends of the δD values. Thus, metamorphic biotites are richer in D than coexisting muscovites (Table);

– use of the mica – water calibration equations of Suzuoki and Epstein (1976) typically gives geologically unreasonable temperatures of formation of mineral assemblages (e.g., pegmatites). This would be caused by subsequent isotopic fractionation occured after formation, or it can be an evidence of isotopic disequilibrium in the assemblage. At present, it is not readily obvious which of the above possibilities we should choose:

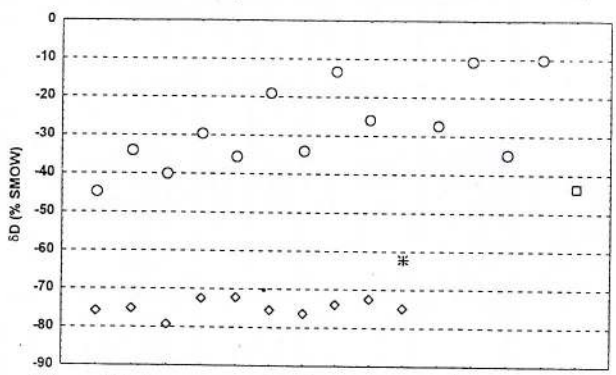


Fig. – Variation of deuterium content in different types of waters (Rodna Massif.) o - water from metamorphic rocks; * - water from magmatic structure - V. Băilor; □ - water from drill - V. Mare (Blaga, in press); ◇ - free waters (surface water, mineral springs) - South of Rodna Massif (Blaga, in press)

A detailed knowledge of the conditions of the natural isotopic variation implies the establishment of an "isotopic map" of all metamorphic formations and magmatic structures, using combined oxygen and hydrogen data.

Institutul Geologic al României

dezechilibrul izotopic dintre cele două minerale studiate. Considerăm că acest dezechilibru s-a produs ulterior formării mineralelor, prin reacţii de schimb izotopic cu faze ambiente de natură exogenă.

4 – În cazul probei P16 (şist biotitic), s-a obţinut o valoare apropiată de cea a biotitelor din pegmatite, fapt ce ne îndreptăţeşte să afirmăm că conţinutul în deuteriu este diferit de la un mineral la altul, dar că fiecare mineral în parte are propriul domeniu de variaţie.

5 – Valoarea cea mai scăzută a concentraţiei în deuteriu s-a obţinut în cazul probei P3 (micaşist cu granat şi staurolit, Rb_3 neretromorfozat). Explicaţia se găseşte în dependenţa factorilor de fracţionare izotopică de temperaturaă, care face ca apele implicate în metamorfismul de temeratură ridicată să aibă valori δD mai mici decât cele implicate în metamorfismul de temperatură scăzută.

6 – Valoarea obţinută pentru proba P20 (gnais cuarţifer corneificat la contactul cu un corp dioritic (V. Băilor)), dovedind un conţinut destul de ridicat de deuteriu, este interpretată ca o îmbogăţire sub influenţa termică a corpului magmatic (proba P25). Făcând o paralelă între această valoare, obţinută pentru o probă prelevată exact de la contactul cu un corp magmatic, şi valoarea obţinută pentru proba P3, aflată la o oarecare distanţă (500 m) de acelaşi corp magmatic, ne putem considera îndreptăţiţi să afirmăm că punerea în loc a acestui corp magmatic s-a caracterizat printr-o implicare redusă a fluidelor. Aceeaşi interpretare, a lipsei efectelor izotopice datorate circulaţiei reduse a fluidelor legate de punerea în loc a corpurilor magmatice, poate fi dată şi valorii obţinute pentru proba P7.

În zona studiată de noi (Masivul Rodnei), chiar dacă s-au pus în evidenţă diferenţe în compoziţia izotopică a hidrogenului din apa extrasă şi chiar dacă acestor diferenţe li s-a dat o explicaţie, totuşi nu se poate face în acest stadiu, o caracterizare sau o delimitare a fluidelor implicate în diferitele momente de metamorfism sau prin punerea în loc a magmatitelor neogene. În mod firesc, pentru a realiza o astfel de sistematizare este necesară extinderea bazei de date: mărirea numărului de probe analizate, dublarea măsurătorilor de deuteriu cu cele privind raportul $^{18}O/^{16}O$ pentru caracterizarea totală din punct de vedere izotopic a moleculelor de apă, analize izotopice pe cât mai multe tipuri de minerale care să permită extinderea studiilor privind minerale şi dintre acestea şi fazele ambiente, studierea diferitelor corelaţii dintre compoziţia chimică şi compoziţia izotopică.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 196–199, Bucureşti, 1998

CONSIDERAŢII DE ORDIN STRUCTURAL ŞI METALOGENETIC CU PRIVIRE LA ZONA DORNA–DÂRMOXA–BILBOR
STRUCTURAL AND METALLOGENETIC STUDY OF DORNA–DÂRMOXA–BILBOR REGION

M. MUNTEANU, Al. VODĂ

Regiunea Dorna - Dârmoxa - Bilbor este situată la limita vestică a părţii centrale a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali. Zona cristalino-mezozoică are o alcătuire tectonică în pânze de şariaj alpine şi prealpine (Balintoni, 1981, Săndulescu 1981, Balintoni et al., 1983) (Fig. A).

În zona Dorna - Dârmoxa - Bilbor, structurile cele mai profunde - pânzele infrabucovinice (pânza de Borcut - Ulm (Vodă şi Vodă, 1981), în poziţie inferioară şi pânza de Iacobeni (Bercia şi Bercia, 1970), în poziţie superioară) apar la zi în fereastra tectonică Iacobeni (Fig. B), datorită unei boltiri de tip antiformă cu orientarea axială nord-sud. Spre est, structura coboară, făcând să se păstreze formaţiunile metamorfice din pânzele sub-bucovinică şi bucovinică. Cea mai mare parte a zonei studiate a fost împinsă spre est faţă de teritoriile adiacente, datorită faliei de decroşare a Crucii, în partea de nord, şi a decroşării Păltiniş - Dârmoxa, în partea de sud (Vodă, 1996).

Pe conturul părţii de est a ferestrei tectonice Iacobeni, între Pârâul Rusului şi satul Păltiniş, a fost delimitată o nouă arie de aflorare a seriei de Negrişoara, corespunzând, ca poziţie tectonică şi ca fond litologic, lamei de şariaj Chirileni (Balintoni şi Gheuca, 1982). Rocile seriei de Negrişoara din această zonă au aceeaşi alcătuire cu rocile seriei de Negrişoara din zonele în care prezenţa acesteia era cunoscută (pe pâraiele: Bârnărel, Barnar, Negrişoara, Căboaia, Arin şi Pârâul Roşu) şi se deosebesc de acestea printr-un facies milonitic pronunţat. Seria de Negrişoara dintre Pârâul Rusului si Păltiniş este similară, prin poziţie tectonică şi prin litologie cu seria de Argestru (Bercia şi Bercia 1970) separată tot pe conturul ferestrei Iacobeni, la nord de Vatra Dornei. Acest fapt ar sugera echivalarea seriei de Argestru, cel puţin în parte, cu seria de Negrişoara (Munteanu et al., 1997a).

La sud de Pârâul Rusului, structura formaţiunilor infrabucovinice este complicată de existenţa unor lame de şariaj formate din părţi ale seriilor de Tulgheş şi de Negrişoara din pânza sub-bucovinica, intercalate între lame de şariaj formate din roci ale seriei de Bretila din pânza infrabucovinică de Iacobeni.

Dorna - Dârmoxa - Bilbor region is located at the western border of the middle part of the East Carpathian Crystalline Mesozoic Zone. The Crystalline - Mesozoic Zone has a complex structure, with Alpine and pre-Alpine thrust nappes (Balintoni, 1981; Săndulescu et al., 1981; Balintoni et al., 1983), showed, in a simplified form, in Figura A.

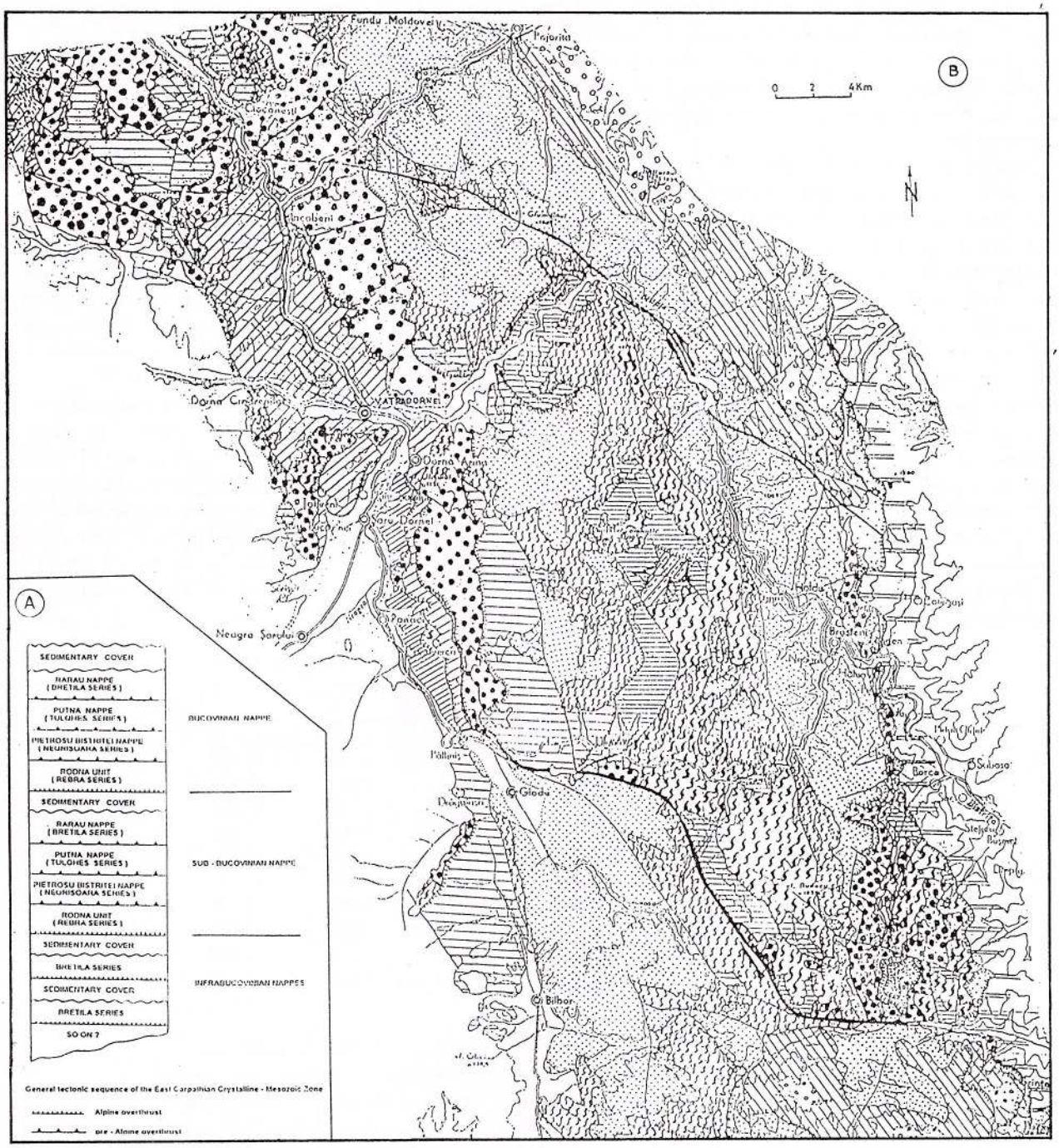
In Dorna-Dârmoxa-Bilbor region, the deepest structural units - the lower Infrabucovinian Borcut-Ulm Nappe (Vodă and Vodă, 1981) and the upper Infrabucovinian Iacobeni Nappe (Bercia and Bercia, 1970) - crop out in the Iacobeni Nappe Window due to an antiform with a north-south axial strike (Fig. B). To the east, the structure is lowered, making possible the preservation of the Sub-Bucovinian and Bucovinian formations. Most of the studied zone has been pushed to the east with respect to the neighbouring territories, due to the Crucea strike-slip fault, to the north, and to the Păltiniş - Dârmoxa strike-slip fault, to the south (Vodă, 1996).

Along the eastern border of the Iacobeni Nappe Window, between Pârâul Rusului creek and Paltiniş village, a new outcropping area of the Negrişoara Series has been outlined. From the tectonic and lithological points of view it corresponds to the Chirileni Thrust Blade (Balintoni and Gheuca, 1982). The rocks of the Negrişoara Series from this area have the same features as the rocks of the Negrişoara Series from the areas where its presence has been known (on the Barnar, Bârnărel, Negrişoara, Căboaia, Arin and Pârâul Roşu creeks). The Negrişoara Series from this new outcropping area shows an extreme mylonitic facies. By its tectonic setting and lithological features it is quite similar to the Argestru Series (Bercia and Bercia, 1970), separated on the border of the Iacobeni Nappe Window, too, north of Vatra Dornei. This similarity suggests that Argestru Series may be assigned, partly at least, to the Negrişoara Series (Munteanu et al., 1997a).

South of Pârâul Rusului creek, the structure of the Infrabucovinian formations has an increased complexity due to several thrust blades built up by Sub-Bucovinian Tulgheş Series or/and Negrişoara Series,

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI
163593
BIBLIOTECA



Institutul Geologic al României

Din punct de vedere metalogenetic, regiunea Dorna-Dârmoxa-Bilbor este dominată de prezenţa acumulărilor de mangan din formaţiunea grafitoasă (Tg2) a seriei de Tulgheş din pânza sub-bucovinică. Aproape toate acumulările manganifere sunt cantonate în cuarţite negre (pe Pârâul Roşu; la cariera Terezia; la Dealul Rusului; pe pârâul Sihăstria; în zona Ciutacu-Răcila), doar zăcământul Sarişor aflându-se în şisturi carbonatice.

Zăcământul Dealul Rusului este acumularea manganiferă cu cele mai mari rezerve de pe cuprinsul Carpaţilor Orientali. Mineralizaţia de mangan de aici este de tip carbonato-silicatic. În câmpul minier Dealul Rusului au fost conturate peste o sută de corpuri de minereu, de formă lenticulară, cu dimensiuni ce pot să depăşească 100m.

Componenţii majori ai rocilor manganifere se corelează în mod diferit de la un corp de minereu la altul (Tab.), fapt care poate fi pus pe seama unui aport metalogenetic primar diferit pentru fiecare corp de minereu în parte. Zonele de influenţă ale factorilor care au condiţionat formarea fiecărui corp de minereu s-au întrepătruns, făcând ca mineralizaţia să aibă un caracter aproape continuu, cu conţinuturi de 2 - 10 %, creşterea locală a conţinutului de mangan (care poate să depăşească 30%) conturând corpurile de minereu exploatabile (Munteanu et al,. 1997 b).

intercalated between thrust blades built up by the Bretila Series of the Infrabucovinian Iacobeni Nappe.

The metallogenetic standpoint, in the Dorna - Darmoxa - Bilbor region, the occurrences of the manganese accumulations from the graphitic formation (Tg2) of the Sub-Bucovinian Tulgheş Series are the most important. Almost all the manganese mineralizations are hosted by black quartzites (Pârâul Roşu creek; Terezia quarry; Dealul Rusului mine; Sihastria creek; Ciutacu - Răcila area), only the Sarişor deposit being hosted by carbonate-schists.

Among the East Carpathian manganeses deposits, Dealul Rusului deposit contains the greatest reserves. The manganese mineralization consists of carbonates and silicates. In the Dealul Rusului mining field, more than one hundred orebodies, lenticular in shape, have been found. They have commonly tens of meters, but sometimes their size is more than 100 m.

The major components of the manganiferous rocks correlate differently from one orebody to another (Tab.). This feature may be a consequence of a different primary material for each orebody. The influence of the factors that conditioned the deposition of each orebody has gradually decreased with distance farther from the orebodies, generating economically unimportant mineralized areas which interfered with one another.

Table – Correlation coefficient for major components in ore samples from individual orebodies, Dealul Rusului deposit

r	L12(n=32)	L9(n=28)	L15(n=33)	L2(n=44)	L3(n=20)
Mn/Fe	-0.612	-0471	-0.415	-0.109	-0.273
Mn/SiO_2	-0.511	-0.318	-0.503	-0.583	-0.687
Mn/P	-0.497	-0.429	-0.367	-0.237	-0.410
Mn/S	-0.602	-0.549	-0.364	0.010	-0.317
Fe/SiO_2	-0.140	-0.180	-0.347	-0.550	-0.409
Fe/P	0.832	0.622	0.683	0.656	0.909
Fe/S	0.534	0.065	0.602	0.080	-0.038
P/SiO_2	-0.136	-0.421	-0.139	-0.282	-0.152
P/S	0.385	0.118	0.467	-0.142	0.247
S/SiO_2	0.310	0.084	-0.091	-0.123	0.159

Fig. – A. Sequence of Alpine and pre-Alpine Nappes from the Eat Carpathian Crystalline Mesozoic Zone.

B. Structural map of the East Carpathian Crystaliine-Mesozoic Zone between Ciocăneşti and Grinţieş

1, post-tectonic cover, Neogene volcanics, Quaternary formations. **External Dacides;** 2, Cehlău Nappe - Sinaia. **Middle Dacides (Central-East-Carpathian Nappes). Bucovinian Nappe:** 3, Bucovinian sedimentary series; 4, pre-Alpine Rarău Nappe - Bretila Series; 5, pre-Alpine Putna Nappe - Tulgheş Series; 6, pre-Alpine Pietrosu Bistriţei Nappe - Negrişoara Series; 7, pre-Alpine Rodna Unit - Rebra Series. **Tarniţa Frontal Digitation;** 8, Tarniţa - type sedimentary sequence; 9, pre-Alpine Rarău Nappe - Bretila Series; 10, pre-Alpine Putna Nappe-Tulgheş Series. **Grebin Frontal Digitation:** 11, Tulgheş Series. **Sub-Bucovinian Nappe;** 12, Sub-Bucovinian sedimentary series; 13, pre-Alpine Rarău Nappe-Bretila Series; 14, pre-Alpine Putna Nappe - Tulgheş Series; 15, pre-Alpine Pietrosu Bistriţei Nappe-Negrişoara Series; 16, pre-Alpine Rodna Unit - Rebra Series. **Upper Sub-Bucovinian digitation;** 17, **Sveiteria Digitation** - Negrişoara Series; 18, **Dadu - Oiţa Digitation** - Tulgheş Series. **Infrabucovinian Nappes: Iacobeni Nappe: 19, Iacobeni sedimentary series; 20, Bretila Series; 21, Tulghe[s** Series; 22, Negrişoara Series; **Rusaia Nappe:** Rusaia Series; 24, Bretila Series. **Borcut - Ulm Nappe;** 25, Permian sedimentary formations; 26, Bretila Series. **Arşiţa Barnarului Nappe:** 27, Bretila Series. **Transylvanides:** 28, **Perşani transylvanian Nappe.** Other symbol: 29, Normal geological limit; 30, unconformable limit; 31, strike-slip fault; 32, thrust; 33, reverse thrust; 34, pre-Alpine overthrust; 35, supposed overthrust; 36, Alpine overthrust.

Institutul Geologic al României

În zăcământul Dealul Rusului se pot observa, în toată zona mineralizată, efectele unor procese de tip metasomatic, în urma cărora silicaţii au fost înlocuiţi prin carbonaţi, iar carbonaţii şi silicaţii au fost substituiţi prin pirită şi pirotină. Aceste transformări afectează mineralele de temperatură joasă (dannemonitul, stilpnomelanul, spessartinul), ceea ce sugerează caracterul lor prograd.

La Şaru Dornei, în gnaisele seriei de Bretila din pânza infrabucovinică de Borcut-Ulm a fost pusă în evidenţă o mineralizaţie de sulfuri polimetalice de tip shear-zone care apare la zi în albia Negrei Şarului şi care a fost interceptată şi prin foraje.

La sud de Vatra Dornei, există o ocurenţă de baritină în gnaisele seriei de Bretila din pânza infrabucovinică de Iacobeni. Baritina prezintă caracterele unei mineralizaţii epigenetice şi apare în apropierea unei falii normale.

Acumulările de talc, majoritatea aflate în rocile carbonatice ale seriei de Rebra din zona planului de şariaj al pânzei bucovinice au fost considerate ca fiind produse ale unui metamorfism de forfecare (Vodă şi Vodă, 1991).

The result is an almost continuously mineralized area, with 2-10 % Mn, the local increase of the Mn content (which may be higher than 30%) giving birth to the orebodies (Munteanu et al., 1997b).

In the Dealul Rusului deposit evidence for metasomatic-type processes can be observed throughout the mineralized zone. Such processes have led to the replacement of the silicates by carbonates and the substitution of the carbonates and silicates by pyrite and pyrrhotite. These transformations affect the low-temperature silicates (dannemorite, stilpnomelane, spessartine) therefore they were, most probably, the result of prograde reactions.

In Şaru Dornei village, in the gneisses of the Bretila Series of the Infrabucovinian Borcut-Ulm Nappe, a shear zone-type polymetallic sulfide mineralization has been found. The mineralization crops out in the river bed of Neagra Şarului creek and has been intercepted by drillings, too.

South of Vatra Dornei, on the Gura Negrii - Vârful Dieci ridge, a baryte occurrence has been found, hosted by the gneisses of the Bretila Series from the Infrabucovinian Iacobeni Nappe. The baryte seems to be epigenetic and occurs in the proximity of a normal fault.

The accumulations of talc which occur mostly in the carbonate rocks of the Rebra Series, along the overthrust plane of the Bucovinian Nappe, have been considered as products of a shear metamorphism (Vodă and Vodă, 1991).

References

Balintoni. I. 1981 The importance of Ditrau alkaline massif emplacement moment for the dating of the basement overthrusts in the Eastern Carpathians. *Rev. Roum. geol. geophys, geogr., (Geol)*, 25, p. 89 - 94, Bucureşti

— , **Gheuca I. 1982** - Structura şi litostratigrafia sectorului vestic al cristalinului Bistriţei, între Dorna Arini si Drăgoiasa (Carpatii Orientali). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII / 5 (1979-1980), p. 15 - 16, Bucureşti.

— , **Gheuca, I., Vodă, A. 1983** Alpine and Hercynian Overthrust Nappes from the East Carpathian Crystalline - Mesozoic Zone. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 15-22, Bucureşti

Bercia, I., Bercia, E. 1970 Contribuţii la cunoaşterea geologiei regiunii Vatra Dornei - Iacobeni. *An. Inst.Geol.*, XXXVIII, p. 7 - 49, Bucureşti

Munteanu, M., Ciuperca, C., Stafie, T., Trandafir, V., Abacioaie, C. 1997a The geology of the metamorphic formations around Panaci and Dealul Rusului - Implication for the eastern border of Iacobeni - Vatra Dornei Nappe Window, Bistriţei Mountains, East Carpathians. *Analele Univ. "Al. I. Cuza"* , Iaşi (in print)

— , **Simionescu, C., Stafie, T., Ciuperca, C., Cârciumaru, E., Trandafir, V., Airinei, D., Cristea, C., Iordachita, R. I., Saptefrati, G. 1997b**- New data about the Dealul Rusului manganese deposit. *Analele Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi* (in print)

Săndulescu, M., Krautner, H.G., Balintoni, I., Russo - Săndulescu, D., Micu, M. 1981 The structure of the East - Carpathians (Moldavia - Maramureş Area). *Carp-Balk, Geol. Assoc XII Congr. (Guide Exc. B1)*, 92p. Bucureşti

Vodă, A. 1996 Falia de decroşare Grinties - Valea Seaca - Dârmoxa - Paltiniş (Carpaţii Orientali) Analele Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi, (in print)

— , **Vodă, D. 1981** Date noi asupra litostratigrafiei şi structurii geologice a regiunii dintre pârâul Dorna şi paraul Neagra Şarului (Carpatii Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geof.*, LXVI / 5 (1979), p. 147 - 155, Bucureşti

— , **Vodă D. 1991** Mineralizaţiile de talc şi tectonica regiunii Barnar - Dârmoxa (Carpaţii Orientali). *Analele Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi*, vol. III, p. 221 - 228, Iaşi

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 200–204, Bucureşti, 1998

ESTIMAREA PARAMETRILOR FIZICI ŞI CHIMICI DE FORMARE A MINERALIZAŢIILOR POLIMETALICE AURIFERE DIN STRUCTURA BAIA DE ARIEŞ, MUNŢII METALIFERI
THE ESTIMATION OF THE PHYSICAL AND CHEMICAL PARAMETERS OF POLYMETALLIC-AURIFEROUS ORE FORMATION IN THE BAIA DE ARIEŞ STRUCTURE, METALIFERI MOUNTAINS

L. NEDELCU, E. ROŞU, S. ANASTASIE, L. ROBU, A. ŞTEFAN, C. COSTEA, M. CIULAVU, S. IAMANDEI, E. IAMANDEI, C. UDRESCU, I. VANGHELIE

Mineralizaţiile aurifere şi polimetalice de la Baia de Arieş sunt în strânsă legătură spaţială şi genetică cu structurile de brecii intrusive, dezvoltate la periferia unor corpuri subvulcanice superficiale de andezite cu hornblendă şi biotit, în general, afectate hidrotermal (sericitizate, argilizate) (Cochet, 1957; Ghiţulescu et al, 1979,1979a; Ghiţulescu, Sprinceană, 1983). Distribuţia spaţială a corpurilor de brecii relevă gruparea lor în două structuri importante: structura Afiniş, auriferă, şi structura Valea Lacului, polimetalică. În prezent sunt accesibile în subteran, la diferite nivele, corpurile de breccii Afiniş, stock-urile 2,4,5, Franz, AVBR, coş Mihai, unele filoane din sistemele Ion şi Paul, mineralizaţia polimetalică Valea Lacului Nord.

Studiul structural şi petrografic al acestor brecii a fost recent realizat de Ştefan et al (1996).

Procesele hidrotermale desfăşurate în cadrul structurii Baia de Arieş, deşi aparent sensibil diferite la nivelul corpurilor sau a zonelor Afiniş şi Valea Lacului, prezintă caractere generale asemănătoare şi un trend comun.

În vederea estimării parametrilor fizici şi chimici, care au controlat procesele hidrotermale de transport şi depunere a mineralizaţiilor polimetalice şi aurifere din structura Baia de Arieş, au fost utilizate tendinţele morfologice ale piritei, studiul mineralogic (relaţiile dintre fazele minerale), studiul microincluziunilor minerale din pirită, elemente minore din pirită şi sfalerit, analize cantitative SEM-EDAX pe granule de sfalerit, studiul RX al mineralelor argiloase.

Evoluţia acestor procese s-ar fi desfăşurat probabil în două stadii principale, corespuzătoare în mare măsură formării mineralizaţiei polimetalice, respectiv aurifere (Fig.)

Începutul stadiului I este marcat de formarea coloanelor de brecii, cu spaţii permeabile, de către fluide supracritice ($T > 600^0$ C) după modelul sugerat de Burnham (1985). Ca urmare a acestor procese a avut loc acumularea şi ascensiunea unor fluide de tempe-

Gold-bearing and polymetallic mineralisations at Baia de Arieş are closely spatially and genetically related to intrusive breccia structures developed at the margin of some shallow subvolcanic bodies of hornblende and biotite bearing andesites, generally affected by hydrometasomatism (sericitized, cloritized, carbonated, argillized) (Cochet, 1957; Ghiţulescu et al, 1979,1979a: Ghiţulescu, Sprînceană, 1983). There are two important breccia body structures, taking into account their spatial distribution: the Afiniş auriferous structure and the Valea Lacului polymetallic structure. Nowadays, at the different mine levels only some breccia bodies are accessible, as follows: Afiniş, stockworks 2,4, 5, Frantz, AVBR, Mihai pipe, some veins of Ion and Paul vein systems and the Valea Lacului polymetallic mineralization as well.

A recent structural and petrogenetic study of these breccias has been performed by Ştefan et al (1996).

Despite of little differences existing in the hydrothermal processes developed both on scale of breccia bodies, and of the Afiniş and Valea Lacului zones, these processes present general similar characters and a common trend.

In order to estimate the physical and chemical parameters of the hydrothermal processes responsible for the base metal and gold transport and deposition in the Baia de Arieş structure, the following researches have been performed: pyrite morphological trends, mineralogical study (mineral phase relationships), micromineral inclusions contained in pyrite, trace elements in pyrite and sphalerite, SEM-EDAX quantitative analyses of sphalerite grains, X-ray clay mineral data.

The evolution of these processes would probably be developed in two main stages corresponding, to a great extent, to the polymetallic and gold mineralization phase respectively (Figure)

The first stage starts by breccia columns formation, related to supercritical fluid evolution ($T>600^0$C), ac-

Institutul Geologic al României

ratură ridicată, bogate în K, care au produs un intens metasomatism potasic (sericitizare, muscovitizare) al rocilor din spaţiul coloanelor de brecii şi subordonat în zonele adiacente. Fluidele respective au avut caracterul unor soluţii bogate în cloruri (K, Fe, etc.). Prezenţa, în acest context a asociaţiilor de neominerale predominant potasice relevă, conform determinarilor mineralogice, un domeniu al valorilor pH-ului cuprins între 3-6 (Crerar, Barnes,1978) cu menţinerea ionului K^+ în soluţie, precum şi în evoluţia ulterioară a fluidelor, respectiv în stadiul depunerii secvenţei aurifere. Totodată este posibilă şi prezenţa în soluţie a anionului $(PO_4)^{3-}$, care este responsabil de formarea în acest stadiu a apatitului.

Odată cu creşterea concentraţiei H_2S în soluţie are loc depunerea sulfurilor de fier.

Procesul continuă cu parametri fizico-chimici relativ apropiaţi (T=350–400^0 C, pH=3-5) favorizând în condiţiile unui control litogeochimic (brecii pe fond calcaros), o depunere abundentă a sulfurilor de zinc şi plumb (Hemley, Hunt, 1992) în zona Valea Lacului faţă de zona breciilor aurifere de la Afiniş. În acest moment depoziţional compoziţia fluidelor hidrotermale în cele două zone era relativ similară, argumente fiind spectrele geochimice şi corelaţiile dintre elementele minore conţinute în pirită.

Estimarea acestor parametri are la baza următoarele:

a) tendinţele morfologice ale piritei, care indică un domeniu de temperatură ridicată şi suprasaturaţie medie a fluidului hidrotermal (SM-TH);

b) determinările geotermometrice pe baza fracţionării elementelor minore şi a izotopilor sulfului din sulfuri cogenetice, utilizind datele primare oferite de Lazăr et al (1978, 1983), Roşu et al (1993) şi recalculate după formula lui Gheletii et al (1979), care ar indica temperaturi cuprinse între 350-390^0 C, în cazul elementelor minore şi 430^0 C, pe baza izotopilor sulfului;

c) evidenţierea unor neomogenităţi compoziţionale ale sfaleritului, reflectând fluctuaţii ale parametrilor fizico-chimici ai sistemului hidrotermal (concentraţii, fugacităţi, presiuni etc.);

d) prezenţa unor microcavităţi cu incluziuni fluide în pirită, dispuse zonal, care ar indica un regim fluctuant al presiunii sistemului în timpul creşterii cristalelor de pirită.

Stadiul II este caracterizat de următoarele procese:

1) Deschiderea cvasitotală a sistemului determinată de o destindere adiabatică puternică, urmată de o perioadă de reechilibrare a condiţiilor fizico-chimice pe fondul unui hiatus depoziţional (Zn şi Pb fiind eliminate din sistem prin depunerea masivă în stadiul anterior) şi de o scădere graduală a temperaturii. Această răcire este semnalată de frecvenţa crescută a formelor

cording to Burnham's model (1985). As a result of these processes the accumulation and ascension of some high temperature K-rich fluids took place. They produced a high potassic metamorphism (sericitization, muscovitization) of the breccia colomn rocks and of the surrounding rocks subordinately. The respective fluids had a chloride (K, Fe, etc.)-rich character. The presence, în this context, of the prevalent potassic neomineral associations requires, according to mineralogical determinations, a domain of pH values ranging between 3 and 6 (Crerar, Barnes, 1976), permiting to the K^+ ion mentaining in solution, as well as in the subsequent fluid evolution, in the stage of the gold sequence deposition, respectively. It is also possible the presence of the $(PO_4)^{3-}$ anion in solution, that is responsible for apatite formation in this stage. Concomitantly with the increasing of the H_2S în solution, the deposition of the iron sulfides takes place. The process is continuing relatively at the same physico-chemical parameters (T=350–400^0 C, pH = 3-6) favouring, under a lithogeochemical control (breccias on the calcareous rocks), an abundant deposition of the zinc and lead sulphides (Hemley, Hunt, 1992) at Valea Lacului zone comparatively with the Afiniş auriferous breccia zone. At this depositional moment the composition of the hydrothermal fluids in the both zones was relatively similar argued by the geochemical spectra, and the correlations among the trace elements of pyrite.

The estimation of these parameters is based on following data:

a) pyrite morphologic trends showing a high temperature-moderate supersaturation domain of the hydrothermal fluid (S_M-T_H);

b) the geothermometric determinations on the basis of the trace elements and sulphur isotopes fractionation data from cogenetic sulphides (Lazăr et al., 1978, 1983; Roşu et al., 1993) recalculated according to Gheletii et al. (1979) recording the temperatures ranging between 350^0 C and 390^0 C for the trace elements, and 430^0 C for the sulphur isotopes;

c) some sphalerite compositional inhomogenities, reflecting fluctuations of the physico-chemical parameters of the hydrothermal system (concentrations, fugacities, pressures, etc.)

d) the presence of some microcavities with fluid inclusions zonally disposed in pyrites, that would indicate a fluctuant regim of the system pressure during the pyrite crystal growth.

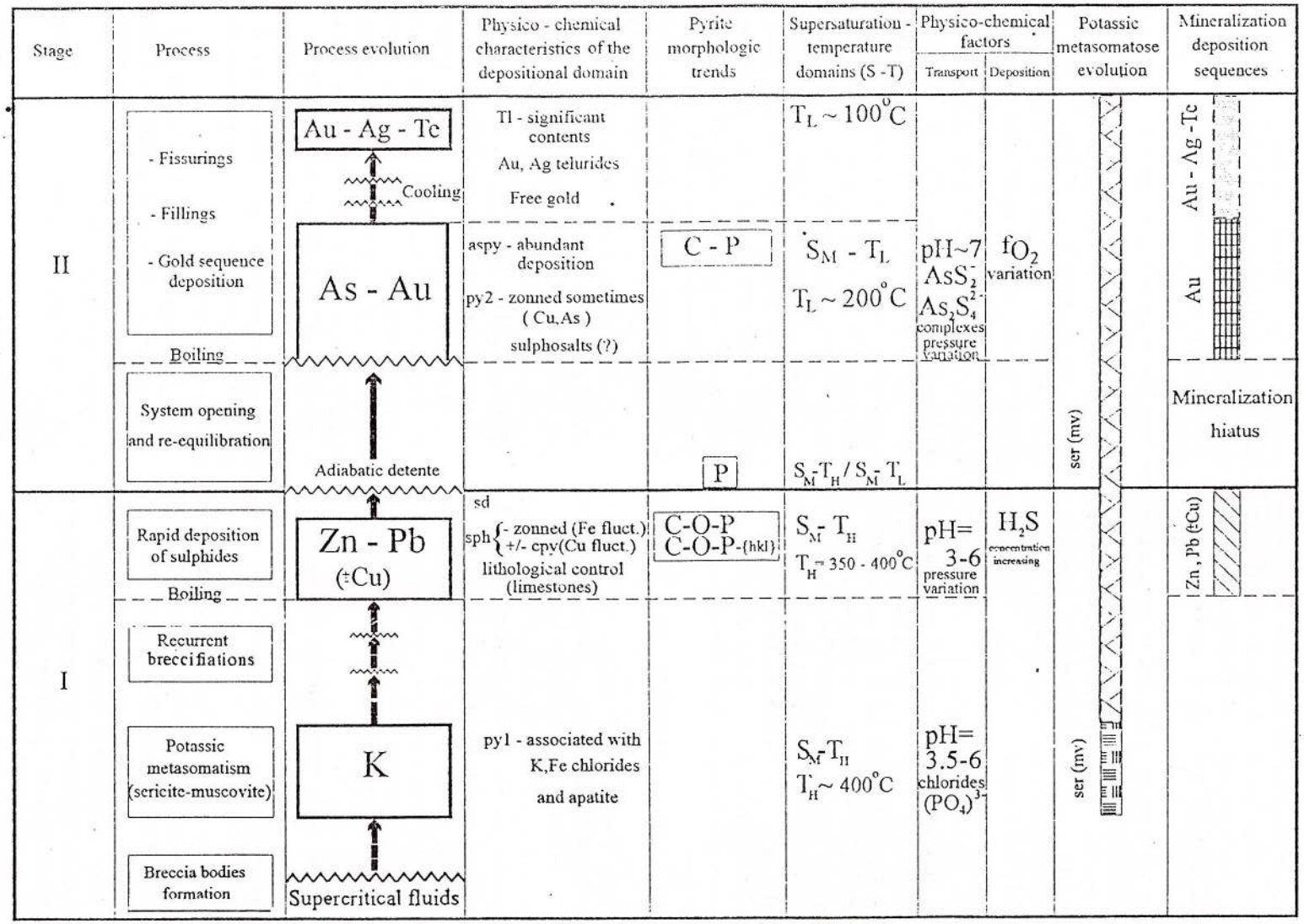
The second stage is characterized by following processes:

1) The quasitotal opening of the system, determined by a strong adiabatic detente, followed by a re-equilibration period of the physico-chemical conditions, accompanied by a depositional hiatus (Zn and

Institutul Geologic al României

Schema generala - ipotetica a proceselor hidrotermale din structura Baia de Arieş

Hypothetical general scheme of the hydrothermal processes of Baia de Arieş structure



Abbreviations : ap - apatite, aspy - arsenopyrite, mv - muscovite, py - pyrite, sd - siderite, sph - sphalerite, ser - sericite

C - cube, O - octahedron, P - pentagonal dodecahedron, { hkl} forms

S - supersaturation, T - temperature, L - low, M - moderate, H - high

Institutul Geologic al României

de dodecaedru pentagonal (P) ale piritei fapt care ar reflecta un domeniu de tranziţie de la temperaturi ridicate la temperaturi scăzute, cu menţinerea unei suprasaturaţii medii în metale a fluidului hidrotermal (S_M-T_R/S_M-T_S).

Producerea unei noi destinderi adiabatice însoţită de boiling, fisurări, colmatări şi depunerea secvenţei aurifere sub formă de pelicule, cruste bogate în arsenopirită şi aur, pe planele de fisurare discretă, dezvoltate în spaţiul corpurilor de brecii metasomatizate potasic încă în cursul stadiului I.

Menţinerea şi în acest stadiu a condiţiilor domeniului de stabilitate a mineralelor bogate în K (sericit, muscovit) reclamă un pH cu valori în jur de 7, domeniu care ar sugera transportul aurului sub forma complecşilor de tipul AsS^{2-} sau $As_2S_4^{2-}$ (Seward,1984).

În această situaţie depunerea arsenopiritei apare ca efect în principal al variaţiei fO_2 (Heinrich, Eadington, 1986). Afinitatea geochimică a Sb şi Cu pentru As, evidenţiată şi de coeficienţii de corelaţie ridicaţi dintre aceştia, explică şi asocierea cu secvenţa auriferă a sulfosărurilor din seria tetraedrit-tennantit.

Întregul proces este controlat atât structural (existenţa corpurilor de brecii), cât şi geochimic (prezenţa As în soluţie sub forma de complecşi tio).

Pe fondul eliminării As din sistem, datorită depunerii masive a arsenopiritei, a unor destinderi adiabatice repetate, a răcirii soluţiilor până la temperatura de aproximativ 100^0 C (conţinut ridicat în Tl al piritei), precum şi a unei fugacităţi variabile a oxigenului, are loc depunerea Au nativ şi a telururilor de Au şi Ag.

Cu aceasta se încheie de fapt şi secvenţa auriferă din stadiul II de mineralizare propriu zonei Afiniş.

Pb being removed from system by bulky massive deposition in the previous stage), and by a gradual decreasing of the temperature. This cooling pointed out by the frequency increasing of the pentagonal dodecahedron forms (P) of pyrite, reflects în facta transitional domain from the high to low temperatures, at a moderate metal supersaturation of the hydrothermal fluid (S_M-T_H / S_M-T_L).

2) A new adiabatic detente accompanied by boiling, fissuring, filling and the gold sequence deposition as films, crusts rich in arsenopyrite and gold. These ones are developed on the fissuring discret planes, developed on the breccia bodies, potassic metasomatized even during the first stage. In this stage, the conditions of the stability field of the K-rich minerals (sericite, muscovite) are also maintained, requiring a pH in the near neutral region, domain suggesting the gold transport as AsS_2^- and $As_2S_4^{2-}$ type complexes (Seward, 1984). In this case, arsenopyrite deposition mainly appears as a result of the fO_2 variation (Heinrich, Eadington, 1986). Geochemical affinity of Sb and Cu for As, emphasized also by their high correlation coefficients, explains why the sulphosalts of tetraedrite-tennantite series are associated with the gold sequence. The whole process is controled by both structural (the existence of breccia bodies) and geochemical (the presence of the As in solution as tio complexes) conditions.

Because of As elimination from the system, of massive deposition of the arsenopyrite, of repeated adiabatic detentes, of cooling of the solutions till about 100^0 C (high content of Tl in pyrite), as well as of variable oxygen fugacity, the native gold and Au, Ag telurides deposition takes place. These marked, in fact, the end of the gold sequence of the second mineralization stage, peculiar to the Afiniş zone.

Selected references

Burnham C.W. (1985) Energy release in subvolcanic environments; implications for breccia formations. *Econ. Geol.*, 80, 6, p. 1515-1522.

Crerar D.A., Barnes H.L. (1976) Ore solution chemistry V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite Assemblage in Hydrothermal solution at 200 to 350^0 C. *Econ Geol.*, 71, 4, p. 772-794.

Geletii V.F., Cernisev L.V., Pastuskova T.M. (1979) Raspredelenie kadmia i marganta mejdy galenitom i sfaleritom. *Geologia Rudnih Mestorojdenii*, XXI, 6 izdatelstvo"Nauka", Moscova.

Ghiţulescu T.P., Pitulea G,. Ghiţulescu I. (1979) The role of the volcanic breccia pipes in the metallogenesis in the Baia de Arieş mining district. *Rev. Roum. Geol., Geofiz., Geogr., Geologie*, Tome 23/1, p. 3-13, Bucureşti.

Heinrich A.C., Eadington P.J. (1986) Thermodynamic Predictions of the Hydrothermal Chemistry of Arsenic, and Their Significance for the Paragenetic Sequence of Some Cassiterite-Arsenopyrite-Base Metal Sulfides Deposits. *Econ. Geol.* ,81, 3, p. 511-529.

Institutul Geologic al României

Hemley J.J. , Hunt P. J. (1992) Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: II. Some General Geologic Applications. *Econ. Geol.*, 87, 1, p. 23-43.

Seward T.M. (1984) The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In Foster R. P., ed. Gold 82: Rotterdam, A.A. Balkema Pub., p. 165-181.

Ştefan A., Roşu E., Nedelcu L., Udubaşa G., Boştinescu S., Robu L., Paraschivoiu V., Iamandei S., Iamandei E., Alexe V., Stoian M., Anastase Ş., Costea C., Zămîrcă A. (1996) Brecii intrusive asociate magmatitelor alpine din România; implicaţii structurale şi metalogenetice. Regiunile Bucium Izbita şi Baia de Arieş. Arhiva IGR, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 205–207, Bucureşti, 1998

MONITORIZAREA CÂMPULUI GEOMAGNETIC LA OBSERVATORUL GEOFIZIC NAŢIONAL SURLARI – OBIECTIVE ŞI PRINCIPALE REZULTATE OBŢINUTE ÎN 1996
GEOMAGNETIC FIELD MONITORING AT THE SURLARI NATIONAL GEOPHYSICAL OBSERVATORY – MAIN RESULTS IN 1996

Andrei SOARE, Vladimir ŞTEFLEA, Gabriela CUCU, Carmen DUMITRESCU, Gheorghe MATEESCU

Din punct de vedere geomagnetic Observatorul Geofizic Surlari reprezintă, pe plan intern, un centru de referinţă pentru toate lucrările de cartare şi prospecţiune geomagnetică sau de metrologie şi metodologie cu o mare diversitate instrumentală; pe plan extern el se defineşte ca un nod al reţelei mondiale de urmărire permanentă a câmpului magnetic planetar sub toate aspectele lui fenomenologice.

Pe tot parcursul intervalului analizat, la O.G.N. Surlari şi la staţiile permanente Deva şi Dreptu s-au urmărit continuu toate modificările câmpului magnetic tranzitoriu printr-un sistem complex de înregistratoare analogice şi digitale.

Datele de observaţie au fost prelucrate, conform metodologiei recomandate de IAGA, Asociaţia Internaţională de Geomagnetism şi Aeronomie, pentru a fi aduse în stare de comparabilitate cu datele observatoarelor aparţinând reţelei mondiale de cercetare a câmpului geomagnetic planetar.

Prelucrările preliminare au constat în medieri pe diferite eşantioane de timp, procedee de analiză spectrală, folosind programe specializate în studii statistice.

Acestea au pus în evidenţă principalele particularităţi locale ale câmpului geomagnetic tranzitoriu, separând cauzele interne de cele externe şi furnizând elementele necesare cercetărilor spaţio-temporale ale lucrărilor de prospecţiune sau de cartare magnetometrică pe teritoriul României.

Pentru anul analizat studiul variaţiei diurne solare S, Sq, şi Sd de la Observatorul Surlari, comparativ cu staţiile Deva şi, parţial, cu staţia Dreptu, a relevat unele diferenţe de fază şi amplitudine între componentele câmpului înregistrat în cele trei staţii, accentuând oportunitatea utilizării datelor de la Deva în scopul aplicării corecţiilor necesare lucrărilor de cartare magnetică pentru partea de vest a ţării.

Studiul variaţiei seculare (VS) determinate la Observatorul Geofizic Surlari a căutat să separe şi să evidenţieze în spectrul VS componente cu perioade mai scurte, cuprinse între 3 şi 30 de ani. Întrucât

From the geomagnetical point of view, the Surlari National Geophysical Observatory represents, in our country, a reference centre for geomagnetical prospecting and for diffrent sort of measuring with a wide range of equipment; in the international community it is a node of permanent surveying network which is studying the planetary geomagnetic field with all its phenomenological aspects.

During the analysed period, at the Surlari National Geophysical Observatory and at the permanent stations Deva and Dreptu the transient variations of the geomagnetic field have been recorded using analogue and digital equipment.

The data have been processed according to IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) methodology and are fully compatible with the standard data from the observatories which belong to the international network.

The preliminary processing is represented by means at different time sampling and spectral analysis using specialised programs in statistics.

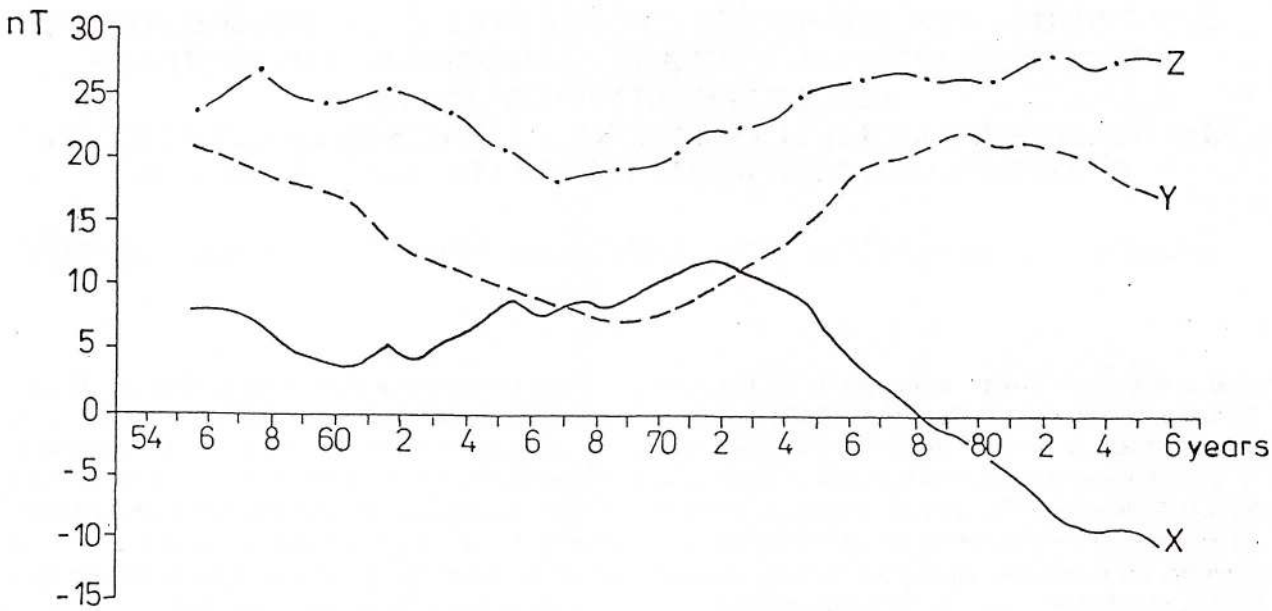
Some local characteristics of the transient geomagnetic field on these stations became evident and the separation of the internal and the external part was possible. The results consist also of the elements necessary for prospecting on the Romanian territory.

The comparative study of the solar daily variations S, Sq and Sd for the geomagnetic field components at the Surlari Observatory, Deva and Dreptu stations presents some phase and amplitude differences. That makes very important the using of Deva recordings for corrections of the magnetical prospecting data in the western part of Romania.

The study of secular variation (SV) at the Surlari Observatory tried to separate and to make evident in the spectrum the short time component (3–30 years).

The series of annual mean values covering the interval 1950–1995 and a modern technique for data processing have been used in order to eliminate the long period between 10–30 nT/year. Starting with 1978, the secular variation of the H, X components

Institutul Geologic al României



Variaţia seculară la Observatorul Geofizic Surlari. Valori anuale mediate (11 ani).
Secular variation at the Surlari Geophysical Observatory. Annual mean values (11 years)

seria de date de valori medii anuale a acoperit numai perioada anilor 1950–1995 a fost necesară elaborarea unui procedeu complex de prelucrare a datelor, care a cuprins eliminarea tendinţelor reprezentate de componenta de lungă perioadă.

Din figura anexată, care reprezintă variaţia elementelor X, Y şi Z pe baza valorilor anuale mediate pentru intervale de 11 ani, se constată că variaţia seculară la O.G.N. Surlari este, în general, pozitivă şi are valori de 10–30 nT/an. Începând din anul 1978, variaţia seculară a componentelor H şi X are valori negative până în anul 1992, când redevine pozitivă.

Alte programe de analiză spectrală prin metodele Fourier şi MESA (analiză spectrală de entropie maximă) în variantele BURG şi LLSQ (cele mai mici pătrate) au pus î n evidenţă fenomenele legate de câmpul de impuls (jerk). Studiul spectral al acestuia a permis calculul raportului dintre partea internă şi cea externă.

has a negative value until 1992 when it becomes positive.

Some other spectral analysis programs using Fourier technique and MESA (maximum entropy spectral analysis) make evident the jerk. The spectral study of jerks allow us to calculate the ratio between the internal and external part.

Institutul Geologic al României

References

Bartels, J., Heck, N. H., Johnston, H. F. (1939) Three-hour-range index measuring geomagnetic activity. *Terr. Magn. Atmos. Elec.*, 44, p. 411.

Courtillot, V., Ducruix, J., Le Mouel, J.-L. (1978) Sur une accéleration recente de la variation séculaire du champ magnetique terrestre. *C. R. Hebd. Seanc. Acad. Sci.*, D287, p. 1095–1098, Paris.

Gilbert, D. (1988) Institut de physique du globe. DI fluxgate. *Proc. of the International Workshop on Magnetic Observatory Instruments*, Ottawa, Canada, 30.07–9.08.1986, Geological Survey of Canada, Paper 88–17, no. 32, p. 30.

Hakkinen, L., Pirjola, R., Sucksdorf, C. (1991) Computer production of K-indices based on averaging and harmoning fitting. Poster, XX-th General Assembly IUGG, Vienna, Austria, IAGA Programs and Abstracts, p. 629.

Hegymegy, L., Drimusz, L., Koros, Z. (1988) Eötvös Institute DIMARS quartz magnetometer, proceedings of the International Workshop on magnetic observatory instruments, p. 25–26, Ottawa, Canada.

Malin, S. R. C., Hodder, B. M. (1982) Was the 1970 geomagnetic jerk of internal or external origin? *Nature*, 296, no. 5859, p. 726–728.

Mayaud, P. N. (1976) Analyse d'une série centenaire d'indices d'activité magnétique, III, La distribution de frequence est-elle logarithmonormale? *Ann Geophys.*, 32, p. 443; Publ. Office, Paris.

Menvielle, M. (1991) Evaluation of algorithms for computer production of K-indices. *Geophys. Trans.*, 36, p. 313–320, Budapest, Hungary.

Schulz, G., Linthe, H. J. (1995) A comparison of the geomagnetic standards at Surlari, Niemegk and Wingst. *Symposium "Geomagnetic Observatory Data Revaluation", Rom. J. Geophys.*, 17, p. 29–31, Bucureşti.

Volland, H. (1984) Atmospheric electrodynamics. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, Tokyo, p. 77–104.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 208–210, Bucureşti, 1998

UNELE REZULTATE ALE MODELĂRII SURSELOR ÎN INTERPRETAREA SONDAJELOR MAGNETICE DE ADÂNCIME DIN ROMÂNIA
SOME RESULTS OF SOURCES MODELLING IN DEEP MAGNETIC SOUNDING INTERPRETATION IN ROMANIA

Andrei SOARE, Vladimir ŞTEFLEA, Valeria ROSIN

Harta vectorilor de inducţie (Wiese) în peste 200 de staţii distribuite pe teritoriul României a stat până acum la baza unor numeroase interpretări calitative care au furnizat elemente deosebit de interesante asupra structurii geologice adânci.

Ea reprezintă un important fond de date primare, conţinând un vast material informaţional, încă nevalorificat pe deplin, mai ales sub aspect cantitativ.

În această idee s-a avut în vedere iniţierea unei etape noi care, aplicând metode numerice exacte, să verifice elementele anterioare şi să contribuie prin noi imagini la interpretatrea unor secţiuni geologice de interes.

Este vorba de modelarea surselor distribuţiei observate cu ajutorul problemei directe. În acest sens s-a folosit un program de calcul electronic bazat pe metoda diferenţelor finite.

În program se introduc caracteristicile reţelei (numărul de noduri orizontale, numărul de noduri verticale, numărul de zone cu conductivităţi diferite). Se introduc, de asemenea, conductivitatea pentru domeniul care înconjoară corpul anomal şi conductivităţile în domeniul anomal. Sunt necesare a fi introduse scara lungimilor, perioada de variaţie, scara conductivităţilor, distanţele dintre două noduri orizontale succesive şi distanţele dintre două noduri verticale succesive, numărul maxim de iteraţii şi toleranţa admisă la rezolvare.

În afara programului propriu-zis de modelare, prin metoda diferenţelor finite, a mărimii vectorului de inducţie C, s-a realizat un program de obţinere a profilului distribuţiei lui C, care urmează să fie modelat.

În cadrul acestui program se citesc toate valorile A şi B ale vectorilor de pe teritoriul român, se indică traseul studiat şi se selectează punctele de staţie care se găsesc în interiorul unei benzi care se întinde de o parte şi de alta a profilului până la o distanţă limitată. Se proiectează punctele pe profilul dat, se determină distanţele dintre puncte şi mărimile C proiectate pe direcţia profilului.

Utilizându-se cele două programe s-a obţinut un profil de modelare a cauzelor ce produc distribuţia "vectorilor de inducţie".

The map of induction vectors (Wiese) in more than 200 stations spread over the Romanian territory represented until now a fundament for many qualitative interpretations which had supplied extremely interesting elements referring to the deep geological structure.

It represents an important base of primary data, containing a vast informational material yet not entirely exploited, especially regarding the quantity.

Related to this matter it had been considered the initiative of a new stage which, by applying accurate numerical methods, should verify the previous elements and contribute by new images to the interpretation of some geological sections of interest.

This is about modelling the sources of observed distribution using the direct problem. For that a program based on finite differences methods was used.

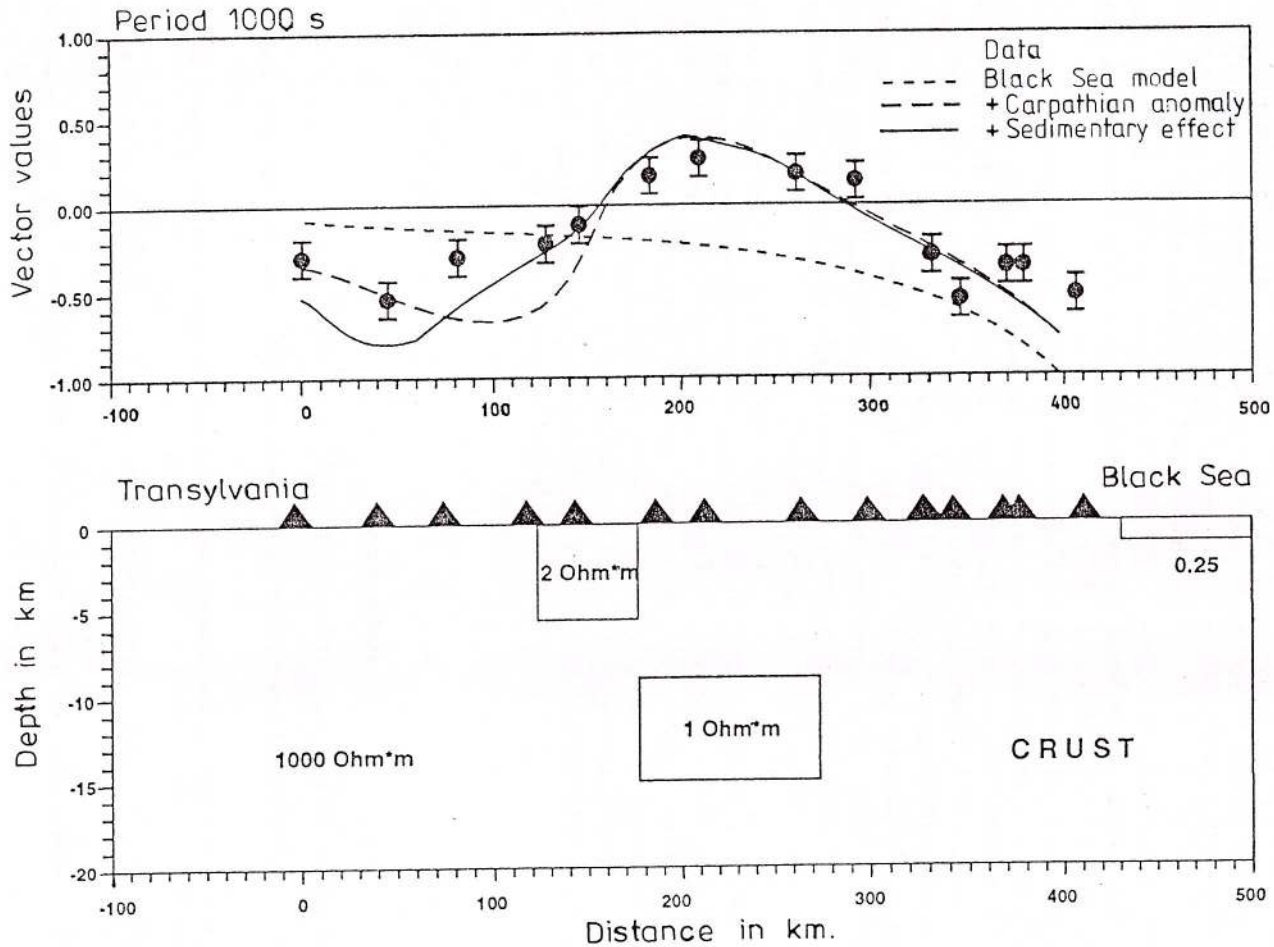
Into the program are entered the network features (the number of horizontal and vertical junctions, the number of zones with different conductivities), the conductivity of the field that surrounds anomaly body and the conductivies in the anomaly field. It is also necessary to be entered the lengths scale, the variation period, the conductivies scale, the distances between two successive horizontal nodes and two successive vertical nodes, the maximum number of iterations and the admitted tolerance to solving.

Beside of effective modelling program based on finite differences method, of measuring inductive vector C, a program had been carried out for obtaining the C distribution profile which is going to be modelled.

Within this program, all the values A and B of the vectors on the Romanian territory are read, the studied itinerary is pointed out and the station points which are found inside a band that streches on both sides of the profile to a limited distance are selected. The points are projected on the profile, the distances between points and projected measure C on the profile direction are calculated.

Using both programs a modelling profile of the causes which obtain the distribution of "inductive vectors" had been obtained.

Institutul Geologic al României



Model magneto-variaţional, profil Braşov-Constanţa.
Magneto-variational model, Braşov-Constanţa profile.

Institutul Geologic al României

În anexă se prezintă acest profil care urmează în linie dreaptă traseul Braşov-Constanţa, traversând zone anomale cunoscute ale hărţii cu vectori de inducţie. Datele observate, marcate cu cercuri pline, reprezintă proiecţiile, pe direcţia profilului, ale vectorilor obţinuţi în 14 staţii situate într-o bandă lată de 60 km centrată pe profil.

Prima curbă marcată prin linie întreruptă cu segmente mici pune în evidenţă efectul Mării Negre (efectul de "coastă"). A doua curbă (linie întreruptă cu segmente mari) evidenţiază efectul cumulat al Mării Negre şi al cunoscutei anomalii de conductivitate a Carpaţilor (C.E.C.A.) studiată în literatura de specialitate, indicată prin valoarea de 1 Ohmm. Se constată o bună similitudine între valorile observate şi cele obţinute prin modelare, gradul de potrivire fiind şi mai accentuat odată cu introducerea unor cauze mai superficiale. Curba continuă reprezintă tocmai efectul cumulat al celor trei surse anomale de conductivitate.

Modelul va putea fi desigur îmbunătăţit prin adăugarea unor contraste locale superficiale de conductivitate. Metoda va fi aplicată extins pentru toate zonele anomale din România care pot fi considerate ca produse din cauze bidimensionale, permiţând o mai bună conturare a anomaliilor tridimensionale, în vederea interpretării lor.

The chart presents this profile which follows in straight line the Braşov-Constanţa route, crossing the known anomaly zones of the map with the inductive vectors. The observed data marked by full circles represent the projection on the profile line of the obtained vectors in 14 stations situated in a band of 60 km width, centered upon the profile.

The first curve marked by dashed line with short segments shows the effect of the Black Sea (the coast effect).

The second curve (the dashed line with long segments) shows the cumulated effect of the Black Sea and of the known anomaly of the Carpathians anomaly (C.E.C.A.) studied in literature, indicated by 1 Ohmm value.

A great similitude is revealed between observed values and those obtained by modelling, the matching grade being more emphasised by entering more superficial causes.

The continuous curve exactly represents the cumulated effect on the 3 anomaly sources of conductivity.

The model may certainly be improved by adding some local superficial contrast of conductivity. The method will be applied extensively to all the anomaly zones in Romania which can be considered as produced by bidimensional causes, allowing a better outlining of tridimensional anomalies for further interpretations.

References

Inman, J. R. (1975) Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, 40, p. 798–817.

Jupp, D. L., Vozoff, K. (1975) Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 42, p. 957–976.

Lines, L. R., Treitel, S. (1984) Tutorial: a review of least squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, p. 156–186.

Levenberg, K. (1944) A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares. *Quart. Appl. Math.*, 2, p. 164–168.

Marquardt, D. W. (1963) An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *Jour. Soc. Indust. Appl. Math.*, 11, p. 431–441.

— **(1970)** Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation and nonlinear estimation. *Technometrics*, 12, p. 591–612.

Pedersen, J., Hermance, J. F. (1986) Least-squares inversion of one-dimensional magnetotelluric data. *Surveys in Geophysics*, 8, p. 187–231.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 211–214, Bucureşti, 1998

UNELE ASPECTE ALE SISTEMULUI DE CURENŢI IONOSFERICI LA OBSERVATORUL GEOFIZIC NAŢIONAL SURLARI ŞI LA CÂTEVA STAŢII EUROPENE
SOME FEATURES OF THE IONOSPHERIC CURRENT SYSTEM AT SURLARI NATIONAL GEOPHYSICAL OBSERVATORY AND SOME EUROPEAN STATIONS

Andrei SOARE, Gina MANEA

Variaţia geomagnetică diurnă calmă, Sq, este unul dintre cele mai importante fenomene geomagnetice care pot furniza informaţii atât despre sistemul de curenţi ionosferici, cât şi despre curenţii interni induşi în pământ de partea externă a câmpului Sq. De aceea, un studiu de detaliu al variaţiei Sq este important în completarea cunoştinţelor despre structura regională a părţii inferioare a crustei şi a mantalei superioare.

Astfel, a fost iniţiată o cercetare detaliată a distribuţiei sistemului de curenţi ionosferici, bazată pe datele înregistrate în 1994 la câteva staţii europene situate între 45^0 şi 60^0 latitudine nordică. Adaptând o metodă de analiză a variaţiei geomagnetice înregistrate pe sol propusă de Naoshi Fukushima (1990), a fost obţinut sistemul de curenţi Sq pentru emisfera nordică, care pune în evidenţă un vortex de curent cu sens antiorar şi cu centrul localizat pe meridianul orei 11–12 timp local (fig. 1).

Pentru a sublinia variaţia sezonieră a câmpului Sq, acesta a fost reprezentat în funcţie de timpul local şi lunile anului, pentru cele trei componente ale câmpului geomagnetic, exprimate ca deviaţii de la valorile medii diurne: ΔD, ΔH şi ΔZ. Figura 2 reprezintă componenta verticală a câmpului Sq, ΔZ, pentru observatoarele Panagjuriste (Bulgaria), Surlari (România) şi Lerwick (Irlanda).

Influenţa solară asupra variaţiei Sq poate fi detectată în cursul unui ciclu solar. Creşterea amplitudinii variaţiei Sq de la minimul la maximul activităţii solare a fost pusă în evidenţă prin analiza Fourier a valorilor medii lunare ale componentelor geomagnetice ale câmpului Sq, considerate pe intervalul de timp 1976–1992.

The geomagnetic quiet daily variation, Sq, is one of the most important phenomena, which can supply information about both ionospheric current system and internal currents induced into the earth by the external part of Sq field. Thus, a detailed study of the Sq variation is important to complete the knowledge about the lower crust and upper mantle.

We initiated a detailed study of the ionospheric current system, on the basis of data recorded at some European stations situated between 45^0 and 60^0 northern latitude during 1994. Following a method of analysis of the ground geomagnetic variation proposed by Naoshi Fukushima (1990), we obtained the average Sq current system that revealed a counterclockwise current vortex in the northern hemisphere, with its centre located at 11–12 h local time (Fig. 1).

In order to emphasize the seasonal variation of Sq, the geomagnetic daily variation was represented versus local time and months of the year, for the three components of the geomagnetic field, as deviations from daily-mean values: ΔD, ΔH and ΔZ. Figure 2 represents the vertical component of the Sq field, ΔZ, for Panagjuriste (Bulgaria), Surlari (România) and Lerwick (Ireland).

Solar influence on Sq can be detected in the course of the eleven-year solar cycle. The increase of Sq amplitude from the sunspot minimum to sunspot maximum was revealed by Fourier analysis of the monthly-mean values of the geomagnetic components of Sq calculated between 1976 and 1992.

Institutul Geologic al României

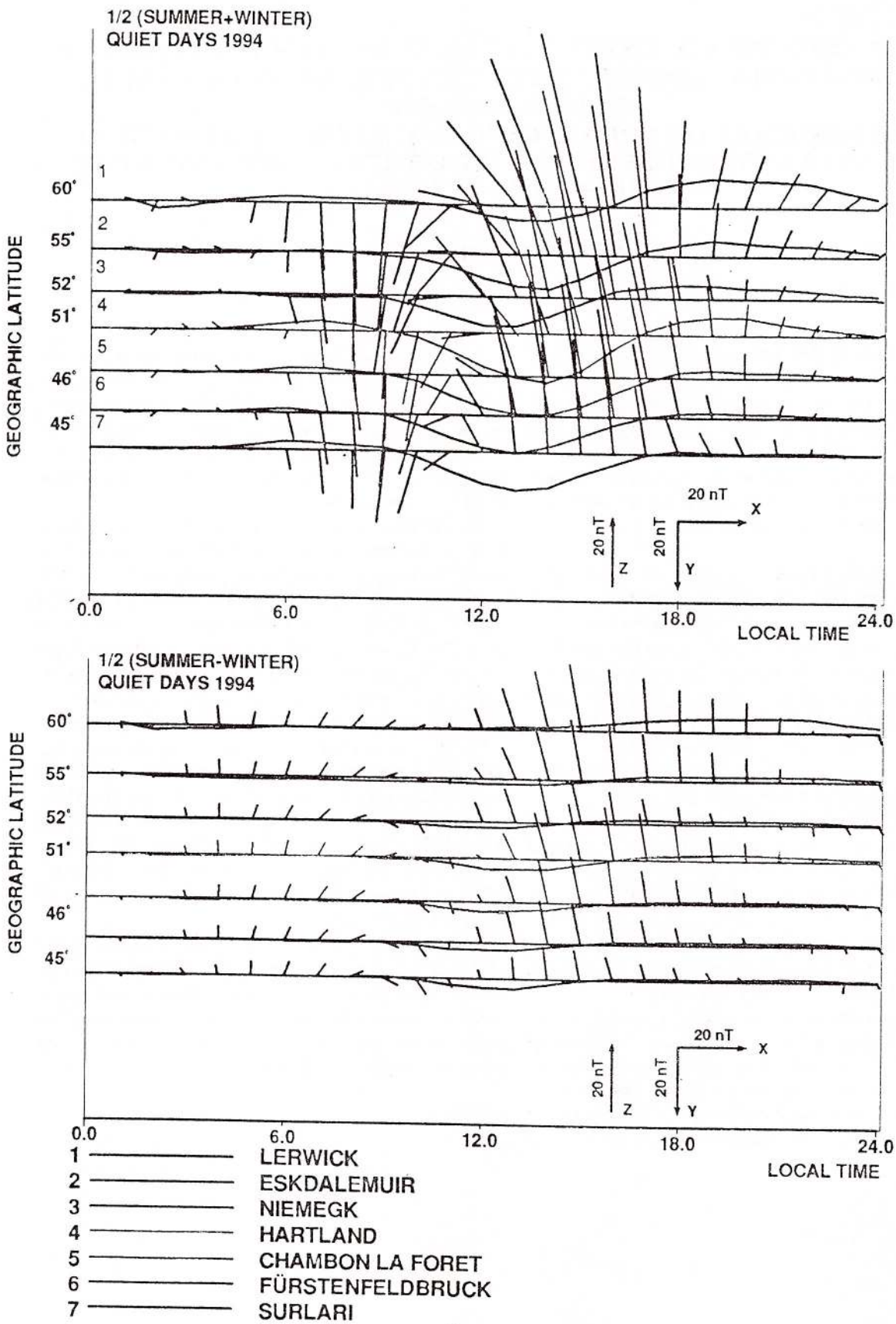


Fig. 1 – Sistemul de curenţi ionosferici pentru valorile ΔX, ΔY şi ΔZ.
Ionospheric current system for ΔX, ΔY and ΔZ values

Institutul Geologic al României

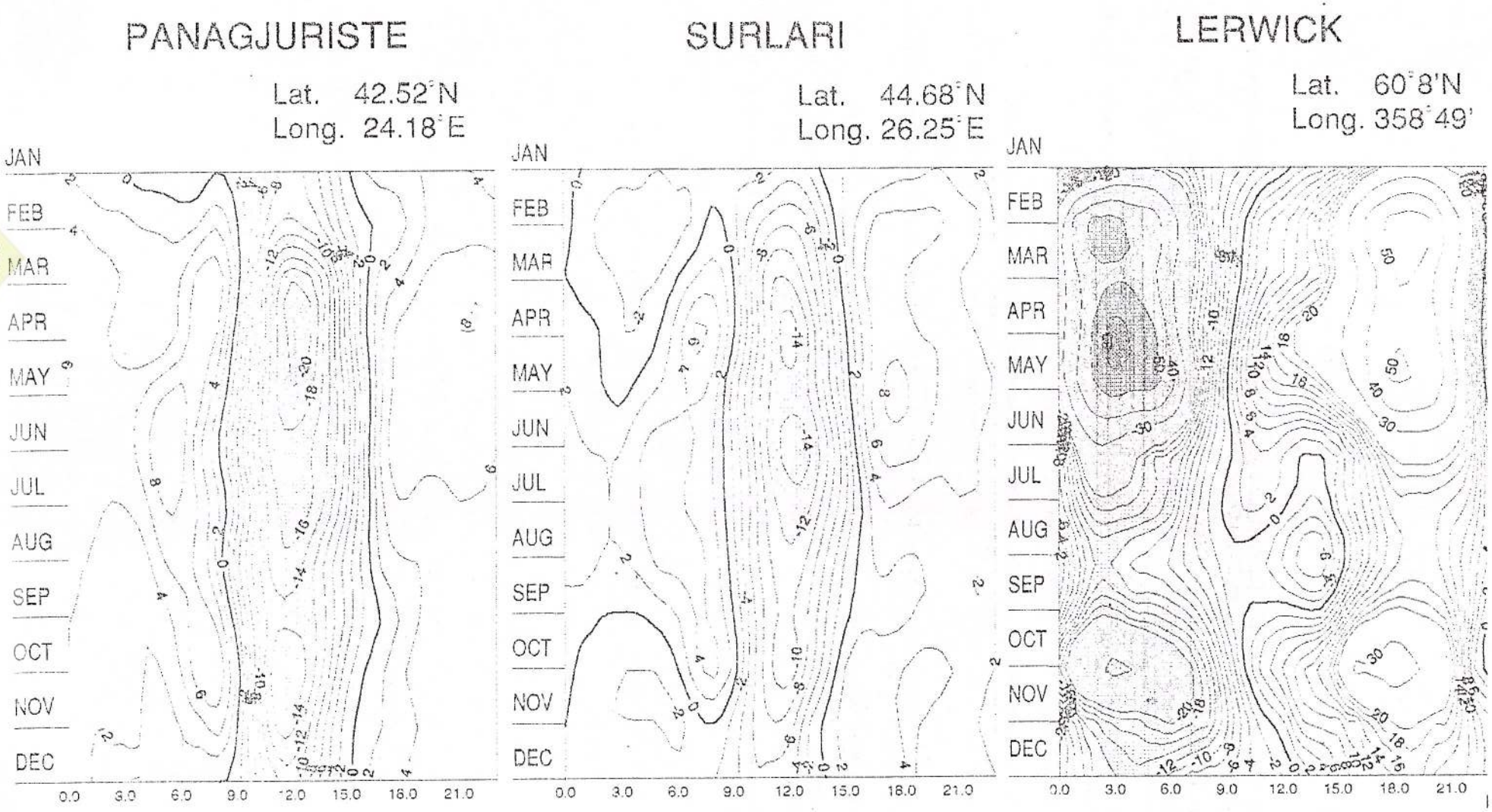


Fig. 2 – Variaţia geomagnetică zilnică a componentei verticale (ΔZ) a câmpului geomagnetic (deviaţii de la valorile medii zilnice) la Panagjuriste, Surlari şi Lerwick în 1994.

Geomagnetic daily variation in the vertical component (ΔZ) of the geomagnetic field (deviations from daily-mean values) at Panagjuriste, Surlari and Lerwick during 1994.

Institutul Geologic al României

References

Constantinescu, L., Soare, A. (1963) Buletinul geomagnetic ştiinţific al Observatorului Geofizic Surlari pentru anul 1961. *Studii şi cercetări geofizice, Academia Română*, p. 357–377, Bucureşti.

Constantinescu, L., Soare, A., Şteflea, V. Contribuţii la studiul variaţiei diurne solare Sq pe baza înregistrărilor Observatorului Geofizic Surlari, *Studii şi cercetări geofizice, Academia Română*, 7, 2, p. 163–180, Bucureşti.

Fukushima, N. (1994) Some topics and historical episodes in geomagnetism and aeronomy. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 19113–19142.

Haines, G. V. (1985) Spherical cap harmonic analysis. *J. Geophys. Res.*, 90, p. 2583–2591.

— **(1990)** Regional magnetic field modelling: A review. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 42, p. 1001–1018.

Malin, S. R. C., Gupta, J. C. (1977) The Sq current system during the International Geophysical Year. *Geophys. J. Astron. Soc.*, 49, p. 515–529.

Matsushita, S. (1965) Longitudinal and hemispheric inequalities of the external Sq current system. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 27, p. 1317–1319.

McDonald, K. L. (1970) Monthly means of the geomagnetic field. *J. Geophys. Res.*, 75, p. 5631–33.

Rastogi, R. G. (1994) Ionospheric current system associated with the equatorial counterelectrojet. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 13209–13217.

Soare, A., Soare, Alexandra (1961) Variaţia diurnă solară a elementelor geomagnetice înregistrată la Observatorul Surlari în 1961. *D. S. Comitetul Geologic*, L/2, p. 459–464, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 215–231, Bucureşti, 1998

STUDIUL STRUCTURII CÂMPULUI GEOMAGNETIC ÎN TERTIAR ÎN CONTEXTUL ELABORĂRII SCĂRILOR MAGNETOSTRATIGRAFICE. I – PLIOCENUL.
STUDY OF THE GEOMAGNETIC FIELD STRUCTURE IN THE TERTIARY IN THE CONTEXT OF MAGNETOSTRATIGRAPHIC SCALE ELABORATION. I – THE PLIOCENE

Sorin Corneliu RĂDAN, Maria RĂDAN

1. Comentarii introductive

Observaţiile directe asupra câmpului geomagnetic acoperă un interval extrem de scurt, raportat la timpul geologic. Ele privesc intensitatea şi direcţia câmpului magnetic terestru prezent. Informaţiile provin din trei surse principale: observatoare geomagnetice, investigaţii terestre şi marine, măsurători din satelit, primele furnizând cele mai detaliate înregistrări.

Cunoaşterea variaţiilor actuale şi istorice ale câmpului este completată cu cea a paleocâmpului, prin intermediul paleomagnetismului. Acesta asigură examinarea spaţială şi temporală a câmpului geomagnetic existent în cursul *istoriei geologice*.

Subiectul supus abordării precizează, pe de o parte, intervalul de timp geologic pentru care se propune studiul structurii câmpului geomagnetic, şi anume Terţiarul, iar pe de altă parte, contextul în care se doreşte dezvoltarea acestei cunoaşteri, respectiv cel magnetostratigrafic.

Perioada de timp selectată acoperă intervalul 1,8–65 mil.ani, iar cadrul magnetostratigrafic îndreaptă atenţia noastră, prioritar, spre direcţia paleocâmpului geomagnetic, în particular spre polaritatea lui.

În Terţiar, deci între limitele cronostratigrafice Senonian/Paleocen (65 mil.ani) şi respectiv, Pliocen/Pleistocen (1,8 mil.ani), polaritatea câmpului geomagnetic s-a schimbat de numeroase ori, scara de timp a polarităţilor geomagnetice (GPTS; de exemplu Berggren et al., 1995a; Cande, Kent, 1995) cuprinzând cronele de polaritate de la C2n (subcrona Olduvai; 1,95–1,77 mil.ani) la C29r (65,578–65,745 mil.ani) – partea terminală.

Caracterul vast şi complex al abordării subiectului propus impune, desigur, parcurgerea sa în etape. Pentru început, studiul nostru priveşte structura câmpului paleogeomagnetic din Pliocen, adică cea mai *apropiată* epocă de timp geologic din Terţiar în raport cu timpul actual, *sărind* peste Pleistocen şi

1. Introductory comments

The direct observations on the geomagnetic field cover an extremely short interval related to the geological time. They are concerned with the intensity and the direction of the earth magnetic field. The information is yielded by three main sources: geomagnetic observatories, terrestrial and marine surveys, and satellite measurements, the first mentioned providing the most detailed records.

The knowledge of the actual and hystorical variations of the field is prolonged by means of the palaeomagnetism. The spatial and temporal examination of the geomagnetic palaeofield during the *geological history* is thus performed.

The subject to be approached is limited, on the one hand, by the geological time interval proposed for the geomagnetic field structure study, namely the Tertiary, and, on the other hand, by the magnetostratigraphic context specified for this survey.

The selected time period ranges within the interval 1.8–65 Ma, and the magnetostratigraphic framework guides our attention to the direction of the geomagnetic palaeofield, especially to its polarity.

In the Tertiary, i.e. between the Senonian/Paleocene (65 Ma) and the Pliocene/Pleistocene (1.8 Ma) chronostratigraphic boundaries, the geomagnetic field polarity was changed many times, the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS; e.g., Berggren et al., 1995a; Cande, Kent, 1995) consisting of the polarity chrons from C2n (Olduvai subchron; 1.95–1.77 Ma) to C29r (65.578–64.745 Ma) - the terminal part.

The vast and complex approach of the proposed subject implies, of course, a large number of survey phases. In the beginning, our study is dealing with the palaeomagnetic field in the Pliocene, i.e. the *closest* geological time epoch in the Tertiary related to the present time, *jumping* the Pleistocene and the Holocene (1.8–0 Ma). Some results concerning the geomagnetic field in the Quaternary, obtained in the

Institutul Geologic al României

Holocen (1,8–0 mil.ani). Câteva rezultate obţinute în laboratorul de paleomagnetism al IGR, pentru câmpul geomagnetic din Cuaternar, au fost deja publicate (Rădan, Rădan, 1985, 1990; Rădan et al., 1983, 1984, 1986, 1988, 1990, 1995; Ghenea, Rădan, 1993; Ghenea et al., 1981). Ele s-au bazat pe secvenţe de loessuri şi paleosoluri din Dobrogea - Romania sau din Asia Centrală - Uzbekistan, precum şi pe formaţiuni eruptive şi secvenţe vulcano-sedimentare din Munţii Perşani - Carpaţii Orientali.

2. Context magnetocronologic general

Investigarea paleocâmpului geomagnetic din intervalul de timp geologic asociat Pliocenului are, în contextul elaborării scărilor magnetostratigrafice, încă o componentă importantă, complementară instrumentului paleomagnetic, şi anume cea biostratigrafică.

Interferenţa magnetocronologiei şi biocronologiei, neomiţându-se însă semnificaţia punctelor de calibrare datate radiometric, este ilustrată complex de Scara geocronologică a Neogenului (Berggren et al., 1985), ca şi de versiuni următoare revizuite, cea mai recentă referindu-se la geocronologia şi cronostratigrafia Cenozoicului (Berggren et al., 1995).

Aceasta din urmă se bazează pe o serie de noi contribuţii ce au determinat perfecţionarea scării de timp a polarităţilor geomagnetice (GPTS), în diferite segmente ale *istoriei geologice*, având ca rezultat creşterea rezoluţiei ei (Hilgen, 1991; Hilgen et al., 1995; Cande, Kent, 1992, 1995). Trebuie remarcat că în lucrările citate, la care pot fi adăugate şi altele (de exemplu Krijgsman, 1996), intervalul de timp geologic aflat în atenţia noastră, cel generic - Terţiarul - sau cel luat imediat spre abordare - Pliocenul -, urmat de Miocen, sunt acoperite consistent prin detalii de ordin geocronologic şi magnetobiostratigrafic.

În ceea ce ne priveşte, deoarece investigarea paleomagnetică a unor depozite terţiare s-a efectuat, desigur, pe durata mai multor ani, în diferite contexte, dar predominant în cadru magnetobiostratigrafic, calibrarea scărilor de polaritate geomagnetică asociate secţiunilor respective s-a realizat la diferite variante ale GPTS (Ryan et al., 1974; Mankinen, Dalrymple, 1979 & Ness et al., 1980; Berggren et al., 1985; Cande, Kent, 1992). Apariţia în 1995 a ultimei versiuni a GPTS (Cande, Kent, 1995) - larg acceptată pe plan internaţional -, integrată în context biostratigrafic de Berggren et al., 1995a, şi reluată, încă, de Berggren et al., 1995b, ne-a determinat să ne polarizăm atenţia, în ultimul an (1996), şi asupra recalibrării unor secţiuni deja investigate paleomagnetic.

De fapt, aici ne oprim numai asupra acestui aspect, fiind prezentate câteva modele magnetostratigrafice palaeomagnetic laboratory of the Geological Institute of Romania, have already been published (Rădan, Rădan, 1985, 1990; Rădan et al., 1983, 1984, 1986, 1988, 1990, 1995; Ghenea, Rădan, 1993, Ghenea et al., 1981). The data were provided by loess-palaeosol sequences from Dobrogea - Romania and from Central Asia - Uzbekistan, as well as by eruptive formations and volcano-sedimentary sequences from the Perşani Mountains - Eastern Carpathians (Romania).

2. General magnetochronological framework

In the context of the magnetostratigraphic scale elaboration, the study of the geomagnetic palaeofield during the Pliocene needs a complementary biostratigraphic component for the investigation palaeomagnetic tool.

The interference of the magnetochronology and biochronology, not neglecting the radiometric data, is well represented by the Neogene Geochronological Scale (Berggren et al., 1985), and equally by the next revised versions, the most recent referring to the Cenozoic geochronology and chronostratigraphy (Berggren et al., 1995a).

The latter is based on a series of new contributions which have improved the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) in different intervals of the *geological history* resulting in a higher resolution (Hilgen, 1991; Hilgen et al., 1995; Cande, Kent, 1992, 1995).

In the above mentioned papers (others could also be added, e.g. Krijgsman, 1996), the Tertiary and, particularly, the Pliocene, followed by the Miocene, are in detail approached, many geochronological and magnetobiostratigraphic data being included.

As concerns us, because the palaeomagnetic survey of some Tertiary deposits has been carried out during several years, within different contexts, but predominantly in a magnetostratigraphic framework, the calibration of the magnetic polarity scales assigned to the various sections has been performed, of course, to different variants of GPTS (Ryan et al., 1974; Mankinen, Dalrymple, 1978c; Ness et al., 1980; Berggren et al., 1985; Cande, Kent, 1992). The publication of the last version of the GPTS in 1995 (Cande, Kent, 1995) – largely accepted –, integrated in biostratigraphic context by Berggren et al. (1995a) and still republished by Berggren et al. (1995b), has resulted in our decision to carry out in 1996 the recalibration of the most part of our already palaeomagnetically investigated sections.

Actually, this article is especially dealing with this aspect. Some magnetostratigraphic patterns concerning Pliocene sequences from the Dacic Basin, recalibrated to the GPTS of Cande and Kent (1995, CK95), are here presented.

Institutul Geologic al României

elaborate pentru secvenţe pliocene din Bazinul Dacic, recalibrate la GPTS a lui Cande şi Kent, 1995 (CK95).

3. Metode

Semnalul paleomagnetic, deşi în unele cazuri foarte scăzut, a reuşit să fie extras din secvenţele de argilă în care a fost imprimat şi să i se determine caracteristicile.

Eşantioanele cubice orientate, furnizate de rocile prelevate în acest scop, au provenit din aflorimente, cariere (de lignit) sau din foraje de explorare asistate (carote marcate "sus/jos"). S-a urmărit ca distanţa dintre nivelele de prelevare să asigure o rezoluţie adecvată definirii întinderii zonelor de polaritate magnetică, astfel încât să nu fie omise evenimente paleomagnetice scurte.

Pentru măsurarea magnetizării remanente naturale (NRM) s-au folosit spinner-magnetometre JR-4, pentru susceptibilitatea magnetică (SM) şi anizotropia ei (AMS) - un Kappabridge KLY-2, iar pentru testarea stabilităţii paleomagnetice - un demagnetizator termic Schonstedt TSD-1 (încălzire în trepte până la maximum 700^{0}C; creşterile de temperatură aplicate: 20^0, 30^0, 40^0, 50^0, 100^{0}C).

Analiza datelor s-a bazat pe diagrame ilustrând comportarea direcţiilor şi intensităţilor RM în timpul procesului de demagnetizare termică în trepte (STD) şi diagrame cu comportarea MS în cursul STD (monitorizare susceptibilimetrică pentru detectarea unor schimbări mineralogice).

A fost determinată magnetizarea remanentă caracteristică (ChRM), stabilindu-se, în consecinţă, zonele de polaritate magnetică pentru fiecare (sub)secţiune.

Analiza datelor de AMS s-a bazat pe stereograme cu direcţiile susceptibilităţilor principale (maximă, intermediară şi minimă), o serie de modele cu distribuţia verticală a parametrilor de anizotropie (L, F, P, E, q, V^0) şi diagrame de anizotropie (L/F, L/P, F/P, T/P').

În afara metodologiilor de paleomagnetism şi rock-magnetism, au mai fost utilizate, pentru unele secţiuni, tehnici de studiere a mineralogiei argilelor (de exemplu, difracţie prin raze X) şi de geochimie (autor Silviu Rădan). În ceea ce priveşte biostratigrafia - deja relevată -, autorii datelor, ce apar integrate în modelele magnetostratigrafice, vor fi menţionaţi cu prilejul prezentării fiecăruia dintre ele.

Toate aceste elemente, ce constituie suportul interpretării semnalului paleomagnetic şi rock-magnetic, sunt comentate în detaliu într-o serie de lucrări nepublicate (rapoarte ştiinţifice, arhiva I.G.R.), ele fiind citate, mai departe, referitor la fiecare zonă/secţiune considerată în acest articol. Parţial au fost prezentate în comunicări ştiinţifice şi semnalate

3. Methods

The palaeomagnetic signal, although very low in some cases, has successfully been extracted from the clay sequences where it has been printed. Consequently, its characteristics have been determined.

The oriented cubic specimens provided by the rocks sampled in this respect have originated in outcrops, quarries or in exploration boreholes ("up/down" cores).

The distances between sampling levels have been chosen to assure a good enough resolution for determining the lengths of the magnetic polarity zones, and so that not to miss (short) palaeogeomagnetic events.

The natural remanent magnetisation (NRM) was measured on JR-4 spinner-magnetometers, and the magnetic susceptibility (MS) and its anisotropy (AMS) on a KLY-2 Kappabridge. To test the palaeomagnetic stability a TSD-1 Schonstedt thermal demagnetizer was used (stepwise heating up to maximum 700^{0}C; temperature increments of 20^0, 30^0, 40^0, 50^0, 100^{0}C).

The analysis of data has been performed using diagrams showing the behaviour of the RM direction and intensity during the stepwise thermal demagnetisation (SDT) process, as well as diagrams with the MS behaviour during STD (magnetic susceptibility monitoring to detect mineralogical changes).

The characteristic remanent magnetisation (ChRM) has been determined. Consequently, the magnetic polarity zonation for each (sub)section has been established.

The AMS data analysis has been performed using stereograms with the directions of the principal susceptibilities (maximum, intermediate and minimum), patterns with the vertical distribution of the anisotropy parameters (L, F, P, E, q, V^0), and magnetic anisotropy plots (L/F, L/P, F/P, T/P').

In addition to the palaeomagnetic and rock-magnetic methodologies, techniques of clay mineralogy (e.g., X-ray diffraction) and of geochemistry (author: Silviu Rădan) have been used in the study of some sections.

As concerns the biostratigraphy – already revealed – the authors of the data which are integrated in the magnetostratigraphic models are to be mentioned on the occasion of each presentation.

All these elements supporting the palaeomagnetic and rock-magnetic signal interpretation are commented in detail in several unpublished scientific reports (GIR Archives). They are further mentioned related to each section presented in the article. Anyway, the main results have been the subject of some oral or poster presentations and were pointed out in abstracts, extended abstracts, scientific notes (e.g.,

Institutul Geologic al României

în abstracte, abstracte extinse, note ştiinţifice (de exemplu: Rădan, Rădan, 1989, 1990, 1993, 1995, 1996a, 1996b, 1996c; Rădan et al., 1985, 1988, 1992, 1993, 1994, 1995a, 1995b,1996a, 1996b).

4. Secţiuni dacian-romaniene calibrate la GPTS (CK95)

Aşadar, în cursul unor cercetări complexe anterioare (geologice şi geofizice) au fost identificate o serie de înregistrări paleomagnetice în depozite pliocene din vestul Bazinului Dacic, atât în Avanfosa Carpatică, cât şi în Platforma Moesică.

În principal, investigarea polarităţii câmpului geomagnetic în intervalul de timp geologic acoperit de Dacian şi Romanian s-a realizat în contextul elaborării unor scări magnetostratigrafice care să permită o calibrare cronostratigrafică cu o rezoluţie superioară celei oferite de informaţiile biostratigrafice, mai mult sau mai puţin concludente în unele zone; aceasta, mai ales că majoritatea secţiunilor la care ne referim sunt alcătuite din formaţiuni cu cărbuni, astfel că paleofauna nu este întotdeauna prezentă sau bine conservată.

4.1. Platforma Moesică

Prima secţiune pentru care este prezentată aici calibrarea la GPTS (CK95), plasată în sud-vestul Bazinului Dacic, nu priveşte însă cea din urmă situaţie menţionată. Ea cuprinde formaţiunile cele mai tinere, dintre cele la care ne oprim în articolul de faţă, şi nu conţin strate de cărbune, depozitele respective furnizând şi o serie de informaţii biocronologice utile.

Secţiunea Drănic

Investigarea paleomagnetică şi rock-magnetică a acestei zone a avut loc în anii 1988-1989, primele rezultate petromagnetice (inclusiv de anizotropia susceptibilităţii magnetice) şi magnetostratigrafice fiind cuprinse într-o lucrare nepublicată (Rădan, Rădan, 1989, in Ţicleanu et al., 1989).

Datele magnetostratigrafice au fost reluate, într-o variantă de secţiune compozită Drănic, într-o primă parte a unei sinteze privind depozitele pliocene din Oltenia (Rădan, Rădan, 1992, in Andreescu et al., 1992), lucrare nepublicată.

Rezultatele magnetostratigrafice principale obţinute pentru secţiunile Drănic au fost publicate însă în câteva abstracte (de exemplu, Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995b), imaginile fiind redate cu prilejul unor prezentări orale sau poster (de exemplu, Rădan, Rădan, 1995, 1996).

Aici sunt ilustrate rezultatele paleomagnetice pentru subsecţiunile Drănic I–III (fig. 1a), precum şi modelul magnetostratigrafic Drănic (fig. 1b), ca urmare a calibrării la ultima versiune a GPTS (CK95).

Rădan, Rădan,1989, 1990, 1993, 1995, 1996a, 1996b, 1996c; Rădan et al., 1985, 1988, 1992÷1994, 1995a, 1995b, 1996a, 1996b).

4. Dacian-Romanian sections calibrated to the GPTS (CK95)

During previous integrated geological and geophysical surveys, a series of palaeomagnetic records have been identified in the Pliocene deposits from the western Dacic Basin, in both the Carpathian Foredeep and the Moesian Platform.

The geomagnetic field polarity investigation in the geological time interval spanned by Dacian and Romanian has mainly been performed in the context of the magnetostratigraphic scale elaboration with a view to performing a chronostratigraphic calibration with a higher resolution than it is allowed by the biostratigraphic information, more or less conclusive in some zones. This seems to be the case, because most sections referred here are composed of coal bearing formations, so that the palaeofauna is not always present or well preserved.

4.1. Moesian Platform

The first section taken into consideration here for the calibration to the GPTS (CK95), located in the south-western part of the Dacic Basin, is not in the above mentioned situation. It is composed of the youngest formations referred in this article, the deposits (not bearing coal beds) providing a series of useful biochronological information.

Drănic Section

The palaeomagnetic and rock-magnetic investigation of this area was carried out in 1988–1989, the first petromagnetic (including the AMS) and magnetostratigraphic results being presented in an unpublished scientific report (Rădan, Rădan, in Ţicleanu et al., 1989).

The magnetostratigraphic data have been reconsidered within a composite section (Drănic) presented in the first part of a synthesis on the Pliocene deposits from Oltenia (unpubl. report; Rădan, Rădan, 1992 in Andreescu et al., 1992).

However, the main magnetostratigraphic results obtained for the Drănic sections have been published in some abstracts (e.g., Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995), their illustration being shown on the occasion of some oral or poster presentations (e.g., Rădan, Rădan, 1995, 1996).

Now are given the palaeomagnetic columns for the Drănic I–III subsections (Fig. 1a), as well as the Drănic magnetostratigraphic model (fig. 1b) as resulted from the calibration to the last version of GPTS (CK95).

Institutul Geologic al României

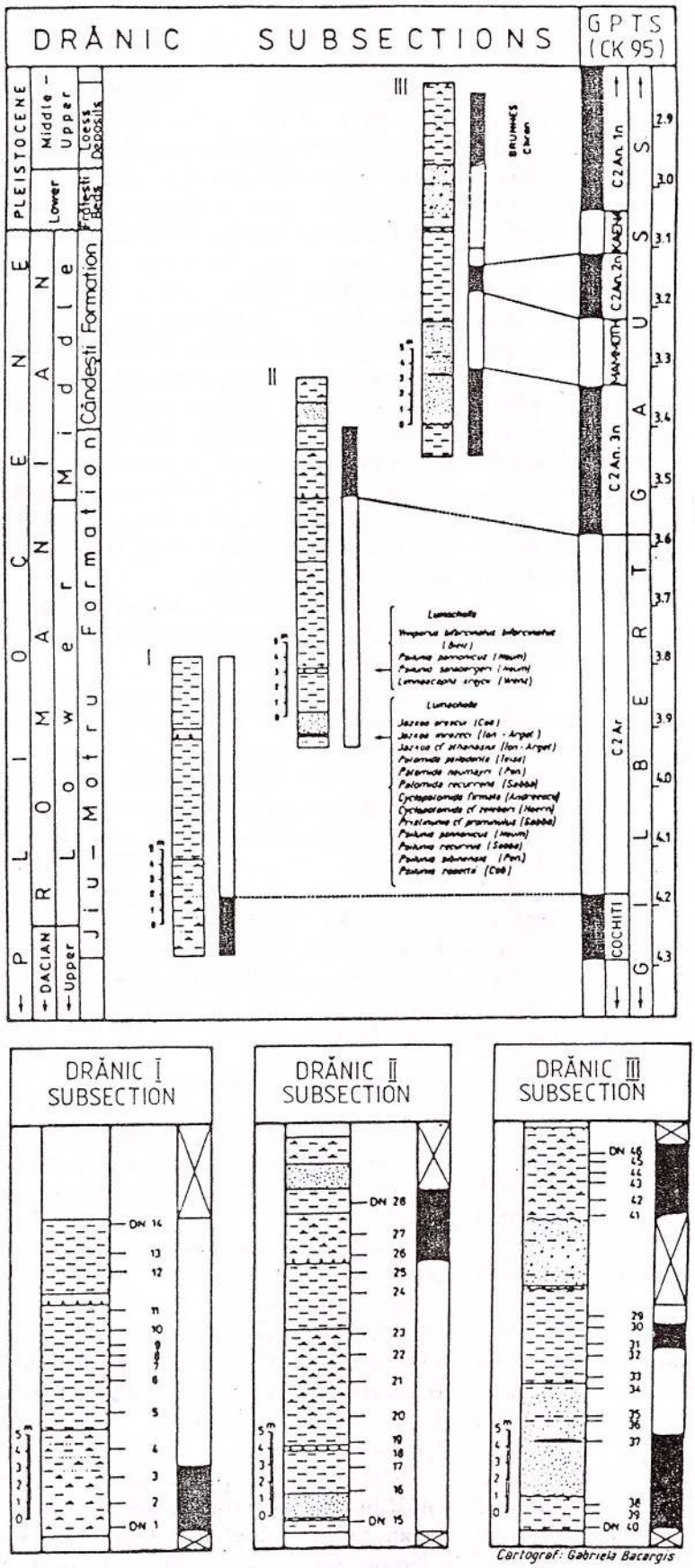


Fig.1 - Secţiunea Drănic. a) zonele de polaritate magnetică pentru subsecţiunile Drănic I, II, III; b) secvenţa totală de polarităţi magnetice calibrată la GPTS (CK95).
- Drănic Section. a) magnetic polarity zones of the Drănic I, II, III subsections; b) the total magnetic polarity sequence calibrated to the GPTS (CK95).

Institutul Geologic al României

Zonele de polaritate (fig. 1b) indică faptul că în secţiunea compozită Drănic secvenţa de polaritate se extinde de la subcrona Cochiti (4,29–4,18 mil.ani, limita inferioară nefiind localizată; subsecţiunea I) până la subcrona Kaena inferior (3,11–3,04 mil.ani, limita superioară nefiind localizată; subsecţiunea III). Depozitele de loess din partea terminală a subsecţiunii III aparţin cronei Brunhes (fig. 1a, 1b), confirmând vârsta lor Pleistocen Mediu-Superior (Enciu, Andreescu, 1990).

Deasupra subcronei Cochiti este plasat întreg intervalul de polaritate inversă din partea superioară a cronei Gilbert (C2Ar; 4,18–3,58 mil.ani), ce continuă cu Crona Gauss [(C2An.3n; 3,58–3,33 mil.ani), dar nu întreg intervalul de polaritate, datorită lipsei unor depozite semnalate prin discordanţa marcată între *Formaţiunea de Jiu-Motru* şi *Formaţiunea de Cândeşti* (conform Enciu, Andreescu, 1987, 1990)], subcrona Mammoth (3,33–3,22 mil.ani), Crona C2An.2n (3,22–3,11 mil.ani) şi subcrona Kaena inferior (3,11–3,04 mil.ani; numai limita inferioară precizată).

Limita Dacian/Romanian (fig. 1b), la nivelul sub-cronei Cochiti, este plasată în baza subsecţiunii Drănic I.

Observaţia 1. La lucrările de teren, incluzând proba-rea paleomagnetică, a participat şi colegul P. Enciu, care a asigurat asistenţă geologică, precum şi Mariana Enciu.

Observaţia 2. Datele biostratigrafice şi unităţile litostratigrafice, cât şi coloanele litologice sunt conform Enciu (1989) şi Enciu, Andreescu (1987, 1990).

Observaţia 3. Datele magnetostratigrafice obţinute pentru secţiunea Drănic (Rădan, Rădan, in Ţicleanu et al., 1989; Rădan, Rădan, in Andreescu et al., 1992), sintetizate în modelul din figura 1b, au fost confirmate de cercetări biostratigrafice ulterioare bazate pe asociaţii de micromamifere (Rădulescu et al., 1993, 1995).

4.2. Avanfosa Carpatică

Dintre secţiunile investigate în acest areal, prezentăm în continuare pe cele din zonele Rovinari-Pinoasa şi Jilţ-Motru.

Toate acestea fac parte din categoria secţiunilor alcătuite din formaţiuni cu cărbuni.

Secţiunea compozită Rovinari

În zona Peşteana-Rovinari-Pinoasa au fost investigate şase subsecţiuni: Rovinari Est I (Poiana I), Rovinari Est II (Poiana II), Cicani, Peşteana Nord, Peşteana Sud şi Pinoasa.

Rezultatele studiului petromagnetic au fost prezentate în două lucrări nepublicate (Rădan, Rădan, in Ţicleanu et al., 1987, 1989), iar ale celui paleomagnetic, parţial (subsecţiunile Peşteana Nord şi

The polarity zones (Fig. 1b) show that in the Drănic composite section the polarity sequence extends from the Cochiti subchron (4.29–4.18 Ma, the lower limit being not located; subsection I) up to the lower Kaena subchron (3.11–3.04 Ma, the upper limit being not located; subsection III). The loess deposits in the terminal part of the subsection III belong to the Brunhes chron, confirming their Middle-Upper Pleistocene age (Enciu, Andreescu, 1990).

So, the Cochiti subchron is overlain by the entire reversed polarity interval from the upper part of the Gilbert Chron (C2Ar; 4.18–3.58 Ma) which continues with the Gauss Chron [(C2An.3n; 3.58–3.33 Ma), but not the complete polarity interval, because of the absence of some deposits marked by the unconformous boundary between the *Jiu-Motru Formation* and *Cândeşti Formation* (according to Enciu, Andreescu, 1987, 1990)], the Mammoth subchron (3.33–3.22 Ma), the C2An.2n Chron (3.22–3.11 Ma) and the Lower Kaena subchron (3.11–3.04 Ma; only the lower boundary located).

The Dacian/Romanian boundary (Fig. 1b), at the Cochiti subchron level, is placed at the basal part of the Drănic I subsection.

Note 1. During the field trip, including palaeomagnetic sampling, our colleagues P. Enciu and Mariana Enciu were present, too.

Note 2. The biostratigraphic data and the lithostratigraphic units, as well as the lithological columns are according to Enciu (1989) and Enciu, Andreescu (1990).

Note 3. The magnetostratigraphic data (Fig. 1b) obtained for the Drănic section (Rădan, Rădan, in Ţicleanu et al., 1989; Rădan, Rădan, in Andreescu et al., 1992) were confirmed by biostratigraphic surveys based on micromammalian associations (Rădulescu et al., 1993, 1995).

4.2. Carpathian Foredeep

Several sections have been investigated in this area, some of them, which are located in the Rovinari-Pinoasa and Jilţ-Motru zones, being further presented.

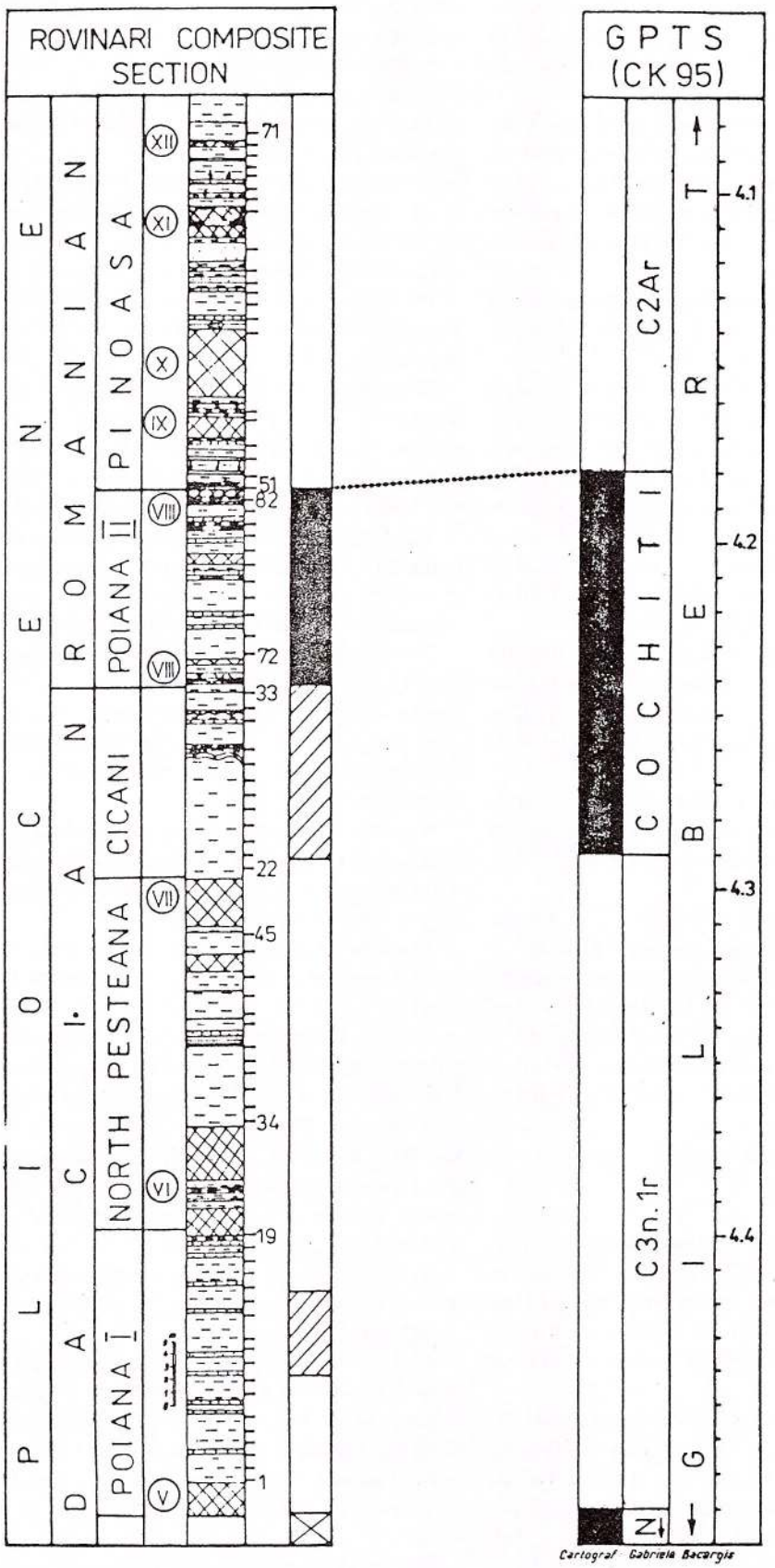
All belong to the category of sections composed of coal bearing formations.

Rovinari composite section

In the Peşteana-Rovinari-Pinoasa area six subsections have been palaeomagnetically investigated: Rovinari East I (Poiana I), Rovinari East II (Poiana II), Cicani, Peşteana North, Peşteana South and Pinoasa.

The results of the petromagnetic study were presented in two unpublished scientific reports (Rădan, Rădan, in Ţicleanu et al., 1987, 1989). Some of the palaeomagnetic data (concerning Peşteana North and

Institutul Geologic al României



163593

Fig.2 - Secțiunea compozită Rovinari și secvența totală de polarități magnetice calibrată la GPTS (CK95)
- Rovinari composite section and the total magnetic polarity sequence calibrated to the GPTS (CK95)

Institutul Geologic al României

Peşteana Sud, respectiv Pinoasa), de asemenea în lucrări nepublicate (Rădan, Rădan, in Ţicleanu et al., 1989, respectiv Rădan, Rădan, in Enciu et al., 1990).

Datele magnetocronologice pentru secţiunea compozită Rovinari-Pinoasa au fost însă semnalate în câteva abstracte (de exemplu, Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995b), imaginile fiind redate cu prilejul unor prezentări orale sau poster (de exmplu, Rădan et al., 1994; Rădan, Rădan, 1995, 1996).

În figura 2 este ilustrată calibrarea la ultima versiune a GPTS (CK95) a secţiunii compozite Rovinari-Pinoasa.

Secvenţa de polaritate rezultantă indică predominanţa polarităţilor inverse asociate cronei Gilbert, începând cu C3n.1r (4,48–4,29 mil.ani), urmate de subcrona Cochiti (4,29–4,18 mil.ani) şi partea inferioară a Cronei C2Ar (4,18–3,58 mil.ani).

Subsecţiunea Peşteana Sud (neinclusă în secţiunea compozită), cu depozite ce cuprind stratele X–XII de cărbune (Rădan et al., 1990, 1991), confirmă interceptarea părţii inferioare a Cronei C2Ar.

Subcrona Cochiti nu pare a fi complet definită de datele paleomagnetice, depozitele probate în subsecţiunea Cicani – deşi s-a urmărit îndepărtarea suprafeţei alterate a sedimentelor – furnizând o zonă de polaritate nedefinită.

Se poate remarca însă că intervalul ce cuprinde stratele complexului VIII de cărbune este caracterizat prin polaritate normală, atribuită subcronei Cochiti superior.

Limita Dacian/Romanian este plasată la nivelul subcronei Cochiti, ca şi în cazul secţiunii Drănic.

Observaţia 1. Lucrările de probare pentru studii rock-paleomagnetice în carierele Poiana I–II, Cicani, Peşteana Nord, Pinoasa s-au desfăşurat împreună cu geologul G. Nicolae, la prima participând, parţial, şi colegul geolog N. Ţicleanu, iar în cariera Peşteana Sud, colegul geolog P. Enciu.

Observaţia 2. Coloana litologică compozită este conform geolog G. Nicolae.

Secţiunea Jilţ Sud

Rezultatele studiului petromagnetic au fost prezentate într-o lucrare nepublicată (Rădan, Rădan, in Ţicleanu et al., 1988), în care au fost cuprinse şi prime date paleomagnetice. Acestea din urmă au fost completate şi introduse în lucrări nepublicate (Rădan et al., 1990, 1991).

Datele magnetostratigrafice au fost însă semnalate, parţial, în câteva abstracte, unele extinse (Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995a, 1995b, 1996a) şi/sau cu prilejul unor prezentări orale sau poster (de exemplu, Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1993, 1994).

În figura 3 este ilustrată calibrarea la ultima ver-

Peşteana South subsections, and Pinoasa subsection, respectively) were included in unpublished reports, too (Rădan, Rădan, in Ţicleanu et al., 1989; Rădan, Rădan, in Enciu et al., 1990, respectively).

The magnetochronological results for the Rovinari-Pinoasa composite section have been published in some abstracts (e.g., Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995b), their illustration being shown on the occasion of some oral or poster presentations (e.g., Rădan et al., 1994; Rădan, Rădan, 1995, 1996).

In Figure 2 it is shown the calibration of the Rovinari-Pinoasa composite section to the last version of the GPTS (CK95).

The resultant polarity sequence shows the predominance of reversed polarities related to the Gilbert Chron, starting with C3n.1r Chron (4.48–4.29 Ma), overlain by the Cochiti subchron (4.29–4.18 Ma) and the lower part of the C2Ar Chron (4.18–3.58 Ma).

The Peşteana South subsection (not included in the composite section), with deposits bearing the X–XII coal beds (Rădan et al., 1990, 1991), confirms the identification of the lower part of the C2Ar Chron.

The Cochiti subchron does not seem to be completely defined by the palaeomagnetic data; the deposits sampled in the Cicani subsection – although care was taken to remove the weathered surface of sediments to be sampled – has provided an undefined polarity zone.

Nevertheless, it can be emphasised that the intervals between the layers of the coal seam VIII are characterised by normal polarity which is assigned to the Upper Cochiti subchron.

The Dacian/Romanian boundary is located at the Cochiti subchron level (as in the case of Drănic section).

Note 1. The sampling works for rock-magnetic and palaeomagnetic studies in the Poiana I–II, Cicani, Peşteana North and Pinoasa quarries have been carried out together with the geologist G. Nicolae; in the first mentioned quarry, our colleague geologist N. Ţicleanu participated too, and in the Peşteana South quarry, our colleague geologist P. Enciu was also present.

Note 2. The Rovinari composite lithological column is according to G. Nicolae, 1987.

Jilţ South Section

The results of the petromagnetic study were presented in an unpublished scientific report (Rădan, Rădan, in Ţicleanu et al., 1988), where some preliminary palaeomagnetic data have been included as well. The latter have been completed and presented in other unpublished reports (Rădan et al., 1990, 1991).

The magnetostratigraphic data have partially been pointed out in abstracts and extended abstracts

Institutul Geologic al României

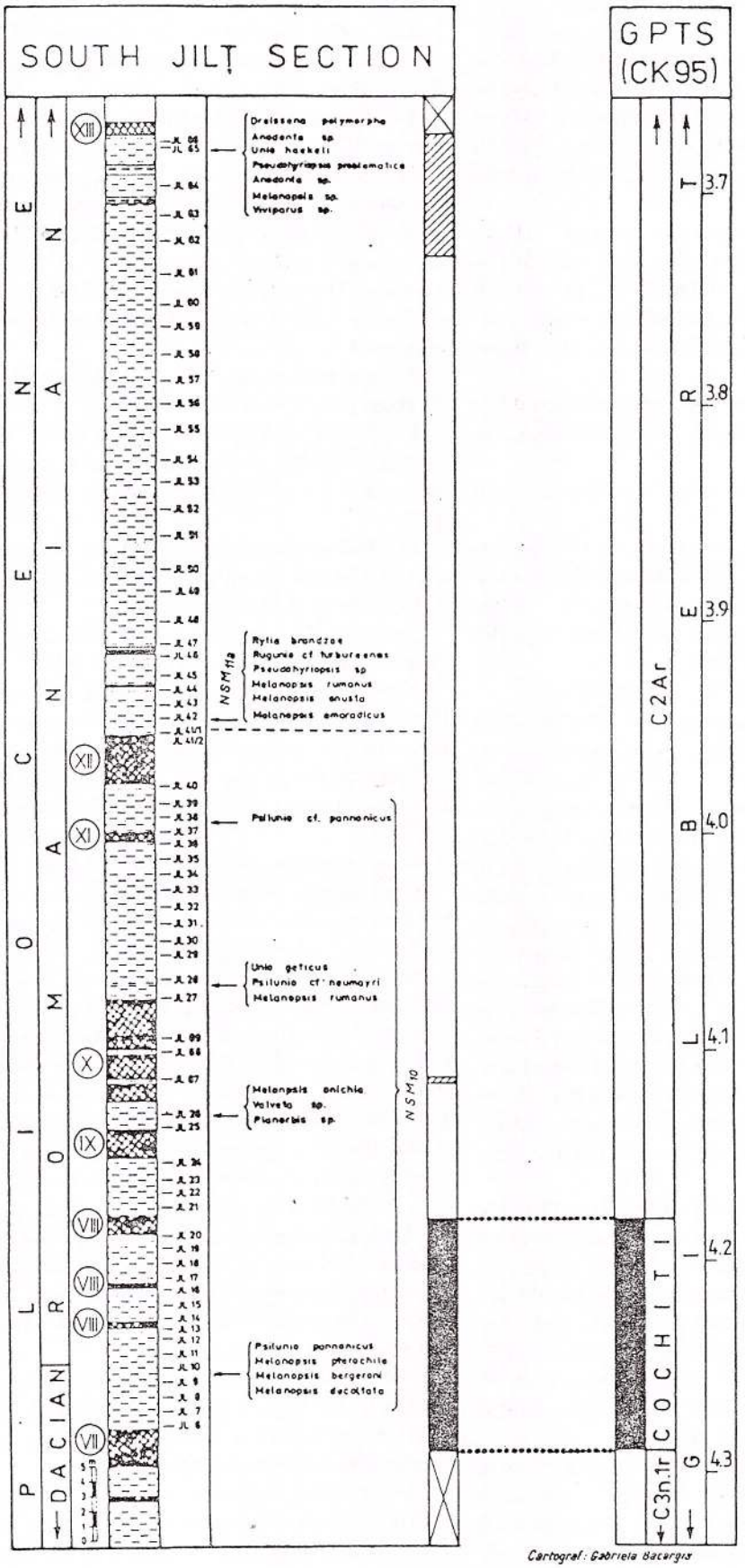


Fig.3 - Secțiunea Jilț Sud și secvența totală de polaritați magnetice calibrată la GPTS (CK95).
- Jilț South section and the total magnetic polarity sequence calibrated to the GPTS (CK95).

Institutul Geologic al României

siune a GPTS (CK95) a secţiunii Jilţ Sud.

Secvenţa de polaritate rezultantă remarcă interceptarea subcronei Cochiti (4,29–4,18 mil.ani) în partea bazală a secţiunii, urmată de o zonă prelungită de polaritate inversă (Gilbert superior), extinsă de la stratul de cărbune VIII până sub stratul XIII (C2Ar; 4,18–3,58 mil.ani, limita superioară nefiind localizată).

În partea terminală a secţiunii (stratul XIII de cărbune) este marcat un interval de polaritate mixtă.

Subcrona Cochiti este definită de polarităţile normale identificate pentru probele prelevate între stratul de cărbune VII şi ultimul banc al complexului VIII de cărbune.

Limita Dacian/Romanian este din nou plasată la nivelul subcronei Cochiti, datele biostratigrafice confirmând această localizare.

Observaţia 1. Speciile de moluşte şi biozonele sunt conform Andreescu, 1990.

Observaţia 2. Numerotarea stratelor de cărbune (fig. 3) este conform Nica (1987), diferită de cea indicată de documentaţia geologică a carierei, dar aceeaşi cu cea argumentată de datele magnetostratigrafice (vezi şi Rădan, Rădan, 1996b).

Secţiunea Lupoaia compozită completată

În cariera Lupoaia s-a aplicat pentru prima dată tehnica paleomagnetică pe formaţiuni purtătoare de cărbuni.

Cea dintâi colecţie de probe, orientate însă numai parţial ("sus/jos"), prelevată în 1981 de colegul geolog I. Andreescu, a fost investigată paleomagnetic în 1983–1984, rezultatele fiind cuprinse într-o lucrare nepublicată (Andreescu et al., 1984), apoi într-un articol (Andreescu et al., 1986). Bazată numai pe 18 nivele de prelevare, scara polarităţilor magnetice obţinută la acel moment – deşi prin localizarea subcronei Cochiti a fost argumentată prezenţa Dacianului superior în Avanfosa Carpatică, în vestul Bazinului Dacic – rămâne cu caracter informativ, ea suportând ulterior o perfecţionare şi o creştere a preciziei zonării de polaritate magnetică în părţile superioară şi inferioară.

În prezent este în uz modelul magnetostratigrafic Lupoaia calibrat la GPTS (CK95), rezultat dintr-o abordare detaliată a secţiunii în anii 1991–1995.

Probele paleomagnetice, prelevate orientat de autorii acestui articol, au provenit de la 144 nivele distincte din cariera Lupoaia acoperind o grosime stratigrafică de cca. 133 m, nivele completate cu încă 26 prin intermediul unor foraje, fără a lua în consideraţie şi o serie de intervale paralele probate.

Peste 1060 de eşantioane orientate din cariera Lupoaia şi cca. 380 din carote (marcate "sus/jos") din foraje au alcătuit colecţia rock-/ paleomagnetică ce a generat modelul magnetocronologic prezentat (Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1995a, 1995b, 1996a, 1996) and/or on the occasion of some oral or poster presentations (e.g., Rădan, Rădan, 1995; Rădan et al., 1993, 1994).

The calibration of the Jilţ South section to the last version of the GPTS (CK95) is shown in Figure 3.

The resultant magnetic polarity sequence reveals the identification of the Cochiti subchron (4.29–4.18 Ma), at the basal part of the section, followed by a prolonged reversal polarity zone (Upper Gilbert), extended from the coal seam VIII up to below the coal seam XIII (C2Ar; 4.18–3.58 Ma, the upper limit being not located).

In the terminal part of the section (coal bed XIII), a mixed polarity sector is marked.

The Cochiti subchron is defined by the normal polarities identified for the specimens sampled between the coal bed VII and the last layer of the coal seam VIII.

The Dacian/Romanian boundary is again situated at the Cochiti subchron level, the biostratigraphic data confirming this location.

Note 1. The mollusc species and the biozones (Fig. 3), according to Andreescu (1990).

Note 2. The coal numbering (Fig. 3), according to Nica (1987), different from the lignite bed codification given by the quarry geological documentation, but the same with the coal bed numbering argued by our magnetostratigraphic data (see also Rădan, Rădan, 1996b).

Lupoaia composite section completed

The Lupoaia quarry was the first section where for the first time the palaeomagnetic technique has been applied to coal bearing formations.

The first collection of specimens, but only partially oriented ("up/down"), sampled in 1981 by our colleague geologist I. Andreescu, was palaeomagnetically investigated in 1983–1984. The results were included in an unpublished report (Andreescu et al., 1984) and published afterwards (Andreescu et al., 1986). Based only on 18 sampling levels, the magnetic polarity scale obtained – although the location of the Cochiti subchron argued the presence of the Upper Dacian in the Carpathian Foredeep in the western Dacic Basin – remains with an informative character. Subsequently an improvement of the precision of the magnetic polarity zonation in both upper and lower parts has been recorded.

Now, the Lupoaia magnetostratigraphic model calibrated to the GPTS (CK95) presented here is used. This has resulted from a detailed approach of the section within the period 1991–1995.

The oriented specimens sampled by the authors of this article have originated in the Lupoaia quarry from 144 levels covering a stratigraphical thickness

Institutul Geologic al României

aici.

Rezultatele studiului petromagnetic (inclusiv anizotropia susceptibilităţii magnetice) şi ale celui paleomagnetic sunt cuprinse într-o serie de lucrări nepublicate (Rădan et al., 1991, 1993, 1995).

Cele mai importante dintre rezultate au fost însă semnalate în mai multe abstracte, abstracte extinse, note ştiinţifice (de exemplu, Rădan, Rădan, 1993, 1995, 1996a, 1996b; Rădan et al., 1992, 1994, 1995a, 1995b, 1995c, 1996a). Numeroase imagini de fabric magnetic şi/sau paleomagnetice/magnetostratigrafice din zona Lupoaia au ilustrat o serie de prezentări orale sau poster (de exemplu, Rădan, Rădan, 1995, 1996b; Rădan et al., 1992, 1994, 1995, 1996a, 1996b).

Aici este prezentat modelul magnetostratigrafic (fig. 4) rezultat din calibrarea la ultima versiune a GPTS (CK95) a secţiunii Lupoaia (stratele de cărbune V–XIV), completat atât în partea inferioară (fig. 5a), cât şi în cea superioară (fig. 5b), scara magnetostratigrafică rezultantă calibrată la GPTS (CK95) fiind ilustrată în figura 6. Ele reprezintă varianta în uz pentru magnetostratigrafia depozitelor dacian-romaniene din zona Lupoaia.

Intervalul de polaritate normală dintre stratul VII de cărbune şi cel de-al treilea banc al complexului VIII (fig. 4, fig. 6) este confirmat (vezi şi fig. 3).

De la stratul VIII_S de cărbune până în partea superioară a secţiunii (fig. 4) se extinde o zonă de polaritate inversă (C2Ar), întreruptă prin scurte sectoare de polaritate nedefinită, cum sunt cele de la nivelele unor complexe de cărbune (X–XI, XIII).

În cariera Lupoaia, pentru argilele intim asociate cu cărbunele au fost determinate caracteristici geochimice şi mineralogice indicând sedimente intens alterate (S. Rădan, 1993), cu posibile implicaţii asupra rezoluţiei semnalului paleomagnetic (de exemplu, Rădan et al., 1992, 1994).

Intervalul dintre stratele VII şi V de cărbune reprezintă o zonă de polaritate inversă (C3n.1r), cu două scurte sectoare marcând o polaritate nedefinită. Între bancurile complexului V este înregistrată o polaritate normală, atribuită părţii terminale a subcronei Nunivak (4,62–4,48 mil.ani).

În zonele nordică şi sudică ale carierei Lupoaia au fost investigate paleomagnetic 8 subsecţiuni în scopul unei mai bune definiri a zonei de polaritate din partea bazală a sa (intervalul de sub stratul VI de cărbune până imediat sub bancul inferior al complexului V de cărbune; fig. 5a).

Partea superioară a secţiunii Lupoaia (fig. 4) a fost prelungită până la nivelul solului (la data executării lucrărilor de teren respective, în anul 1993), deasupra stratului XV de cărbune (fig. 5b). A fost identificată o zonă de polaritate inversă (continuarea Cronei

of about 133 m, completed with another 26 levels within two boreholes in the southern vicinity, without considering several sampled parallel intervals.

More than 1060 oriented specimens from Lupoaia quarry and about 380 ("up/down" oriented) from boreholes have composed the palaeomagnetic collection which has provided the magnetochronological model presented here.

The results of the petromagnetic study (including the AMS) and of the palaeomagnetic one were presented in several unpublished reports (Rădan et al., 1991, 1993, 1995).

The most important data have been pointed out in abstracts, extended abstracts and scientific notes (e.g., Rădan, Rădan, 1993, 1995, 1996a, 1996b; Rădan et al., 1992, 1994, 1995a, 1995b, 1995c, 1996a). A series of magnetic fabric and/or palaeomagnetic/magnetostratigraphic images from the Lupoaia zone have been analysed and commented on the occasion of several oral or poster presentations (e.g., Rădan, Rădan, 1995, 1996b; Rădan et al., 1992, 1994, 1995, 1996a, 1996b).

Now the magnetostratigraphic model (Fig. 4) as resulted from the calibration of the Lupoaia section (including the coal beds V–XIV) to the last version of the GPTS (CK95) is presented, completed both in the lower and upper parts (Fig. 5a, 5b).

The composite magnetostratigraphic scale calibrated to the GPTS (CK95) is shown in Figure 6. This represents the version in use for the magnetostratigraphy of the Dacian-Romanian deposits of Lupoaia zone.

The normal polarity interval between the coal bed VII and the third layer of the coal seam VIII (Fig. 4, Fig. 6) is confirmed (see Fig. 3).

The interval from the coal bed VIII up to the upper part of the section (Fig. 4) represents a reversed polarity zone (C2Ar), interrupted by short sectors of undefined polarity (e.g., at the levels of the coal seams X–XI and XIII).

In Lupoaia quarry, geochemical and mineralogical characteristics of highly altered sediments have been determined for clays intimately associated with the coal (S. Rădan, 1993). Implications on the palaeomagnetic signal resolution have been revealed (e.g., Rădan et al., 1992, 1994).

The interval from below coal bed VII up to coal bed V represents a reversed polarity zone (C3n.1r) with two short sectors of undefined polarity. Between the layers of the coal seam V a normal polarity assigned to the top Nunivak (4.62–4.48 Ma) is recorded.

In the northern and southern districts of Lupoaia quarry eight subsections have been palaeomagnetically investigated in order to define better the polarity zonation at the basal part of the section (the

Institutul Geologic al României

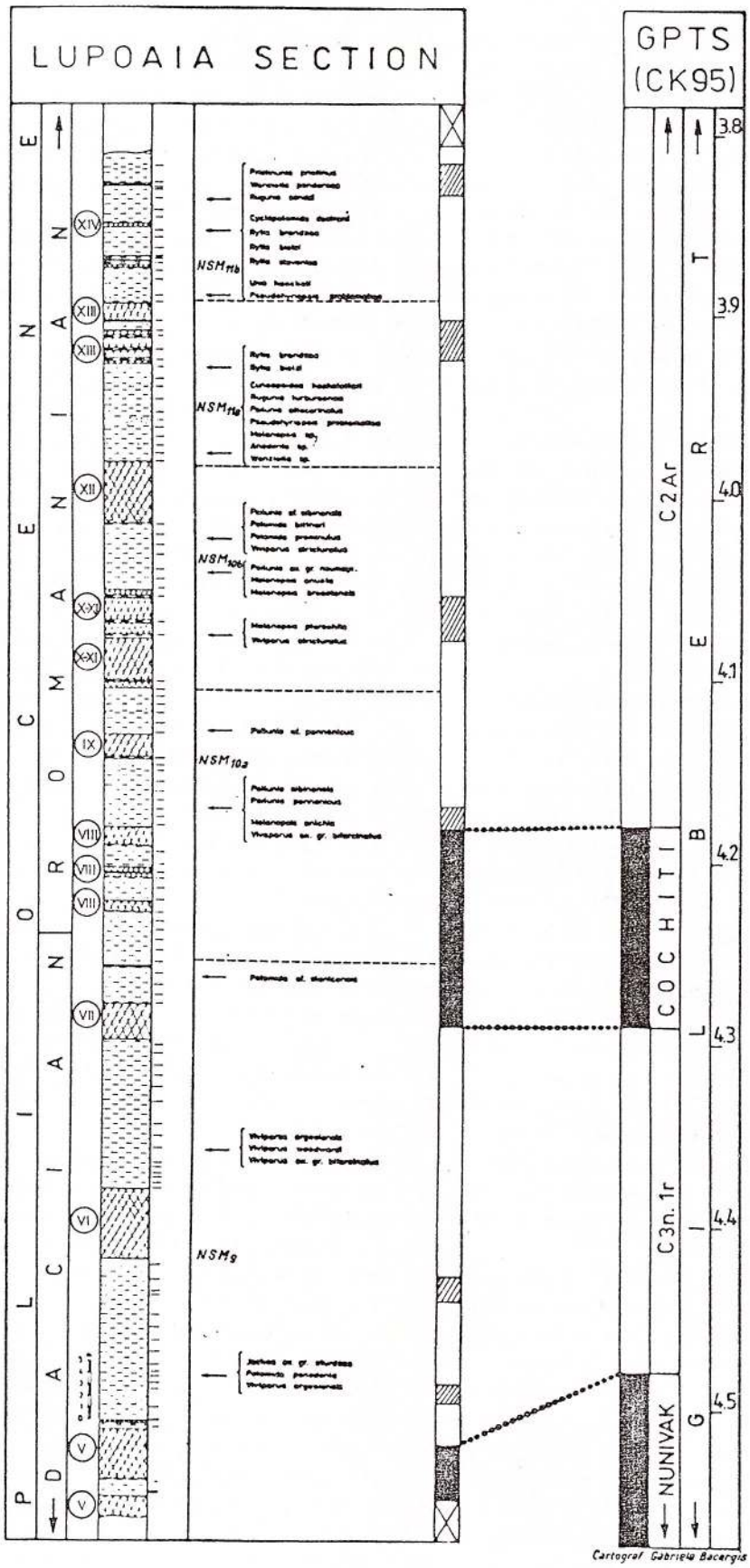


Fig.4 - Secțiunea Lupoaia (stratele de cărbune V + XIV) și secvența de polarități magnetice calibrată la GPTS (CK95).
- Lupoaia Section (coal beds V ÷ XIV) and the magnetic polarity sequence calibrated to the GPTS (CK95).

Institutul Geologic al României

C2Ar; fig. 4), urmată în partea terminală a secţiunii de o zonă de polaritate mixtă (o posibilă tranziţie spre crona Gauss).

Toate subsecţiunile investigate au condus la secţiunea compozită Lupoaia cu zonarea de polaritate magnetică rezultantă asociată (fig. 6, partea stângă), calibrarea fiind făcută desigur la GPTS (CK95).

În partea centrală a figurii 6, coloanele de polaritate magnetică obţinute pentru depozitele interceptate de două foraje de explorare (executate în vecinătatea carierei Lupoaia, spre sud) confirmă polaritatea inversă (C3n.1r, partea inferioară), ce se extinde de la stratul de cărbune V până la stratul VI (inclusiv intervalul dintre bancurile acestuia) şi dau informaţii suplimentare privind zona de polaritate normală dominantă evidenţiată la baza secţiunii Lupoaia. Aceasta se continuă în jos, spre stratul IV de cărbune, definind subcrona Nunivak (4,62–4,48 mil.ani).

Aşadar, calibrarea la GPTS (CK95; fig. 6, par-tea dreaptă) relevă faptul că secvenţa de polaritate rezultantă pentru secţiunea Lupoaia compozită completată se extinde de la subcrona Nunivak (Crona Gilbert) până la o posibilă zonă de tranziţie (R/N) spre Crona Gauss (limita Gilbert/Gauss: 3,58 mil.ani, CK95).

Intervalul complet de polaritate normală (dintre stratele VII şi VIII) reprezintă subcrona Cochiti (4,29–4,18 mil.ani).

La nivelul subcronei Cochiti este plasată limita Dacian/Romanian, poziţie confirmată de datele biostratigrafice (vezi fig. 4).

Observaţia 1. Speciile de moluşte (fig. 4), biozonele (fig. 4, fig. 6) şi unităţile litostratigrafice (fig. 6) sunt conform Andreescu (1991, 1995).

Observaţia 2. Numerotarea stratelor de cărbune este conform Nica (1991, 1994).

Observaţia 3. Ulterior, a fost menţionată o corelare la subcrona Cochiti – localizată prima dată în cariera Lupoaia în 1984 (Andreescu et al., 1984, 1986) – a asociaţiei de micromamifere găsite la baza stratului VIII de cărbune, sugerând şi o echivalenţă cu jumătatea inferioară a subzonei MN-15a (Rădulescu et al., 1989, in Rădulescu et al., 1993, 1995).

interval below the coal bed VI up to just below the lower layer of the coal seam V; Fig. 5a).

The upper part of the section Lupoaia (Fig. 4) was prolongated above the coal bed XV (Fig. 5b) up to the soil level (at the date of the last field works, i.e. in 1993 year). A reversed polarity zone was found (the continuation of the C2Ar Chron; Fig. 4), followed by a mixed polarity zone in the terminal part of the section (a possible transition towards the Gauss Chron).

All subsections investigated led to the Lupoaia composite section with its associated resultant magnetic polarity zonation (Fig. 6; the left side), the calibration being performed, of course, to the GPTS (CK95).

In the central part of Figure 6, the magnetic polarity columns obtained for the deposits intercepted in two boreholes (drilled in the southern vicinity of Lupoaia quarry) confirm the reversed polarity (C3n.1r, lower part) extended from the coal bed V up to the coal bed VI (including the interval between the layers of the coal bed VI) and give more information regarding the dominant normal polarity zone found at the base of Lupoaia section. This continues downwards, towards the coal bed IV, defining the Nunivak subchron (4.62–4.48 Ma).

So, the calibration to the GPTS (CK95; Fig. 6, the right side) reveals that the resultant magnetic polarity sequence of the Lupoaia composite section completed ranges from the Nunivak subchron (Gilbert Chron) up to a questionable transition zone (R/N) towards the Gauss Chron (the Gilbert/Gauss boundary: 3.58 Ma; CK95).

The complete normal polarity interval (between coal beds VII and VIII) represents the Cochiti subchron (4.29–4.18 Ma).

At the Cochiti subchron level the Dacian/Romanian boundary is located, a position which is confirmed by the biostratigraphic data (see Fig. 4).

Note 1. The mollusc species (Fig. 4), the biozones (Fig. 4, Fig. 6) and the lithostratigraphic units (Fig. 6) according to Andreescu (1991, 1995).

Note 2. The numbering of coal beds according to Nica (1991, 1994).

Note 3. Subsequently it has been mentioned a correlation to the Cochiti subchron – firstly located in Lupoaia quarry in 1984 (Andreescu et al., 1984, 1986) – of the micromammalian association found at the base of the coal bed VIII, suggesting an equivalence with the Lower MN-15a subzone as well (Rădulescu et al., 1989, in Rădulescu et al., 1993, 1995).

Institutul Geologic al României

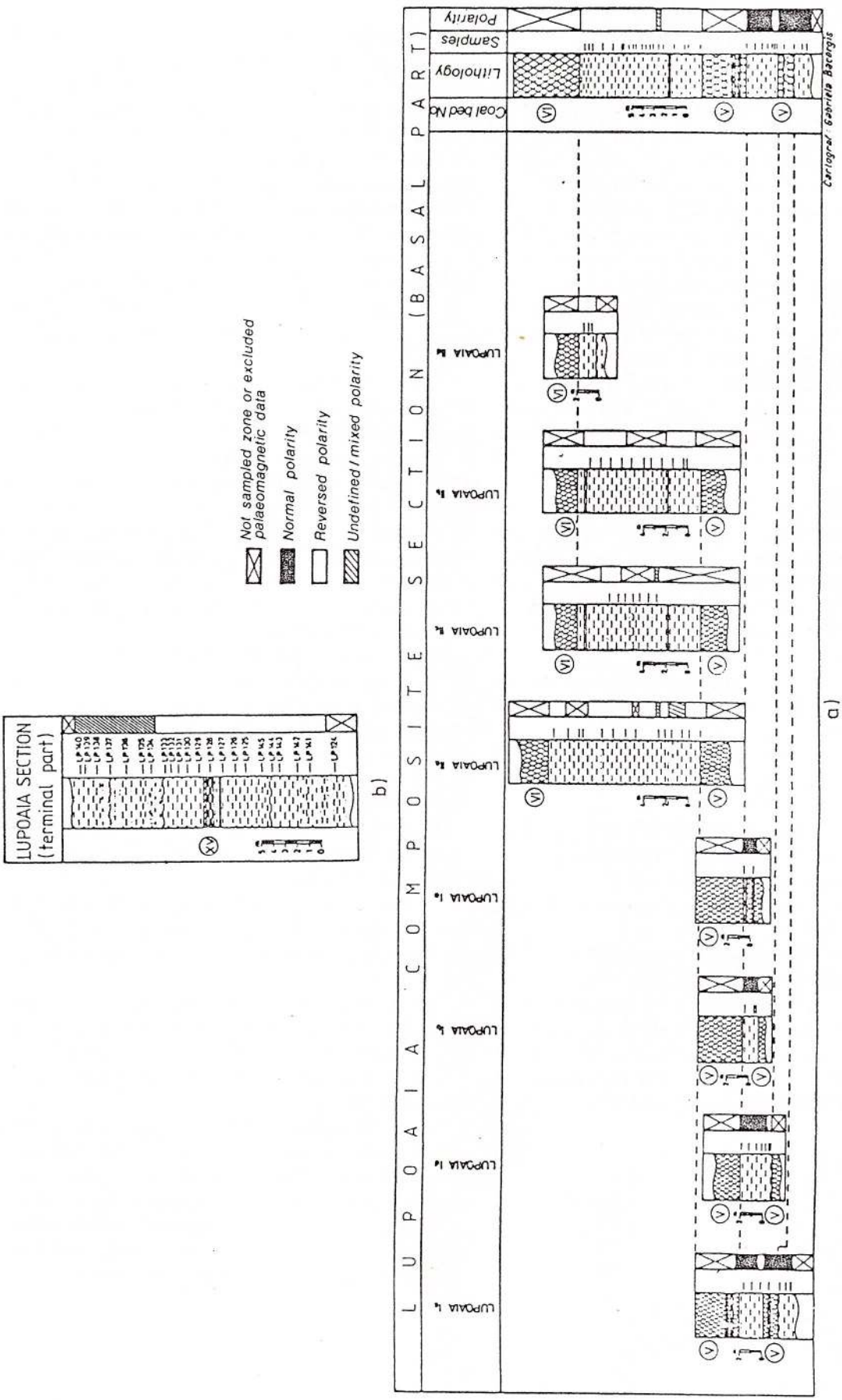


Fig.5 - Secțiunea Lupoaia. a) subsecțiuni Lupoaia (partea bazală), zonele de polaritate magnetică și secvența de polaritate rezultantă; b) subsecțiunea Lupoaia (partea terminală) și zona de polaritate magnetică.
- Lupoaia section. a) Lupoaia subsections (basal part), magnetic polarity zones and the resultant polarity sequence; b) Lupoaia subsection (terminal part) and the magnetic polarity zone.

Institutul Geologic al României

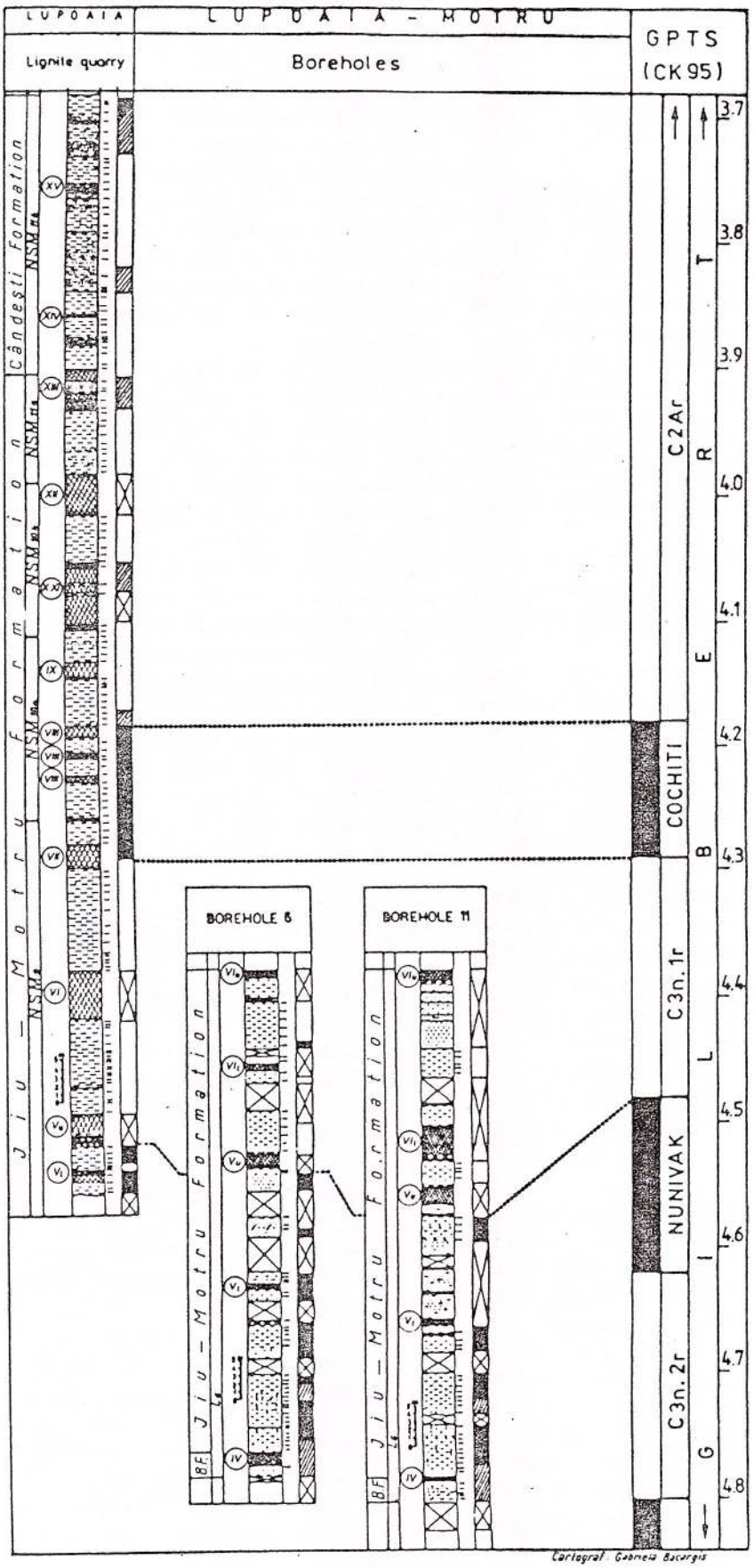


Fig.6 - Secțiunea Lupoaia compozită completată cu două foraje de explorare și secvențele de polarități magnetice corelate și calibrate la GPTS (CK95).
- Lupoaia composite section completed with two boreholes and the magnetic polarity sequences correlated and calibrated to the GPTS (CK95).

Institutul Geologic al României

5. Remarci concluzive

Subiectul propus spre abordare este, fără îndoială, extrem de vast, şi nu într-o mai mică măsură, plin de interes. El provoacă realizarea unor studii urmărind *istoria geologică* a câmpului geomagnetic, în particular în cursul Terţiarului.

Rezultatele au implicaţii în cercetarea fundamentală şi aplicaţii în diferite domenii ale geoştiinţelor şi, nu în ultimul rând, ele pot fundamenta fizic instrumente inedite de investigare cu o deosebită capacitate de rezolvare a unor probleme de ordin practic, cu care se confruntă, de exemplu, geologia economică.

Un exemplu, referitor la acest din urmă aspect, a fost deja relevat, în legătură cu formaţiunile cu cărbuni, a căror investigare paleomagnetică pe parcursul a cca. 15 ani a avut drept rezultat şi *atestarea* magnetostratigrafiei ca tehnică de nominalizare şi corelare a stratelor de lignit (vezi de exemplu, Rădan, Rădan, 1996b).

În acest articol au fost însă prezentate câteva secţiuni pliocene ale căror scări de polaritate magnetică au fost recalibrate, în 1996, la ultima versiune a GPTS (Cande, Kent, 1995).

Ele constituie contribuţii la cunoaşterea structurii câmpului geomagnetic în cursul unor intervale de timp din Pliocen. Pe de altă parte, este realizată şi urmărirea spaţială a câmpului. Exemplul subcronei Cochiti (4,29–4,18 mil.ani), identificată în toate secţiunile prezentate aici, situate unele în Avanfosa Carpatică, altele în Platforma Moesică, este interesant şi din punct de vedere cronostratigrafic.

Evenimentul paleogeomagnetic menţionat mai sus poate da răspunsul şi la controversa existentă cu privire la prezenţa sau absenţa Dacianului superior în Avanfosa Carpatică, în vestul Bazinului Dacic.

O serie de alte consideraţii concluzive au mai fost făcute cu alte ocazii, evidenţiind diferite contribuţii ce pot fi aduse de scările magnetostratigrafice elaborate (de exemplu, îmbunătăţirea rezoluţiei cronostratigrafiei Pliocenului, evaluarea magnetocronologică a unor lacune de sedimentare ş.a.; Rădan, Rădan 1996b).

O direcţie atractivă de abordare viitoare a fost, de asemenea, relevată (Rădan et al., 1995a), şi anume o paralelizare a rezultatelor magnetocronologice şi biocronologice existente pentru secvenţe de lignit-argilă – prezentate aici parţial – cu magnetostratigrafia/biostratigrafia/ciclostratigrafia stabilite pentru ciclurile sedimentare pliocene din Sicilia (de exemplu, Langereis, Hilgen, 1991). Mai mult, rezultatele recent obţinute de Van Vugt et al. (1996) privind magnetostratigrafia şi ciclostratigrafia secvenţelor de lignit-marne din Bazinul Ptolemais (nord-vestul Greciei) reprezintă o componentă complementară de un imediat interes.

5. Concluding remarks

The approached subject is, without doubt, extremely vast, and, not to a less extent, of great interest. This is a challenge to carry out a series of studies on the *geological history* of the geomagnetic field, particularly during the Tertiary.

The results have implications in the fundamental research and aplications in different fields of the geosciences, and, not at last, they can constitute a physical background for new investigation tools with the capability of solving some practical problems of economic geology.

Regarding the last mentioned aspect, an example has already been revealed, concerning the coal bearing formations. Their palaeomagnetic survey during about 15 years has resulted in the development of the magnetostratigraphy as a technique of the nomination and correlation of the lignite beds (e.g., see Rădan, Rădan, 1996b).

The paper presents some Pliocene sections whose magnetic polarity scales were recalibrated (in 1996) to the last version of GPTS (Cande, Kent, 1995).

These represent some contributions to the knowledge of the palaeogeomagnetic field structure within some periods of time in Pliocene. On the other hand, the spatial survey of the palaeofield is carried out. The example of the Cochiti subchron (4.29–4.18 Ma) identified in all sections presented here, placed in the Carpathian Foredeep or in Moesian Platform, is of interest and equally has a chronostratigraphic significance.

The above mentioned palaeomagnetic event can be used to find a reply to the controversy concerning the presence or the absence of the Upper Dacian in the Carpathian Foredeep in the western part of the Dacic Basin.

Some other concluding considerations have been presented on other occasions, pointing out various disponibilities of the elaborated magnetostratigraphic scales (e.g. the improvement of the Pliocene chronostratigraphy resolution, the magnetochronological evaluation of some sedimentary gaps, and so on; Rădan, Rădan, 1996b).

An interesting direction within the research strategy has already been revealed (Rădan et al., 1995a), namely a future parallel approach of the existing magnetochronological and biochronological results for lignite-clay sequences – partially presented here – and the magnetostratigraphy/biostratigraphy/cyclostratigraphy performed on Pliocene sedimentary cycles from Sicily (e.g., Langereis, Hilgen, 1991). Besides, the recent results published by Van Vugt et al. (1996) concerning the magnetostratigraphy and cyclostratigraphy of lignite –

Institutul Geologic al României

marl couplets from Ptolemais Basin (NW Greece) represent an exciting challenge.

Selected References

Andreescu, I. (1983) Biochronology and Chronostratigraphy of Upper Pliocene and Lower Pleistocene in the Dacic Basin. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 153–160, Bucureşti.

— , **Rădan, S. C., Rădan, M. (1986)** Magnetostratigraphy of the Dacian-Romanian deposits of Lupoaia Zone (North-Western Oltenia). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70–71/4 (1983, 1984), p. 219–226, Bucureşti.

Cande, S. C., Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, p. 6093–6095.

Enciu, P., Andreescu, I. (1990) Stratigraphy of the Pliocene-Pleistocene deposits in the south-western part of the Dacic Basin (Jiu-Desnăţui sector). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 74/4 (1987), p. 141–156, Bucureşti.

Langereis, C. G., Hilgen, F. J. (1991) The Rosselo composite: a Mediterranean and global reference section for the Early to Early Late Pliocene. *Earth Planet. Sci.*, 104, p. 211–225.

Papaianopol, I., Jipa, D., Marinescu, Fl., Ţicleanu, N., Macaleţ, R. (1995) Upper Neogene from the Dacic Basin. *Rom. J. Strat.*, 76, Suppl. 1, Guide to excursion B2, X-th RCMNS Congress, p. 1–43, Bucureşti.

Rădan, S. C., Rădan, M. (1985) Contributions to the application of the palaeomagnetic method to the chronostratigraphic study of coal deposits. Abstract. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophysique*, 29, 62, Bucarest.

— , **Rădan, M. (1989)** Palaeomagnetic and rock magnetic investigations on coal bearing formations. *IAGA Bulletin No. 53, Part B: Abstracts*, 253, Aberdeen.

— , **Rădan, M. (1990)** Some data concerning anisotropy of magnetic susceptibility of the palaeomagnetically investigated loesses. Veröffentlichung des Zentralinstitut für Physik der Erde, in "Geomagnetic field in Quaternary", Ed. Wiegank, F., Potsdam, 62, p. 19–21.

— , **Rădan, M. (1993)** Magnetic susceptibility anisotropy of coal bearing formations. Abstracts. *Annales Geophysicae*, Suppl. I, vol. 11, C96, XVIII EGS Gen. Assem., Wiesbaden, Germany.

— , **Rădan, M. (1995)** Palaeomagnetism and rock-magnetism of Upper Neogene deposits in the stratigraphic and sedimentogenetic context of the western Dacic Basin (Romania). Abstracts. 4-th Workshop of IGCP-329 Project ("Paratethys Neogene" Symposium), Bucharest.

— , **Rădan, M. (1996a)** Palaeomagnetism and rock-magnetism of coal bearing formations: applications and implications. *An. Inst. Geol. Rom.*, 69/I, p. 272–276, Bucureşti.

— , **Rădan, M. (1996b)** Magnetostratigraphy as a technique of nomination and correlation of coal beds; two examples from western Dacic Basin (Romania). *Geol. Carp.*, 47, 3, p. 174–176, Bratislava.

— , **Ghenea, C., Rădan, M. (1990)** Palaeomagnetic investigation of Pleistocene formations in Romania and their magnetostratigraphic significance. Veröffentlichung des Zentralinstitut für Physik der Erde, in "Geomagnetic field in Quaternary", Ed. Wiegank, F., Potsdam, 62, p. 115–120.

— , **Rădan, M., Rădan, S. (1992)** On the fidelity and resolution of the magnetostratigraphic record in clays: inferences from coal bearing formations. XVII EGS Gen. Assem., Edinburgh (United Kingdom). Abstracts, *Annales Geophysicae*, Suppl. I, vol. 10, Part I, C23.

— , **Rădan, M., Rădan, S. (1994)** Magnetic properties of sediments associated with coal seams: applications and implications. Abstracts, 14, *New Trends in Geomagnetism – Biennial Meeting*, Castle of Trest, Czech Republic.

— , **Rădan, M., Andreescu, I. (1995a)** Magnetostratigraphy of Pliocene Lignite-Clay sequences in the Western Carpathian Foredeep (Romania). Program and Abstracts, I, A144, XXI IUGG Gen. Assem., Boulder (USA).

— , **Rădan, M., Andreescu, I., Enciu, P. (1995b)** Pliocene magnetostratigraphy in the Western Dacic Basin (Romania). XX EGS Gen. Assem. Abstracts, *Annales Geophysicae*, Suppl. I, 13, C73, Hamburg (Germany).

— , **Rădan, M., Rădan, S., Andreescu, I., Vanghelie, I. (1996)** Magnetostratigraphic and mineralogical study of Dacian-Romanian formations from Mehedinţi area: towards the synonymous nomination of lignite beds related to the Motru zone. *An. Inst. Geol. Rom.*, 69/I, p. 324–331, Bucureşti.

Rădulescu, C., Samson, P. M., Ştiucă, E., Enciu, P., Popescu, A. (1993) New fossil mammal associations of the Jiu Valley. A contribution to the Early and Early Late Pliocene biostratigraphy of the Dacic Basin, Romania. *Trav. Inst. Spéol. "E. Racovitza"*, XXXII, p. 95–105, Bucureşti.

— , **Samson, P. M., Ştiucă, E., Horoi, V. (1995)** Upper Neogene from the Dacic Basin. Guide to excursion D, X-th RCMNS Congress, Bucharest, *Rom. J. Strat.*, 76, Suppl. 6, p. 27–48, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 232–235, Bucureşti, 1998

STUDIUL MONOGRAFIC AL PROPRIETĂŢILOR MAGNETICE ŞI DENSITĂŢII ROCILOR DIN PRINCIPALELE ARII DE DEZVOLTARE A METAMORFITELOR ŞI VULCANITELOR
(Partea a V-a - Regiunea de est a Masivului Gilău)
MONOGRAPH OF MAGNETIC PROPERTIES AND DENSITY OF METAMORPHIC AND IGNEOUS ROCKS IN THEIR MAIN OCCURRENCE ZONES
(Part V - Eastern part of the Gilău Massif)

Dragomir ROMANESCU, Anca GEORGESCU, Valeria ROSIN, Corneliu NEDELCU-ION

Studiul monografic al proprietăţilor magnetice şi densităţii metamorfitelor şi vulcanitelor din principalele lor arii de dezvoltare, început cu câţiva ani în urmă, a continuat în 1996 în regiunea de est a Munţilor Gilău.

Primele informaţii, calitative, asupra proprietăţilor magnetice au fost obţinute în anul 1957, când unul dintre autorii prezentului studiu, Dragomir Romanescu, a executat ridicări magnetometrice pe rama de vest a bazinului Iarei. Determinările calitative ale magnetizării unor probe de roci au condus, în final, la concluzia că anomaliile magnetice cartate în zonă nu puteau avea ca origine decât eventuale corpuri de magnetită pirometasomatică formate la contactul dintre calcarele cristaline, care aflorau în pârâul Almăşani, şi magmele banatitice intruse. Acest fapt a fost demonstrat prin lucrările miniere care au conturat zăcământul pirometasomatic de magnetită Băişoara-Maşca-Cacova.

În anul 1976 s-a executat un studiu amănunţit asupra petrofizicii zăcământului şi au început cercetări sistematice asupra proprietăţilor magnetice şi densităţii rocilor din zonele adiacente. S-a determinat susceptibilitatea magnetică pe carote rezultate din forajele săpate în zonă, s-au executat măsurători de susceptibilitate "in situ", cu prelevare de probe în lucrările miniere şi din aflorimente.

Cercetările petrofizice au continuat în întreaga regiune în anii 1977, 1979–1982, ultimele lucrări efectuându-se anul acesta (1996).

Aria investigată măsoară aproximativ 360 km^2 şi cuprinde bazinele văilor: Vadului, Ierţii, Iarei, Feneşului, Stolnei şi parţial Someşului Mic (fig. 1).

Cantitatea suficient de mare de informaţii petrofizice (12.700 măsurători "in situ" de susceptibilitate magnetică, 746 măsurători pe eşantioane prelevate la suprafaţă pe care s-au determinat susceptibilitatea magnetică, magnetizarea remanentă naturală şi den-

The monograph which began some years ago continued in 1996 with the eastern part of the Gilău Mountains.

The first information on magnetic properties, the qualitative ones, had been obtained in 1957, when one of the authors of this study, Dr. Romanescu, carried out a magnetic surveying in the western part of the Iara basin. Qualitative determinations of magnetization of some rock samples led finally to the conclusion that the magnetic anomalies in this zone could not have another origin than bodies of pyrometasomatic magnetite. These bodies formed at the contact of crystalline limestones which occur in the Almăşani rivulet with the intrusions of banatitic magmas. This fact has been proved by mining works outlining the pyrometasomatic magnetite ore Băişoara-Maşca-Cacova.

In 1976 a detailed study of petrophysical properties of this ore was carried out. At the same time systematic researches on magnetic properties and density of rocks from adjacent zones have been undertaken. Measurements of magnetic susceptibility on drilling cores as well as "in situ" measurements of magnetic susceptibility of rocks from mining works and outcrops have been performed. Also, a lot of samples have been drawn to determine in laboratory magnetic susceptibility, natural remanent magnetization and density.

Petrophysical researches continued in all region in 1977, 1979–1982, the last ones carried out in 1996.

The investigated area has 360 km^2 and covers the basins of Vadu, Ierţii, Iara, Feneş, Stolna valleys and partly the basin of Someşul Mic valley (Fig. 1).

A lot of petrophysical information (12,700 "in situ" measurements of magnetic susceptibility and 746 laboratory determinations of magnetic susceptibility, natural remanent magnetization and density) allowed us to characterize from the magnetic proper-

Institutul Geologic al României

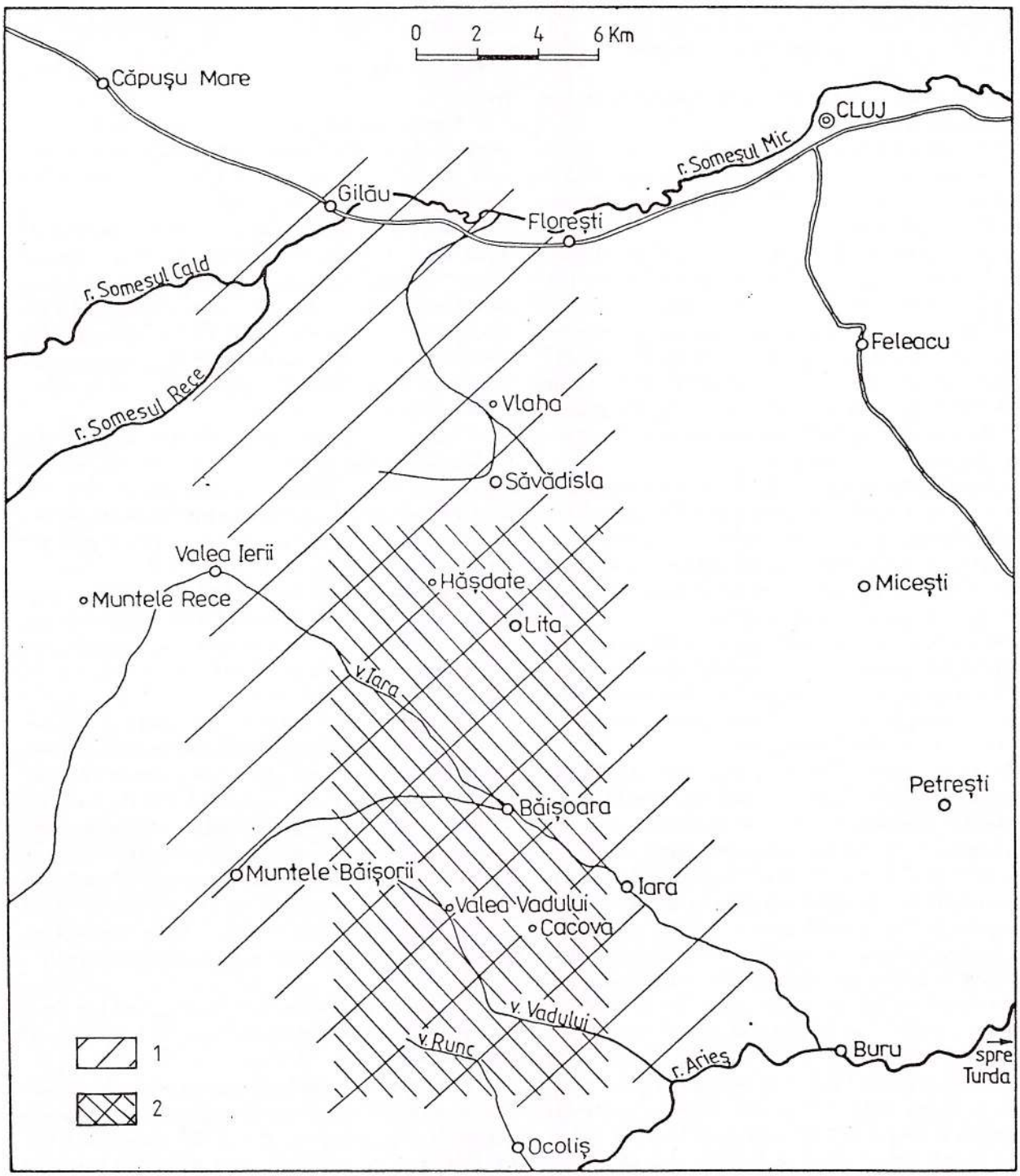


Fig. 1 – Regiunea de desfăşurare a lucrărilor petrofizice (Partea de est a Masivului Gilău).
1, zonă cercetată; 2, aria pe care s-au executat hărţile petrofizice la scara 1:50.000
Zone of development of petrophysical works (Eastern part of the Gilău Massif).
1, investigated zone; 2, the zone on which the petrophysical maps 1:50,000 have been performed.

Institutul Geologic al României

sitatea), a permis o caracterizare cuantificată din punctul de vedere al proprietăţilor magnetice şi densităţii principalelor tipuri de roci. Pentru o zonă mai restrânsă (162 km^2) din întregul areal cercetat s-au întocmit şi hărţi de susceptibilitate magnetică şi densitate la scara 1:50.000.

Din multitudinea informaţiilor cuprinse în lucrare, reţinem câteva date esenţiale.

A. Grupul şisturilor cristaline:

– Seria de Baia de Arieş în totalitatea sa este foarte slab magnetică (5–25.10^{-6} uCGS) şi cu densitate medie (2,60–2,80 g/cm^3).

– În cadrul cristalinului de Biharia, granitoidele sincinematice apar ca slab magnetice (5–100.10^{-6} uCGS), având şi densitatea scăzută (2,54–2,78 g/cm^3), în timp ce fondul şisturilor tufogene bazice, împreună cu cele cloritoase, poate atinge 200.10^{-6} uCGS, iar în zona Valea Vadului-Vf. Cătuş, chiar 1400.10^{-6} uCGS; densitatea acestora se află între limitele 2,60–2,93 g/cm^3, iar pentru cele din Valea Vadului între 2,63–3,00 g/cm^3.

– Seria de Codru este reprezentată prin ortoamfibolite, care sunt mediu magnetice (50–800.10^{-6} uCGS) şi de densitate 2,72–3,00 g/cm^3.

– În toate seriile metamorfice calcarele sunt foarte slab magnetice (0–10.10^{-6} uCGS), densitatea lor fiind cuprinsă între 2,63–2,82 g/cm^3.

Sunt prezentate, de asemenea, informaţii asupra proprietăţilor magnetice şi densităţii intercalaţiilor de corneene şi scarne +/- magnetit, cuarţite şi amfibolite +/- magnetit, şisturi cloritoase etc., care se pot întâlni în toate seriile metamorfice.

B. Rocile magmatice fac parte, în totalitate, din grupul banatitelor. Cele mai răspândite sunt granodioritele, care apar sub formă de corpuri şi filoane, a căror susceptibilitate magnetică atinge foarte rar 750.10^{-6} uCGS, ceea ce ne-a permis să constatăm că zona noastră reprezintă o excepţie în întreaga regiune banatitică. Se ştie că granodioritelor, de regulă, le sunt proprii valori cuprinse între limitele 1000–2000.10^{-6} uCGS. Pe filoanele de andezite şi dacite se măsoară 10–500 şi, foarte rar, 1000.10^{-6} uCGS. Numai dioritele sunt puternic magnetice (2000–3000.10^{-6} uCGS).

Valorile densităţii sunt cele obişnuite pentru aceste roci, şi anume, 2,55–2,70 g/cm^3 pentru granodiorite, andezite şi dacite, şi 2,77–2,82 g/cm^3 pentru diorite.

C. Rocile sedimentare sunt foarte slab magnetice. Am putut totuşi separa pe cele cretacice (senoniene), pe care am măsurat valori de susceptibilitate de până la 70.10^{-6} uCGS şi de densitate între 2,60–2,66 g/cm^3, de toate celelalte roci, mai tinere, a căror susceptibilitate nu depăşeşte 50.10^{-6} uCGS, densitatea aflându-se între limitele 2,34–2,60 g/cm^3.

D. Petrofizica zăcământului pirometasomatic Băi-

ties and density point of view the main types of rocks constituting the zone. The results are presented in tables. For a limited zone (162 km^2) magnetic susceptibility and density maps (1:50,000) have been accomplished.

The main results are briefly presented in the following:

A. Crystalline schists:

– Baia de Arieş series has very small values of magnetic properties (5–25.10^{-6} uCGS) and medium values of density (2.60–2.80 g/cm^3).

– Within the Biharia series, the synkinematic granitoids have small values of magnetic properties (5–100.10^{-6} uCGS) and also low values of density (2.54–2.78 g/cm^3) while tuffaceous basic schists and chloritic schists have, generally, 200.10^{-6} uCGS and 2.60–2.93 g/cm^3. In Valea Vadului-Vf. Cătuş the magnetic values can reach 1400.10^{-6} uCGS and density values 2.63–3.00 g/cm^3.

– Codru series is represented by ortho-amphibolites having medium magnetic values (50–800.10^{-6} uCGS) and large density values (2.72–3.00 g/cm^3).

In all metamorphic series the limestones have very small magnetic values (0–10.10^{-6} uCGS) and the density is 2.63–2.82 g/cm^3.

There is some information about magnetic properties and density of intercalations of hornfels and skarns +/- magnetite, quartzites and amphibolites +/- magnetite, chloritic schists etc., which can be met in all metamorphic series.

B. Igneous rocks belong on the whole to the banatitic group. The most spread rocks are the granodiorites occurring as veins and bodies. Their magnetic susceptibility has rarely values of 750.10^{-6} uCGS. That means they are an exception, knowing that, generally, the granodiorites have magnetic values of 1,000–2,000.10^{-6} uCGS. On the veins of andesites and dacites, the magnetic values are 10–500.10^{-6} uCGS, seldom 1,000.10^{-6} uCGS. Only the diorites have very large magnetic values (2,000–3,000.10^{-6} uCGS).

The density values are 2.55–2.70 g/cm^3 for granodiorites, andesites and dacites and 2.77–2.82 g/cm^3 for diorites.

C. Sedimentary rocks have very small magnetic values. However, Cretaceous (Senonian) rocks, having magnetic values up to 70.10^{-6} uCGS and density values 2.60–2.66 g/cm^3, have been separated from the other rocks – the younger ones – which have magnetic values up to 50.10^{-6} uCGS and density values 2.34–2.60 g/cm^3.

D. The petrophysical information about pyrometasomatic magnetite ore has been obtained by measurements on 30,000 m of lithological column, "in situ" measurements in mining works, as well as labora-

Institutul Geologic al României

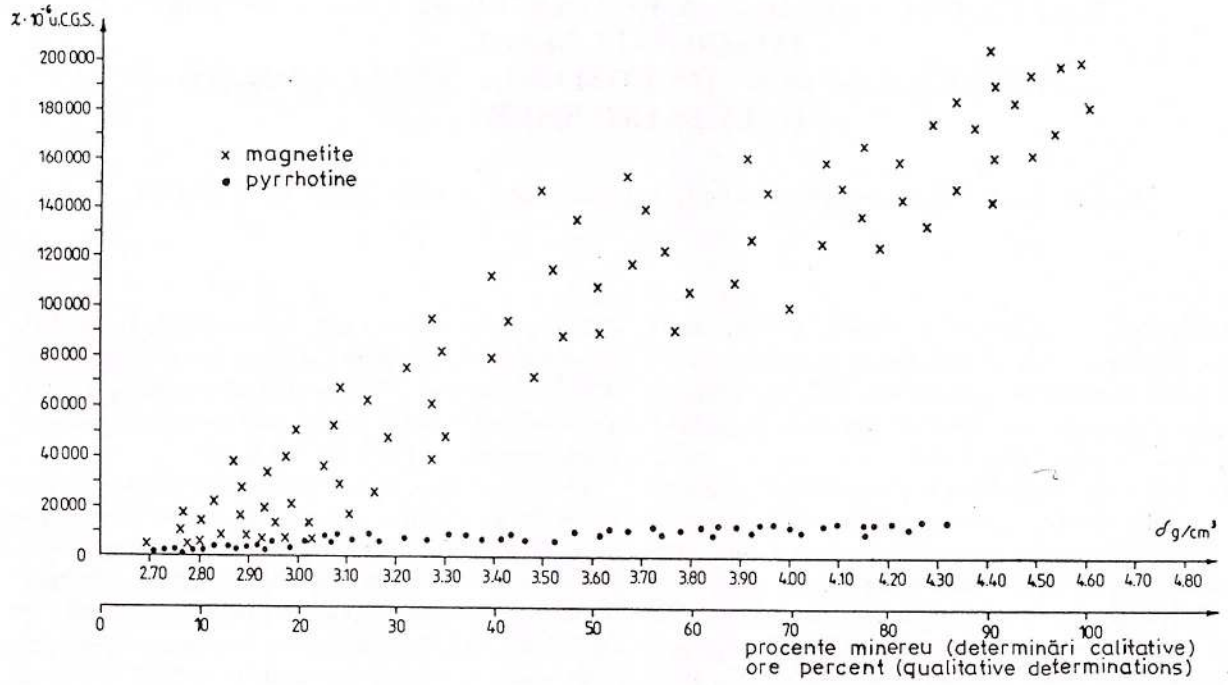


Fig. 2 – Corelaţia dintre valorile susceptibilităţii magnetice şi densităţii probelor cu diferite conţinuturi în minereu din zăcământul Maşca-Cacova.
Correlation between values of magnetic susceptibility and density of samples having different content of ore in the ore deposit Maşca-Cacova.

şoara-Maşca-Cacova este amplu prezentată prin diagrame de variaţie a valorilor de susceptibilitate magnetică şi densitate, rezultate din determinările efectuate pe 30.000 m de coloană litologică, măsurători "in situ" de susceptibilitate şi determinări de laborator pe probe prelevate din subteran. Cele două proprietăţi fizice sunt controlate strict de conţinutul în magnetită şi pirotină din corpurile mineralizate. În figura 2 prezentăm graficul corelaţiei dintre valorile susceptibilităţii magnetice şi densităţii probelor cu diferite conţinuturi în minereu din zăcământ. Se observă separaţia netă dintre minereul de magnetită şi cel de pirotină.

Din datele petrofizice s-a constatat că, în partea de nord a zăcământului, şisturile cristaline (seria Baia de Arieş), cât şi rocile sedimentare (gresii şi marne senoniene) au suferit un fenomen de cornificare care a condus la mărirea valorilor susceptibilităţii şi densităţii.

tory determinations on sample drawing from mining works. The two physical properties are strictly related to the content of magnetite and pyrrhotine in ore bodies. The correlation between values of magnetic susceptibility and density of samples having different content of ore is presented in Figure 2. It is to be noted the clear limit between magnetite ore and pyrrhotine one. Petrophysical data have shown that the northern part of the ore deposit crystalline schists (Baia de Arieş series) as well as sedimentary rocks (Senonian sandstones and shells) have been subjected to a thermal alteration process which led to an increase of magnetic and density values.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 236–241, Bucureşti, 1998

HARTA GEOTERMICĂ A ROMÂNIEI. SCARA 1:200 000 FOAIA BAIA MARE
GEOTHERMAL MAP OF ROMANIA. SCALE 1:200,000 BAIA MARE SHEET

Şerban VELICIU, Florenţa BERINDEI, Adriana ZAMFIR, Delia PAPP, Ion URECHE

Cercetările geotermice efectuate pentru foaia 1:200 000 Baia Mare se încadrează în programul Institutului Geologic al României de elaborare, reactualizare şi imprimare a hărţilor geologice şi geofizice naţionale la scara 1:200 000.

Cercetările s-au desfăşurat pe parcursul a doi ani. In 1995 s-a desfăşurat faza preliminară, ce a constat în colectarea datelor geotermice pre-existente, prelucrarea şi analiza acestora, măsurarea temperaturii în câteva foraje adânci (săpate de SC "Cuarţ" SA Baia Mare) şi întocmirea unei hărţi geotermice preliminare. În 1996 s-a continuat analiza şi sinteza datelor pre-existente şi au fost executate 11 foraje scurte de prospecţiune geotermică situate în partea sudică a foii de hartă, acolo unde informaţiile geotermice au necesitat o suplimentare.

Astfel, pentru realizarea hărţii geotermice s-au utilizat în final date de temperatură obţinute din:

• 32 de sonde relativ adânci (cu adâncimi cuprinse între 75 şi 420 m), forate în perioada 1978 - 1995 de IPEG Maramureş (actualmente SC "Cuarţ" SA Baia Mare) pentru hidrocarburi, hidrogeologie sau substanţe minerale (Veliciu, Diaconu, 1979; Veliciu et al., 1996);

• 115 foraje scurte de cercetare geotermică (cu adâncimea de 50 m) săpate de IGR în anii 1978, 1979, 1989 şi 1996 (Veliciu, Diaconu, 1979; Veliciu, Diaconu, 1980; Veliciu, Zamfir, 1990; Veliciu et al., 1996; Berindei et al, 1997).

Din punctul de vedere al metodologiei aplicate, este de menţionat că temperatura a fost măsurată în forajele scurte la cel puţin trei nivele de adâncime: 20, 30 şi 40 m, iar în forajele adânci la mai multe nivele de adâncime, începând de la 20 m până la talpa sondei. Măsurătorile s-au efectuat cu un geotermometru electronic de teren care asigură o precizie de $\pm 0.05^0$C.

Colectarea unor probe de sită din foraje şi eşantioane din aflorimente a permis determinarea în laborator a conductivităţii termice (tab.) a principalelor tipuri de roci din zonă . Valorile de conductivitate termică s-au obţinut cu o metodă de măsură în regim termic tranzitoriu. Principiul mtodei a constat în încălzirea probei cu ajutorul unei surse punctuale

The geothermal research for 1:200,000 Baia Mare sheet has been conducted within the Geological Institute of Romania Programme of compiling, reactualisation and printing of national geological and geophysical maps on the scale 1:200,000.

Two stages have been necessary to accomplish this scientific work. In a preliminary phase, during the year 1995, the existing geothermal data were collected, selected, processed and analysed. Temperature in some deep boreholes (drilled previouslly by SC "Cuarţ" SA Baia Mare) were measured and a primary geothermal map was drawn. In 1996, the analyses and synthesis of the existing geothermal data were combined with investigation in 11 short geothermal boreholes which were drilled by GIR in the most southern part of the map, where the geothermal information was less dense.

Resuming the data collecting stage, it is important to notice that temperature data were obtained from:

• 32 deep boreholes (75 - 420 m deep) drilled between 1978 and 1995 by IPEG Maramureş (SC "Cuarţ" SA Baia Mare) for hydrocarbons, hydrogeology or mining purposes (Veliciu, Diaconu, 1979; Veliciu et al., 1996);

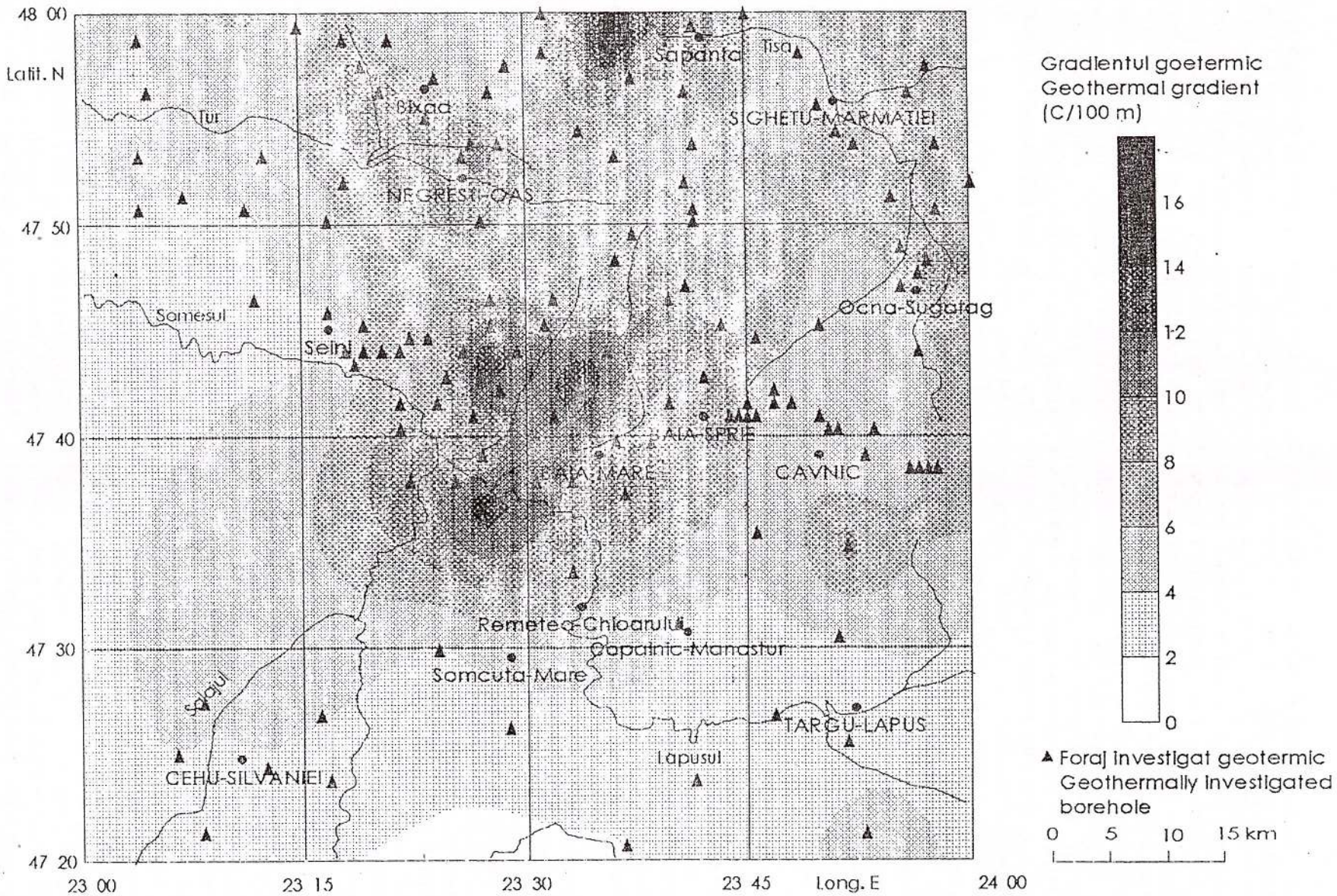
• 115 short boreholes for geothermal researches (50 m depth) drilled by GIR in 1978, 1979, 1989 and 1996 (Veliciu, Diaconu, 1979; Veliciu, Diaconu, 1980; Veliciu, Zamfir, 1990; Veliciu et al., 1996; Veliciu et al, 1997).

As for the applied methodology it is worth mentioning that temperature was measured at three different depths in the short boreholes: 20, 30 and 40 m. In the deeper boreholes measurements have been performed at a deeper interval, usually from 20 m to the bottom of the hole, by means of an electronic field geothermometer that provided a precision within range of $\pm 0.05^0$C.

Thermal conductivity of the most characteristic rocks from Baia Mare region (see table) was measured by laboratory experiments on samples collected from both boreholes and from several outcrops. The thermal conductivity values were obtained using a transient thermal regime method. The basic principle of

Institutul Geologic al României

HARTA GEOTERMICA A ROMANIEI. FOAIA BAIA MARE
GEOTHERMAL MAP OF ROMANIA. BAIA MARE SHEET



Institutul Geologic al României

de căldură produsă de un fascicol de radiaţie în infraroşu termal emisă de un laser cu CO_2. Un termosesizor fixat pe proba de rocă a înregistrat creşterea temperaturii pentru un scurt interval de timp, această creştere fiind proporţională cu viteza de disipare a căldurii în roca analizată. Prin intermediul unui program adecvat şi a unui calculator de proces s-au obţinut valorile de conductivitate termică.

Datele de temperatură din foraje au fost utilizate pentru calcularea gradientului temperaturii şi, prin interpolare cu ajutorul programului SURFER, pentru obţinerea unei imagini a distribuţiei geografice a gradientului geotermic superficial în cadrul foii de hartă Baia Mare. S-au eliminat datele de temperatură provenite din forajele afectate total sau parţial de transferul termic convectiv. Harta geotermică întocmită utilizează ca bază de reprezentare Harta geologică a României la scara 1:200.000, foaia Baia Mare (Gherasi et al., 1967).

Conform datelor obţinute din forajele adânci, considerând valoarea medie a gradientului geotermic, în zona Baia Mare se pot separa două regiuni:

- o regiune cu media gradientului geotermic de $5^0C/100$ m, situată în aria cartografică a eruptivului neogen;
- o regiune cu media gradientului geotermic de $2–3^0C/100$ m corespunzătoare zonei de aflorare a depozitelor paleogene şi neogene ale Bazinului Transilvaniei.

Din examinarea hărţii întocmite (o schiţă este prezentată în figură) izolinia de $6^0C/100$ m închide o largă anomalie de maxim geotermic suprapusă, în general, zonei de dezvoltare a vulcanitelor neogene. Anomalia de maxim pare a fi delimitată de sistemele de falii active ulterioare fracturilor majore din regiune (nord-transilvană şi Bogdan Vodă), dar anterioare manifestărilor vulcanismului neogen (Săndulescu et al., 1993). Sistemul de falii este orientat NE-SV şi NV-SE şi a afectat structura formaţiunilor preneogene.

În cadrul anomaliei de maxim geotermic se individualizează câteva apexuri cu valori maxime de $10–16^0C/100$ m, dintre care unul este localizat în estul compartimentului ridicat Livada - Oraşu Nou - izvoarele văii Săpânţa, altul în zona elevaţiei fundamentului paleogen Seini - Băiţa - Chiuzbaia, iar un al treilea în aria depresionară a fundamentului cristalin Tur Lung - Călineşti - Bixad - Remeţi (Veliciu, Diaconu, 1979). Anomalia de maxim geotermic depăşeşte la SV de Baia Mare arealul vulcanitelor neogene. Se poate presupune că aici regimul geotermic este mai ridicat datorită intersecţiei sistemului de fracturi orientat NE-SV cu falia nord-transilvană. In lungul faliei Bogdan Vodă (aproximativ pseudo-

this method consists in heating the sample by means of a punctual heat source generated by a CO_2 laser flash transmitting in infrared. A thermosesisor fastened to the rock sample recorded the temperature rise for a short time period, the temperature increase giving the dissipation speed of heat pulse inside the rock sample. The thermal conductivity of the analysed rock is proportional with the dissipation speed of heat inside the sample. The thermal conductivity values were obtained using a proper software and a process computer which solved the analytical equation governing the heat pulse transfer into the examined rock sample.

The temperature data were used in computing the temperature gradient values for each observation points. Using for interpolation the SURFER software application, a picture of the geographical distribution of superficial geothermal gradient for the Baia Mare sheet has been obtained. The temperature data from boreholes affected by convective thermal transfer were eliminated. The geothermal map has been superposed on the Baia Mare sheet of the Geological Map of Romania scale 1:200,000 (Gherasi et al., 1967).

Taking into consideration the average geothermal gradient value derived from deep boreholes two zones in the Baia Mare region have been separated:

- a zone situated in the aria of the Neogene igneous rocks with the average geothermal gradient of $5^0C/100$ m;
- a zone where the average geothermal gradient value is $2–3^0C/100$ m corresponding to the outcrop zone of the Paleogene and Neogene deposits belonging to the Transylvanian Depression.

The map (a sketch is presented in figure) shows that the $6^0C/100$ m contour line limits a large maximum geothermal anomaly, generally overlapping the Neogene volcanics cartographic area. This maximum anomaly seems to be delimited by the system of faults which were activated after the major fractures (the North-Transylvanian and the Dragoş Vodă - Bogdan Vodă faults) but before the Neogene volcanic manifestations (Săndulescu et al., 1993). The faults system strikes NE-SW and NW-SE and has disturbed the structure of pre-Neogene formations.

As parts of the maximum geothermal anomaly appear some zones with values of 10 to $16^0C/100$ m located on the elevated compartments of the Paleogene basement Livada - Oraşu Nou - Săpânţa valley springs and Seini - Băiţa - Chiuzbaia and on the lower compartment Tur Lung - Călineşti - Bixad - Remeţi (Veliciu, Diaconu, 1979). The maximum geothermal anomaly exceeds at SW Baia Mare the cartographic border of the Neogene volcanics. It may be supposed

Institutul Geologic al României

Tabel: **Valori de conductivitate termică determinate pe probe de rocă (foaia Baia Mare)**
Heat conductivity values determined on rock samples (Baia Mare sheet)

Localizare *Location*	*Adâncime* *Depth* *(m)*	*Litologie* *Lithology*	*Conductivitate term.* *Heat conductivity* *($W m^{-1} K^{-1}$)*
F 260 Cavnic	178	microdiorit microdiorite	3.07
	595	rocă sedimentară argiloasă clayey sedimentary rock	3.18
	715	rocă eruptivă alterată altered eruptive rock	4.18
F 262 Cavnic	365	sedimentar sedimentary rocks	2.48
	680	microdiorit propilitizat şl silicifiat silicified propylitized microdiorite	3.80
F 511 Cavnic - Roata S	45	piroclastite, brecii hidrotermalizate pyroclasts, hydrothermal breccias	1.89
	96	piroclastite, curgeri de lave, roci sedimentare grezoase intens silicifiate pyroclasts, flows of lava, silicified sandstones sedimentary rocks	1.85
F 516 Cavnic - Roata NE	65	andezit alterat altered andesite	1.48
	102	andezit alterat altered andesite	2.24
	120	microdiorit propilitizat şl silicifiat silicified propylitized microdiorite	1.35
Răzoare	carieră quarry	cuarţit micaceu - Precambrian micaceous quartzite - Precambrian	3.81
		calcar cristalin - Precambrian crystalline limestone - Precambrian	3.59
		cuarţit grafitos cu minereu de mangan graphite quartzite with manganese ore	3.55
confluenţa v. Lupului-v. Mare	afloriment outcrop	marnocalcar fosilifer - Oligocen (str. de Bizuşa) fossiliferous argillaceous limestone - Olig. (Bizuşa beds)	3.42
Vima-Mică	afloriment outcrop	calcar fosilifer (strate de Ciocmani) fossiliferous limestone (Ciocmani beds)	3.31
Romăneşti	afloriment outcrop	calcar fosilifer (strate de Ciocmani) fossiliferous limestone (Ciocmani beds)	3.26
V. Gâdelui	afloriment outcrop	gresie - Eocen (strate de Turbuţa) sandstone - Eocene (Turbuţa beds)	4.36
V. Chioarului	afloriment outcrop	riolit - Badenian rhyolite - Badenian	3.20
		marnă - Senonian marl - Senonian	2.71
		gresie micacee - Paleocen (fliş) micaceous sandstone - Paleocene (flysch)	2.70
Mesteacăn	afloriment outcrop	calcar fosilifer - Oligocen fossiliferous limestone - Oligocene	2.83
Răstoci	afloriment outcrop	calcar cu Nummulites fabiani limestone with Nummulites fabiani	3.64
		marnocalcar - Eocen sup. argillaceous limestone - Upper Eocene	3.61
Ileanda	afloriment outcrop	pelite fin nisipoase - Oligocen sandy pelite - Oligocene	2.38
Măgoaja	afloriment outcrop	gresie calcaroasă, marnoasă - Miocen marly calcareous sandstone	2.86
Rohia	afloriment outcrop	microconglomerat (Olig.sup.-Burdig.) microconglomerate (Upper Olig. - Burdigal.)	2.26
		marnă nisipoasă sandy marl	1.88
		concreţiuni sferoidale spheroidal concretions	4.20
		marnocalcar argillaceous limestone	4.34

Institutul Geologic al României

bordura bazinului de la sud de Baia Mare) se situează o altă anomalie de maxim geotermic.

În partea sudică a hărţii valorile gradientului geotermic scad de la $6^0C/100$ m la $1^0C/100$ m fiind caracteristice regimului geotermic redus al cuverturii post-tectonice paleogene şi molasei neogene din Depresiunea Transilvaniei (Veliciu, 1987); Săndulescu et al., 1993).

Doar un număr de zece foraje adânci au întrunit condiţiile impuse de standardele internaţionale pentru determinarea fluxului geotermic regional pe baza valorilor gradientului geotermic mediu şi a valorilor conductivităţii termice. Analizând valorile de flux termic se observă că zona Baia Sprie este caracterizată de un flux mediu de cca. 125 mW m^{-2}, zona Cavnic de 80 mW m^{-2}, zona Rotunda - Strâmbu Băiuţ de 70 mW m^{-2}, iar zona Cămârzana de 140 mW m-2. Zona Baia Sprie prezintă un regim termic diferit în partea de est faţă de cea din vest. În partea estică fluxul geotermic este de numai 85 mW m^{-2}, pe când în partea vestică valoarea atinge 168 mW m^{-2}, fiind probabil afectată de existenţa unei celule convective hidrotermale . Valorile de flux termic menţionate depăşesc de 1.5 - 2 ori fluxul "normal" al zonei (cca. 60 mW m^{-2}). Ele se înscriu în anomalia geotermică regională de maxim caracteristică eruptivului neogen al Carpaţilor Orientali (Veliciu, Diaconu, 1980; Veliciu, 1987).

În ceea ce priveşte originea anomaliei geotermice regionale de maxim care apare pe teritoriul cuprins în foaia de hartă Baia Mare s-a demonstrat (Veliciu, Visarion, 1984; Veliciu, 1987) că atât fluxul termic terestru ridicat, cât şi punerea în loc a lanţului neo-vulcanic Oaş - Gutâi - Ţibleş sunt consecinţe ale procesului din timpul Miocenului de subducţie a litosferei pe paleoplanul de consum extern (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Săndulescu, 1984). Trebuie menţionat că numai câteva procente reprezintă contribuţia la anomalia regională a căldurii conservate în sistemele magmatice andezitice dezvoltate la nivelele superioare ale crustei. Acest fapt se datorează vârstei relative mai recente a formaţiunilor aflate la sud de lanţul neo-vulcanic faţă de vulcanism.

that the high geothermal regime is connected with the zone in which take place the intersection between the NE-SW faults system and Nord-Transylvanian fracture. Another maximum geothermal anomaly is situated along the Bogdan Vodă fault (approximately the pseudolimit of the southern Baia Mare sedimentary basin).

In the southern part of the map the geothermal gradient value decreases from $6^0C/100$ m to $1^0C/100$ m marking the reduced geothermal regime characterising the Transylvanian Depression (Veliciu, 1987; Săndulescu et al., 1993).

Only ten of the deep boreholes meet the international standard conditions imposed for regional terrestrial heat flow determinations using the medium temperature gradient and the thermal conductivity value. Analysing the heat low values it has been observed that the Baia Sprie zone is associated to an average heat flow of 125 mW m^{-2}, Cavnic zone - 80 mW m^{-2}, Rotunda - Strâmbu Băiuţ zone - 70 mW m^{-2} and Cămârzana zone - 140 mW m^{-2}. Baia Sprie zone exhibits a different geothermal regime in the eastern and in the western part, respectively. In the eastern part the heat flow is only of 85 mW m^{-2}, but in the western part its value reaches 168 mW m^{-2} where the existence of a hydrothermal convective cell could not be excluded. The mentioned heat flow values exceed by a factor of 1.5 or 2 the "normal" heat flow (60 mW m^{-2}). The high regional heat flow values belong to the maximum geothermal anomaly, which is characteristic of the East Carpathians Neogene volcanic chain (Veliciu, Diaconu, 1980; Veliciu, 1987).

The regional maximum geothermal anomaly that appears on the Baia Mare map sheet has its origin (Veliciu, Visarion, 1984; Veliciu, 1987) in the Miocene subduction process of the lithosphere on the external consumption paleoplan (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Săndulescu, 1984). This geotectonic process resulted in both high terrestrial heat flow and the building up the neo-volcanic chain Oaş - Gutâi - Ţibleş. It has to be mentioned that only a few percents represent the contribution to the regional anomaly of the heat preserved into the andesitic magmatic systems situated at the upper levels of the crust.

Institutul Geologic al României

Selected References

Gherasi, N., Bombiţă, G., Kräutner, H., Vasilescu, Al. (1967) Harta geologică a României, scara 1:200 000, foaia 3 (Baia Mare). Inst. Geol., Bucureşti

Rădulescu, D., Săndulescu, M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, Amsterdam.

Săndulescu, M. (1984) Geotectonica României. 336 p., Ed. Tehn., Bucureşti.

— , **Visarion, M., Stănică, D., Stănică, M., Atanasiu, L. (1993)** Deep structure of the Inner Carpathians in the Maramureş-Tisa zone (East Carpathians). *Rom. J. Geophys.*, 16, p. 67–76, Bucureşti.

Veliciu, Ş. (1987) Geothermics of the Carpathians Area. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 16, Bucureşti.

— , **Diaconu, L. (1979)** Cercetări geotermice pentru ape termale în zona versantului sudic al lanţului Oaş-Gutâi-Ţibleş. Raport, arhiva I.G.R., Bucureşti.

— , **Diaconu, L. (1980)** Cercetări geotermice pentru ape termale în zona versantului nordic al lanţului Oaş-Gutâi-Ţibleş. Raport, arhiva I.G.R., Bucureşti

— , **Visarion, M. (1984)** Geothermal models for the East Carpathians. *Tectonophysics*, 103, Amsterdam.

— , **Zamfir, A. (1990)** Cercetări geotermice pentru ape termale pe teritoriul judeţelor Bistriţa-Năsăud şi Cluj. Raport, arhiva I.G.R., Bucureşti.

— , **Zamfir, A., Berindei, F., Papp, D., Ureche, I. (1996)** Harta geotermică a României, scara 1:200 000, foaia Baia Mare (în pregătire). Raport, arhiva I.G.R., Bucureşti.

— , **Berindei, F., Papp, D., Ureche, I. (1997)** Harta geotermică a României, scara 1:200 000, foaia Baia Mare. Raport, arhiva I.G.R., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 242–246, Bucureşti, 1998

HARTA NAŢIONALĂ DE CURENŢI TELURICI
Foile de hartă 1:200.000 Bacău, Bârlad, Covasna şi Focşani
NATIONAL TELLURIC MAPS
Joining of maps on the scale 1:200,000 Bacău, Bârlad, Covasna şi Focşani

Cornelia FURNICĂ

Cercetările prin metoda curenţilor telurici efectuate între 1979 - 1980 şi materializate prin hărţi ale parametrilor specifici (J, K şi μ) au constituit un suport pentru prezenta lucrare. Studiul a reprezentat doar un pas în asamblarea şi sistematizarea datelor de câmp electric pentru harta naţională de curenţi telurici. Lucrarea ţine cont de existenţa măsurătorilor între punctele de bază conţinute în patru hărţi sc. 1: 200 000 : Bacău, Bârlad, Covasna şi Focşani, în intenţia de a obţine o imagine unitară pe acest areal.

Prin prelucrarea parametrilor mai sus menţionaţi - clasici - s-a obţinut elipsa de polarizare a câmpului electric, utilizând procedeul elipsei absolute, cunoscându-se faptul că elipsa telurică este o funcţie complexă a " elipsei sursei" - dependentă de timp - şi a "elipsei geologice" - ca invariant în raport cu timpul.

Având la bază reprezentarea grafică a elipselor de polarizare a câmpului electric (fig. 1), s-au dedus şi alţi parametri cum ar fi : diferenţa de fază dintre cele două componente ale câmpului electric, orientarea faţă de nord a axei mari a elipsei, elipticitatea, aria elipsei şi parametrii lui Stokes. Cu privire la ultimii, ei sunt exprimaţi ca rapoarte adimensionale, determinarea lor fiind un pas important în studierea ulterioară a fenomenelor de reflexie şi refracţie la interfaţa dintre structuri geologice cu proprietăţi electrice diferite.

. În plus, a fost prelucrat, prin procedeul Baranov, un profil de valori μ, având ca rezultat o secţiune calitativă ce conţine comportamentul liniilor de curent şi, prin urmare, dedusă din acesta, o imagine a structurii în adâncime.

Rezultatele finale se constituie în hărţi ale parametrilor clasici (fig. 2, 3) şi ale celor derivaţi, în secţiunea obţinută în urma modelării prin procedeul Baranov (fig. 4), discuţiile de mai jos referindu-se nu numai la parametrii clasici, ci şi la aplicabilitatea celor noi.

Au fost puse în evidenţă câteva caracteristici structurale după cum urmează:

– anomalia de maxim, determinată în zona Galaţi,

The investigations carried out by telluric current method between 1979 and 1980, materialized in specific parametrical maps (J, K and μ), have been the support of the present work. With a view to assembling and systematizing the telluric data for the National Map of Telluric Current, this work has been just a step. The work has also taken into account the fact of existing measurements between the basis locations for four maps at the scale 1:200 000 : Bacău, Bârlad, Covasna and Focşani, in order to join them.

Processing the above shown parameters - called classical - using the absolute ellipse procedure, the electric field polarization ellipse has been obtained. It is already known that the telluric ellipse is a complex function of "source ellipse" - time dependent - and of "geological ellipse" - as an invariant.

On the basis of drawing the electric field polarization ellipse (Fig. 1), some other characteristic parameters have been derived, such as: the phase difference between the two electric components, the ellipse major axis orientation with respect to north, the ellipticity, the ellipse area, and the Stokes parameters. Concerning the last, they are usually expressed as undimesional ratios, their estimation being a serious step for further studies of reflection and refraction phenomena at the interface between geological structures having different electrical features.

Moreover, a profile of μ parameter values has been processed by means of Baranov procedure, resulting in a qualitative cross-cut of the current lines behavior and an image of the depth structure connected with, as well.

The final results consist of the classical and derived parameters mappings (Figs. 2, 3) and the Baranov cross-cut (Fig. 4), further discuss and conclusions referring not only to them but also to the feasibility of the new derived parameters.

Some structural features have been emphasized by different telluric parameters as follows:

– the high values anomaly determined in Galaţi region, visible on all maps, represents the effect of lifting of the North-Dobrogean promontory basement almost up to the surface; the prolongation tendency

Institutul Geologic al României

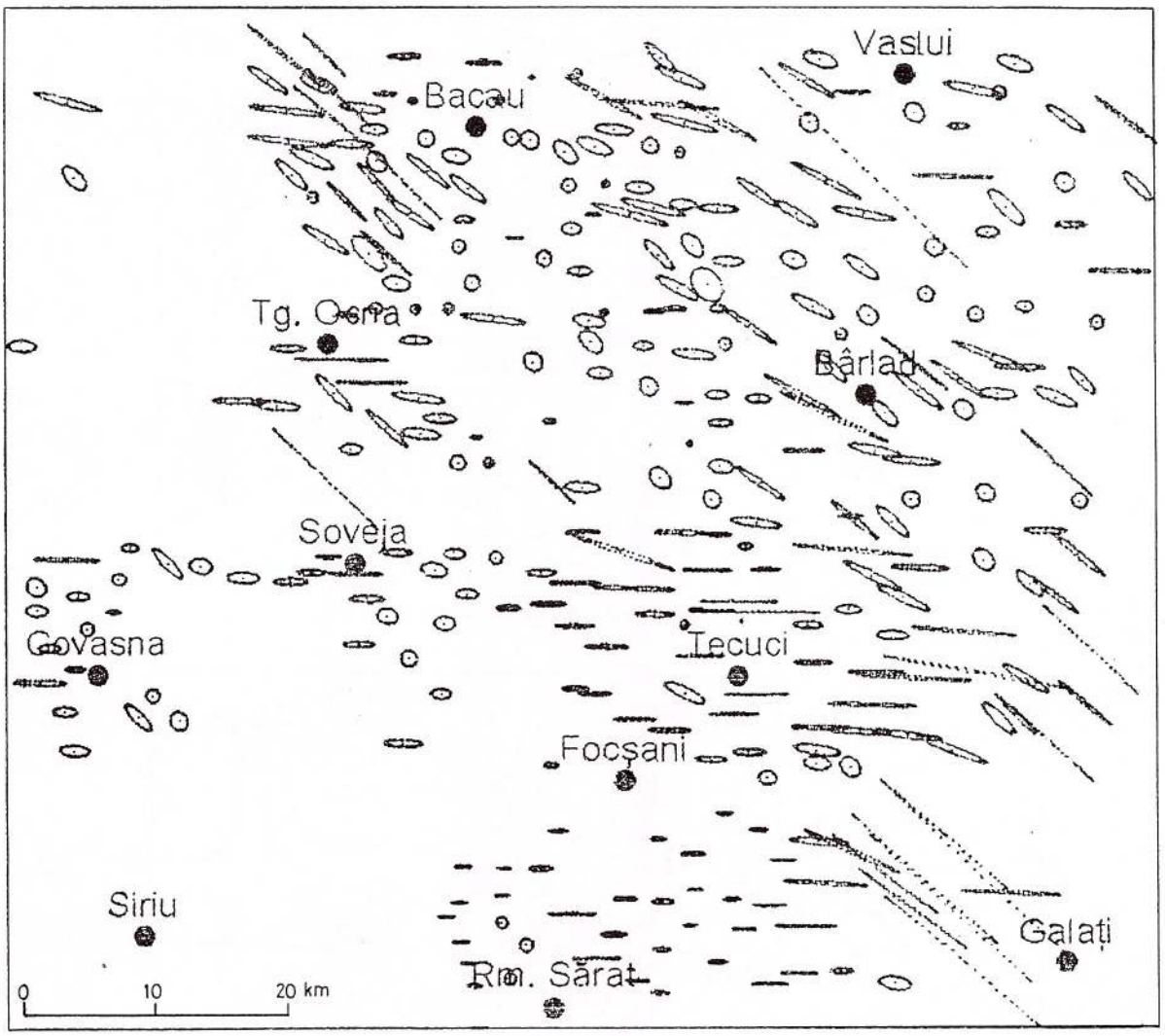


Fig. 1 – Harta cu elipsele de polarizaţie a câmpului electric. Foile: Bacău, Vaslui, Covasna, Focşani.
Map with the electric field polarization ellipses. Sheets: Bacău, Vaslui, Covasna, Focşani.

Institutul Geologic al României

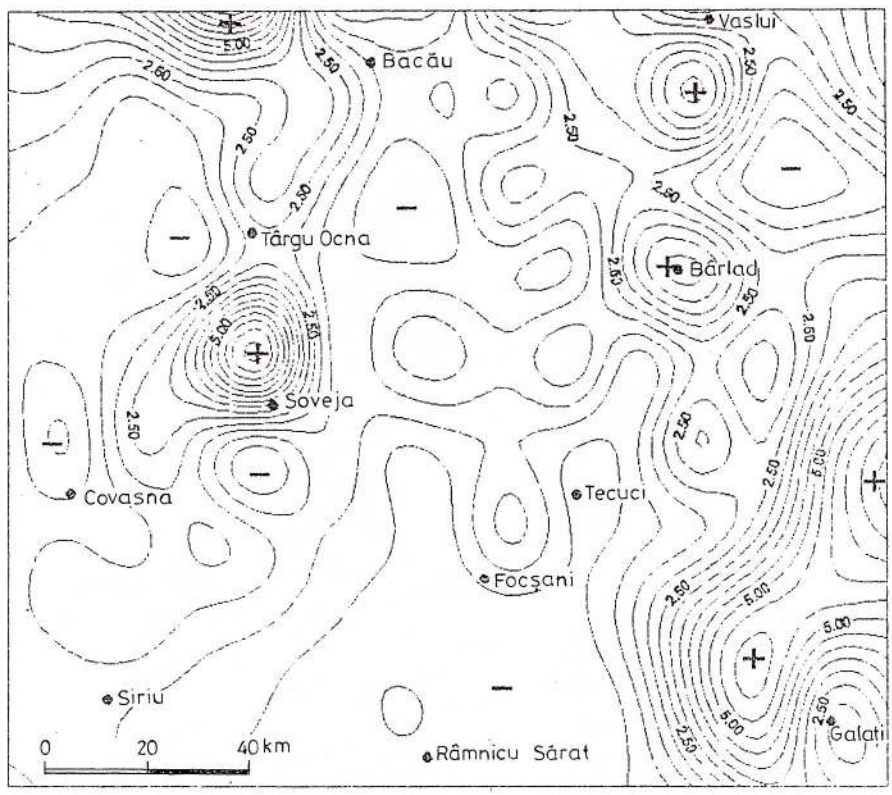


Fig. 2 – Harta parametrului J. Map of J parameter.

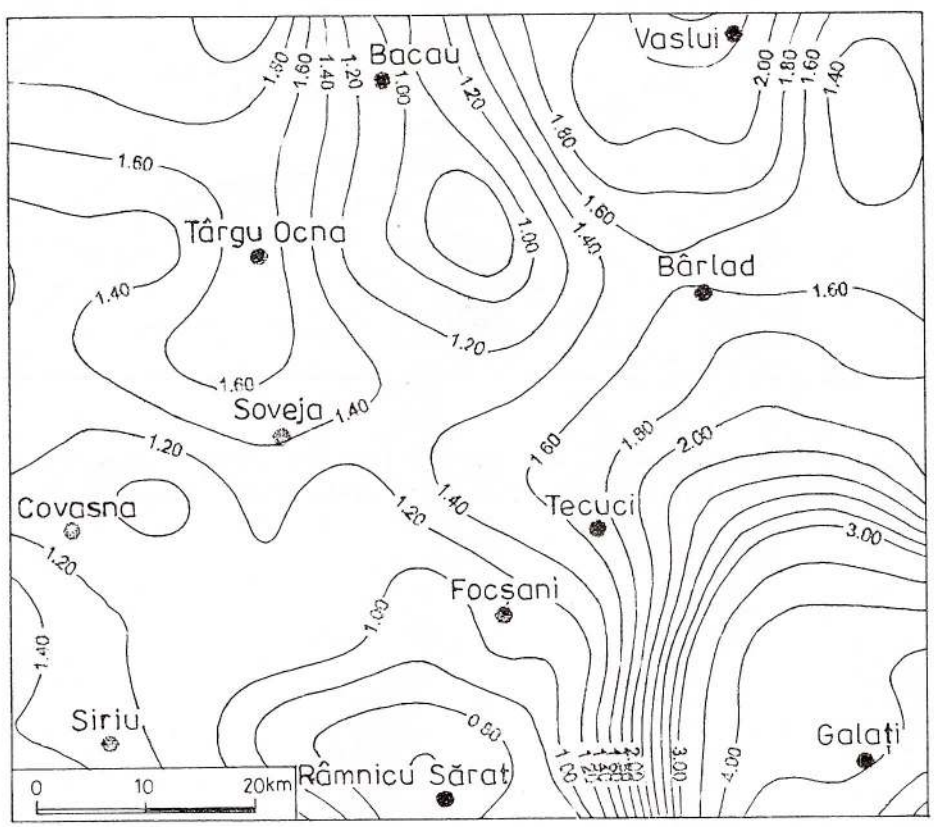


Fig. 3 – Harta parametrului μ. Foile: Bacău, Vaslui, Covasna, Focşani.
Map of μ parameter. Sheets: Bacău, Vaslui, Covasna, Focşani.

Institutul Geologic al României

prezentă pe toate foile de hartă, reprezintă efectul ridicării fundamentului Promontoriului Nord - Dobrogean aproape la suprafaţă; tendinţa de prelungire a acestei ridicări pe sub depozitele sedimentare ale Avanfosei apare evidentă pe hărţile parametrilor μ, S_1, S_3, elipticitate şi orientarea axei mari; limita de nord a Promontoriului Nord-Dobrogean cu Depresiunea Predobrogeană are loc în lungul unui sistem de fracturi;

– în partea mediană a Depresiunii Predobrogene există o structură anticlinală observabilă pe hărţile parametrilor K, J, elipticitate, S_1, S_3 şi orientarea axei mari, ca valori de maxim; spre nord această structură pare să se dezvolte până în dreptul localităţii Vaslui;

– pe flancurile nordic şi sudic ale acestei ridicări mediane, apar zone de scufundare a subasmentului rezistiv, corelate cu îngroşarea depozitelor sedimentare;

– spre sud-vest de Vaslui, aproape toţi parametrii prezintă o structură mai rezistivă - sursă a anomaliei de maxim rămasă deschisă în partea de nord a hărţilor; această anomalie se poate constitui într-o soluţie în determinarea limitei sudice a Platformei Moldoveneşti şi a contactului ei cu Platforma Scitică, limită a cărei soluţie nu este univocă; prin urmare, această anomalie poate avea ca sursă chiar fundamentul rezistiv al Platformei Moldoveneşti. Cu privire la acestea, pentru a trage concluzii mai precise, ar trebui analizate şi date din staţii situate la nord de harta Vaslui;

– pe harta parametrului μ apare foarte bine conturat un cordon de gradient, marcând la vest şi nord, limitele fundamentului Dobrogei de Nord; mai mult decât atât, acest cordon de gradient permite aprecierea că fundamentul este deplasat şi coboară în trepte spre Depresiunea Focşani - Odobeşti, constituind cea mai tipică dezvoltare a Avanfosei Carpatice;

– la vest de Bârlad, toţi parametrii telurici indică o îngroşare a zonei sedimentare;

– incluse în Avanfosa Externă, zone mai restrânse de rezistivitate crescută - prin comparaţie cu zonele adiacente - par să reprezinte fie consecinţa unor neomogenităţi rezistive incluse în cuvertura sedimentară, fie efectul cumulat al fundamentului şi al neomogenităţilor din cuprinsul stivei sedimentare; aceeaşi situaţie poate fi reprezentată de zonele de maxim anomal, aflate în vestul zonei cercetate, cu precădere la nord şi sud de V. Trotuşului;

– minimul anomal din zona Brateş - Breţcu - Covasna are ca sursă îngroşarea depozitelor sedimentare reprezentând Depresiunea Breţcu;

– în încercarea de a modela câmpul teluric, a fost adoptat procedeul Baranov, ajungându-se la o sec-

of this ridge below Foreland sedimentary deposits is quite evident on the maps of μ, S_1, S_3, ellipticity, and major axis orientation; the northern limit of the North-Dobrogean Promontory with the Predobrogean Depression takes place along a fault system;

– in the middle part of the Predobrogean Depression there is an anticline structure determined on the K, J, ellipticity, S_1, S_3, and major axis orientation maps as high values anomalies; towards north, this structure appears to be developed up to Vaslui;

– on the northern and southern sites of this medial lifting, zones of dipping basement occur, connected with thickening of the sedimentary deposits;

– towards south-west of Vaslui, almost all parameters show a more resistive structure, being the source of the high values anomaly, remained opened in the northern part of the maps; this anomaly could be a solution for determining the southern limit of the Moldavian Platform and of its joint with Scythian Platform, known as an ambiguous problem till now; therefore, this anomaly could have as source the basement of the Moldavian Platform itself; regarding these, for more accurate conclusions, data north of the Vaslui map should be analyzed;

– on the μ parameter plotting, a very well contoured gradient belt occurs, emphasizing to the west and north the North Dobrogea basement limits; moreover this gradient belt imposes that the basement is removed and gradually dipping towards Focşani-Odobeşti Depression, being the most typical development of the Carpathian Foreland;

– towards west of Bârlad all telluric parameters show a thickening sedimentary zone;

– included in External Foreland, less extended zones of higher resistivity than the adjacent formations appear to be either the consequence of some resistive unhomogeneities inside the sedimentary cover, or taken joint actions of both basement and sedimentary sources; the same situation could be represented by the presence of high anomalous zones in the western searched area, particularly north and south of the Trotuş Valley;

– the low anomalous zone in the area Brateş-Breţcu-Covasna has as source the thickening of the sedimentary deposits representing the Breţcu Depression;

– in attempting to model the telluric field, Baranov procedure has been adjusted, achieving a cross-cut on NW-SE direction. This cross-cut qualitatively emphasizes the depth distribution of the geological structures like faults, blocks, relationship between the geological formations with different electrical features.

As a conclusion, the maps of the telluric parameters, either the classical or the derived ones, have

Institutul Geologic al României

ţiune transversală pe direcţia NV - SE. Această secţiune pune în evidenţă, în mod calitativ, distribuţia în adâncime a structurilor geologice cum ar fi falii, blocuri tectonice, relaţiile dintre formaţiunile geologice cu însuşiri electrice diferite.

Ca o concluzie, hărţile parametrilor telurici, atât cei clasici cât şi cei derivaţi, au un conţinut structural preponderent regional, oferind un tablou unitar al relaţiilor dintre diferitele elemente geologice ale orizontului rezistiv de referinţă din Moldova de Sud, permiţând o corelare cu informaţiile geologice şi cu alte date geofizice.

a prevalent regional and structural content, yielding an integrated picture of relationships between the different geological elements of the resistive reference target in the Southern Moldavia, allowing a correlation with geological and other geophysical information.

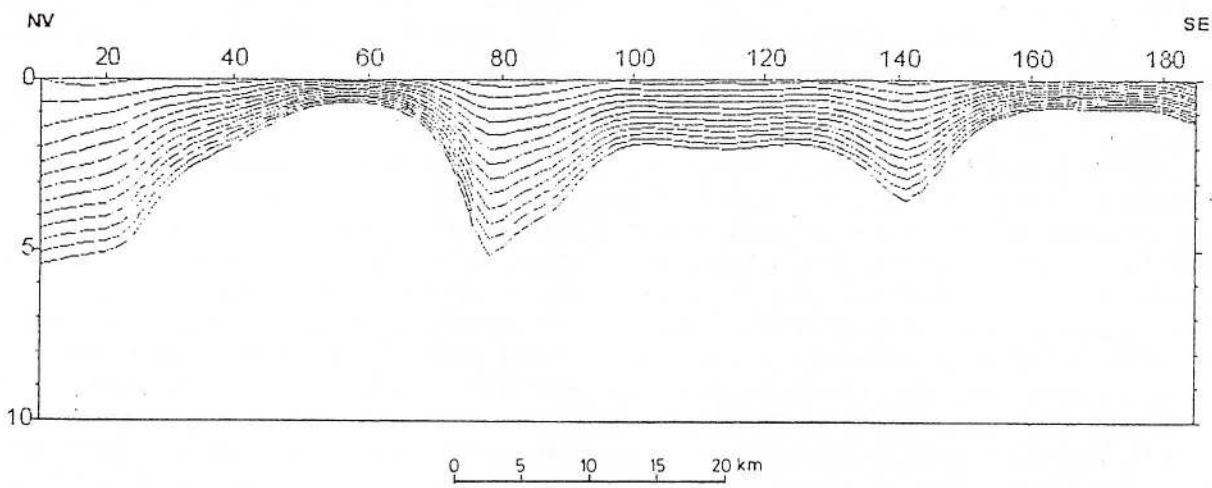


Fig. 4 – Secţiune a distribuţiei densităţii de curent obţinută prin procedeul Baranov.
Section of the current density distribution obtained by Baranov procedure.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 247–251, Bucureşti, 1998

HARTA GRAVIMETRICĂ A ROMÂNIEI, SCARA 1:50.000, Foile Sânnicolau Roman, Gepiu, Ceica, Vârciorog şi Vadu Crişului
THE GRAVITY MAP OF ROMANIA ON THE SCALE 1:50,000, Sânnicolau Roman, Gepiu, Ceica, Vârciorog and Vadu Crişului Sheets

Adrian NICOLESCU

Hărţile gravimetrice întocmite la scara 1:50.000 în anul 1996 au continuat activitatea de cartografiere gravimetrică spre sud a părţii estice a Depresiunii Panonice, activitate începută în urmă cu 6 ani. Ele au fost elaborate pe baza unui număr de 5.104 staţii gravimetrice, cu o densitate medie de acoperire de 3,5 st/km^2 şi pentru două valori de densitate ale stratului intermediar, 2,20 g/cm^3 şi respectiv, 2,67 g/cm^3. Nivelul de referinţă a fost considerat nivelul zero (respectiv nivelul Mării Baltice), iar ca sistem de referinţă s-a adoptat sistemul gravimetric 1971. Calitatea foarte bună a materialului primar a permis obţinerea hărţilor anomaliei regionale şi locale, care alături de datele geologice, geofizice şi de foraj au condus la interpretarea adecvată a datelor. Corelarea acestor date a impus concluzia că anomalia Bouguer reprezintă, cu puţine excepţii, efectul reliefului fundamentului regiunii, fie fundament cristalin, fie fundament preneogen.

Problema interpretării anomaliilor gravimetrice locale din această unitate este mai dificilă deoarece substratul formaţiunilor neogene este constituit dintr-o stivă de formaţiuni mezozoice relativ groasă pe alocuri. În aceste condiţii se poate aprecia că anomaliile locale vor reflecta în principal contrastul de masă ce se realizează între formaţiunile neogene şi cele preneogene, ultimele putând fi alcătuite fie din şisturi cristaline, îndeosebi în sectorul vestic sau din şisturi cristaline şi cuvertura lor mezozoică în sectorul estic. O problemă ce poate apărea în multe sectoare este dezvoltarea în secţiunea geologică a unor formaţiuni cretacice în facies de fliş, care se diferenţiază prin densitatea lor mai mică.

În cadrul Bazinului post-tectonic Beiuş se separă mai multe aliniamente de maxim şi de minim, care sugerează o compartimentare a fundamentului în blocuri cu poziţii spaţiale diferite,mărginite de fracturi periferice.

Un prim aliniament de minim gravimetric cuprinde anomalia Luncasprie - E. Cotiglet - E. Stracos cu o forma alungită pe direcţia NV-SE şi amplitudinea de -5 mgal şi în continuare spre NV, anomalia Tăşad - Hidişelu de Sus, de formă ovală şi cu amplitudinea de -3 mgal.

The gravity map sheets on the scale 1:50,000 performed during 1996 represent the continuation of an activity started 6 years ago.

Two variants of the Bouguer anomaly, for 2.20 g/ccm and 2.67 g/ccm, have been constructed on the basis of 5104 gravity stations, that represents a mean coverage of about 3.5 st/sq.km. The Baltic Sea reference level was taken into account for the elevation corrections and gravity system 1971 was used as a gravity reference level.

A good quality of the observation data allowed to gather high accuracy filtred images in separating regional and gravity effects, leading to an appropiate interpretation by integrating additional geophysical, geological and drilling data. Basically, the idea revealed within the interpretation process was that the Bouguer anomaly mainly represents the effect of the basement relief of the area.

Local anomalies can be interpreted with difficulty due to the presence of the thick Mesozoic formations inside this basement. Within such circumstances, the main contrasts could occur between the Neogene formations of the sedimentary cover and, respectively, the crystaline schists western area or the crystalline schists Mesozoic formations eastern region. The presence of the mesozoic flysch formations with its lower density values can seriously complicate the interpretation.

The gravity pattern within the Beiuş post-tectonic basin, with its higher and lower Bouguer anomaly sectors, suggested the presence of uplifted and lowered basement compartments along a complex fault system.

The first gravity alignment consists of two elongated anomalies: Luncasprie - E Cotigleţ - E Stracoş, striking north-west, with an amplitude of -5 mgal, and Tăşad - Hidişelu de Sus, with an amplitude of -3 mgals.

The former shows a high gradient on its north-eastern flank, well superposed on the Corbeşti fault track, the contact between the Permian-Werfenian deposits and the Neogene cover of the Beiuş post-tectonic basin. The anomaly pattern seems to suggest a gradual deepening toward south-east of the basement, with a maximum depth between Crănceşti and Topa de Sus vilages.

Institutul Geologic al României

Prima anomalie de minim prezintă pe flancul nordestic un gradient orizontal mărit care se suprapune pe traseul faliei Corbeşti, ce marchează contactul tectonic dintre depozitele permo-werfeniene şi cele neogene ale Bazinului post-tectonic Beiuş. După datele geologice falia Corbeşti poate fi urmărită pe cca. 10 km lungime, până spre bazinul Roşia, în sud-est. Configuraţia anomaliei evidenţiază că îngroşarea se face treptat de la NV spre SE, zona de maximă îngroşare fiind situată între localităţile Crănceşti şi Topa de Sus.

Anomalia de minim Tăşad - Hidişelu de Sus, cu orientare aproximativ est-vest reprezintă efectul unui deficit de masă determinat de îngroşarea formaţiunilor neogene, ceea ce corespunde unei zone de coborâre a fundamentului. Ea este mărginită la sud de un cordon de gradient orizontal mărit de 4–5 mgal/km, după direcţia Tăşad - Hidişelu de Jos - Sauaieu, ce reflectă o porţiune din fractura majoră care delimitează în partea nordică Bazinul post-tectonic Beiuş şi apare decalat spre sud datorită unei fracturi NE–SV pe direcţia aproximativă E Dicăneşti - V Stracoş - E Tăşad, ce se reflectă şi în harta gravimetrică prin inflexiunea izogalei de 0 mgal.

La paralela localităţii Mierlău gradientul orizontal atinge valoarea de 8–9 mgal/km şi înspre nord se dezvoltă o anomalie locală de maxim cu o formă alungită pe direcţia E–V şi intensitatea în apex de 8 mgal şi care reflectă un compartiment ridicat al fundamentului, bine încadrat tectonic (anticlinalul Drăgeşti - Mierlău).

La sud de această anomalie se dezvoltă un aliniament de minim S Sauaieu - Sumugiu - N Lăzăreni - Ceica, care se continuă spre sud-est, în prelungirea sinclinalului Lăzăreni - Beiuş. Se remarcă anomalia Sumugiu - Dicăneşti cu amplitudinea de -5 mgal şi orientarea aproximativ E–V şi care prezintă tendinţe de maxim pe direcţiile Dicăneşti - Ceica, Sumugiu - Gepis şi Sumugiu - S Sauaieu.

Spre vest, pe teritoriul foilor Gepiu şi Sânnicolau Roman se dezvoltă o tendinţă de minim pe direcţia Sânnicolau Roman - N Gepiu - N Şititelec, care trece în continuare în Bazinul Beiuş ce reflectă tot un compartiment depresionar al fundamentului. Această interpretare este confirmată de hărţile transformate, care redau efectul gravitaţionbal produs de morfologia fundamentului.

O semnificaţie deosebită pare să aibă fractura S Cheresig - S Livada - Leş, care se continuă spre est constituind limita nordică a Bazinului Beiuş. Corelată cu datele seismice, ea se plasează în zona axială a unei boltiri a fundamentului, care fără să aibă o săritură mare, contribuie probabil la separarea domeniilor de Bihor şi de Codru. Această problemă este dificil de soluţionat, deoarece formaţiunile mezozoice ar putea fi prezente şi în zona depresionară Sânnicolau Roman

The latter anomaly, Tăşad - Hidişelu de Sus, striking mainly eastward, also represents the effect of a thicker neogene cover. In the southern area a higher gradient of about 4–5 mgals/km occurs between Tăşad - Hidişelu de Jos - Sauaieu, by reflecting a segment of the major fault from the northern flank of the Beiuş post-tectonic basin. It seems to be southward shifted by a more recent tectonic accident, striking NE–SW, between E Dicăneşti - V Stracoş - E Tăşad.

North of Mierlău latitude, where the gravity gradient reaches 8–9 mgals/km, a Bouguer anomaly E–W elongated high of about 8 mgals seems to reflect the presence of an uplifted sector of the basement within the area of the area of the Drăgeşti-Mierlău anticline.

South of this anomaly, between S Sauaieu - Sumugiu - N Lăzăreni -Ceica, a gravity low occurs, going on south-eastward, as an extention of the Lăzăreni - Beiuş syncline. Within the compartment, the Sumugiu - Dicăneşti local low of about -5 mgals as well as some maximum trends (e.g. Dicăneşti - Ceica, Sumugiu - Gepiu and Sumugiu - S Sauaieu) were outlined.

Westward, on the area of the Gepiu and Sânnicolau Roman map sheets, a gravity low trend occurs between the Sânnicolau Roman - N Gepiu - N Sititilec, going on towards the Beiuş basin, as a result of the presence on another lowered basement sector. This interpretation seems to be supported by the images provided by filtered gravity maps.

A special attention might be paid to the S Cheresig - S Livada - Leş fault, the northern limit of the Beiuş basin. As supported by the seismics data too, it seems to occur in an anticline area of the basement without producing a large shift of the neighbouring blocks, but probably splitting the area into two main domains (Bihor and Codru). It is rather difficult to solve the problem because the Mesozoic deposits could also be present in the depression area Sânnicolau Roman - N Gepiu - N Sititelec, with a maximum depth of about 2800 m, toward the state border area.

A general structural sketch on the scale 1:200,000, with many structural details for the territory of the Gepiu and Ceica map sheets, has been constructed on the basis of the interpretation of the filtered (regional and local) gravity maps (Figs. 1, 2).

The main aspects reflected by the high gradient areas consist in the outlining of the presence of the crustal faults along the southern and northern flanks of the Borod and Beiuş basins.

Close to the south, the revealed regional gravity lows seem to belong to the maximum basement depth areas, flanked by major faults, striking NE-SW and NW-SE. In both cases, between these major faults and the tectonic accidents of the basins southern flanks, uplifted compartments of the basement occur.

The special significance of the faults located in the

Institutul Geologic al României

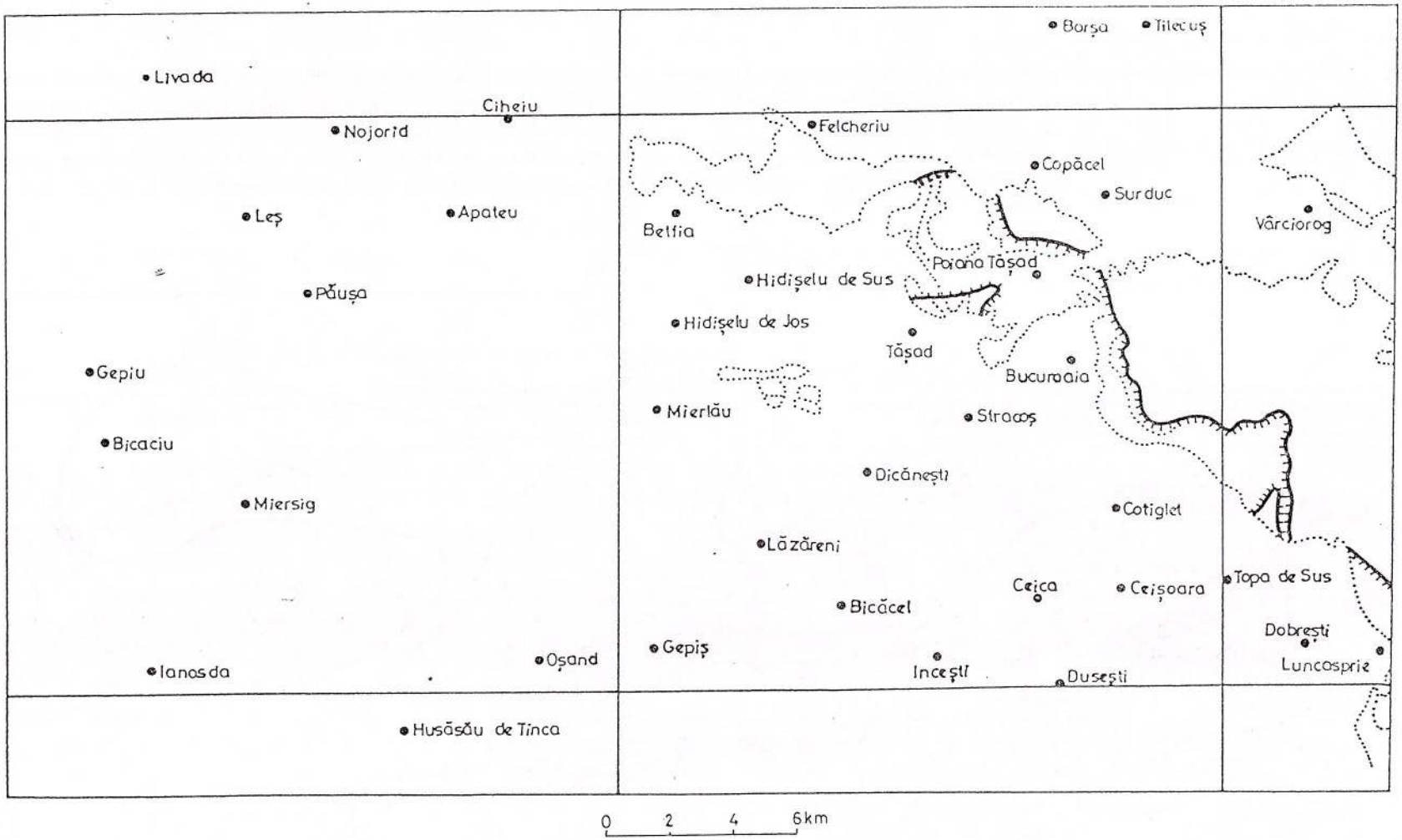


Fig. 1 – Harta geologică a formaţiunilor neogene din sectorul estic al Depresiunii Pannonice, foile Gepiu şi Ceica, scara 1:200.000.
SISTEMUL PÂNZELOR DE CODRU: 1, depozite neogene şi cuaternare acoperind formaţiuni permiene şi mezozoice; 2, Pânza de Arieşeni (formaţiuni permiene şi triasice inferioare); 3, Pânza de Finniş-Gârda (formaţiuni permien-mezozoice şi metamorfice prealpine); UNITATEA DE BIHOR: 4, depozite neogene şi cuaternare acoperind formaţiuni mezozoice; 5, formaţiuni cretacice inferioare în afloriment; 6, formaţiuni jurasice superioare în afloriment.
Datele geologice conform: Harta geologică scara 1:200.000, Şimleul Silvaniei, 1967; Harta geologică scara 1:50.000, Zece Hotare, 1986.

The geological map of the Neogene formations within Eastern Pannonian Depression, Gepiu and Ceica map sheets at the scale 1:200,000.
CODRU NAPPES SYSTEM: 1, Quaternary and Neogene deposits covering Permian and Mesozoic formations; 2, Arieşeni Nappe (Permian and Lower Triassic); 3, Finiş-Gârda Nappe (Permian-Mesozoic and prior to Alpine metamorphic rocks); BIHOR UNIT: 4, Neogene and Quaternary deposits covering mesozoic formations; 5, Cretaceous formations located in lower position within the outcrop; 6, Jurassic formations located at the upper position within the outcrop.
Geological data according to: Şimleul Silvaniei, Geological map at scale 1:200,000, 1967; Zece Hotare, Geological map at scale 1:50,000, 1986.

Institutul Geologic al României

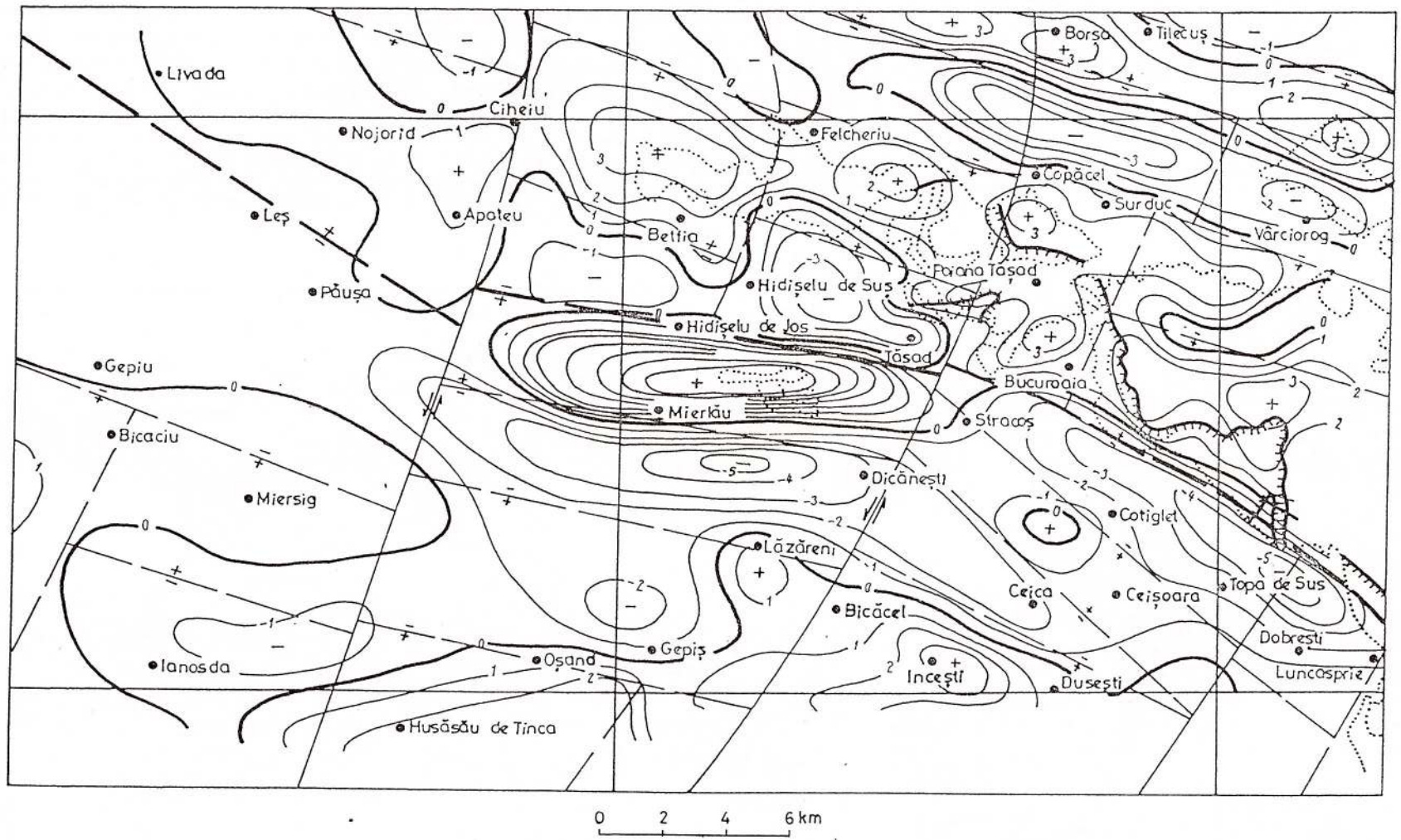


Fig. 2 – Elemente structurale de detaliu deduse din hărţile gravimetrice ale anomaliei locale, foile Gepiu şi Ceica, scara 1:50.000.

1, izogală având valoarea de 1 mgal; 2, maxim gravimetric; 3, minim gravimetric; 4, fracturi de ordinul I; 5, fracturi de ordinul II; 6, fracturi de decroşare; 7, compartiment ridicat/coborât.

Detailed Structural elements as deduced from the gravity maps of the local anomaly, Gepiu and Ceica map sheets at the scale 1:50,000.

1, gravity contour (in mgals); 2, gravity high; 3, gravity low; 4, first order faults; 5, second order faults; 6, strike-slip faults; 7, uplifted/lowered compartment.

Institutul Geologic al României

- N Gepiu - N Şititelec, cu adâncimea maximă de -2800 m, în zona de graniţă cu Ungaria.

Pe baza hărţilor gravimetrice ale anomaliei regionale şi locale întocmite pentru cele 5 foi de machetă, s-a realizat o schiţă cu elemente structurale de detaliu pentru teritoriul foilor Gepiu şi Ceica (anexele 1 şi 2) la scara 1:200.000.

Aspectul general al câmpului gravităţii în Bazinul Borodului şi la sud de flancul nordic al Bazinului Beiuş arată că fracturile majore, reflectate de cordoane de gradient orizontal mărit se dispun pe ramele nordice ale celor două bazine, şi reflectă fracturi la nivel crustal.

Imediat la sud se remarcă anomalii regionale de minim, care corespund unor zone de maximă scufundare a fundamentului, delimitate de dislocaţii cu caracter major, cu orientări NE–SV şi NV–SE, ce se situează în interiorul acestor bazine. În ambele cazuri, între aceste dislocaţii majore şi cele corespunzătoare ramei sudice a bazinelor, ultimele mai puţin expresive, se dispun compartimente mai elevate ale fundamentului.

Importanţa deosebită a fracturilor de pe rama nordică a bazinelor Borod şi Beiuş este sugerată şi de continuitatea lor spre vest, în substratul Depresiunii Pannonice, şi care par a avea un caracter profund şi înclinări spre SSV şi SV.

Având în vedere morfologia anomaliei locale putem identifica traseul faliei majore S Livada - Leş - S Mierlău - Stracoş - N Cotiglet - Luncasprie, care se continuă spre sud-est şi constituie flancul nordic al Bazinului post-tectonic Beiuş. Ea este afectată de fracturile din sistemul NE–SV, cum sunt fractura Miheleu - Dicăneşti - Poiana, şi la vest fractura E Ianosda - Sauaieu - E Sânmartin. În interiorul acestor compartimente delimitate de fracturi majore se pot delimita blocuri ridicate şi coborâte. În nordul foii Ceica poate fi urmărit traseul fracturii Serghiş - Felcheriu - N Sânmartin, care desparte în nord un bloc coborât pe direcţia Varciorog - Sarand, reflectat printr-o anomalie locală de minim cu amplitudinea de -3 mgal, de un alt bloc, mai ridicat, Băile 1 Mai - S Felcheriu - E Poiana, ce marchează ridicarea formaţiunilor cretacice ale cuverturii sedimentare ale Unităţii de Bihor pe direcţie NV–SE şi încălecarea lor de către formaţiunile din sistemul pânzelor de Codru (Pânza de Arieşeni, în care o dezvoltare mare o au depozitele permiene şi triasice inferioare).

La sud se remarcă, pe fondul unor anomalii locale de minim, un compartiment coborât alcătuit din trei subcompartimente, Hidişelu de Jos - Sauaieu, Hidişelu de Sus - Tăşad şi Stracoş - Topa de Sus, din care ultimul este cel mai coborât.

La nord de tronsonul Dicăneşti - Sauaieu, ce aparţine de fractura nordică a Bazinului post-tectonic Beiuş, pe baza morfologiei anomaliei locale Mierlău - E Sauaieu şi a intensităţii sale se poate delimita un compartiment ridicat ce reflectă apariţia la zi a formaţiunilor triasice din cadrul pânzei de Arieşeni. El pare a se continua spre sud-est, pe direcţia Drăgeşti - Ceişoara, printr-un compartiment mai puţin ridicat ce desparte blocul coborât Stracoş - Topa de Sus de blocul coborât Ceica - Dicăneşti - S Sauaieu, care face trecerea spre Bazinul Beiuşului.

northern Borod and Beiuş basins is also emphasized by their extension to the large distances toward west, within the basement of the Pannonian Depression. They seem to deep toward SW or SSW and exhibit a large depth development.

Starting from the local Bouguer anomaly pattern, the track of the major fault Livada - Leş - Mierlău - Stracoş - Cotigleţ - Luncasprie may be outlined too. It goes on south-eastward by constituting the northern flank of the Beiuş post-tectonic basin. On the other hand, it seems to be transformed by more recent tectonic accidents, striking NE–SW, as the Miheleu - Dicăneşti - Poiana and Ianosda - Sauaieu - Sânmartin faults.

Within the major compartments outlined by these major faults, second-order uplifted or lowered basement sectors may also be pointed out. Northern Ceica map sheet, the Serghiş - Felcheriu - Sânmartin faults separates a northern lowered block, Vârciorog - Sarand, mainly reflected in gravity low of about -3 mgals and a southern uplifted one, Băile 1 Mai - Felcheriu - Poiana, which reflects the rising of the Cretaceous sedimentary cover of the Bihor Unit along the NW–SE strike and their overthrusting on the geological formations belonging to the Codru nappes system (Arieşeni nappe, within which Permian and Lower Triassic deposits have a large development).

Southward, the general low level of the gravity anomaly suggests the presence of a lowered sector of the basement shared into three compartments (Hidişelu de Jos - Sauaieu, Hidişelu de Sus - Tăşad şi Stracoş - Topa de Sus), among which the lowest position bellong to the Stracoş - Topa de Sus area.

North of the Dicăneşti - Sauaieu sector, belonging to the northern fault of the Beiuş post-tectonic basin, the gravity anomaly local high seems to be the result of the presence of an uplifted compartment of the basement, as reflected by the outcroping of the Triassic rocks of the Arieşeni nappe within the area. It seems to go toward south-east, be separating the lowered compartment Stracoş - Topa de Sus from another lowered sector, Ceica - Dicăreşti - Sauaieu, that represents the pass through the Beiuş basin.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 252–258, Bucureşti, 1998

CERCETĂRI MAGNETOTELURICE DE-A LUNGUL PROFILELOR LUGOJ-TEREGOVA ŞI ALBA-IULIA–AGNITA
MAGNETOTELLURIC RESEARCHES ALONG LUGOJ-TEREGOVA AND ALBA-IULIA–AGNITA PROFILES

Maria STĂNICĂ, Dumitru STĂNICĂ, Liviu ASIMOPOLOS, Ana IVANOV, Horia NISTOR

Sondajele magnetotelurice (MTS) obţinute pe aceste două profile (fig. 1) aduc, în principal, informaţii referitoare la structura adâncă şi evoluţia tectonică a Orogenului Carpatic şi Depresiunii Panonice, precum şi la vulcanismul asociat procesului de subducţie. Prin utilizarea unui spectru larg de frecvenţe s-a realizat tomografierea geoelectrică a crustei la adâncimi corespunzătoare acestora.

Evident, cei doi parametri geoelectrici mai importanţi în obţinerea unei imagini clare privind structura adâncă şi elementele tectonice, cum ar fi zonele rupturale, planele de şariaj sau subducţie, sunt rezistivitatea (ρ) şi faza (ϕ). De notat că informaţiile furnizate de aceşti parametri sunt prezentate atât pentru E-polarizat (ρ şi ϕ paralel la structură), cât şi pentru B-polarizat (ρ şi ϕ perpendicular la structură), în cazul structurilor 2-D. Este important, de asemenea, să menţionăm că ϕ oferă posibilitatea de a corecta "şiftul static" care apare în curbele de rezistivităţi datorită efectului neomogenităţilor laterale, în scopul de a îmbunătăţi calitatea interpretării datelor.

Dezvoltarea spaţială a principalelor unităţi tectonice şi raporturile structurale dintre acestea au constituit obiectivul major al acestor cercetări. În acest context, o importanţă deosebită a fost acordată Dacidelor Interne şi Mediane, precum şi Zonei de Sutură Tethysiană Majoră.

Rezultatele magnetotelurice (MT) sunt prezentate ca secţiuni de adâncime (fig. 2 şi 3) elaborate pe baza principalelor limite de contrast de rezistivitate şi a pseudosecţiunilor de distribuţie a rezistivităţilor şi fazelor.

Profilul Lugoj - Caransebeş - Teregova

Acesta reprezintă terminaţia sudică a geotraversei Vărşand - Lugoj - Teregova, care urmează a fi continuată până la Baia de Aramă. În scopul prezentării unei imagini geologice mai generale, figura 2 include şi rezultatele obţinute între Vărşand şi Lugoj.

Inversia curbelor MTS (rezistivitate şi fază) a condus la un model geoelectric care constă din patru

Magnetotelluric soundings (MTS) achieved on these two profiles (Fig.1) mainly emphasize the deep structure and the tectonic evolution regarding the Carpathian Orogen and the Pannonian Depression, as well as the volcanism associated to the subduction process. By using a large scale of frequencies, the geoelectrical tomography of the crust for various depths was accomplished.

Obviously, the two most important geoelectric parameters in giving a clear image concerning the deep structure and tectonic elements, such as the ruptural zones, thrust and subduction planes, are resistivy and phase. It is to note that the information given by these parameters is shown both for the E-polarization (resistivity and phase parallel to the structure) and B-polarization (resistivity and phase perpendicular to the structure), in the case of the 2D geological structure. It is also important to mention that the phase parameter offers the possibility to correct the "static shift" effect existing in the resistivity curves, generated by the lateral inhomogeneities, with the aim to improve the quality of the data interpretation.

The development on the horizontal and vertical direction of the main tectonic units, as well as establishment of the structural raports among them, constituted the major task which had to be revealed. In this context, a special problem is related to the supplementary data concerning both the Internal and Median Dacides and the Main Tethyan Suture Zone.

The MT results are presented as deep cross sections (Figs. 2 and 3) elaborated on the basis of the main resistivity contrast limits and resistivity and phase distribution pseudosections. In order to verify the accuracy of the geological model (Vărşand-Lugoj), a 2D modelling was carried out (Fig. 4).

Lugoj-Caransebeş-Teregova profile

It represents the southern end of the Vărşand-Lugoj-Teregova geotransect, which is to be continued next year up to Baia de Arama. This is the reason that Figure 2 includes also the results obtained between Vărşand-Lugoj, in order to reveal a more

Institutul Geologic al României

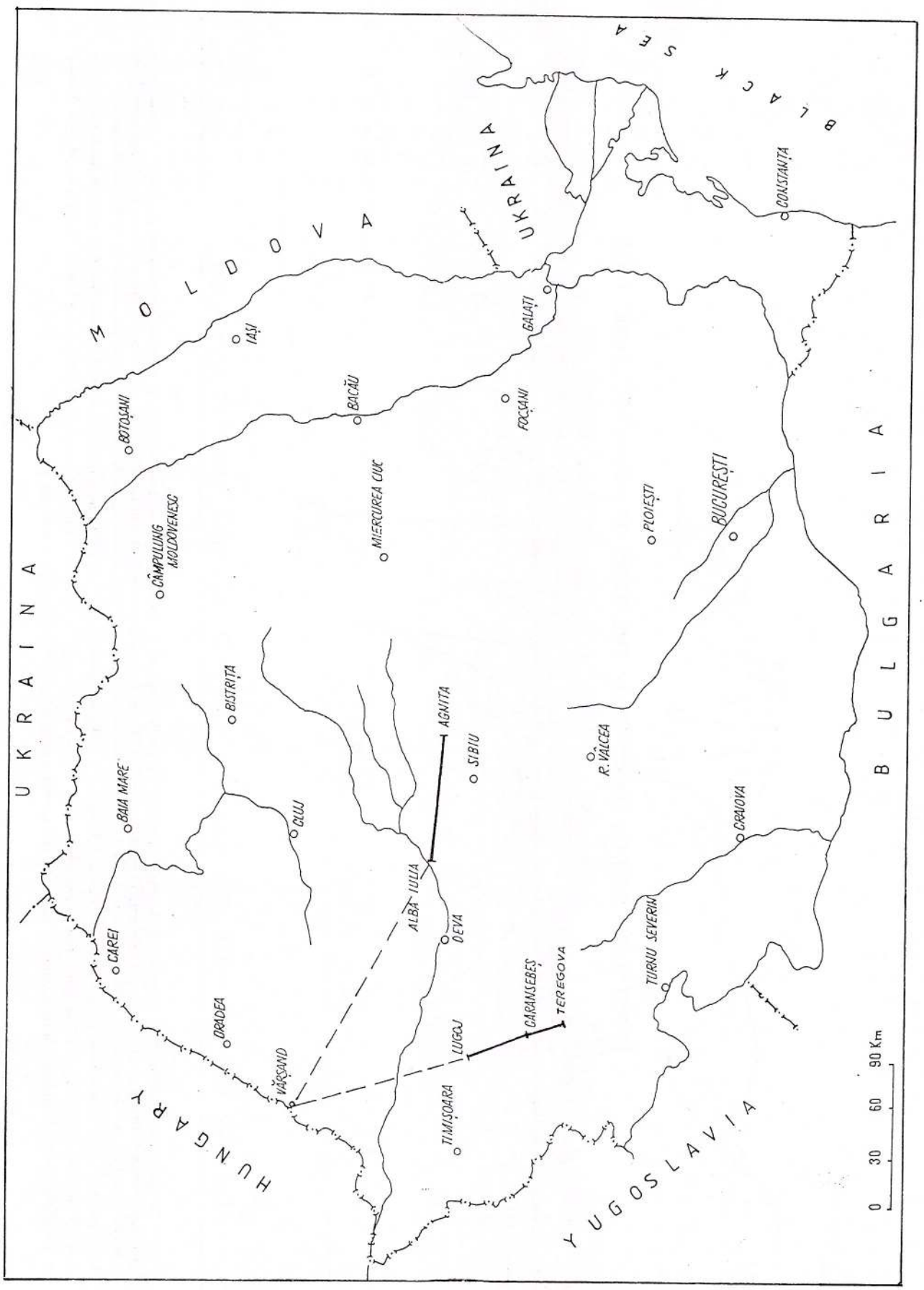


Fig. 1 – Schiță cu amplasamentul profilelor magnetotelurice.
Sketch with the location of the magnetotelluric profiles.

Institutul Geologic al României

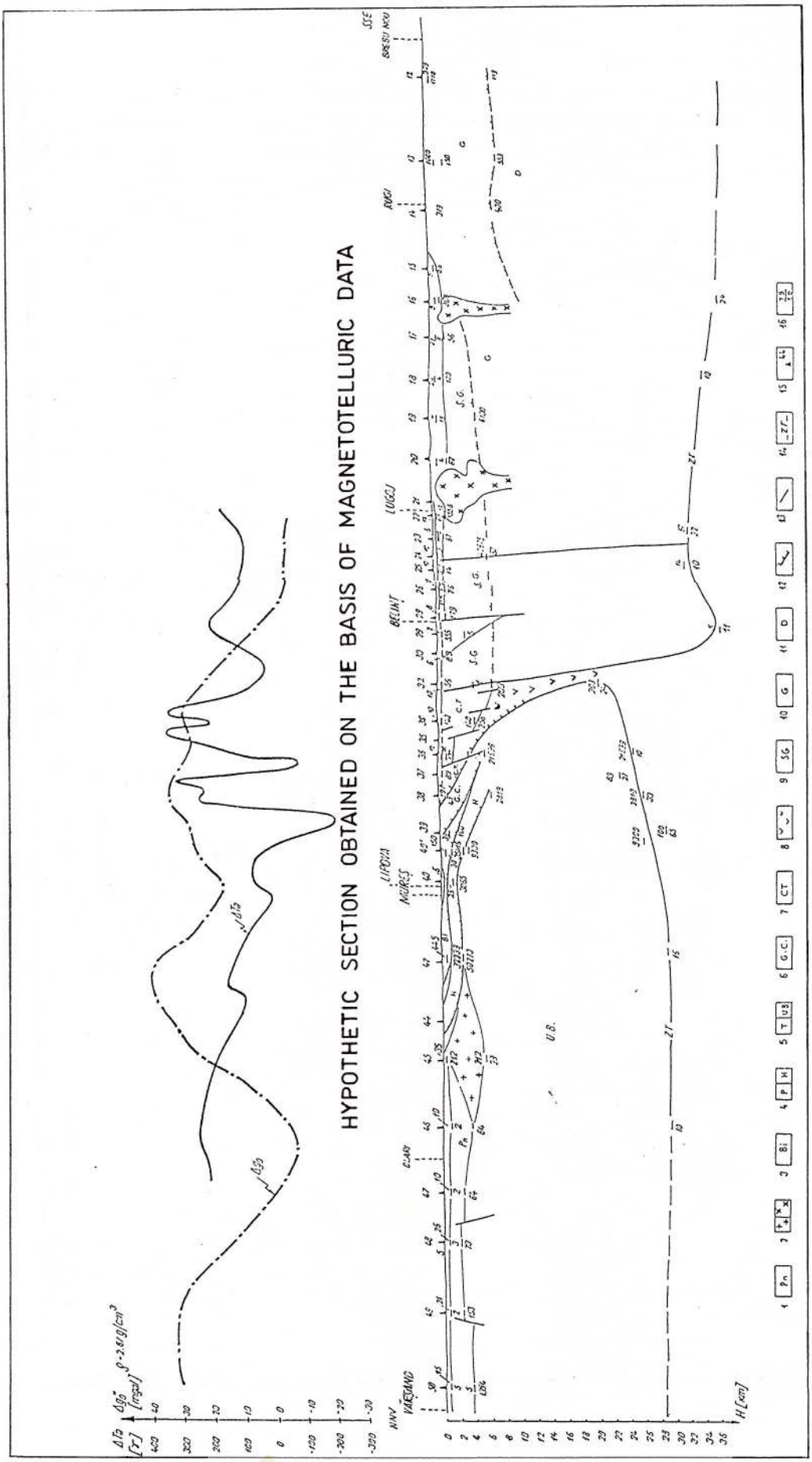


Fig. 2 – Secțiune magnetotelurică de adâncime de-a lungul profilului Vărșand-Teregova. 1, cuvertura sedimentară neogenă; 2, magmatite (neogene și banatite); 3, Pânza de Biharia; 4, Pânza de Highiș (P-cuvertura sedimentară); 5, unitatea de Bihor (T-cuvertura sedimentară); 6, Pânzele Groși-Criș; 7, Pânzele Căpâlnaș-Techereu; 8, zonaprincipală tethyană de suturǎ; 9, Pânza Supragetică; 10, Pânza Getică; 11, unitǎți danubiene; 12, șariaj; 13, falie; 14, zonă de tranziție; 15, amplasament MTS; 16, rezistivitate.

Magnetotelluric deep cross-section along the profile Vărșand-Teregova. 1, Neogene sedimentary cover; 2, Magmatites (Neogene and banatites); 3, Biharia Nappe; 4, Highiș Nappe (P-sedimentary cover); 5, Bihor Unit (T-sedimentary cover); 6, Groși-Criș Nappes; 7, Căpâlnaș-Techereu Nappes; 8, Main Tethyan Suture Zone; 9, Supragetic Nappe; 10, Getic Nappe; 11, Danubian Units; 12, thrust; 13, fault; 14, transition zone; 15, MTS location; 16, resistivity.

Institutul Geologic al României

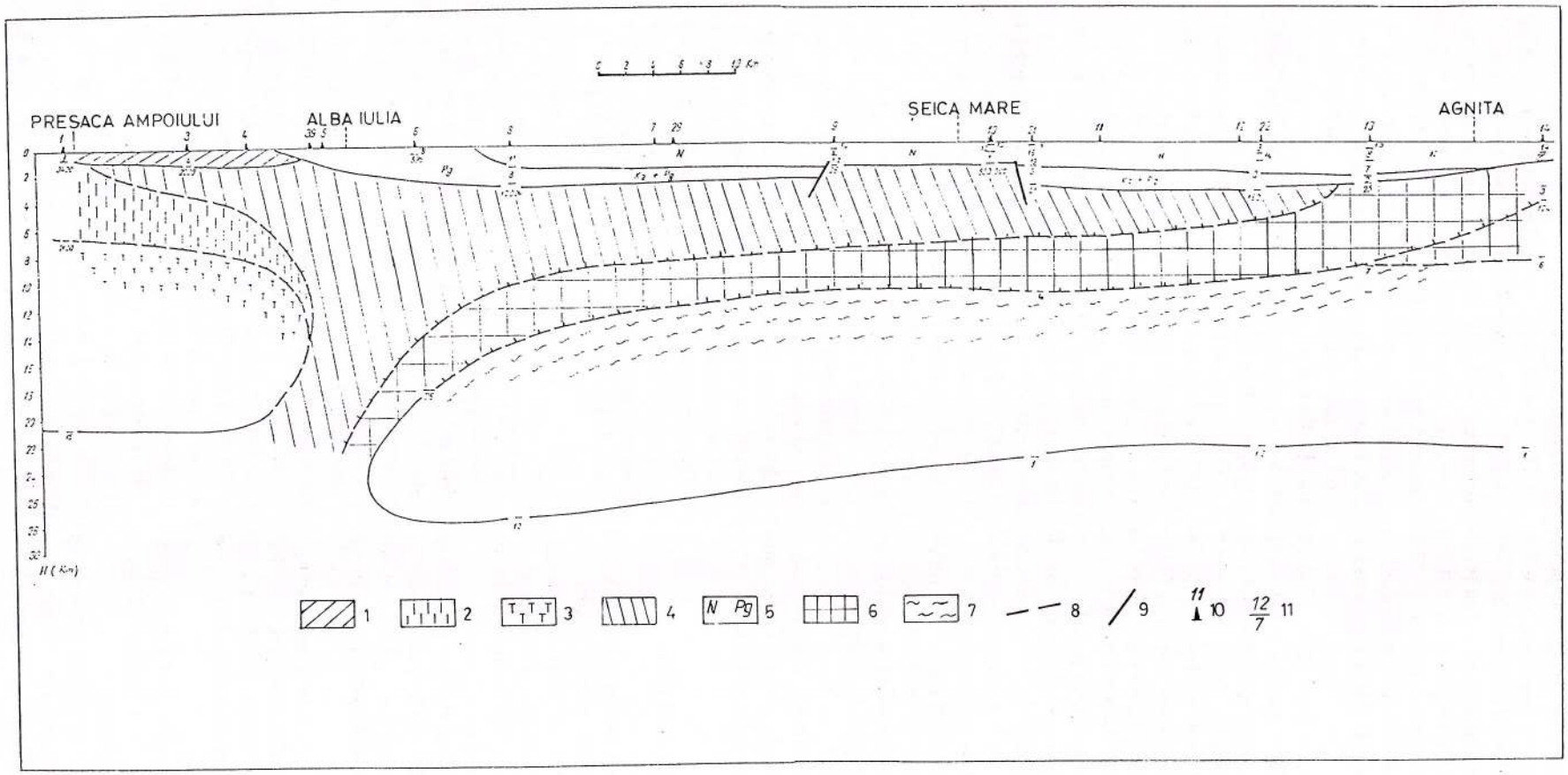


Fig. 3 – Secţiune magnetotelurică de adâncime de-a lungul profilului Alba Iulia - Agnita. 1, Transilvanide (cuvertură sedimentară); 2, Pânzele Biharia-Baia de Arieş; 3, unitatea de Bihor; 4, Transilvanide (ofiolite); 5, cuvertură sedimentară post-Tectogenetică; 6, Pânzele carpatice centrale şi estice; 7, soclu cristalin; 8, şariaj; 9, falie; 10, amplasament MTS; 11, limita contrastului de rezistivitate.

Magnetotelluric deep cross-section along the profile Alba Iulia-Agnita. 1, Transylvanides (sedimentary cover); 2, Biharia-Baia de Arieş Nappes; 3, Bihor Unit; 4, Transylvanides (ophiolites); 5, Post-tectogenetic sedimentary cover; 6, Central-Est Carpathian Nappes; 7, Crystalline socle; 8, Thrust; 9, Fault; 10, MTS location; 11, resistivity contrast limit.

Institutul Geologic al României

orizonturi principale. Primul, în general conductor (ρ 24 ohm.m), cu grosimea cuprinsă între 800 m (MTS 15) şi 2000 m (MTS 20), corespunde cuverturii sedimentare post-tectogenetice a Depresiunii Pannonice. În schimb MTS 14, 13 şi 12 reflectă pentru primul strat rezistivităţi mai mari (379–1790 ohm.m), care pledează pentru prezenţa rocilor metamorfice aparţinând Pânzei Getice. Grosimea acesteia nu depăşeşte 8000 m.

Orizontul al doilea, evidenţiat între MTS 17 şi 24, cu grosimi de 4000 până la 6000 metri şi rezistivitaţi relativ scăzute (16-100 ohm.m), reprezintă Pânzele Supragetice şariate peste Getic. Spre sud, între MTS 15 şi 12, al 2-lea strat este atribuit Danubianului. Valorile relativ scăzute de rezistivitate (119–560 ohm.m) la limita sa superioară conduc la ipoteza existenţei fie a unei cuverturi sedimentare, fie a unor filme de grafit formate la contactul de şariaj.

La baza Pânzelor Supragetice se dezvoltă un alt orizont important, atribuit Unităţii Getice, ale cărei rezistivităţi sunt mai mari, fără o separare clară a unităţilor metamorfice getice de cele supragetice.

La o adâncime care oscilează între 32 şi 36 km, este evidenţiată o zonă de tranziţie de la crusta casantă la cea ductilă, marcată printr-o puternică modificare a proprietăţilor electrice, ajungându-se la valori de rezistivitate de 10–32 ohm.m.

Corelând morfologia izoliniilor de rezistivitate şi faza cu anomalia aeromagnetică, au fost evidentiate două corpuri magmatice (probabil banatite), între MTS 20 şi 21 MTS 16 şi 17.

Profilul Alba Iulia - Agnita

Rezultatele magnetotelurice obţinute de-a lungul acestui profil sunt materializate într-o secţiune de adâncime (fig. 3) care asamblează toate informaţiile furnizate de inversia 1-D a curbelor de MTS şi de alte date geoelectrice obţinute din pseudosecţiunile de distribuţie a rezistivităţii şi fazei.

Un puternic gradient de fază si rezistivitate relevă aşa-numita "Zona de Sutură Tethysiană Majoră" în vecinătatea oraşului Alba Iulia. Spre est de aceasta zonă sunt separate câteva orizonturi având proprietăţi electrice diferite.

Primul orizont, atribuit cuverturii sedimentare postectogenetice a Bazinului Transilvaniei, este caracterizat prin valori de rezistivitate oscilând între 6–14 ohm.m, şi grosimi care variază între 1000 m şi 3000 m.

Al doilea orizont este reprezentat de Pânzele Transilvane (formaţiuni ofiolitice şi sedimentare) ale căror rezistivităţi nu depăşesc 1000 ohm.m.

În ceea ce priveşte Dacidele Mediane, acestea nu au putut fi clar separate de Pânzele Transilvane, prin contraste de rezistivitate. Cuvertura sedimentară a

general geological image.

The inversion of the MTS curves (resistivity and phase) led to a geoelectrical model consisting of four principal horizons. The first one, in general conductive (Ro < 24 ohm.m), with a thickness varying between 800m (MTS-15) and 2000m (MTS-20), correspondes to the post-tectogenetic sedimentary cover of the Pannonian Depression. In return, the MTS-14, 13 and 12 reflect higher resistivities (379-1790 ohm.m) for the first layer, which indicates the presence of the metamorphic rocks belonging to the Getic Nappe. Its thicknees does not exceed 8000m.

The second horizon, observed between MTS-17 and MTS-24, is characterized by thickness alternating between 4000 m and 6000 m and rather low resistivities (16–100 ohm.m) and represents the Supragetic Nappes thrusting over the Getic Nappes. Towards south, between MTS-15 and MTS-12, the second horizon consists of the Danubian Unit. Its relative low resistivities values (119–560 ohm.m) lead to the hypothesis of the existence either of a conductive sedimentary cover belonging to the Danubian, or of the graphitic films at the thrust contacts.

Another important horizon, developed at the basis of the Supragetic Nappes, is represented by the Getic Unit, whose resistivities values are higher than the Supragetic ones, without separating clearly the Getic and Supragetic metamorphic units.

A transitional zone from the brittle to ductile crust, marked by resistivities of 10–32 ohm.m, is emphasized at a depth oscilating between 32 and 36 km.

By correlating the morphology of the resistivity and phase isolines with the aeromagnetic ones, two magmatic bodies (maybe banatites) were mapped between MTS 21-MTS 20 and MTS 16-MTS 17.

Alba Iulia - Agnita profile

The MT results carried out along this profile are materialized by a deep cross-section (Fig. 3), assembling all the information supplied by the 1D inversion of the MTS curves and other geoelectrical data released from the resistivity and phase distribution pseudosections.

In Alba Iulia zone a very strong resistivity and phase gradient points out the so-called Main Tethyan Suture Zone. From this zone to the east, some horizons having various electric properties are separated.

The first one is characterized by the resistivity values oscilating between 6 and 14 ohm.m, while the thickness is alternatig between 1000m and 3000m.

It is interpretated as a post-tectogenetic sedimentary cover of the Transylvanian Basin.

The second horizon is represented by the Transylvanian Nappes (ophiolites and sedimentary formations) whose resistivities do not exceed 1000 ohm.m.

Institutul Geologic al României

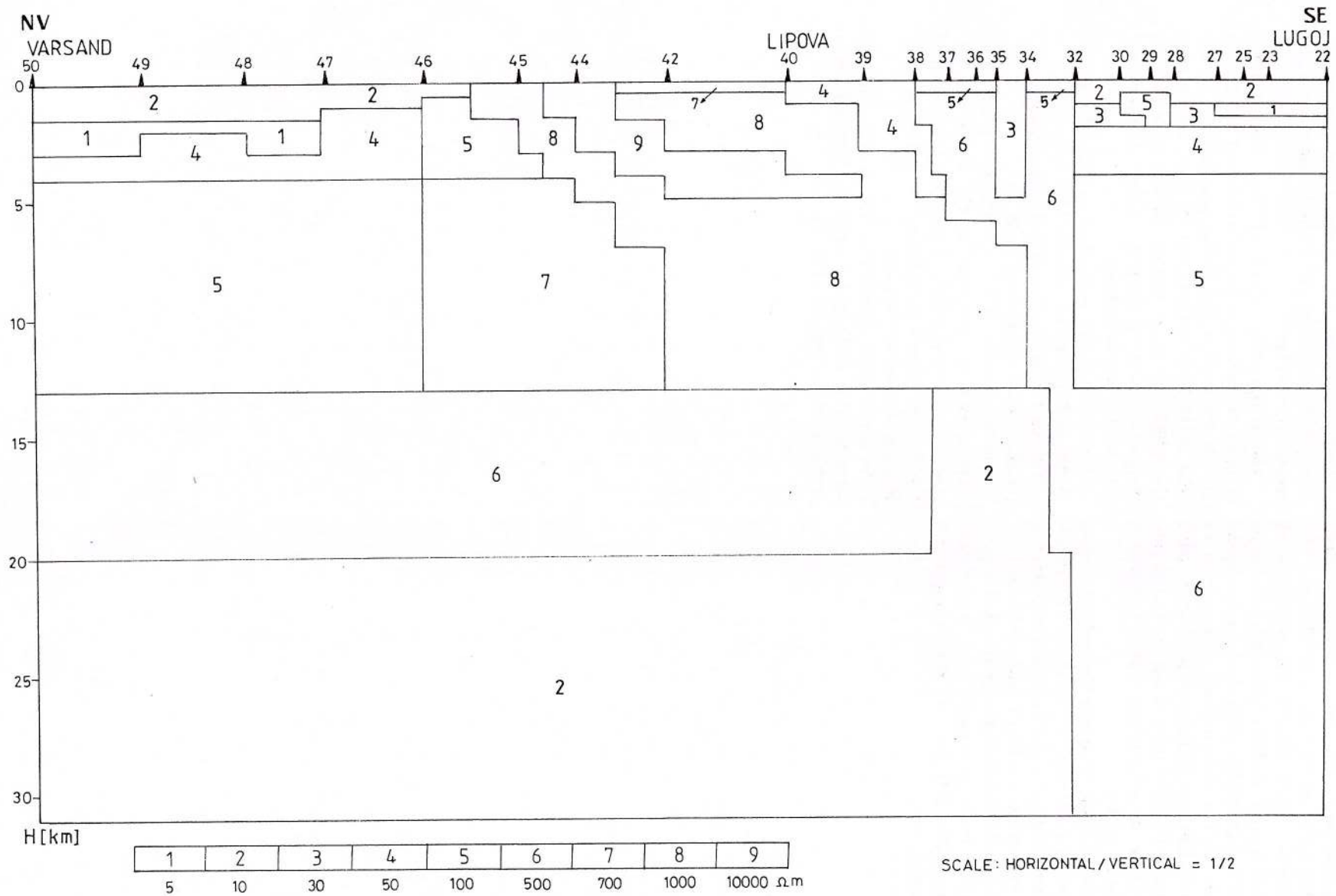


Fig. 4 – Model 2D al geotraversei panono-carpatice
2D Model on the Pannono-Carpathian geotransect

Institutul Geologic al României

Pânzelor Transilvane, caracterizate prin rezistivităţi de 4–9 ohm.m şi grosimi de 600–1000 m, este evidenţiată spre vest de Zona de Sutură Tethysiană Majoră. Sub aceasta, se dezvoltă complexul ofiolitic şi sistemul Pânzelor de Biharia şi de Arieş, însumând o grosime de 6000 m. Este necesar, de asemenea, să menţionăm ca Unitatea de Bihor se prelungeşte până în apropierea zonei Alba Iulia. Ca şi în cazul primului model, apare, de asemenea, o zonă de tranziţie la adâncimi de 23–26 km.

Subducţia sistemului Pânzelor Central Est Carpatice, asociată cu procesul de obducţie al Transilvanidelor, reprezintă un aspect tectonic important în explicarea evoluţiei sistemului Pannono-Carpatic.

Pentru verificarea acurateţii interpretării sondajelor magnetotelurice în această zonă, a fost construită o modelare 2-D (fig. 4) pentru segmentul Vărşand-Lugoj.

As regards the Median Dacides, these could not be clearly separated from the Transylvanian Nappes by resistivity contrast.

The sedimentary cover of the Transylvanian Nappes, characterized by resistivities of 4-9 ohm.m and the thickness of 600-1000m, is drawn up towards west of the Main Tethyan Suture Zone. Under this, the ophiolitic complex and the Biharia-Baia de Arieş Nappes system are developed, accumulating together a total thickness of 6000m.

It is also necessary to mention that the Bihor Unit is extended to the east, nearby Alba Iulia.

Like on the first profile, a transitional zone is emphasized, too, at depths of 23–26 km.

The subduction of the Central-Est Carpathian Nappes System, associated to the obduction process of the Transylvanides, stands for a very important tectonic aspect in explaning the evolution of the Pannono-Carpathian system.

As a procedure of verifying the accuracy of MT interpretation, a 2D modelling for the Vărşand-Lugoj segment was elaborated (Fig. 4).

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 259–262, Bucureşti, 1998

CERCETĂRI PRIN METODA SONDAJELOR MAGNETOTELURICE ÎN MUNŢII APUSENI DE SUD (Pe două profile în zona Zlatna-Abrud)
MAGNETOTELLURIC RESEARCHES IN THE SOUTHERN APUSENI (On two Mountains Profiles in Zlatna-Abrud Area)

Călin VISARION, Horia NISTOR

Având scopul de a îmbunătăţi imaginea structurii geologice adânci, între anii 1995 şi 1996, au fost realizate, în Apusenii de Sud, două profile de sondaje magnetotelurice. Aceste profile au direcţii paralele cu orientarea SV-NE, şi o distanţă între ele de aproximativ 7 km. Ele sunt situate între localităţile Cornăţel şi Micleşti-Mogoş – cel nordic – şi între SV Techereu şi Ghioncani – cel sudic.

Ca urmare a prelucrării datelor, prin eşantionarea curbelor de rezistivitate şi de fază pe fiecare profil, au fost obţinute patru pseudosecţiuni. Acestea descriu distribuţia valorilor de fază şi de rezistivitate pe direcţiile principale de polarizare a câmpului electromagnetic, în funcţie de perioadă (T). Ele conţin informaţii calitative atât cu privire la structura geologică, precum şi la gradul ei caracteristic de anizotropie.

Pe de altă parte, cu ajutorul inversiei 1D – procedeu automat bazat pe algoritmul lui Marquardt – au fost obţinute două imagini care descriu zone cu domenii de rezistivitate caracteristice. Aici se poate sublinia că imaginile rezultate sunt trasate în raport cu adâncimea. Comentariul de mai jos ţine cont mai degrabă de aceste două secţiuni de adâncime decât de pseudosecţiuni.

Cele două secţiuni de adâncime obţinute prin inversia 1D a datelor magnetotelurice au arătat câteva aspecte, după cum urmează:

1. Întreaga structură geologică din zona cercetată este divizată tectonic în blocuri afectate de mişcări pe verticală.

2. Spre deosebire de profilul nordic (fig. 1), cel sudic (fig. 2) identifică prezenţa complexului ofiolitic în compartimentul său sud-vestic. Ofiolitele par să aibă o grosime constantă (900–1000 m) între locaţiile 9 şi 12, de unde, până la capătul sud-vestic al profilului, grosimea creşte rapid.

3. Depozitele cretacice prezintă grosimi diferite în funcţie de elementul structural căruia îi aparţin; blocul central este puternic căzut atât în nordul, cât şi în sudul zonei cercetate, astfel încât depozitele cretacice au aici cele mai mari grosimi.

4. Plutonul neogen determinat pe profilul nordic

Two profiles of magnetotelluric soundings had been carried out between 1995 and 1996, in the Southern Apuseni Mountains, with a view to improving the image of the deep geological structure. These profiles have parallel directions under an orientation SW–NE, and a distance of about 7 km between them. They are located between Cornăţel and Micleşti-Mogoş – the northern one – and between SW Techereu and Ghioncani – the southern one.

Following the data processing, four pseudosections were obtained by sampling the resistivity and phase curves, for each profile. These pseudosections depict the resistivity and phase values distribution, on the main polarization trends of the electromagnetic field, versus period (T). They contain qualitative information regarding both the geological structure and its characteristic degree of anisotropy.

On the other hand, two images describing zones with different characteristic ranges of resistivity values were obtained by 1D inversion – computing procedure relied on the Marquardt algorithm. It is here to be emphasized that the resulted images are drawn with respect to depth. The further discussion takes into account the two depth sections rather than the pseudosections.

The two depth sections, obtained by inverting MT data, have shown some aspects, as follows:

1. The entire geological structure in the searched area is tectonically divided into blocks affected by vertical movements.

2. Unlike the northern profile (Fig. 1), the southern one (Fig. 2) shows the presence of the ophiolitic complex, in its south-western compartment. The ophiolites appear to have constant thickness in the range of 900–1000 m between MTS 9 and MTS 12 wherefrom, up to the south-western end, the thickness is rapidly increasing.

3. The Cretaceous deposits have different thicknesses, depending on the structural element to which they belong; the central block is strongly fallen both in the northern and in the southern part of the searched area, so that the Cretaceous deposits are here the thickest.

Institutul Geologic al României

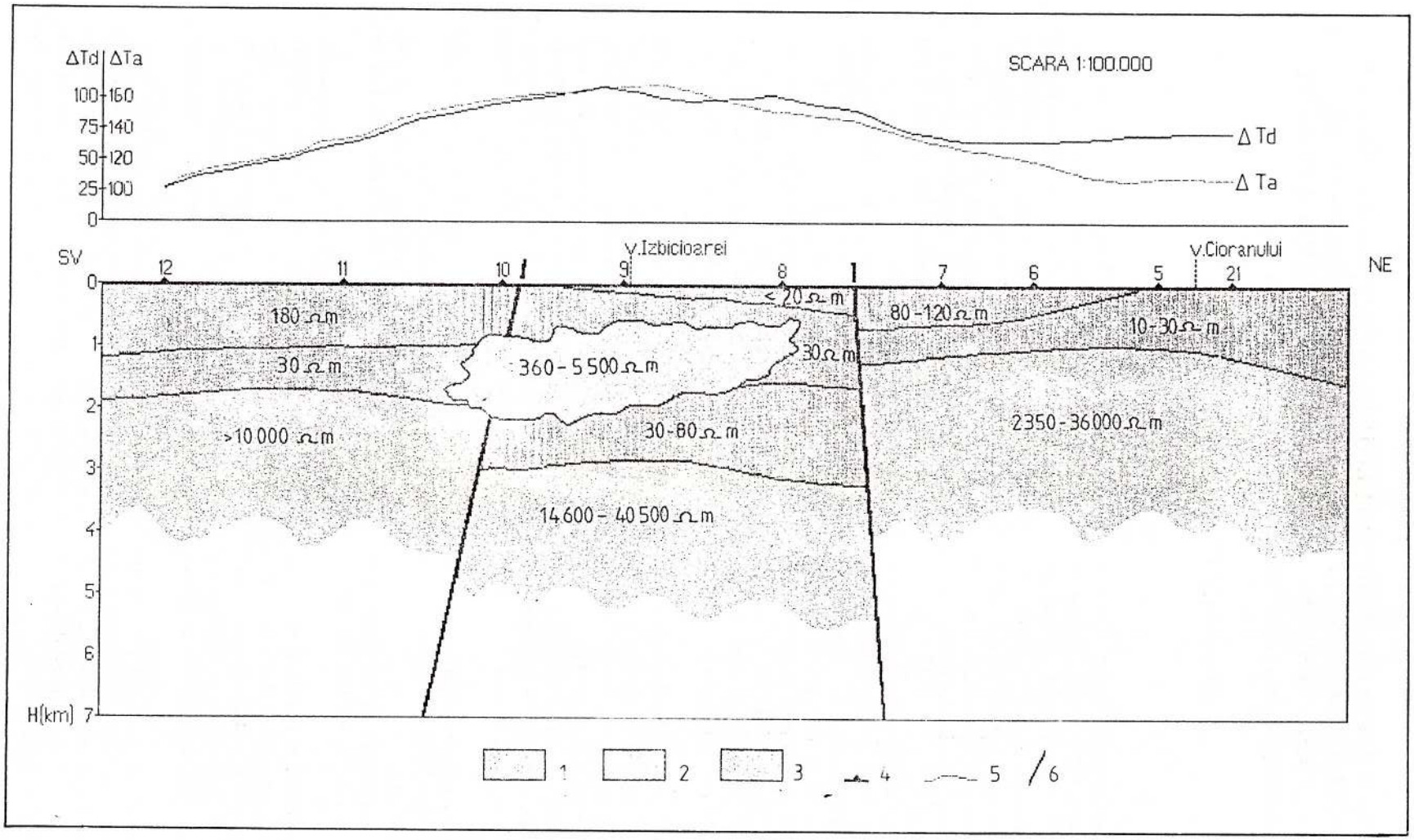


Fig. 1 – Schiţă geologică dedusă din datele magnetotelurice. 1, depozite cretacice; 2, corp plutonic; 3, fundament rezistiv; 4, locaţie MTS; 5, limită geoelectrică; 6, fractură.
Geological sketch obtained based on magnetotelluric data. 1, Cretaceous deposits; 2, plutonic body; 3, resistivity basement; 4, MTS location; 5, geoelectric limit; 6, fracture.

Institutul Geologic al României

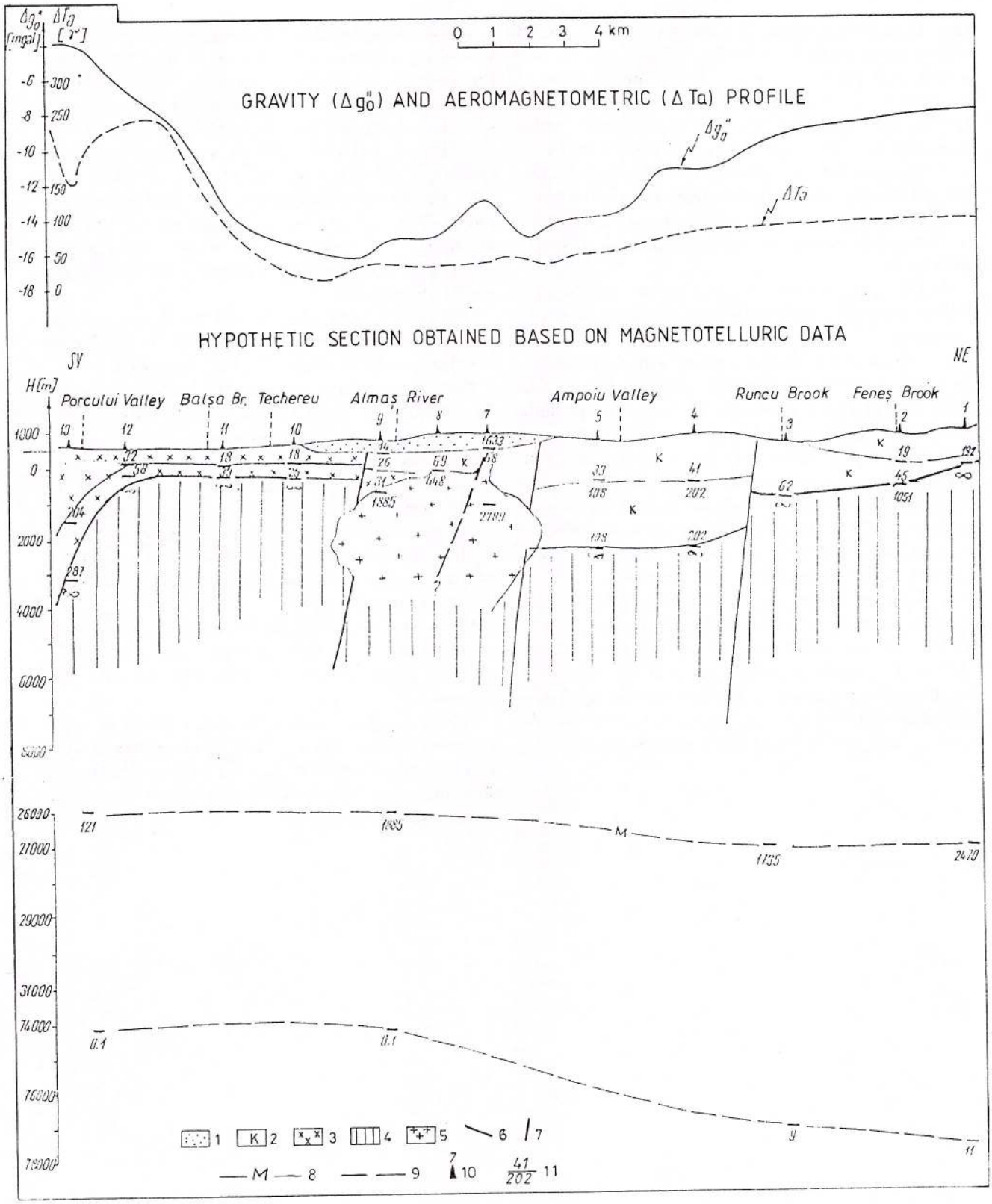


Fig. 2 – Cercetări magnetotelurice pe profilul Techereu-Izvorul Ampoiului. 1, formaţiune vulcanogen-sedimentară terţiară; 2, formaţiuni sedimentare cretacice; 3, formaţiuni ofiolitice; 4, subasment cristalin; 5, magmatite neogene; 6, şariaj; 7, falie; 8, limita Mohorovicic; 9, limita crustă/astenosferă; 10, sondaj magnetoteluric; 11, limită de contrast de rezistivitate.
Magnetotelluric researches on the Techereu-Izvorul Ampoiului profile. 1, Tertiary volcano-sedimentary formation; 2, Cretaceous sedimentary formations; 3, Ophiolitic formations; 4, Crystalline basement; 5, Neogene magmatites; 6, thrust; 7, fault; 8, Mohorovicic limit; 9, crust/astenosphere limit; 10, magnetotelluric sounding; 11, resistivity contrast limit.

Institutul Geologic al României

(fig. 1) pare să-şi găsească o continuare de mai mică extindere pe profilul sudic (fig. 2) spre zona în care acesta este traversat de p. Feneşului. Corpul se dezvoltă într-un interval de adâncime de aproximativ 900–1000 m şi 2000–2500 m, profilul nordic interceptându-l pe o lăţime de aproximativ 6–7 km.

5. Corpul intrusiv determinat de profilul sudic (fig. 2) în compartimentul central, deşi prezintă aceleaşi domenii de valori de rezistivitate, pare să aibă o direcţie de dezvoltare mai verticală şi o origine diferită.

Se pot trage câteva concluzii privind atât aplicabilitatea metodei în anumite condiţii, cât şi structura geologică.

În primul rând, ţinând cont de sursele artificiale de zgomot, date de lucrările miniere din această zonă, împrăştierea punctelor tensorului impedanţă este atât de mare încât dificultatea alegerii celei mai juste potriviri a curbei este pe măsură. În aceste condiţii, s-ar putea spune că nu sunt îndeplinite chiar toate condiţiile de aplicabilitate a metodei magnetotelurice. Cu toate acestea, rezultatele ar trebui să conţină informaţii generale privind pachetele importante de roci şi aranjamentul lor structural.

A doua abordare are un conţinut geologic: este aproape sigur că zona de nord-vest cercetată cu profilul nordic, nu conţine nici un fel de formaţiuni ofiolitice. Grosimile pachetelor de roci cretacice sunt estimate mai puţin sigur, dar sunt motive (geologice şi geofizice) pentru a considera că, în partea centrală a celor două profile acestea se îngroaşă puternic.

4. The Neogene plutonic body determined on the northern profile (Fig. 1) appears to find a thin continuation on the southern one (Fig. 2) towards the region where the Feneşului Brook crosses this profile. This body develops in a depth range of about 900–1000 m and 2000–2500 m, the northern profile crossing it through a breadth of about 6–7 km.

5. The intrusive body determined by the southern profile (Fig. 2) in its central compartment, although having the same characteristic resistivity range, appears to have a more vertical developing direction and a different origin.

Concerning both the feasibility of the method in some peculiar circumstances, and the geological structure, some conclusions are to be drawn.

First, taking into account the strong noise anthropic sources, given by the mining works in this area, the scattering of the impedance tensor points is so high that the difficulty of choosing the right fitting of the curve is made to that measure. Under such circumstances, one would say that there are not quite adequate conditions for applying the magnetotelluric method. However, the results should contain general information about the major packs of rocks and their structural arrangement.

The second has a geological matter: it is almost sure that the north-western region searched by the northern profile does not contain any ophiolitic formation.

The thicknesses of the Cretaceous packs of rocks are less accurately assessed, but there are reasons (geological and geophysical as well) to consider that in the central part of the two profiles these formations are strongly thickening.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 263–270, Bucureşti, 1998

STUDII GEOFIZICE PENTRU DETERMINAREA STRUCTURII ADÂNCI A CARPAŢILOR ORIENTALI ŞI VORLANDULUI ACESTORA
GEOPHYSICAL STUDIES FOR THE DEEP GEOLOGY OF THE EASTERN CARPATHIAN ARC BEND AND ITS FORELAND

Vlad ROŞCA, Sever SPÂNOCHE, Bogdan STANCHIEVICI, Ligia ATANASIU, Marius ROGOBETE

Cercetarea structurii profunde a teritoriului României a constituit o preocupare permanentă pe plan internaţional, îndeosebi în cadrul studiilor de geologie regională. Din anul 1993, această activitate a căpătat caracterul unui program în tematica Institutului Geologic al României. În cadrul acestui program, preocuparea pentru zona de curbură a Carpaţilor Orientali ocupă un loc aparte, justificat de faptul că această zonă poate fi definită ca aria de joncţiune a celor trei mari unităţi geotectonice care se întâlnesc pe teritoriul ţării noastre: Platforma Est Europeană, Orogenul Carpatic şi Platforma Moesică. Acestei justificări i se alătură şi interesul pentru seismicitatea zonei şi pentru resursele ei energetice. În cele ce urmează sunt arătate noi rezultate ale cercetărilor efectuate în zona de curbură a Carpaţilor Orientali şi în vorlandul acestora.

Studii seismometrice şi seismologice

Cercetările seismice s-au realizat pe două profile executate cu metodologia acoperirii multiple de reflexie (Fig. 1).

Unul dintre profile (12–20/96, fig. 2) este amplasat la sud de localitatea Fierbinţi, în zona în care se presupune existenţa faliei Intramoesice. Profilul, cu orientare V-E şi lungime de cca 40 km, a fost înregistrat cu metoda undelor reflectate cu acoperire multiplă, realizându-se ordinul de acoperire 30. S-a folosit o staţie de înregistrare de tip I/O System TWO de 240 canale cu distanţa între canale de 25 m, generarea efectuându-se în puncte de explozie amplasate la 100 m.

Secţiunea de timp permite identificarea limitei Neogen/Mezozoic la valori ale timpului dublu de parcurs (TWT) cuprinse între 2s, în capătul vestic, şi 1,7s, în capătul estic, corespunzând unor adâncimi de cca. 2100 m, respectiv 1800 m.

Contactul Mezozoic/Paleozoic se află la niveluri cuprinse între 3,3 s şi 3 s (TWT), ce corespund unor adâncimi de cca. 4800 m, respectiv 4300 m, iar contactul dintre formaţiunile sedimentare paleozoice şi fundamentul cristalin proterozoic este interpretat ca

As part of the regional geology studies, research on the deep structure of the Romanian territory has represented a continuous activity. Since 1993 this activity has the character of a programme among the themes developed by the Geological Institute of Romania. Within this programme, there is a special interest for the East Carpathians arc bend zone due to the fact that this zone should be defined as an area where three major geotectonic units are meeting: the East European Platform, the Carpathian Orogen and the Moesian Platform. Besides, the seismicity of this region and the presence of energy resources are reasons for interest too. In the following new results of the researches performed in the East Carpathians arc bend and in its foreland will be presented.

Seismic and seismological studies

Seismic researches were carried out along two common-depth-point reflection profiles (Fig. 1).

One of the profiles (12–20/96, Fig. 2) is situated south of Fierbinţi, in the assumed area of the Intramoesian Fault. Along this profile, striking W-E, with a length of 40 km, 30 order common-depth-point records were performed, with a 240 channels I/O System TWO station. The distance between the channel terminals was 25 m and the distance between the shooting points 100 m.

The time cross-section allows the identification of the Neogene-Mesozoic boundary for two-way travel time (TWT) values ranging between 2s at the western end and 1.7s at the eastern end. These depths correspond to depths of approx. 2100 m and 1800 m, respectively.

The Mesozoic/Paleozoic boundary is situated at levels corresponding to the interval between 3.3s and 3s TWT, i.e. depths of approx. 4800 m and 4,300 m, respectively. For the limit between the Paleozoic sediments and the Proterozoic crystalline basement, the interpretation of the seismic cross-sections led to infer a 4s to 4.2s TWT which corresponds to a depth of about 7,000 m.

Institutul Geologic al României

163593

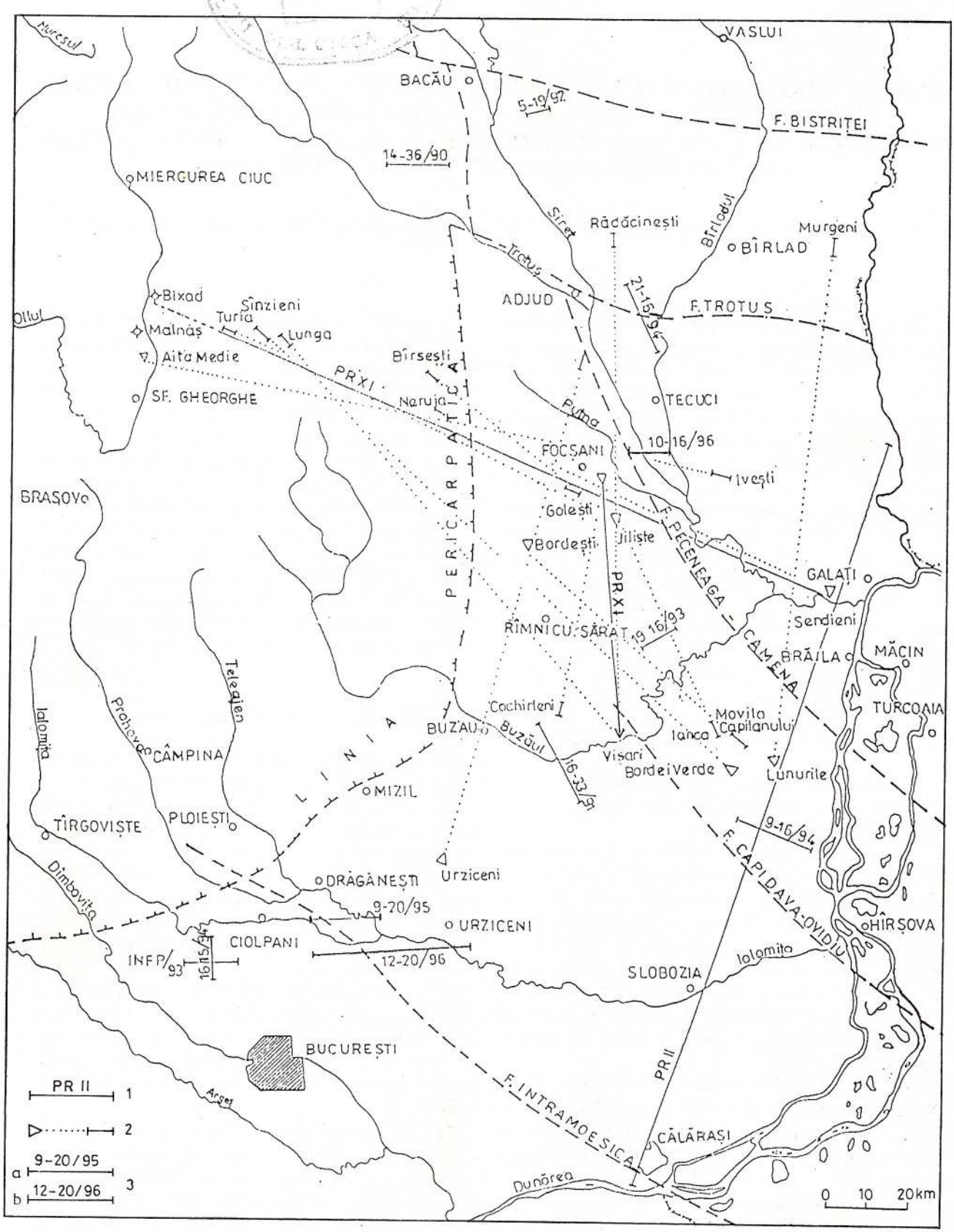


Fig. 1 – Amplasarea sistemelor de observaţii seismice pentru studiul structurii adânci în vorlandul Carpaţilor Orientali.
1, profil seismic de refracţie; 2, seismosondaje; 3, profile seismice de reflexie analizate: a, anterior; b, în anul 1996.
Location of the seismic observation systems for the study of the deep structure in the East Carpathians Foreland.
1, refraction seismic profile; 2, seismic soundings; 3, studied reflection seismic profiles; a. previously; b. in the year 1996.

Institutul Geologic al României

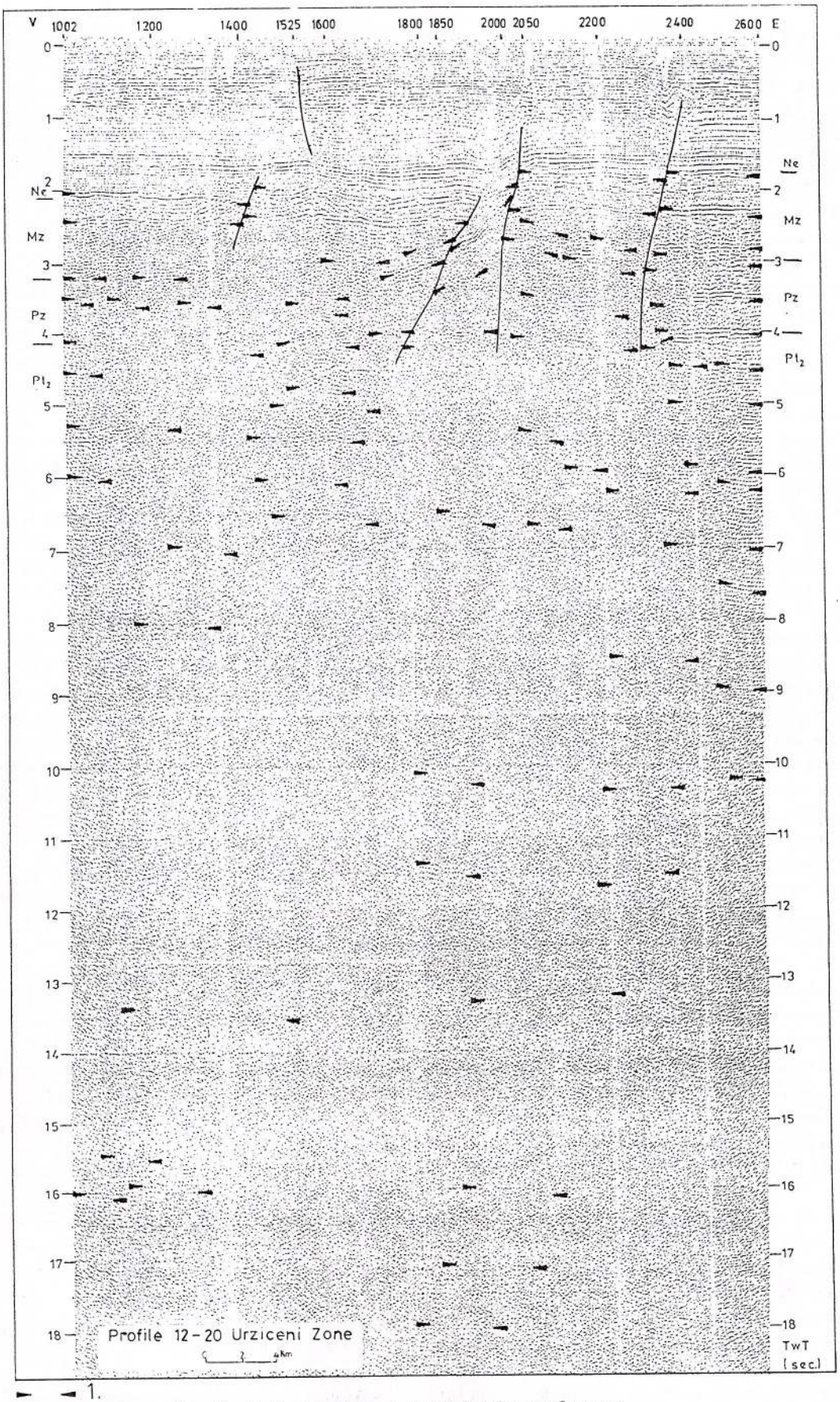


Fig. 2 – Secţiune de timp. 1, limită de orizont reflectator.
Time section. 1, limit of reflecting horizon.

Institutul Geologic al României

fiind cuprins între 4,2s şi 4s (TWT), timp ce corespunde unor adâncimi de cca. 7000 m.

Calitatea informaţiilor din crusta consolidată (numărul, lungimea şi amplitudinea reflexiilor), sub nivelul comentat mai sus, este în mod evident inferioară celei obţinute pe profilul realizat în anul anterior, situat mai la nord, la cca. 10 km distanţă. Probabil că acest fapt se datoreşte unor condiţii de generare, mai puţin favorabile pentru obţinerea reflexiilor de la adâncimi mari.

În banda de timp cuprinsă între 4s şi 7s pot fi considerate ca elemente reflectatoare o serie de impulsuri cu nivel energetic scăzut şi dezvoltare limitată; sub acest nivel, până la cca. 11,5s (TWT), există o zonă practic transparentă care corespunde crustei inferioare. În sfârşit se evidenţiază la 13,2s şi 14,5s (TWT) posibile elemente reflectatoare care aparţin părţii superioare a mantalei.

Principalul element tectonic evidenţiabil pe secţiunea de timp îl reprezintă falia în evantai dintre picheţii 1850 şi 2050, care delimitează un graben îngust la nivelul formaţiunilor mezozoic superioare şi neogene. Ea se încadrează în aliniamentul S-V şi N-E jalonat de localităţile Moviliţa-Coşereni-Urziceni-Gârbovi-Colelia, pe care se urmăreşte această falie, cunoscută sub numele de falia Urziceni.

Falia Intramoesică ar trebui să fie identificată undeva între picheţii 1525 şi 1800 (în funcţie de trasarea ei de către diverşi autori) şi ar trebui să afecteze depozitele neogene doar în baza lor, să încline spre est şi să pună în contact un compartiment vestic coborât cu unul estic ridicat. Pe secţiunea de timp a profilului 12–29/96 este greu de interpretat o asemenea falie care să prezinte caracteristicile menţionate.

O analiză asemănătoare s-a efectuat şi pe profilul 10–16/96, situat în extremitatea de nord-est a Platformei Moesice, la nord de localitatea Şuraia (fig. 1). În această zonă s-au evidenţiat particularităţi ale gradului de reflectivitate în raport cu structura adâncă a crustei terestre.

Informaţiile seismometrice şi seimologice privind structura crustei terestre în vorlandul Carpaţilor Orientali au permis întocmirea unei schiţe cu izohipse la nivelul discontinuităţii Mohorovicic, cuprinzând teritoriul delimitat la sud-vest de linia Sf. Gheorghe-Constanţa şi la nord-est, de linia Sulina-Adjud (fig. 3).

Datele cu privire la grosimea crustei terestre din această zonă provin din lucrări anterioare (profilele internaţionale II şi XI, sondaje seismice de adâncime), precum şi din determinări mai noi executate prin metodologia acoperirii multiple de reflexie, cum sunt cele obţinute în Dobrogea de Nord şi nordul Platformei Moesice. Au fost utilizate, de asemenea, date seismologice. Elementele principale evidenţiate

The quality of the information obtained for the consolidated crust (number, length and amplitude for the reflections) underneath the above shown level is inferior to that one obtained for a profile performed the previous year, 10 km north from the profile we are here reporting on. This fact is explained by poorer generating conditions for reflections from deeper levels.

In the time interval between 4s and 7s, limited reflecting elements are present as a series of low energy impulses; beneath this level, down to approx. 11.5s TWT, there is a zone practically transparent, which might correspond to the inferior crust. Finally, between 13.2s and 14.5s TWT, assumed reflecting elements are shown, that would pertain to the upper part of the mantle.

The main tectonic element shown on the time cross-section is represented by the fan-shaped fault between the stakes 1850 and 2050. This fault delineates a narrow graben at the level of the Upper Mesozoic and Neogene formations. It pertains to a system of faults striking SW-NE, pin-pointed by the localities Moviliţa, Coşereni, Urziceni, Gârbovi, Colelia, a system known as the Urziceni fault.

The Intramoesian fault should be situated somewhere between the stakes 1525 and 1800 (according to the manner in which it is drawn by different authors) and should affect only the bottom of the Neogene deposits. It should dip eastward and should separate a lowered western compartment from a lifted eastern one. On the cross-section of the profile 12–29/96 one could hardly point out a fault that would show the mentioned features.

A similar analysis has been performed on the profile 12–29/96, situated at the northern boundary for the Moesian Platform, north of Şuraia (Fig. 1). Reflectance peculiarities have been inferred for the deep structure of this area.

Seismic and seismological information concerning the deep structure for the Earth's crust in the foreland of the East Carpathians allowed the preparing of an isobaths sketch for the Moho discontinuity, for a territory limited to SW by the line Sf. Gheorghe-Constanţa and to NE by the line Sulina-Adjud (Fig. 3).

The data for the thickness of the Earth's crust in this region are provided by previous works.(the international profiles II and XI, deep seismic soundings), as well as more recent common-depth-point recordings. These reflection seismic operations have been performed in North Dobrogea and the northern Moesian Platform. Seismological data have been used too. The main features of the sketch are shown in the following.

• Along the Peceneaga-Camena fault, striking NW-

Institutul Geologic al României

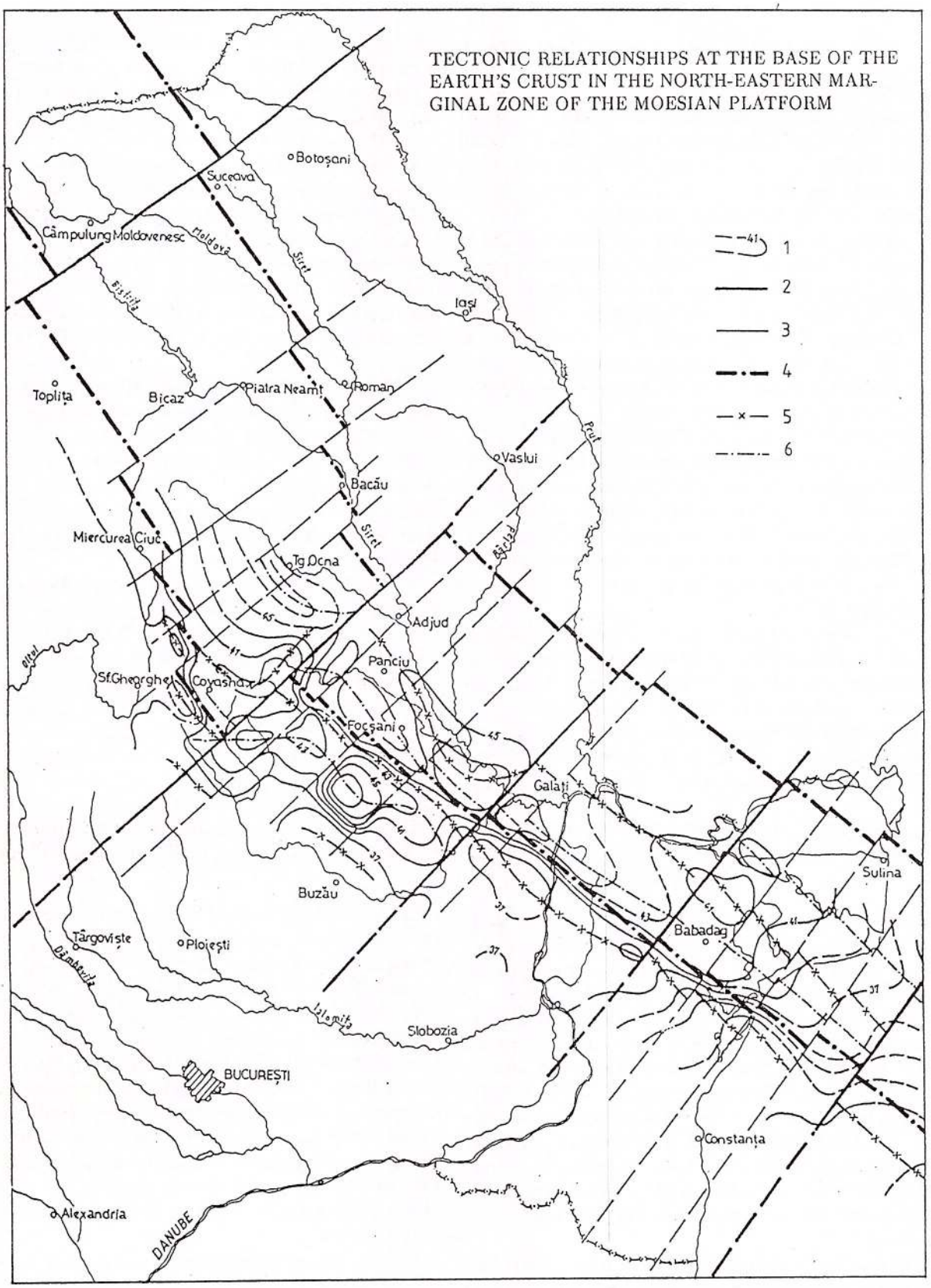


Fig. 3 – Relaţii tectonice la baza crustei terestre din zona marginală nord-estică a Platformei Moesice (S. Spânoche).

Legendă: 1, izohipse ale discontinuităţii Moho; 2, fracturi crustale importante; 3, fracturi crustale; 4, limitele zonei Tornquist-Teisseyre; 5, axe de ridicare a suprafeţei Moho; 6, axe de coborâre a suprafeţei Moho.

Legend: 1, isobaths of the Moho discontinuity; 2, major crustal fractures; 3, crustal fractures; 4, Tornquist-Teisseyre zone boundaries; 5, lifted axes of the Moho surface; 6, lowered axes of the Moho surface.

Institutul Geologic al României

în schiţa menţionată sunt sintetizate în cele ce urmează.

• S-a pus în evidenţă traseul unei fracturi crustale importante, pe direcţia NV-SE, urmărind în principal falia Peceneaga-Camena, de-a lungul căreia, la nivelul limitei Moho se constată o puternică denivelare: în SE crusta are 30–35 km grosime, în timp ce la NE grosimile ajung la valori de 40–50 km.

• Compartimentul sud-vestic cuprinde, imediat la S de fractura Peceneaga-Camena, paralelă cu aceasta, o zonă de ridicare a bazei crustei, urmărită de la sud de Miercurea Ciuc, pe la S de Focşani şi până în Dobrogea Centrală, posibil şi în Marea Neagră. Pe un aliniament mai sudic se conturează o zonă cu grosime sensibil mai mare a crustei, pe direcţia Întorsura Buzăului-Râmnicu Sărat.

• La N-E de fractura Peceneaga-Camena, principalul element structural evidenţiat este reprezentat prin zona depresionară de la baza crustei, alungită tot în direcţia fracturii Peceneaga-Camena, bine conturată între Covasna-Focşani-Brăila-Babadag. Adâncimile limitei Moho ating valori extreme (46–49 km), la sud de Siret şi mai mici (39–44 km) în Dobrogea de Nord.

• Traseul NV-SE al fracturii Peceneaga-Camena, şi al elementelor structurale mai sus menţionate este întrerupt prin falii de orientare NE-SV, dintre care cea mai importantă se conturează pe direcţia Vaslui-Sinaia, unde decroşarea se face pe cel puţin 30 km, marcând şi o diferenţiere în orientarea structurilor la NV de aceasta, comparativ cu teritoriul dinspre SE.

Modelarea surselor anomaliilor aeromagnetice din zona de curbură a Carpaţilor Orientali

În zona de curbură a Carpaţilor Orientali, harta aeromagnetică arată un regim net diferit al anomaliilor în zona axială a orogenului, comparativ cu regimul de avanfosă sau de vorland în general. În zona axială, sunt prezente anomalii cu amplitudine foarte mică, în general inferioară valorii de 50 nT (fig. 4). În ciuda intensităţii reduse a acestor anomalii, eventualele informaţii geologice care ar putea fi obţinute prin interpretarea lor sunt cu atât mai utile, cu cât harta gravimetrică prin definiţie nu poate asigura o rezoluţie prea mare în conturarea unor structuri crustale cu dimensiuni comparabile cu acelea ale surselor anomaliilor aeromagnetice la care ne referim.

Plecând de la premisa de mai sus, a fost elaborată o hartă aeromagnetică a anomaliei reziduale, obţinută prin separarea unui câmp regional cu ajutorul unei ferestre de mediere cu latura de 40 km, aplicată unei reţele pătratice de eşantionare cu latura de 5 km. Pe această hartă a fost identificat un aliniament de valori

SE, the presence of an important crustal fracture has been inferred. This fracture produces a strong vertical displacement at the level of the Moho limit: on the SW side the crust is 30–35 km thick, while to NE its thickness reaches 40–50 km.

• The SW compartment includes, close to the Peceneaga-Camena fault and parallel to this one, a bulging observed at the bottom of the crust. This bulging zone is to be followed from Miercurea-Ciuc, southward from Focşani, up to the Central Dobrogea and possibly to the Black Sea. On a more southern alignment, on the Întorsura Buzăului-Râmnicu Sărat direction, a noticeable thicker crust zone is to be outlined.

• NE from the Peceneaga fault, the main structural element shown is a depressive zone at the base of the crust. This zone also strikes along the Peceneaga-Camena fault and is well outlined between Covasna-Focşani-Brăila-Babadag. The depth of the Moho limit reaches extreme values (46-49 km) south of the river Siret and decreases (39–44 km) in the North Dobrogea.

• The NW-SE striking path of the Peceneaga-Camena fault and of the above mentioned structural elements are interrupted by NE-SW transcurrent faults. Among these faults the most important strikes on the Vaslui-Sinaia direction and its slip produces a displacement of at least 30 km. In the NW compartment of this transcurrent fault, the orientation of the structures is different as compared to tectonic pattern of the SE area.

Modelling of the aeromagnetic anomalies in the arc bend of the Eastern Carpathians

In the arc bend zone of the Eastern Carpathians, the aeromagnetic map shows a quite different pattern of the anomalies in the axial zone of the orogen, as compared to the foredeep or the foreland in general.

In the axial zone, very small amplitude anomalies are present, generally less than 50 nT (Fig. 4). In spite of the small intensity of these anomalies, eventual geological information that might be obtained by interpreting them is more useful, as the gravity map by definition has a poorer resolution. We mean that the gravity images cannot outline crustal structures with dimensions comparable to those of the sources of the aeromagnetic anomalies one has to deal with in this region.

Starting from the above-mentioned remark, a residual aeromagnetic map has been prepared, by computing a regional field with a 40 km averaging window, applied to a 5 km grid. On this map a positive anomalous alignment has been identified on the direction Adjud-Covasna (Fig. 4). This alignment is

Institutul Geologic al României

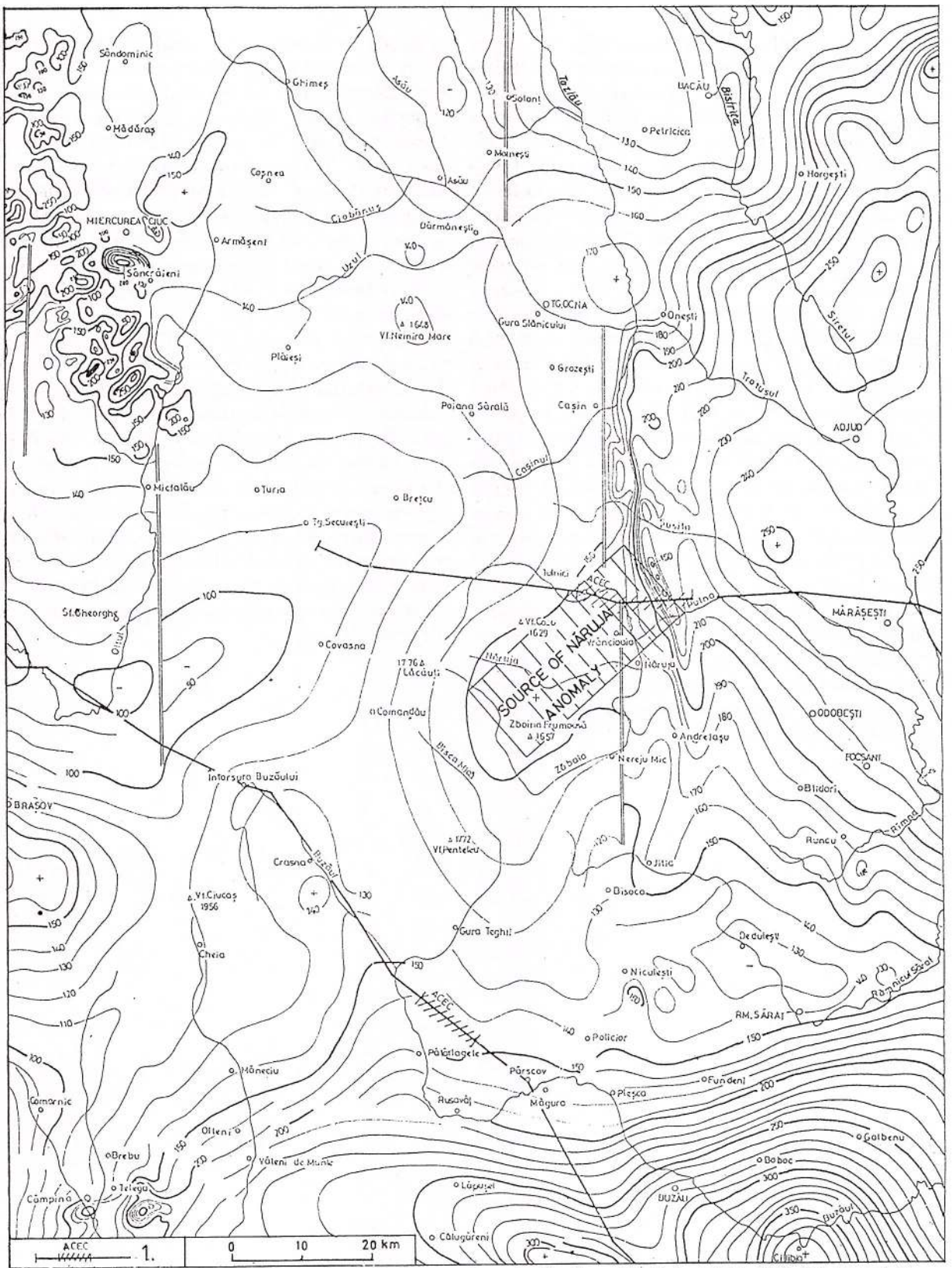


Fig. 4 – Harta anomaliei aeromagnetice Δ Ta din zona de curbură a Carpaţilor Orientali (după T. Cristescu şi Al. Ştefănciuc). 1, profil de sondaje magnetotelurice cu zona de anomalie de conductivitate electrică carpatică (după D. Stănică şi M. Stănică, 1993).

Map of the ΔTa aeromagnetic anomaly in the East Carpathians Bend Zone (after T. Cristescu and Al. Ştefănciuc). 1, profile of magnetotelluric soundings in the anomaly zone of Carpathian electric conductivity (after D. Stănică and M. Stănică, 1993).

Institutul Geologic al României

pozitive pe direcţia Adjud-Covasna (fig. 4). Acest aliniament este constituit din o serie de anomalii cu un caracter izometric sau uşor alungit fie pe direcţia aliniamentului, fie perpendicular pe această direcţie. Pentru anomaliile acestui aliniament, dat fiind caracterul lor menţionat mai sus, a fost utilizat modelul prismei rectangulare. Anomalia situată la est de Covasna a fost găsită ca fiind cea mai reprezentativă pentru aliniamentul studiat. Cu ajutorul acestui model a fost determinată o adâncime de 6 km până la limita superioară a sursei anomaliei şi o susceptibilitate magnetică de aproximativ 80.10^{-6} u.S.I.

Examinând rezultatul de modelare magnetică obţinut, prin încadrarea lui în modelele geologice e-xistente pentru zona de curbură a Carpaţilor Orientali, ne aflăm în faţa unei dileme de interpretare. Orientarea aliniamentului de anomalii aeromagnetice, cu tendinţe de prelungire în Depresiunea Predobrogeană, ar situa sursele la care ne referim în platforma de vorland subşariată. În acelaşi timp, adâncimea determinată plasează aceste surse în cuprinsul pânzelor de şariaj care alcătuiesc eşafodajul Orogenului Carpatic, eşafodaj care atât în modelele geologice, cât şi în cele de sondaj magnetoteluric, depăşesc grosimea de 10 km în zona de care neam ocupat. Semnalăm această dilemă ca principalul rezultat obţinut în cadrul obiectivului la care ne referim aici, în etapa de cercetare pentru care a fost elaborat acest raport.

made up by a series of anomalies showing an isometric character or slightly elongated, striking either with the alignment, or perpendicular to it. For the anomalies of this alignment, given the above mentioned character, the rectangular prism model has been used. The anomaly situated east of Covasna has been chosen as more representative for the alignment we studied. The modelling operations produced as result a depth of 6 km to the top of the source and a magnetic susceptibility of approx. 80.10^{-6} I.S.u.

Considering the result of the geomagnetic modelling, together with the geological models existing for the arc bend zone of the Eastern Carpathians, we find ourselves before an interpretation dilemma. The orientation of the magnetic anomalies alignment, showing a prolongation trend towards the Predobrogean Depression, would situate the source of these anomalies in the foreland underthrust platform. At the same time, the inferred depth situates them inside the nappes composing the Carpathian Orogen. These nappes, according to the geological models as well as to the magnetotelluric soundings, are more than 10 km thick in the region of our interest. We point out this dilemma as a primary result of the study performed.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 271–276, Bucureşti, 1998

STUDIUL ONDULAŢIILOR GEOIDULUI PE TERITORIUL ROMÂNIEI
STUDY OF GEOID UNDULATIONS ON THE ROMANIAN TERRITORY

Dumitru IOANE, Ligia ATANASIU, Marius ROGOBETE

Interesul geofizic pentru cunoaşterea şi interpretarea ondulaţiilor geoidului la scară globală, regională sau locală se datorează informaţiilor privitoare la structura profundă pe care astfel de "anomalii" le pot oferi asupra unor diferenţe importante de densitate ce se realizează în crustă, în manta sau la limita manta/nucleu. Studiul geofizic al datelor geoidale este mult mai avansat în domeniul oceanic, fiind favorizat de realizarea rapidă a unor imagini de geoid de foarte bună calitate prin măsurători de altimetrie satelitară şi de interesul deosebit manifestat de numeroşi cercetători din domeniul geoştiinţelor pentru elaborarea de modele asupra structurii interne a Pământului; interpretarea unor astfel de date în domeniul continental cunoaşte o dezvoltare importantă în ultimii ani.

Orice metodă de determinare gravimetrică a geoidului evaluează integrala Stokes şi de aceea trebuie să se dispună de o acoperire globală cu anomalii gravimetrice Δg. Nerealizându-se această situaţie, se poate evita restricţia dacă se dispune de un model de geopotenţial global pentru obţinerea unor caracteristici cu lungime mare de undă ale câmpului gravităţii, calitatea modelului de geopotenţial în regiunea studiată fiind determinantă pentru precizia soluţiei de geoid. Din punct de vedere al metodelor utilizate în prezent, pe lângă metoda clasică (Integrala Stokes), cunosc o importantă dezvoltare două alte metode: LSC (Least Squares Collocation) şi FFT (Fast Fourier Transform).

Metoda FFT acţionează în domeniul de frecvenţă folosind de obicei aproximaţia planară, formula Stokes fiind integrată într-un sistem rectangular cartezian cu anomalii gravimetrice definite într-o reţea geometrică. Conţinutul în informaţie al acestor anomalii este evident diminuat datorită aproximărilor la care se recurge. Cu toate acestea, metoda este eficientă şi rapidă, putând acoperi în consecinţă suprafeţe mari. Determinările de geoid se realizează pe suprafeţe limitate, aproximate cu un plan tangenţial la punctul de calcul, frecvenţele joase, cu lungime de undă superioară setului de date trebuind să fie eliminate prin procedeul denumit "detrending". Se utilizează un model de geopotenţial global şi valori medii ale anomaliilor de gravitate,

Due to the actual revival of the geoid computations on a world wide scale, in close connection with the advent of the GPS technology, the theoretical and methodological researches and for specific software reached an outstanding development. The geophysical interest for the geoid undulations on a global, regional or local scale is based on the information regarding the deep structure which may be derived by interpreting such "anomalies" in terms of density inhomogeneities localised in the Earth's crust, mantle or at the core/mantle boundary. The geophysical study of the geoidal data is more advanced in the oceanic domain, due to the availability of good quality geoidal maps, rapidly obtained by means of satellite altimetry and to the earlier interest of numerous geoscientists in building models of the Earth's inner structure; the interpretation of such data in the continental domain has an ongoing status.

The Geological Institute of Romania started a research project dedicated to the study of the geoidal undulations on the Romanian territory and to derive their significances for the deep structure, as a consequence of its recent scientific research programme, of finding new techniques which are able to offer new information for a continous improvement of knowledge in geosciences. The geophysical and geological interpretation of such data is to be performed on a broad territory, due to the deep levels where the anomalies sources occur.

Any method used for a gravimetric geoid determination evaluates the Stokes integral and this is the reason for the need of a global coverage with available gravity anomalies Δg. If such a situation is not possible, the restriction may be avoided in the presence of a geopotential global model which provides the long wavelength components of the gravity field, the quality of the geopotential model in the studied region being of great importance for the geoid solution accuracy. Besides the classical Stokes integral method, we could mention two other actual methods with an outstanding development: LSC (Least Squares Collocation) and FFT (Fast Fourier Tansform).

FFT computes in the frequency domain using generally the planar approximation, the Stokes formula being integrated in a cartesian rectangular system

Institutul Geologic al României

combinate cu un model topografic de înaltă rezoluţie, atât datele de intrare, cât şi cele de ieşire fiind în reţea geometrică.

Preocupările pentru determinarea unui geoid gravimetric pentru teritoriul naţional, în cadrul Institutului Geologic al României, au debutat în anul 1993, ca urmare a tendinţei actuale pe plan mondial de a interpreta geofizic datele geoidale, în vederea obţinerii de informaţii privitoare la structura profundă. S-a considerat că baza de date gravimetrice existentă la I.G.R. poate fi utilizată pentru obţinerea unor informaţii asupra distribuţiei ondulaţiilor geoidului, precizia solicitată de scopurile geofizice fiind semnificativ mai scăzută decât cea necesară determinărilor geodezice. Determinând valori medii ale anomaliei Bouguer în blocuri de 5'x7.5' (Ioane, 1993) şi utilizând valorile medii corespunzătoare de cote topografice în compartimente de dimensiuni 5'x7.5' (NRB, 1979), cu valori cuprinse între -8 m în zona Mării Negre şi 1850 m în Munţii Carpaţi, au fost calculate valori medii de anomalii gravimetrice "free - air" , sau anomalii Faye (Forsberg, 1994). Ondulaţiile geoidului sunt calculate în aproximaţie planară sau sferică, prin acceptarea de anomalii de gravitate medii sau punctuale în reţea geometrică. Deoarece în prezent nu dispunem de valori medii de gravitate în reţea cu dimensiuni mai mici de 5'x7.5' şi nici de un model digital al terenului de mare rezoluţie, rularea programului FFTGEOID s-a rea-lizat cu anomalii medii "free - air" în reţea 5'x7.5', harta ondulaţiilor geoidului gravimetric obţinut, trasată la un interval de 0,25 m, fiind prezentată în figura 1. Pentru specialiştii familiarizaţi cu ima-ginea quasigeoidului astronomo-gravimetric, determinat de specialişti ai DTM la sfârşitul anilor '70, se constată de la început o bună corelare a ondulaţiilor cu lungime mare de undă, distribuţia acestora fiind, în mod evident, comandată de relieful Munţilor Carpaţi şi al Munţilor Apuseni şi de neomogenităţi importante de masă localizate în cadrul sau la exteriorul acestora. In ceea ce priveşte componentele cu lungime de undă mai mică, pot fi remarcate deosebiri semnificative, datorate în primul rând densităţii superioare a datelor de gravitate utilizate în comparaţie cu observaţiile astronomice care au stat la baza quasigeoidului astronomo-gravimetric.

Deşi modelul de geopotenţial global utilizat, OSU91A, nu are o precizie satisfăcătoare pe teritoriul României, pentru necesităţi legate de interpretarea geofizică a informaţiilor geoidale într-un cadru regional, geoidul gravimetric obţinut a fost completat cu componente cu lungime mare de undă provenite din acest model. Luarea în considerare a componentelor câmpului gravităţii provenite în cea mai mare parte din observaţii reale, asupra orbitelor satelitare, with gravity anomalies defined in a geometric network. The information content of these anomalies is evidently diminished due to the utilised approximations. The method is simple and rapid, covering great surfaces in a short interval of time. The geoid determinations are performed on limited surfaces, approximated with a tangential plane in the computation point, the low frequencies, with the wavelength greater than the data set being eliminated by means of the "detrending" procedure.

The activity dedicated to determine a gravimetric geoid for the territory of Romania started at the Geological Institute of Romania in 1993 as a consequence of the great interest shown by geophysicists, on a world wide scale, to interpret the geoidal data in terms of geological deep structure. The gravity database owned by the G.I.R. has been considered suitable for obtaining information on the geoid undulations distribution on the national territory, considering that the accuracy required for a geophysical interpretation is considerably lower than the one needed for geodetic purposes. By determining the mean gravity Bouguer anomalies on 5'x7.5' blocks (Ioane, 1993) and using the corresponding mean elevations in 5'x7.5' blocks (NRB, 1979), with values ranging from -8 m in the Black Sea area and 1850 m in the Carpathians, "free-air", or Faye (Forsberg, 1994) mean gravity anomalies have been computed.

The lack of a powerful computing system and the possibility of using gridded mean gravity data as input determined FFT (Fast Fourier Transform) as method employed to evaluate the Stokes integral. As already stated, the calculation of the geoidal undulations, N, requires that the gravity anomalies Δg are known on the entire Earth's surface for each computation point. If a local solution is needed, such a condition is not practical and the long wavelength components are derived from a global geopotential model.

The FFTGEOID computing programme which has been used to determine a gravimetric geoid for the Romanian territory belongs to a software package, HFTGBVP, a suite of FORTRAN programmes (compiled using Lahey Fortran version 2.3) that may be executed under either PC-DOS or UNIX/AIX operating system. The geoid heights are determined in planar or spherical approximation by using gridded mean gravity anomalies or gridded point gravity anomalies. In our gravimetric solution, the FFTGEOID programme has been used with gridded mean "free-air" gravity anomalies in 5'x7.5' blocks. The gravimetric geoid contoured map, drawn at the 0.25 m interval, is presented in Figure 1. A comparison of this gravimetric geoid with the astrogravimetric quasigeoid revealed a good correlation of the long

Institutul Geologic al României

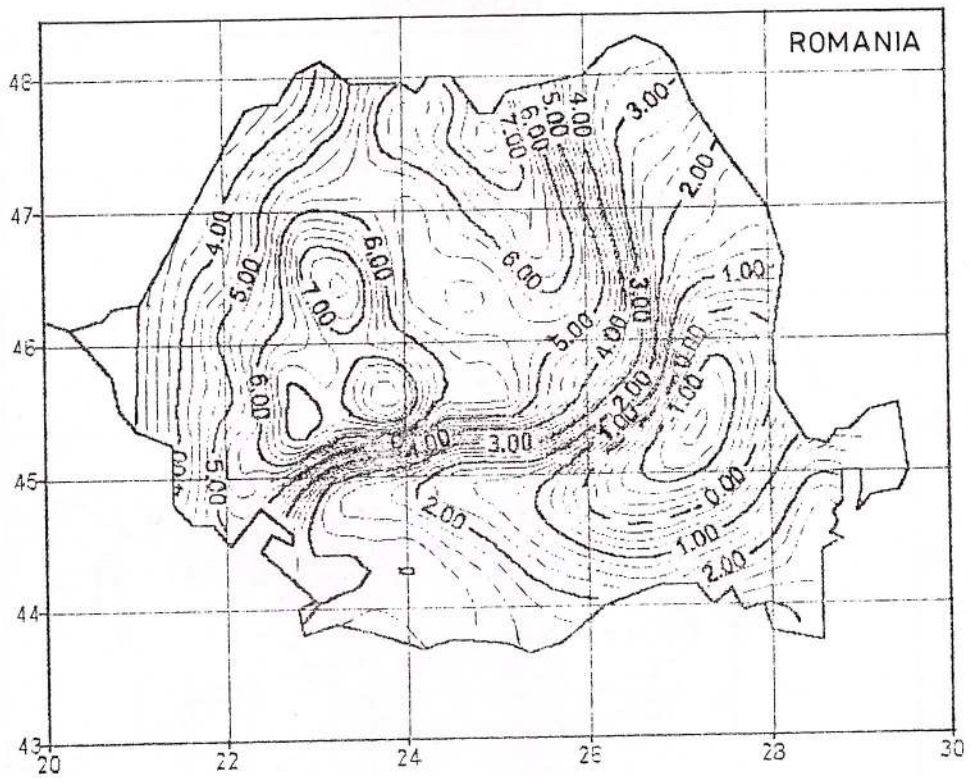


Fig. 1 – Harta geoidului gravimetric FFT (izolinii la 0,25 m interval)
Map of FFT gravimetric geoid (0.25 m interval)

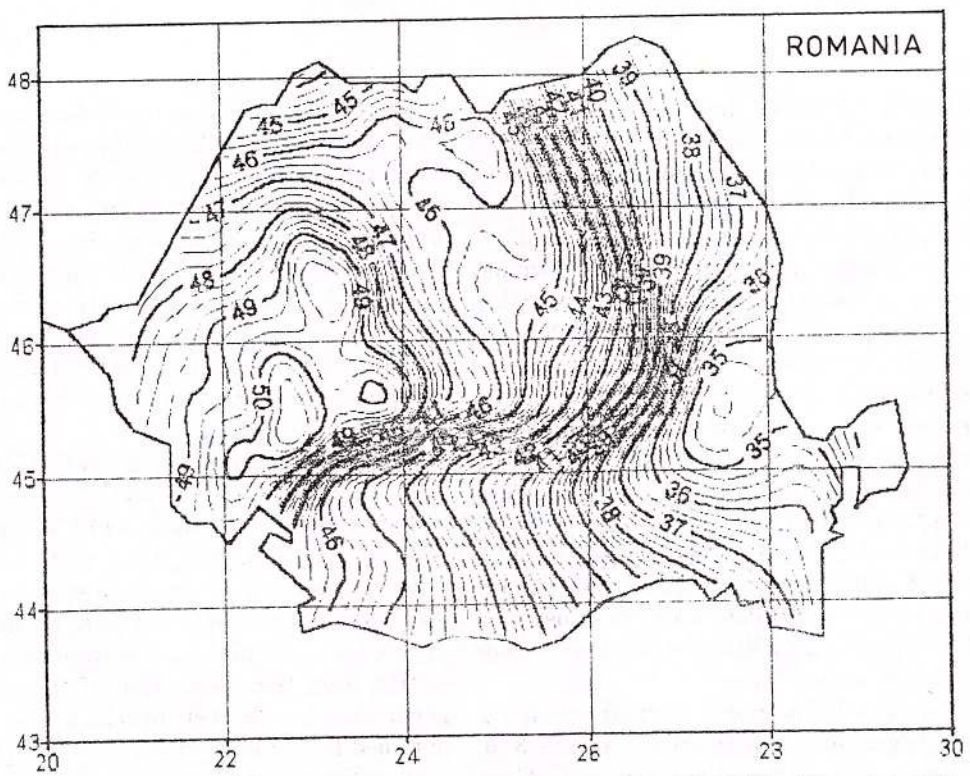


Fig. 2 – Harta geoidului gravimetric FFT + OSU91A (n = 50m) (izolinii la 0,25 m interval)
Map of FFT gravimetric geoid + OSU91A (n = 50) (0.25 m interval)

Institutul Geologic al României

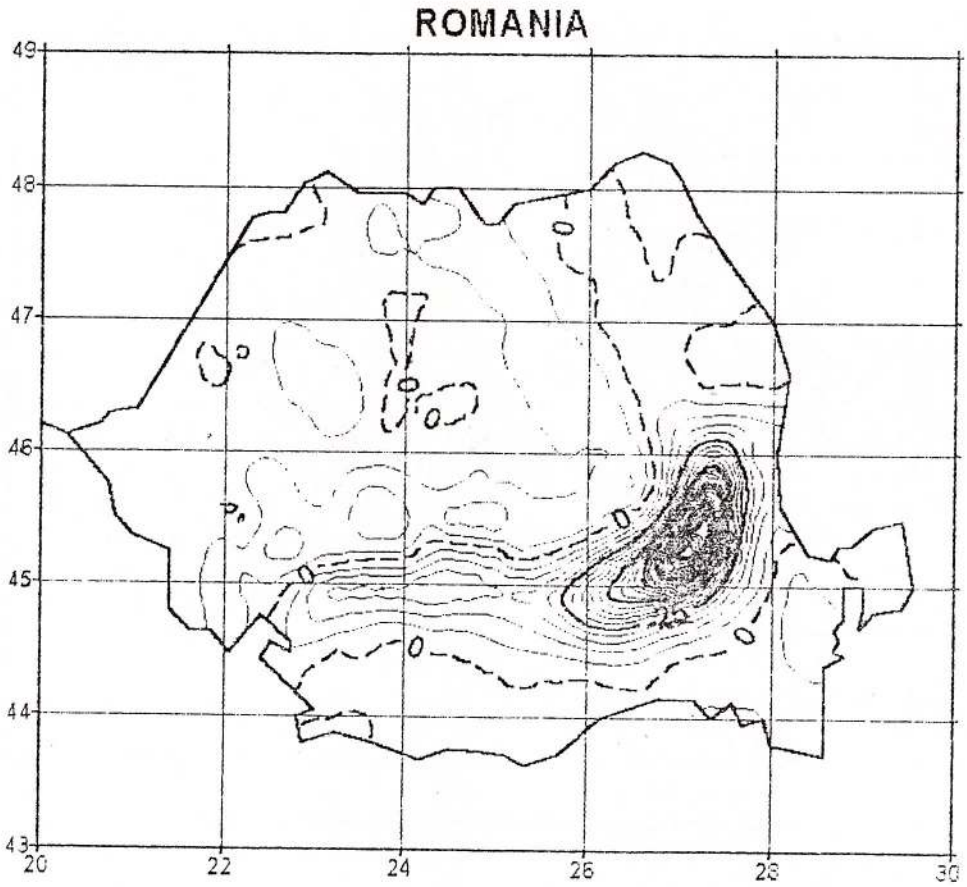


Fig. 3 – Raportul gravitate "free - air" / geoid gravimetric.
"Free - air" gravity / gravimetric geoid report.

s-a realizat prin utilizarea distribuţiei ondulaţiilor geoidului corespunzătoare dezvoltării armonice până la n = 50, rezultatul obţinut fiind un geoid gravimetric integrat geoidului planetar (fig. 2).

O analiză preliminară a distribuţiei "anomaliilor" evidenţiate de geoidul gravimetric FFT determinat de noi (fig. 1), a reliefat existenţa a două zone importante, caracterizate prin aspecte particulare ale suprafeţelor echipotenţiale :

– o zonă situată la exteriorul Carpaţilor, cu valori scăzute ale cotelor geoidale, pe un "fond" delimitat de valoarea izoliniei de 3 m individualizându-se un minim important, localizat la exteriorul zonei de curbură a Carpaţilor Orientali. Asocierea acestei ondulaţii majore de minim cu îngroşarea deosebită a formaţiunilor sedimentare, într-un context de dezvoltare importantă pe verticală a crustei, ilustrează posibilităţi ale datelor geoidale de evidenţiere a unor importante bazine sedimentare ;

– o zonă situată la interiorul Carpaţilor, cu valori de nivel ale geoidului superioare izoliniei de 3 m, maximele fiind atinse în anumite sectoare ale Car-

wavelength undulations, their distribution being obviously determined by the Carpathians and Apuseni Mountains topography and by important mass inhomogeneities localised within or out of the mountainous massifs. Regarding the shorter wavelength components, the resulted differences are more important, due to the greater density of observation data included in the gravimetric model, comparing with the irregular distribution and reduced number with astronomic measurements on which the quasigeoid computation is based.

Although the OSU91A geopotential model seems to be not suitable for geodetic purposes on the Romanian territory, the obtained FFT gravimetric geoid (fig. 1) has been completed with long wavelength components derived from this model, in order to allow a geophysical interpretation on a regional scale. In an attempt to take into consideration only real data, resulting from the observation of the satellites orbits perturbations, the distribution of the geoid heights obtained for n=50 has been included (fig. 2).

A preliminary analysis of the geoidal "anomalies"

Institutul Geologic al României

paţilor Orientali, Carpaţilor Meridionali şi Munţilor Apuseni. La scara teritoriului studiat s-a putut aprecia, din analiza geoidului gravimetric, că partea centrală şi de nord vest este mai "grea" decât cea situată spre sud, est şi sud est, aspect justificat de însumarea efectelor date de relieful zonelor muntoase, cu cel al unei cruste subţiate, ultimul element fiind specific Bazinului Transilvaniei şi terminaţiei estice a Bazinului Panonic.

O posibilitate de prelucrare a datelor geoidale, în scopul unei mai bune evidenţieri a unor aspecte semnificative din punctul de vedere al interpretării geofizice, este calcularea raportului Gravitate "free - air" / geoid gravimetric care, teoretic, poate da informaţii asupra localizării şi adâncimii surselor care condiţionează distribuţia câmpului gravităţii şi implicit, a ondulaţiilor geoidale (Featherstone, 1992). Aplicarea acestui procedeu de prelucrare la datele de gravitate şi de geoid referitoare la teritoriul României, a condus la obţinerea hărţii din figura 3 . Analiza rezultatului obţinut evidenţiază cu suficientă claritate zonele cu excese de masă, localizate cu precădere în regiuni muntoase, în arii în care fundamentul cristalin aflorează sau se află la mică adâncime. Valorile cele mai mari ale raportului Gravitate "free - air" / Geoid gravimetric sunt localizate în sudul Carpaţilor Meridionali şi la exteriorul zonei de curbură a Carpaţilor Orientali, deosebita îngroşare a formaţiunilor sedimentare (cca 18 km în Depresiunea Focşani) fiind semnalată de o importantă anomalie de minim a acestui raport. Evidenţierea clară a ariei în care depozitele sedimentare au grosimi importante (incluzând şi continuarea sa spre est, în Depresiunea Predobrogeană), subliniază posibilităţi remarcabile ale datelor geoidale de a contribui la conturarea bazinelor sedimentare majore .

shown on the computed FFT gravimetric geoid (Fig. 1) revealed the presence of two important zones, characterised by particular features of the equipotential surfaces:

– a zone situated out of the Carpathians, with low values of the geoidal heights; on a "background" contoured by the 3 m contour line, an important geoidal low is outlined SE of the East Carpathians Bend. The association of this main low geoidal undulation with thick sedimentary formations, localised in the upper part of a thick crust, shows good possibilities of the geoidal data to contour major sedimentary basins;

– a zone situated within the Carpathians, with geoidal heights values higher than 3 m, the maxima being obtained in sectors belonging to the East and South Carpathians and the Apuseni Mountains. On the studied territory, one may observe that the central and the north-western parts are "heavier" than the zone situated in the south, east and south-east, aspects due to addition of the effects provided by the mountainous regions to those of a thin crust, the last element being specific to the Transylvanian Basin and the eastern limit of the Pannonian Basin.

A way of processing the geoidal data, in view of emphasising significant aspects for the geophysical interpretation, is the computation of the Free-air gravity / Gravimetric geoid ratio, a quantity which may theoretically offer information on the position and depth of the main density contrasts, responsible for the gravity variations and the distribution of the geoidal undulations (Featherstone, 1992). Applying this procedure to the gravity and geoidal data on the Romanian territory a new map has been obtained (Fig. 3). Inspecting this derived quantity distribution on the studied territory, we may clearly observe "heavier" sectors, situated mainly in mountainous regions, where the crystalline basement outcrops or is situated in a shallow position. The greatest values of the Free-air gravity / Gravimetric geoid ratio are situated south of the South Carpathians and at the outer part of the East Carpathians Bend, the thickest sedimentary deposits belonging to the Focşani Depression being contoured by an important low anomaly. The good contouring of this area with thick sedimentary formations, including its eastern continuation to the Predobrogean Depression, suggests good possibilities for the gravity and geoidal data to contribute to the rapid contouring of the sedimentary basins.

Institutul Geologic al României

References

Dragomir, V., Ghiţău, D., Mihăilescu, M., Rotaru, M. (1977) Teoria figurii Pământului. Edit. tehnică, Bucureşti.

Featherstone, W. E. (1992) A GPS controlled gravimetric determination of the geoid of the British Isles. Ph. D. Thesis, University of Oxford.

Forsberg, R. (1994) Terrain effects in geoid computation. *Intern. School for determination and use of the geoid* , Milano, Italy.

Gulie, N., Popescu, I., Roşca, V., Ioane, D. (1992) The status of geoid determination in Romania. *Proc. First Cont. Workshop on Geoid*, Prague.

Heiskanen, W. H., Moritz, H. (1967) Physical Geodesy, W. H. Freeman.

Ioane, D. (1993) Actualitate şi perspective pentru determinările de geoid în Romania. *Rev. geodez. cartogr. cadastru*, 2, 1, Bucureşti.

— **, Olliver, J., Radu, I., Atanasiu, L. (1993)** Geophysical significances of the geoidal anomalies. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophysique*, 37, Bucureşti.

— **(1993)** Actual developments in geoid determination in Romania. *Proc. Seminar "GPS in Central Europe" Penc*, Hungary.

— **, Radu, I. (1995)** Global geopotential models and gravity data on the territory of Romania, Gravity and Geoid, Springer Verlag, 103, Heidelberg.

— **, Atanasiu, L., Rogobete, M. (1996)** Geoid gravimetric pentru teritoriul României, Vol. Simp. "Terra IV", Bucureşti.

— **, Atanasiu, L., Rogobete, M. (1996)** Determinarea şi interpretarea geofizică a geoidului gravimetric corespunzător teritoriului României. Rap. Grant Acad. Rom. - M.C.T., Arh. M.C.T.

— **, Atanasiu, L., Rogobete, M. (1996)** Gravity and geoidal anomalies on the Romanian territory. *First Congr. Balk. Geophys. Soc.*, Athens.

Rapp, R. H., Pavlis, N. K. (1990) The development and analysis of geopotential coefficient models to spherical harmonic degree 360. *J. Geophys. Res.*, 95, 13, Bucureşti.

Sideris, M. G. (1994) Geoid determination by FFT techniques. *Intern. School for determination and use of geoid*, Milano, Italy.

Stokes, G. G. (1849) On the variation of gravity on the surface of the Earth. *Trans. Cambridge Phil. Soc.*, 8.

*** **NRB Sofia (1979)** Atlas von Karten mit mittleren Gelandehohen nach Trapezen mit den Massen 5'*7,5' und 1^0*1^0 fur die Länder Europas und ein Teil von Asien und Afrika.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 277–282, Bucureşti, 1998

CERCETĂRI MERCUROMETRICE PENTRU EVIDENŢIEREA TRASEULUI UNOR FALII CRUSTALE
MERCUROMETRY – A TOOL FOR LOCATING CRUSTAL FAULTS

Dumitru IOANE, Diana DRĂGOI

După ce o perioadă îndelungată cercetările mercurometrice au avut ca obiectiv principal studiul aplicabilităţii metodei la prospectarea mineralizaţiilor polimetalice şi auro-argentifere sau a acumulărilor de hidrocarburi, în ultimii ani au fost realizate lucrări ce au urmărit evidenţierea posibilităţilor de detectare a traseului unor falii majore, crustale.

Prime rezultate ale investigaţiilor realizate în zona faliei Capidava-Ovidiu, falie ce separă sectoarele dobrogene ale Platformei Moesice, au fost prezentate deja (Ioane, Drăgoi, 1996); o parte a informaţiilor obţinute aici au fost recent valorificate în contextul unor noi date geologice şi al reconsiderării datelor geofizice anterioare (Avram et al., 1997). Cercetarea mercurometrică a unui sector al Faliei Intramoesice a adus informaţii interesante privitoare la poziţia acesteia şi asupra posibilităţilor de localizare a sa prin astfel de măsurători.

Zona Capidava - Ovidiu

În prima etapă a studiului privitor la aplicabilitatea metodei mercurometrice la evidenţierea faliilor majore, au fost realizate cercetări pe profile localizate la extremităţile accidentului tectonic Capidava-Ovidiu (Ioane, Dragoi, 1996). Datele obţinute cu această ocazie au fost încurajatoare, pe traseul presupus al acestei fracturi importante fiind semnalate anomalii mercurometrice clar exprimate, cu intensităţi moderate, în prezenţa unui fond regional foarte scăzut. În zona Capidava, datele mercurometrice au precizat poziţia faliei, într-un sector în care aceasta este "mascată" de depozite sedimentare postapţiene şi deci inaccesibilă observaţiilor geologice directe, plasând-o la cca 500 m SW de cea indicată pe harta geologică la scara 1: 200.000 (fig. 1, profilul OF - OF'). Extremitatea de SE a faliei Capidava-Ovidiu a fost mai dificil de investigat mercurometric, datorită condiţiilor hidrografice şi geomorfologice particulare date de prezenţa Lacului Siutghiol şi a canalului Carasu, ce sunt suprapuse în mare parte traseului acesteia. Cu toate acestea, cercetările realizate în prima etapă a acestui studiu au condus la obţinerea de anomalii mercurometrice ce au putut fi

More than a decade, the mercurometric researches have been dedicated to the study of the applicability in prospecting base metal sulphides and Au-Ag ore bodies or hydrocarbon accumulations; lately, the possibilities of locating crustal faults by means of mercurometry have been investigated.

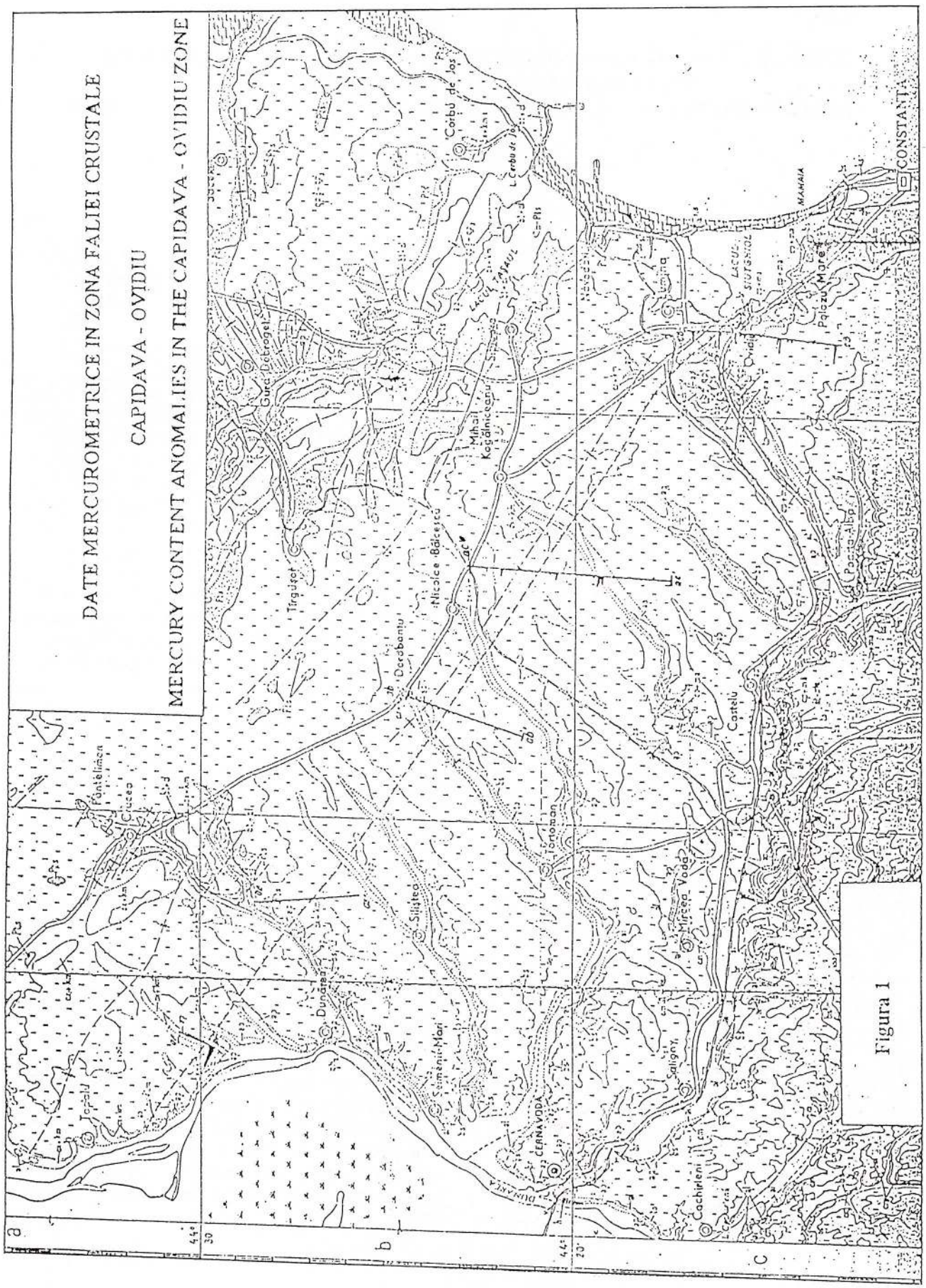
The first results of the researches carried out in the region of the Capidava - Ovidiu fault, a fault which separates the Dobrogean compartments of the Moesian Platform, have been presented in an earlier paper (Ioane, Drăgoi, 1996), while a part of the recently obtained mercurometric information has been utilised for a new tectonic approach of this area, based on new geological observations and interpretation of geophysical data (Avram et al., 1997).

The mercurometric works on a line crossing the Intramoesian Fault offered information regarding its location in a zone close to the Ialomita river and on the possibilities to investigate this important tectonic feature with Hg content anomalies.

The Capidava - Ovidiu fault system

The first step of this study, devoted to the applicability of mercurometry in locating major fault systems, has been carried out on a couple of short lines crossing the WNW and ESE extremities of the Capidava - Ovidiu fault (Ioane, Drăgoi, 1996). The results showed good possibilities to locate the position of the fault by highs of mercury anomalies on low regional background values. In the Capidava zone, the mercurometric data have located by important Hg content anomalies the above mentioned fault, buried under a thick pile of post-Aptian sedimentary deposits. According to the mercurometrical information, the fault seems to be located 500 m SW from its position shown on the 1: 200.000 scale geological map (fig. 1). On the SE extremity of the Capidava-Ovidiu fault, the Siutghiol Lake, the Carasu canal and the Ovidiu quarries, offered difficult conditions for applying mercurometry. However, the observed mercury content anomalies showed good correlation with the "classic" position of the main fault and other associated fractures.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

puse în legătură cu falia studiată, sau cu alte fracturi asociate acesteia (fig. 1, profilele OA - OA' şi OB - OB').

Pornind de la aceste rezultate, au fost proiectate lucrări mercurometrice care au avut ca obiectiv principal evidenţierea faliei Capidava-Ovidiu în arealul situat între cele două localităţi care o denumesc. La localizarea profilelor, prin care s-a încercat să se obţină noi informaţii asupra poziţiei şi caracteristicilor accidentului tectonic care separă Dobrogea centrală de cea sudică, a trebuit să se ia în considerare, evident, cunoştinţele geologice şi geofizice anterioare. Caracterul regional al datelor geofizice (gravimetrice) şi "mascarea" faliei de către formaţiuni sedimentare de vârstă Apţian superior-Cuaternar, au constituit dificultăţi reale pentru o corectă poziţionare a profilelor mercurometrice. Pentru zona situată la vest de localităţile Constanţa şi Ovidiu, am beneficiat, totuşi, de rezultatele unor cercetări seismice de refracţie (Spânoche, 1979), gradul de detaliere al acestora şi modalitatea de fructificare a datelor obţinute oferindu-ne un suport geofizic valoros. Semnalarea seismică a unei falii majore, situată la cca 5 km sud de falia Capidava-Ovidiu, ne-a determinat să prelungim spre sud două dintre profilele realizate de noi anterior, pentru a încerca o corelare a datelor seismice cu cele mercurometrice (profilele OA - OA' şi OB - OB', fig. 1). Acelaşi element tectonic, care, în accepţiunea autorului cercetării seismice, coboară cu cca 500 m compartimentul sudic în zona pe care o afectează (orizontul reper fiind şisturi cristaline mezozonale de tip Palazu Mare, caracterizate de o viteză medie a undelor elastice de 5 km/s), a contribuit parţial şi la proiectarea profilului OC - OC'. Ultimele două profile, OD - OD' şi OE - OE', au traversat traseul presupus al faliei Capidava - Ovidiu în jumătatea vestică a sectorului dobrogean investigat, fiind localizate pe baza hărţii geologice la scara 1: 200.000 şi a datelor gravimetrice regionale (Botezatu, Băcioiu, 1957).

În ceea ce priveşte rezultatele măsurătorilor mercurometrice executate pe profilele menţionate mai sus, se poate remarca o descreştere semnificativă, de la est spre vest, a intensităţii anomaliilor mercurometrice evidenţiate, fapt ce poate fi pus în legătură cu gradul de deschidere al fracturilor traversate, cu grosimea şi tectonizarea cuverturii sedimentare acoperitoare.

Pe profilul OA - OA', în afară de anomaliile intense identificate anterior în sectorul în care falia Capidava-Ovidiu străbate zona malului vestic al Lacului Siutghiol (Ioane, Dragoi, 1996), datele noi obţinute semnalează prezenţa unui grup de anomalii de slabă intensitate, localizat la cca 3,5 km sud de aceasta, care poate fi pus în legătură cu falia "sudică" detectată

Taking into account the above mentioned preliminary results of this study and information from previous geological and geophysical surveys, several mercurometric lines were designed in order to locate the Capidava-Ovidiu fault in the region situated between the sectors already investigated. The geophysical data, relevant for the entire tectonic alignment between central and southern Dobrogea, are derived from the Bouguer gravity map (Botezatu, Băcioiu, 1957). For the eastern half of the studied region, results of refraction seismic researches (Spânoche, 1979), which show the presence of a buried fault in the southern vicinity of the Capidava-Ovidiu "classic" fault, have been utilised in projecting the longest mercurometric profile (OC-OC') and southern continuations for two previous ones (OA-OA' and OB-OB'), in an attempt to correlate mercurometric and seismic information. The location of the profiles which investigated the western half of the region (OD-OD' and OE-OE') has been based on the gravity and geological maps.

A general view of the new mercurometric results obtained on the above mentioned profiles (Fig. 1) reveals a significant decrease in the intensity of the Hg anomalies going from E to W, a fact which may be correlated with the sealing degree of the main faults and the thickness of the sedimentary cover.

On the OA-OA' profile, besides the high intensity mercurometric anomalies previously observed on the eastern extremity of the Capidava-Ovidiu fault (Ioane, Drăgoi, 1996), an anomalous sector has been located 3,5 km south of it; these low Hg anomalies may be the effect of the seismically located fault (Spânoche, 1979) in the Palazu Mare area, trending WNW-ESE. The next profile, OB-OB', displays numerous high intensity, but local mercury anomalies, an aspect which suggests the intense tectonic phenomena which affected this area, generating several fracture systems associated with the Capidava-Ovidiu fault and southern ones. Considering the 3,5 km interval between the anomalies related to the "classic" lineament and the southern fault system on the OA-OA' and OB-OB' profiles, we interpret this parallelism as an effect of the two main fault systems, the southern one being previously revealed by refraction seismic observations. The important anomaly located at the southern end of the OB-OB' profile shows that the geological structure, including the crystalline basement and the sedimentary deposits, is getting deeper and deeper on this direction. The OC-OC' profile investigated, on a 10 km N-S trending line, an interesting sector with no drilling geological information but with valuable seismic evidence of a fault which affects the basement 5 km south of the Capidava-Ovidiu, its southern compartment being

Institutul Geologic al României

seismic (Spânoche, 1979). Pe profilul OB - OB' anomaliile mercurometrice sunt mai numeroase, dar au caracter local mai pronunţat, sugerând prezenţa unor sisteme de fracturi care însoţesc faliile majore cunoscute. Deoarece distanţa dintre cele două grupuri de anomalii de pe profilul OA - OA' , de cca 3,5 km, se regăseşte pe profilul OB - OB', putem considera că anomalia mercurometrică situată aproximativ la jumătatea distanţei dintre localităţile Palazu Mare şi Ovidiu, reprezintă efectul faliei majore, detectată seismic, ce coboară semnificativ fundamentul cristalin al compartimentului sudic. Faptul că această afundare spre sud se realizează în trepte este sugerat de anomalia intensă de conţinut în mercur localizată la extremitatea sudică a profilului. Profilul OC - OC' a investigat traseul presupus al faliei Capidava-Ovidiu şi prelungirea vestică a faliei majore semnalată seismic. Datele mercurometrice indică o anomalie de mică intensitate la cca 1 km sud de localizarea pe harta geologică citată a faliei Capidava-Ovidiu, anomalie pe care o considerăm a fi un efect al acestei falii majore. Intensitatea sa redusă poate fi pusă în legătură cu aspecte particulare legate de geometria acesteia în acest sector şi de etanşarea ce este probabil realizată de depozite loessoide cuaternare, iar deplasarea spre sud faţă de localizarea seismică, datorată înclinării faliei. Anomalia mercurometrică bine exprimată, evidenţiată în jumătatea sudică a profilului, se corelează pe direcţie cu anomaliile semnalate pe profilele OA - OA' şi OB - OB', confirmând prezenţa şi implicit, continuarea pe direcţie a accidentului tectonic important, detectat anterior prin cercetări seismice (Spânoche, 1979). Putem considera că slabele anomalii mercurometrice semnalate pe profilul OD - OD', în sectorul traversat de falia Capidava - Ovidiu, sunt legate de sistemul de fracturi asociat acesteia. Concentraţiile deosebit de reduse de Hg de aici se datoresc, probabil, unor cauze structurale şi litologice particulare, pe care ne este greu să le intuim într-o regiune puţin cunoscută geologic prin lucrari de foraj. Profilul OE - OE' ilustrează aspecte similare celor constatate pe profilul OD - OD', slabele concentraţii de mercur nemaiputând fi aici corelate cu elemente geologice sau geofizice cunoscute. Având în vedere rezultatele obţinute pe profilul realizat la Capidava, ce localizează falia investigată la 500 m SW de poziţia figurată pe harta geologică, putem considera că trecerea la concentraţii deosebit de reduse, ce se constată în jumătatea sudică a profilului OE - OE', ar putea marca trecerea pe compartimentul sudic al faliei Capidava - Ovidiu.

Zona Căldăruşani - Gruiu

Dat fiind interesul deosebit suscitat de Falia Intramoesică de la implicarea sa în geodinamica regiu-

500 m deeper than the northern one. The mercurometric data show a low intensity anomaly 1 km south of the Capidava-Ovidiu fault position on the 1:200,000 scale geological map, anomaly interpreted to reflect the location of the fault in the neighbourhood of the topographic surface. The intensity and local aspect of this anomaly may be related to its geometrical characteristics or to the sealing effect of the thick Quaternary loess cover, while the observed offset suggests the fault dipping. The strong mercury content anomaly, revealed in the southern half of this profile, correlates very well on a WNW-ESE trending lineament with anomalies observed on the OB-OB' and OA-OA' profiles, suggesting the existence of an important tectonic feature south of the Capidava-Ovidiu fault, which may be associated with the main fault described by refraction seismic (Spânoche, 1979). Further westward, we may consider that the weak mercury anomalies, shown by our investigations on the OD-OD' profile in the sector where it crosses the Capidava-Ovidiu fault, is connected with its fractures system. The intensity of these anomalies should be related to particular structural and lithological features, difficult to be imagined in this rather geological unknown area, due to the lack of outcrops and drillings. The OE-OE' profile displays similar aspects as the previous one, the extremely low mercury anomalies being difficult to be associated with geological or geophysical features. Taking into account the results on the Capidava OF-OF' profile, which locates the fault 500 m SW from its position on the geological map, it may be considered that the lower background values, observed on the profile southern half, might reflect the position of the Capidava-Ovidiu tectonic lineament.

Mercurometric data on the Intramoesian Fault

The geodynamical significance of the Intramoesian Fault, described two decades ago (Airinei, 1977), determined geophysical and geodetic researches aiming to precisely locate it or monitor horizontal and vertical displacements.

Studying the applicability of mercurometry in locating crustal faults, the Intramoesian Fault was the next step in this project, due to the difficulties in obtaining information on its position by geophysical and geodetic surveys. In order to benefit of the detailed studies performed in the Gruiu geodynamic testing area, the mercurometric measurements have been carried out on two profiles crossing this zone, situated 5 km north of the Surlari geophysical observatory.

The data presented in Figure 2 have been obtained on a profile executed north of the Ialomiţa river, in

Institutul Geologic al României

nii care include şi zona Vrancea (Airinei, 1977), au fost realizate investigaţii prin diferite metode geofizice şi geodezice, atât pentru localizarea, cât şi pentru evidenţierea unor deplasări orizontale sau verticale determinate de prezenţa sa.

Studiul aplicabilităţii metodei mercurometrice la evidenţierea faliilor crustale a inclus şi cercetări executate în zona Faliei Intramoesice. Pentru a se beneficia de rezultatele unor cercetări geofizice şi geodinamice anterioare, investigaţiile mercurometrice s-au executat în sectorul poligonului geodinamic Gruiu, situat la cca 5 km nord de Observatorul Geofizic Surlari. Profilul mercurometric, executat imediat la nord de râul Ialomiţa, a fost proiectat în scopul traversării traseelor ipotetice ale Faliei Intramoesice la nivelul depozitelor cretacice (situate aici la cca 2200 m adâncime-Calotă et al., 1988) şi al intersecţiei planului faliei cu suprafaţa topografică (Cornea et al., 1980). Datele mercurometrice obţinute nu atestă, prin anomalii de conţinut de Hg, prezenţa unei falii importante în sectorul în care s-a trasat poziţia acesteia la suprafaţă (fig. 2).

Slabele concentraţii de mercur evidenţiate, la cca 750 m spre est, ar putea reprezenta traseul faliei la suprafaţă (zona fiind în continuarea nord-vestică a cursului râului Ialomiţa, râu care în sectorul situat la SE de profil este paralel cu direcţia Faliei Intramoesice). Cea mai intensă anomalie mercurometrică, ce este constituită de fapt dintr-un grup anomal extins pe cca 600 m, se plasează pe proiecţia de la nivelul Cretacicului a faliei studiate. Se sugerează astfel existenţa unui sistem de fracturi paralele, care, după ce afectează calcarele jurasice şi cretacice, se ramifică spre suprafaţă, mercurul migrând cu predilecţie prin complexele predominant detritice, mai noi decât Tortonianul, pe direcţii apropiate de verticală.

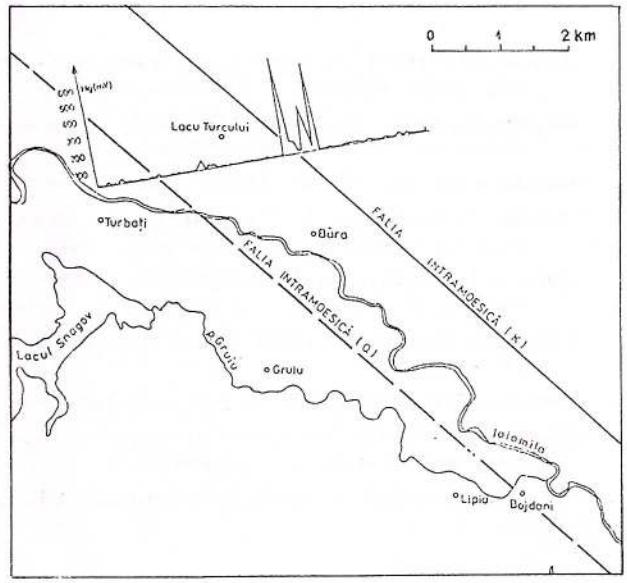


Fig. 2 - Date mercurometrice în zona Gruiu (Falia Intramoesica - Platforma Moesica)
Mercurometrical data in Gruiu zone. Intramoesian Fault - Moesian Platform.

order to cross the hypothetical position of the Intramoesian Fault at the Cretaceous deposits level (situated here at the depth of 2200 m - Calota et al., 1988) and its intersection with the topography (Cornea et al., 1980). The obtained mercurometric data did not evidence anomalous mercury contents in the sector where the fault should intersect the topographical surface; the weak concentrations of Hg obtained 750 m eastward might represent the site where the fault actually crops out. The most important mercury anomaly, which is in fact constituted of a group of anomalies extended on a distance of 600 m, is considered to be due to the effect of the Intramoesian Fault, which, from the Cretaceous deposits level, seems to change its dipping and develop to the surface several parallel fractures; mercury migrates easily using fractures close to the vertical toward the surface, penetrating the detritical post-Tortonian deposits.

Institutul Geologic al României

References

Airinei, Şt. (1977) Microplăci litosferice pe teritoriul României reflectate în anomalii gravimetrice regionale. *St. cerc. geol., geof., geogr., Geofizica*, 15, Bucureşti.

Avram, E., Ioane, D., Drăgoi, D. (1997) Contactul tectonic dintre Dobrogea centrală şi Dobrogea de sud în sectorul Ovidiu. *An. Inst. Geol. Rom.*, 70, sub tipar.

Botezatu, R., Băcioiu, Tr. (1957) Anomalia gravităţii în Dobrogea centrală. *Bul. Ştiinţ. Acad. R.P.R.*, II, 2.

Calotă, C., Lăzărescu, V., Moldoveanu, T., Zugrăvescu, D. (1988) Variaţia în timp a gravităţii pe poligoane geodinamice din România. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofizică*, 26, p. 3–16, Bucureşti.

Cornea, I., Zugrăvescu, D., Ghiţău, D., Popescu, M., Rădulescu, F. (1980) The Căldăruşani - Gruiu Geodynamic Polygon. *Rev. roum. geol., geophys., geogr., Geophysique*, 24, 2, p. 171–191,Bucureşti.

Ioane, D., Drăgoi, D. (1996) Crustal faults as depicted by mercury content anomalies. *An. Inst. Geol. Rom.*, 69, supl. nr. 1, IGR-90.

Robbins, J. C. (1975) Mercury as a geochemical trace element, Scintrex Ltd., Technical paper.

Spânoche, S. (1979) Noi aspecte structurale în zona Palazu Mare obţinute prin valorificarea măsurătorilor seismice. *St. tehn. econ.*, D, 12, p. 81–95, Bucureşti.

*** Harta geologică 1: 200.000, foaia Constanţa, Arh. IGR.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 283–291, Bucureşti, 1998

APLICAREA TEHNICILOR DE TELEDETECŢIE ŞI A SISTEMULUI INFORMAŢIONAL GEOGRAFIC (GIS) ÎN DOMENIUL GEOŞTIINŢELOR (MUNŢII METALIFERI)

APPLYING REMOTE SENSING TECHNIQUES AND GEOGRAPHICAL INFORMATION SYSTEM (GIS) IN THE FIELD OF GEOSCIENCE (METALIFERI MOUNTAINS)

Vasile VÂJDEA, Ion POPESCU, Constantin NIŢICĂ, Anca-Marina VÎJDEA, Alexandra MARINESCU

Caracterul multi-informaţional al imaginilor satelitare prelevate cu sateliţii operaţionali lansaţi în ultimul sfert de veac a conferit teledetecţiei, ca metodă de investigare a suprafeţei scoarţei terestre, un rol tot mai însemnat.

Dezvoltarea în paralel a sistemelor informaţionale geografice (GIS) a permis totodată integrarea informaţiilor de natură satelitară sau geografică într-o bază de date cu referinţă spaţială. Utilizarea conjugată a teledetecţiei şi a sistemelor informaţionale geografice s-a constituit astfel într-un mijloc modern de analizare şi modelare a distribuţiei obiectelor punctuale, liniare sau areale supuse investigaţiei.

În contextul de mai sus, în anul 1996 cercetările au avut ca obiectiv Munţii Apuseni de Sud, cu accent deosebit pentru Munţii Metaliferi, regiune de interes economic pentru importantele acumulări de mineralizaţii auro-argentifere şi de sulfuri polimetalice.

Lucrările de teledetecţie s-au axat pe prelucrarea analogică a imaginilor satelitare tip LANDSAT-TM (Thematic Mapper) la scara 1:1.000.000, scenele 185/28 din 25.09.1992 şi 186/28 din 16.09.1986, precum şi a imaginilor satelitare tip LANDSAT-MSS (MultiSpectral Scaner) la aceeaşi scară, scenele 199/28 din 28.10.1973 şi 200/28 din 29.10.1973.

Prin prelucrarea analogică a imaginilor amintite cu proiectorul multispectral MSP-4C, care, din construcţie, poate mări de 5 ori scara materialelor folosite, au fost obţinute imagini fals-color la scara 1:200.000, echivalentă scării hărţilor geologice editate de către Institutul Geologic al României.

Interpretarea imaginilor fals-color a condus la realizarea unei hărţi cu elemente liniare totale neselectate. Confruntarea acestor hărţi cu cele topografice a permis eliminarea tuturor elementelor liniare care s-au suprapus peste diverse lucrări antropice, în principal drumuri şi căi ferate, canale de irigaţie, linii de înaltă tensiune etc., rezultând, în final, o hartă de lucru a elementelor liniare totale (fig. 1), utilizată în

The multi-informational character of satellite images acquired by operational satellites launched in the last quarter of the century offered an increasingly important role to remote sensing as a method for studying the Earth surface.

The development at the same time of geographical information systems (GIS) allowed also the integration of satellite or geographic data in a spatial reference database. The combined use of remote sensing and geographical information systems thus constituted a modern mean of analyzing and modeling the distribution of point, line and polygon-shaped objects to be investigated.

In the above-mentioned context, in 1996 the objectives of research works were the Southern Apuseni Mountains, a special emphasis being given to the Metaliferi Mountains, a region of economic interest due to the important accumulations of gold, silver and polymetallic sulfides.

The remote sensing works focused on analogical processing of LANDSAT-TM satellite images on the 1:1,000,000 scale, scenes 185/28 from 25.09.1992 and 186/28 from 16.09.1986, as well as of LANDSAT-MSS satellite images on the same scale, scenes 199/28 from 28.10.1973 and 200/28 from 29.10.1973.

By analogical processing the mentioned images by means of MSP-4C multispectral projector which had as a specific characteristic the possibility of enlarging the scale of the materials used to 5 times, false-color images on the 1:200,000 scale were obtained, equivalent to the scale of the geological maps edited by the Geological Institute of Romania.

The interpretation of the false-color images led to the drawing up a map with total unselected lineaments. A comparison of this map with the topographic one allowed that all linear elements overlying antropic works, mainly roads and railways, irrigation channels, electric power lines etc. to be eliminated, finally obtaining a work map of total lineaments (Fig. 1) subsequently used for elaborating different the-

Institutul Geologic al României

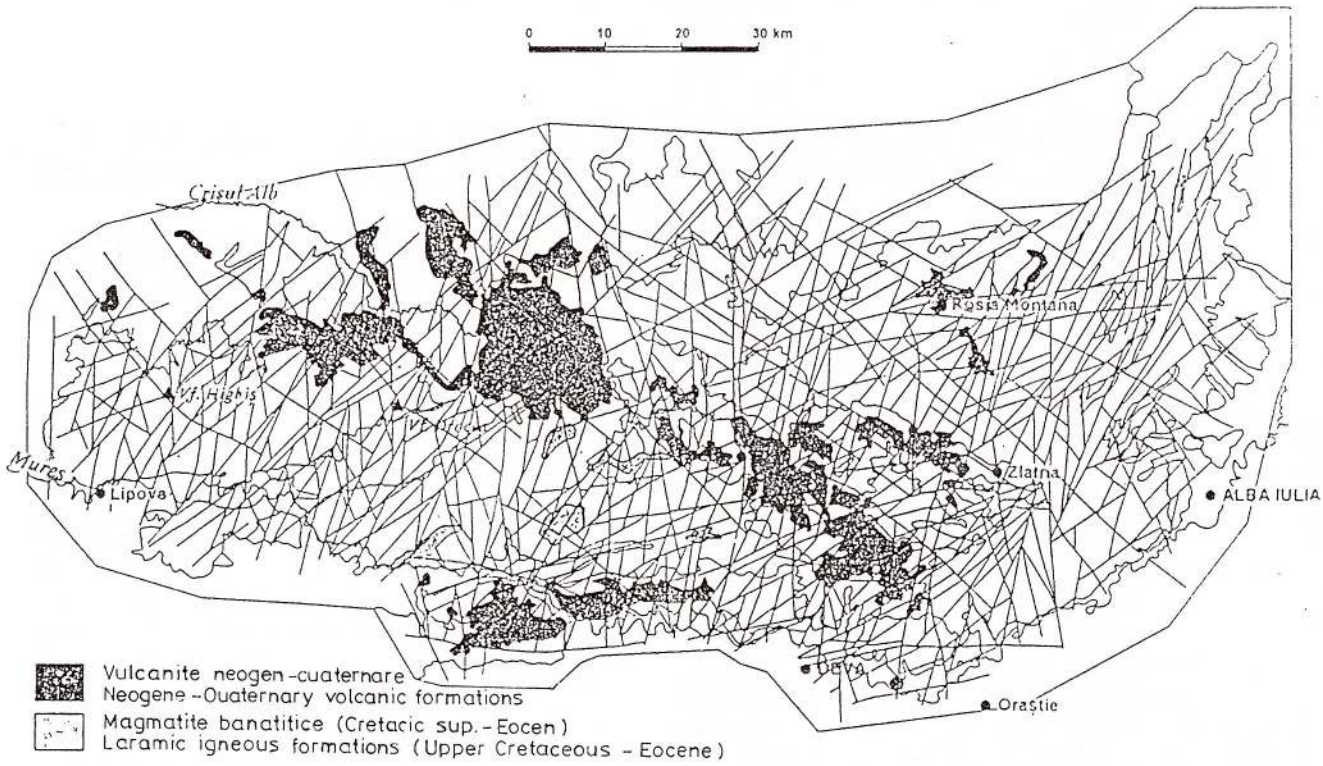


Fig. 1 – Harta elementelor liniare totale - Munţii Apuseni de Sud. 1, vulcanite neogen-cuaternare; 2, magmatite banatitice (Cretacic superior-Eocen).

Map of total lineaments - Southern Apuseni Mts. 1, Neogene-Quaternary volcanic formations; 2, Laramian igneous formations (Upper Cretaceous-Eocene).

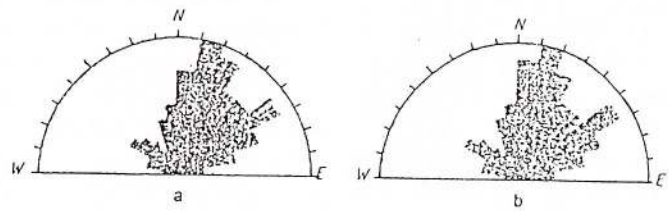


Fig. 2 – Diagrame azimutale. Rose diagrams.

continuare la elaborarea diferitelor hărţi tematice necesare cercetărilor de teledetecţie.

În abordarea cercetărilor respective s-a pornit de la premisa că marea majoritate a elementelor liniare incluse în harta cu elemente liniare totale a fost direct sau indirect determinată de activitatea tectonică ce s-a manifestat în regiune. Astfel, cele 2358 elemente liniare identificate pe această hartă au fost prelucrate statistic şi au fost construite diagrame azimutale (fig. 2) după lungimea (a) şi frecvenţa lor de apariţie (b), precum şi hărţi de densitate ale acestor elemente.

În diagramele azimutale se constată existenţa unor intervale de orientare cu valori maxime, precum şi a altora cu valori ridicate în raport cu restul intervalelor. Intervalele cu valori maxime din diagrama azimutală după lungime pot coincide cu cele din diamatic maps necessary for the remote sensing research works.

In approaching the respective research, one started from the idea that the vast majority of lineaments included on the map were directly or indirectly determined by the tectonic activity existing in the region. Thus, 2358 lineaments identified on this map were statistically processed and rose diagrams (Fig. 2) with respect to their length (a) and frequency (b) of occurrence were computed as well as maps of density of the lineaments.

In the rose diagrams the existence of some intervals with maximum values, as well as intervals with high values compared with the rest of the intervals can be seen. The intervals with maximum values from the rose diagram computed taking into account the

Institutul Geologic al României

grama azimutală după frecvenţă, fără a constitui însă o regulă generală.

La rândul lor, hărţile de densitate a elementelor liniare scot în evidenţă sectoarele în care numărul acestora este mai ridicat în comparaţie cu restul regiunii, ceea ce denotă un grad ridicat de fragmentare în sectorul respectiv.

Pentru o analiză mai detaliată a regiunii, în afara diagramelor azimutale totale, au fost realizate şi diagrame azimutale separat pentru principalele tipuri de formaţiuni geologice în funcţie, ca şi în primul caz, de lungimea şi frecvenţa elementelor liniare.

Compararea între ele a diagramelor azimutale corespunzătoare diferitelor tipuri de formaţiuni geologice, inclusiv cu diagramele azimutale totale, scoate în evidenţă gruparea celei mai mari părţi a elementelor liniare în cadranul nord-estic. Acest aspect este mai pregnant în cazul în care diagramele azimutale au fost construite pe baza unui număr relativ mare de elemente liniare, spre deosebire de cazurile în care, prin prelucrarea unui număr redus de elemente, diagramele azimutale prezintă configuraţii nesemnificative cu 4–5 maxime.

S-a constatat, de asemenea, că elementele majore bine conturate pe direcţie nu se încadrează în intervalele de orientare cu valori mari, deoarece nu sunt acompaniate de un număr suficient de mare de elemente liniare cu aceeaşi orientare.

Luând în considerare diferitele aspecte prezentate în urma analizării hărţii cu elemente liniare totale, a diagramelor azimutale şi a hărţilor de densitate a elementelor liniare, iar ca bază de plecare diagramele azimutale totale, au fost stabilite şapte sisteme de orientare a elementelor liniare, cu caracter major. Totodată au fost individualizate circa 40 elemente liniare majore, dintre care 10 sunt considerate elemente duble şi opt "fascicule" de elemente liniare constituite din "segmente de dimensiuni medii şi mici" dispuse sub formă de aliniamente mai mult sau mai puţin coliniare şi paralele între ele.

Cele şapte sisteme de orientare luate în considerare au fost notate cu "S" de la 1 la 7, elementele liniare cu "L" de la 1 la 30, pentru elementele duble adăugându-se litera "a", iar fasciculele notate cu "F" de la 1 la 8, repartiţia elementelor liniare şi a fasciculelor în cele şapte sisteme fiind după cum urmează:

- Sistemul S_1 ($N50^0$-60^0E) conţine elementele liniare L_1-L_7 şi fasciculul F_1;
- Sistemul S_2 ($N30^0$-40^0E) - L_8-L_{10} şi F_2-F_3;
- Sistemul S_3 ($N10^0$-20^0E) - L_{11}-L_{17} şi F_4;
- Sistemul S_4 ($N10^0V$-$N10^0E$) - L_{18}-L_{22};
- Sistemul S_5 ($N30^0$-40^0V) - L_{23}-L_{24} şi F_5;
- Sistemul S_6 ($N50^0$-60^0V) - L_{25}-L_{27} şi F_6-F_7;
- Sistemul S_7 ($N80^0$-90^0E) - L_{28}-L_{30} şi F_8.

Odată cu stabilirea celor şapte sisteme de orientare

length of the lineaments can be coincident with the intervals from the rose diagram computed taking into account the frequency, but this is not a general rule.

Conversely, the maps of density of the lineaments emphasize the sectors in which their number is increased comparatively with the rest of the region, a fact which proves a higher degree of fragmentation in the respective sector.

For a more detailed analysis of the region, besides total rose diagrams, rose diagrams were computed separately for the main geological formations, also with respect to the length and frequency of occurrence of the lineaments.

A comparison of the rose diagrams corresponding to different types of geologic formations one with each other and with the total rose diagrams showed that the majority of the lineaments were grouped in the North-Eastern quadrant. This aspect is more obvious in the case in which the rose diagrams were computed based on a relatively great number of linear elements, opposed to the situation where the processing of a reduced number of elements produced rose diagrams having not very significant configurations with 4–5 maxims.

It was also observed that the major elements well delimited on direction do not have high values within the intervals of orientation because they are not accompanied by a sufficiently great number of linear elements having the same orientation.

Taking into consideration different aspects presented after analyzing the map of total linear elements, the rose diagrams and the map of density of the lineaments, and starting from the total rose diagrams, seven main systems of orientation of the lineaments were established. There were also identified approximately 40 major linear elements, from which 10 were considered double and 8 "bundles" of linear elements made up of "fragments of medium and small size" disposed as more or less linear and parallel lineaments.

The seven systems of orientation taken into consideration were noted "S" from 1 to 7, the linear elements "L" from 1 to 30, for those which were double adding an "a" and the bundles "F" from 1 to 8, the distribution of the linear elements and bundles into those seven systems being as follows:

- System S_1 ($N50^0$-60^0E) contains the linear elements L_1-L_7 and the bundle F_1;
- System S_2 ($N30^0$-40^0E) - L_8-L_{10} and F_2-F_3;
- System S_3 ($N10^0$-20^0E) - L_{11}-L_{17} and F_4;
- System S_4 ($N10^0W$-$N10^0E$) - L_{18}-L_{22};
- System S_5 ($N30^0$-40^0W) - L_{23}-L_{24} and F_6;
- System S_6 ($N50^0$-60^0W) - L_{25}-L_{27} and F_6-F_7;
- System S_7 ($N80^0$-90^0E) - L_{28}-L_{30} and F_8.

After establishing the seven orientation systems

Institutul Geologic al României

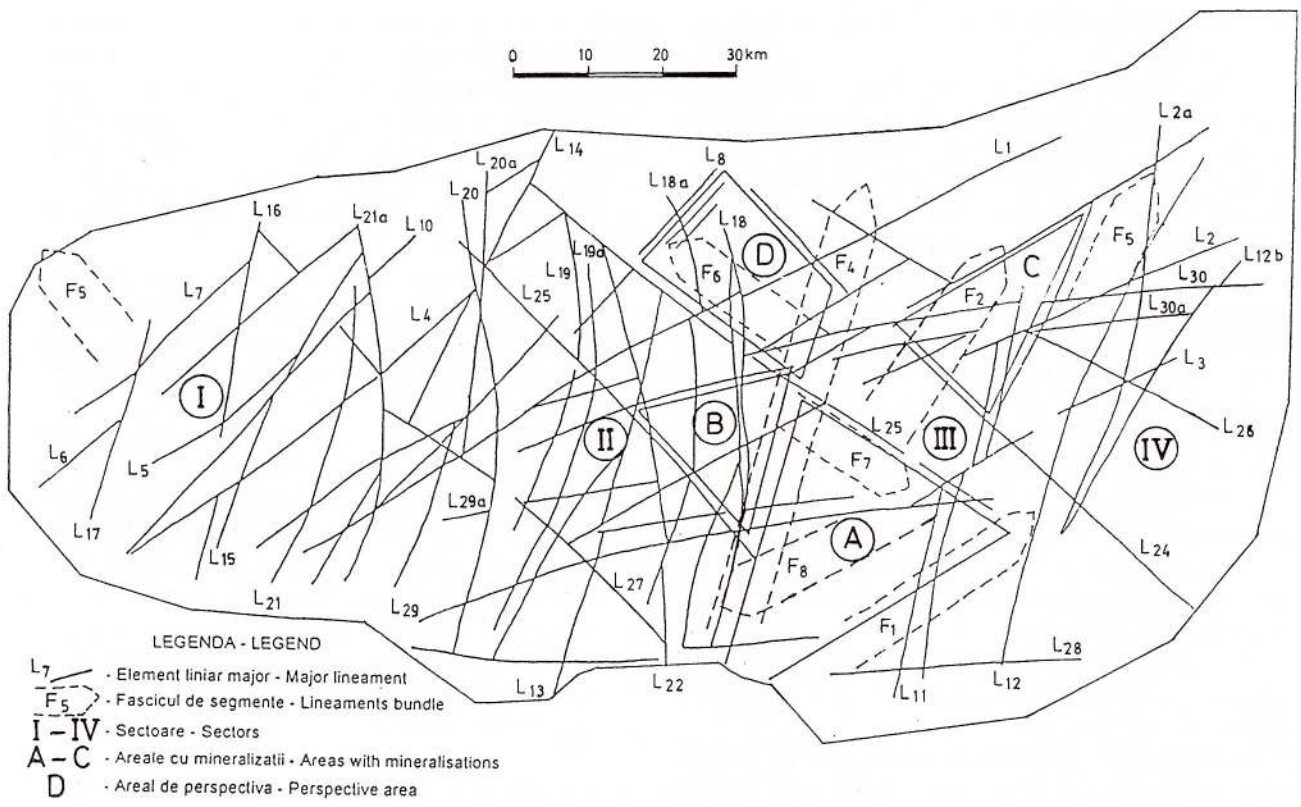


Fig. 3 – Schiţa de model structural-tectonic - Munţii Apuseni de Sud. 1, element liniar major; 2, fascicul de segmente; 3, sectoare; 4, areale cu mineralizaţii; 5, areal de perspectivă.

Structural-tectonic model of the Southern Apuseni Mts. 1, major lineament; 2, lineaments bundle; 3, sectors; 4, areas with mineralisations; 5, perspective area.

şi a elementelor majore încadrate în aceste sisteme s-a trecut la o etapă nouă a cercetării şi, anume, la identificarea raporturilor dintre cadrul structural-tectonic cunoscut din cartarea geologică de suprafaţă şi subteran şi din datele de teledetecţie. În acest scop au fost realizate diferite hărţi tematice cu elemente liniare selectate, urmărindu-se scoaterea în evidenţă a anumitor elemente majore sau stabilirea arealelor în care acestea au o densitate mai mare în raport cu întreaga regiune. Din aceste hărţi tematice a fost realizată în final o hartă a elementelor majore selectate, în care au fost incluse, în principal, cele 40 de elemente liniare majore şi opt fascicule, hartă pe baza căreia a fost executată o schiţă de model structural-tectonic (fig. 3).

Analiza acestei schiţe permite conturarea a patru sectoare, numerotate de la I la IV (pornind de la vest spre est), fiecare prezentând caractere proprii după cum urmează:

- Sectorul I (vestic), limitat la est de elementul liniar major L_{21}, se suprapune din punct de vedere geologic peste formaţiunile cristaline care alcătuiesc, alături de câteva petice de sedimente paleozoice,

and the main elements included in these systems a new stage of research works started i.e., identifying the relationships between the structural tectonics known from previous geological mapping in the field and underground and the tectonics derived from remote sensing data. For this purpose different thematic maps with selected linear elements had been drawn, the objective being the identification of some major elements or establishing the areas in which these have a higher density compared with the entire region. From these thematic maps a map of selected major elements was finally drawn, in which those 40 main linear elements and eight bundles were principally included, a map which served as the basis for the structural tectonic model presented in Figure 3.

The analysis of this draft model allows the delimitation of four sectors, numbered from I to IV (starting from west to east), each one presenting specific features, as follows:

- Sector I (Western), delimited to the East by the major lineament L_{21}, overlies the crystalline formations which make up, together with some patches of sedimentary deposits, the Highiş Mountains. In this

Institutul Geologic al României

Munţii Highiş. În acest sector datele de teledecţie indică existenţa unui număr relativ redus de elemente liniare, uniform distribuite spaţial, constând în segmente încadrate în sistemele de orientare S_1, S_3 şi S_5, din acest ultim sistem făcând parte şi fasciculul F_5.

– Sectorul II (central-vestic), limitat la vest de L_{21} şi la est de L_{18}, este unicul sector în care au fost întâlnite segmente din toate sistemele de orientare şi totodată singurul în care au fost identificate elemente liniare duble, curbate, caracteristice sistemului de orientare S_4.

– Sectorul III (central-estic), limitat la vest de L_{18}, iar la est de L_{12}, este sectorul cu cea mai ridicată densitate a elementelor liniare, fenomen pus şi pe seama prezenţei în acest sector a şase din cele opt fascicule identificate şi conturate în regiune. Din punct de vedere geologic, este de semnalat prezenţa corpurilor de vulcanite neogene care străbat ofiolitele şi formaţiunile sedimentare de vârstă cretacică, fiind totodată responsabile cu punerea în loc a mineralizaţiilor hidrotermale auro-argentifere şi de sulfuri polimetalice.

– Sectorul IV (estic), limitat la vest de L_{12}, este un sector cu număr redus de elemente liniare "proprii", majoritatea reprezentând extremităţile estice ale unor elemente liniare majore din cele două sectoare centrale (II şi III).

După cum se poate constata, cel mai important, din punctul de vedere al informaţiilor oferite de cercetările prin teledetecţie este sectorul III (central-estic), caracterizat prin cea mai ridicată densitate a elementelor liniare şi prin prezenţa a şase fascicule, coroborate cu existenţa corpurilor de vulcanite şi de sulfuri polimetalice.

Analiza integrată a datelor de teledetecţie cu cele geologice şi geofizice, în cadrul schiţei de model structural-tectonic (fig. 4), prezintă individualizate patru areale notate cu A, B, C şi D. Criteriile care au stat la baza conturării acestor areale au fost legate atât de natura geologică a regiunii, cât şi de datele de teledetecţie. Astfel, arealele respective se caracterizează, pe de o parte, prin densitate mare a elementelor liniare, prin prezenţa de fascicule şi prin existenţa unor elemente liniare din sistemul de orientare S_6, considerat a fi responsabil cu circulaţia soluţiilor hidrotermale purtătoare de mineralizaţii, iar, pe de altă parte, prin prezenţa corpurilor de vulcanite neogene.

Dacă arealele A, B şi C întrunesc toate cele patru criterii, suprapunându-se peste exploatările miniere de la Brad (A), Almaşul Mare-Zlatna (B) şi Baia de Arieş-Roşia Montană (C), arealul D, situat la nord de arealul A şi la vest de arealul C, întruneşte doar criteriile de "teledetecţie", urmând ca în viitor cer-

sector the remote sensing data show the existence of a relatively small number of lineaments, uniformly space-distributed, consisting of elements belonging to systems S_1, S_3 and S_5, this last system containing also the bundle F_5.

– Sector II (central-Western), delimited to the West by L_{21} and to the East by L_{18}, is the only sector in which segments belonging to all orientation systems were found and at the same time the only one in which double elements, curved, characteristic of system S_4 were identified.

– Sector III (central-Eastern), delimited to the West by L_{18} and to the East by L_{12}, is the sector with the highest density of lineaments, a phenomenon caused by the presence in this sector of six from those eight bundles identified in the region. From the geological point of view it should be noted the presence of the Neogene volcanic bodies which penetrate the ophiolites and the Cretaceous sedimentary deposits, being also responsible for the hydrothermal mineralizations of gold, silver and polymetallic sulfides.

– Sector IV (Eastern), delimited to the West by L_{12}, is a sector with a reduced number of "own" linear elements, the majority representing the Eastern extremity of main lineaments from the central sectors (II and III).

As it can be seen, the most important sector, from the point of view of the information offered by remote sensing, is sector III (central Eastern), characterized by the highest density of linear elements and by the presence of six bundles, corroborated with the existence of volcanic bodies and polymetallic sulfides.

The integrated analysis of remote sensing data together with geological and geophysical data within the structural-tectonic model (Fig. 4) shows four individualized areas noted A, B, C and D. The criteria which made up the basis in delimiting these areas were linked both to the geology of the region and to the remote sensing data. Thus, the respective areas are characterized, on the one hand, by a high density of linear elements, by the presence of bundles and by the existence of some lineaments belonging to the system S_6 considered to be responsible of the circulation of hydrothermal solutions carrying mineralizations, and, on the other hand, by the presence of Neogene volcanic bodies.

If the areas A, B and C meet all these four criteria, overlying the mining exploitation works from Brad (A), Almaşul Mare-Zlatna (B) and Baia de Arieş-Roşia Montană (C), the D area situated to the North of A area and to the West of C area meets only the remote sensing criteria, its importance going to be confirmed or not in the future by field works.

We cannot end the analysis of structural-tectonic

Institutul Geologic al României

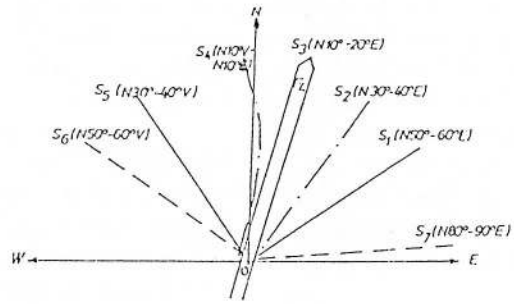


Fig. 4 - Relaţii între sistemele de orientare. Relationship between orientation systems.

cetările de teren să confirme sau nu importanţa acestuia.

Nu putem încheia analiza schiţei de model structural-tectonic fără a atrage atenţia asupra unui aspect interesant (fig. 4) şi, anume, asupra faptului că fasciculul F_4, din sistemul de orientare S_3 ($N10^0$-20^0E), de altfel fasciculul cel mai bine individualizat pe direcţie şi ca număr de segmente, se constituie, prin poziţia sa, într-o adevărată bisectoare a unghiurilor formate de celelalte sisteme de orientare, luate două câte două, după cum urmează:

- S_4 ($N10^0V$-$N10^0E$) cu S_2 ($N30^0$-40^0E);
- S_5 ($N30^0$-40^0V) cu S_1 ($N50^0$-60^0E);
- S_6 ($N50^0$-60^0V) cu S_7 ($N80^0$-90^0E).

Această idee urmează a fi verificată prin observaţii de teren.

În afara prelucrărilor analogice descrise mai sus, în aria Munţilor Metaliferi au fost efectuate şi prelucrări digitale speciale asupra imaginii satelitare LANDSAT-TM 185/28 din data de 25.09.1992, în scopul identificării zonelor cu minerale de alteraţie hidrotermală şi a celor cu oxidaţii feruginoase prin procedeul analizei componenţilor principali (PCA) într-o variantă denumită tehnica Crosta şi, anume, "Selectarea componenţilor principali cu orientare către trăsături".

Toate prelucrările digitale s-au efectuat cu ajutorul sistemului ERDAS din dotarea Laboratorului de Teledetecţie şi Supraveghere a Mediului. Prelucrările s-au realizat pe [illegible] corespunzătoare foilor de hartă la scara 1:50.000, şi anume: L-34-71-A (Abrud), L-34-71-C (Zlatna) şi L-34-70-D (Brad).

Pentru fiecare foaie de hartă menţionată mai sus au fost efectuate prelucrări digitale pentru minerale argiloase şi oxizi de fier conform metodologiei Crosta (Crosta, McMoore, 1989; Loughlin, 1990), rezultatele acestora fiind concretizate în tabelele cu valorile vectorilor proprii, pe baza cărora s-a ales componentul care redă imaginea zonelor cu concentraţii ridicate în

model without drawing attention towards an interesting aspect (Fig. 4), i.e. the fact that bundle F_4 from the orientation system S_3 ($N10^0$-20^0E), otherwise the best individualized and direction-developed bundle, which has the greatest number of segments, is, by its position, the real bisector of the angles formed by the other orientation systems, taken two by two, as follows:

- S_4 ($N10^0W$-$N10^0E$) with S_2 ($N30^0$-40^0E);
- S_5 ($N30^0$-40^0W) with S_1 ($N50^0$-60^0E);
- S_6 ($N50^0$-60^0W) with S_7 ($N80^0$-90^0E).

This idea is going to be checked by field works.

Besides the analogical processing described above, in the Metaliferi Mountains there were also made special digital processings of the LANDSAT-TM 185/28 satellite image from 25.09.1992 in order to identify the zones with hydrothermal alteration minerals and iron oxides by means of the Principal Components Analysis (PCA) in a variant called Crosta technique or "Feature Oriented Principal Components Selection".

All digital processing was made with ERDAS system from the endowment of the Remote Sensing and Environmental Survey Laboratory. Areas corresponding to 1:50000 map sheets were selected for the processing i.e.: L-34-71-A (Abrud), L-34-71-C (Zlatna) and L-34-70-D (Brad).

For each map sheet mentioned above digital image processing was made for clay minerals and iron oxides according to the Crosta methodology (Crosta, McMoore, 1989; Loughlin, 1990), the results being materialized in the tables of eigenvalues which served as the basis for selecting the component showing the image of zones with high concentrations in clay minerals and iron oxides, respectively. For a better visualization, these black and white images were coloured by level slicing, the spectrum colours, from magenta to blue, cyan, green, yellow and red being assigned to the image pixels.

Institutul Geologic al României

minerale argiloase şi, respectiv, oxizi de fier. Pentru o mai bună vizualizare, aceste imagini alb-negru au fost colorate prin feliere de densitate, pixelilor atribuindu-li-se culorile din spectru de la magenta spre albastru, cyan, verde, galben şi roşu.

De pe hărţile topografice au fost digitalizate cu sistemul ARC/INFO reţeaua hidrografică, principalele localităţi şi puncte de cotă din regiunea investigată. Acestea au alcătuit, împreună cu zonele de alterare hidrotermală şi cu zonele cu mineralizaţie diseminată digitalizate de pe hărţile geologice la scara 1:50.000, o bază de date integrată într-un sistem geografic informaţional.

Corelarea zonelor cu minerale argiloase, obţinute prin metoda Crosta, cu informaţiile extrase de pe hărţile geologice a fost extrem de facilă prin suprapunerea celor din urmă sub formă de vectori peste imaginea Crosta. Comparând hărţile cu distribuţia zonelor cu minerale argiloase cu arealele cu roci alterate hidrotermal, figurate pe hărţile geologice ale IGR la aceeaşi scară, s-a constatat apariţia, în special în cazul foii Zlatna, a numeroase zone cu concentraţii ridicate în minerale argiloase. Totodată s-a mai putut observa, în unele cazuri, prezenţa unor zone de minim în cadrul unor areale largi cu roci alterate hidrotermal. Prin analizarea imaginii LANDSAT-TM în diferite combinaţii de benzi a rezultat că aceste zone de minim din cadrul aureolelor cartate geologic corespund unor păduri de foioase şi conifere. Zonele cu concentraţia cea mai redusă, redată prin culoarea magenta, corespund pădurilor de conifere.

Acest lucru se datorează faptului că din calcule a reieşit că imaginea zonelor cu minerale argiloase este conţinută de componentul PC1, care conţine însă 96% din varianţa datelor. Încercarea de a eli-mina efectul vegetaţiei prin scăderea imaginii componentului care o reprezintă (PC4) nu a redus cu mult influenţa acesteia, întrucât varianţa datelor conţinute de acest component este foarte redusă, sub 1%.

Cele mai numeroase zone nou identificate ca având concentraţii ridicate în minerale argiloase sunt localizate în foaia Zlatna. Aceasta se datorează faptului că în cuprinsul foii apar mai multe zone cu aflorimente sau cu o cuvertură vegetală săracă, comparativ cu foile Abrud şi Brad, lucru demonstrat şi prin examinarea imaginii satelitare LANDSAT-TM în care aceste zone descoperite apar în culoarea magenta în combinaţia de benzi aleasă (7,4,2 - RGB). Prin urmare, minimele obţinute prin metoda Crosta trebuie verificate prin examinarea imaginii satelitare pentru a se stabili dacă corespund unor zone cu o cuvertură vegetală foarte deasă, cum sunt pădurile.

De interes rămân zonele de maxim, care corespund întotdeauna unor aflorimente sau areale cu vegetaţie săracă şi în care metoda Crosta evidenţiază prezenţa

The hydrographic network, main localities and spot heights were digitized with ARC/INFO from the topographical maps. These, together with the zones of hydrothermal alteration and of porphyry copper mineralization digitized from the 1:50000 geological maps made up a database integrated in a geographical information system.

The correlation of the zones with clay minerals obtained by Crosta method with information extracted from geological maps was very easily done by overlaying these as vectors on the Crosta image. Comparing the maps of distribution of the clay minerals with the areas with hydrothermally altered rocks from the geological maps of IGR on the same scale many zones with high concentration in argillous minerals were identified, especially within Zlatna map sheet. At the same time it could be noted, in some cases, the presence of some zones with low concentration (minimum) within large areas of hydrothermally altered rocks. Analyzing the LANDSAT-TM image in different band combinations it could be seen that these zones of minimum within the geologically mapped altered zones correspond to deciduous and coniferous forests. The zones with the lowest concentration, represented in magenta colour, correspond to coniferous forests.

This is due to the fact that from the computations it was concluded that the image of the zones with clay minerals was included in component PC1, which also contained 96% of the variance of the data. The trial to eliminate the vegetation effect by subtracting the image of the component representing vegetation (PC4) did not reduce much its influence, because the variance of the data contained in this component was very small, under 1%.

The more numerous zones newly identified as having high concentrations in clay minerals were located in Zlatna map sheet. This is caused by the fact that within this map sheet more outcrops or zones with poor vegetation cover occurred comparatively with Abrud and Brad map sheets, a fact proved also by examining the LANDSAT-TM satellite image, on which these areas appeared in magenta colour in the chosen band combination (7,4,2-RGB). Therefore, the zones of minimum obtained by Crosta method should be verified by examining the satellite image in order to establish if these areas correspond to very densely vegetated zones, like forests.

The interest zones remain those with high concentration (maximum), which always correspond to outcrops on areas with scarce vegetation, where Crosta technique can show the presence of minerals containing OH linked to Al, K, Mg, Ca etc., as well as ferrous and feric ions.

A support in identifying the zones with hydrother-

Institutul Geologic al României

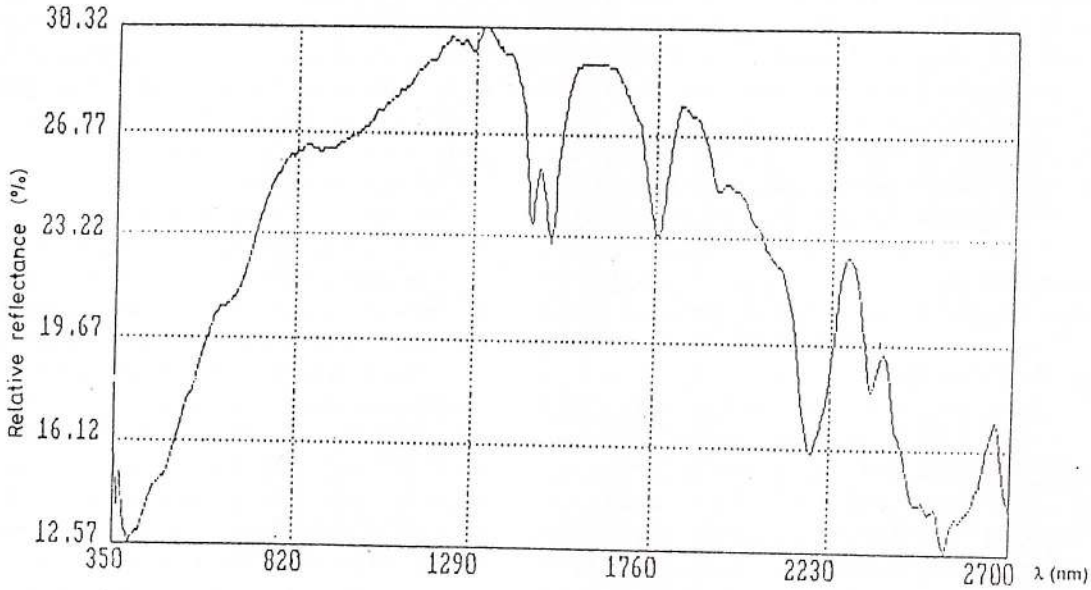


Fig. 5 – Curba de reflectanţă spectrală a unui andezit cu alunit de la Roşia-Poieni (cariera Scoarţa).
Reflectance spectrum of an andesite sample containing alunite from Roşia-Poieni (Scoarţa quarry).

unor minerale conţinând grupul OH legat de Al, K, Mg, Ca etc., precum şi a ionilor de fier.

Un sprijin în identificarea zonelor cu alteraţii hidrotermale îl constituie măsurătorile spectrale efectuate asupra probelor de roci cu spectroradiometrul IRIS, ce operează în domeniul 0.3–3.0 μm al spectrului electromagnetic. Măsurătorile efectuate pe eşantioane de roci eruptive, colectate din cuprinsul foii Abrud, au pus în evidenţă existenţa unor zone lipsite de alteraţii şi a altora cu alteraţii hidrotermale. În figura 5 este prezentată curba de reflectanţă spectrală a unui eşantion de andezit de la Roşia-Poieni (cariera Scoarţa), la care se pot observa minime de absorbţie specifice mineralelor argiloase la 2.2 μm, precum şi alte minime ascuţite de absorbţie la 1.42, 1.48 şi 1.76 μm, care, în urma comparaţiei cu curbele spectrale din biblioteca spectrală ERDAS IMAGINE şi din literatura de specialitate sugerează existenţa unui mineral argilos cu potasiu, cel mai probabil alunit. S-a constatat că la probele recoltate din aceeaşi zonă, la mică distanţă unele de altele, trăsăturile de absorbţie, care redau prezenţa alteraţiilor hidrotermale, sunt mai mult sau mai puţin pronunţate, deci şi imaginea Crosta va reda zone cu concentraţii ridicate în minerale argiloase de extindere variabilă, dar mai reduse ca suprafaţă decât cele cartate geologic. Explicaţia constă, deci, în acţiunea combinată a cuverturii vegetale şi a gradului diferit de alterare hidrotermală, pe care îl prezintă zonele cu roci expuse.

Se vor efecua, în continuare, prelucrări prin metoda

mal alterations was given by the spectral measurements of rock samples taken with IRIS spectroradiometer operating in the 0.3–3.0 mm range of the electromagnetic spectrum. The measurements made on samples of eruptive rocks collected from Abrud map sheet showed the existence of areas with and without hydrothermal alterations. Figure 5 shows the reflectance curve of an andesite sample from Roşia-Poieni (Scoarţa quarry), which presents absorption minims at 2.2 μm, specific to clay minerals, as well as other sharp minims at 1.42, 1.48 and 1.76 μm, which suggested, after comparing them with the spectral curves from ERDAS IMAGINE library and from the literature, that the sample contained a potassium clay mineral, probably alunite. It was noted that at samples collected from the same zone and located at a small distance one from another, the absorption features showing the presence of hydrothermal alteration were more or less evident, therefore the Crosta image would present zones with higher concentration in clay minerals of variable extension, but of reduced size than those previously mapped by geological works. The explanation consists hence in the combined action of vegetation cover and different degree of hydrothermal alteration of the exposed rocks.

Processing by means of Crosta technique in order to identify zones with clay minerals and iron oxides will be done in the future for another nine map sheets on 1:50,000 scale in Southern Apuseni region. These data, together with other geological, geophysical and remote sensing data, will be used for forecasting are-

Institutul Geologic al României

Crosta, în scopul evidenţierii zonelor cu minerale argiloase şi oxizi de fier pentru încă nouă foi de hartă la scara 1:50.000 din regiunea Munţilor Apuseni de Sud. Aceste date, împreună cu celelalte date geologice, geofizice şi de teledetecţie urmează a fi utilizate la prognozarea arealelor de interes pentru posibile acumulări de substanţe minerale utile prin metode de statistică matematică.

as of interest for possible accumulations of mineral deposits by mathematical-statistical methods.

Selected references

Crosta, A. P., McMoore, J. (1989) Enhancement of Landsat Thematic Maper Imagery for Residual Soil Mapping in SW Minas Gerais State, Brasil. *Proc. 7th (ERIM) Thematic Conference, Remote Sensing Exploration Geology; Calgary, Oct. 2–6, 1989.*

Loughlin, W. P. (1990) Geological Exploration in the Western United States Using Airborne Scanner Imagery. *IMN Conference: Remote Sensing - an operational technology for Mining and Petroleum; London, Oct. 9–31, 1990.*

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70. p. 292–296, Bucureşti, 1998

POSIBILITĂŢI ALE CERCETĂRII SEISMICE ÎN ZONE CU ALUNECĂRI DE TEREN. APLICAŢII ÎN PERIMETRELE SLĂNIC PRAHOVA ŞI BERTEA (Zona neogenă a cutelor diapire din Muntenia)

CAPABILITIES OF SEISMIC INVESTIGATION TO LANDSLIDE. APPLICATIONS IN SLĂNIC PRAHOVA AND BERTEA ACREAGES (Muntenia Diapir Folds Zone)

Paul CRISTEA

Definirea problematicii

Studiul geologic al zonelor de alunecare este parte integrantă a studiilor de geotehnică, date utile putând fi obţinute cu ajutorul investigaţiei geofizice, în particular, prin aplicarea metodei seismice.

Cercetările seismice aplicative sunt bazate pe studiul câmpului elastic ce se propagă în formaţiunile geologice, ca efect al folosirii unei surse seismice controlate(exploziv sau impact). Astfel, oportunităţile seismice derivă din capabilităţile metodologice privind precizarea structurii şi evaluarea in situ de proprietăţi fizice ale formaţiunilor geologice.

În particular, în geotehnică, cercetarea seismică este axată pe detalierea secţiunii de mică adâncime, evidenţierea de elemente privind stabilitatea pantelor şi evaluarea in situ a parametrilor geoelastici dinamici: raportul Poisson - μ şi modulii de elasticitate longitudinală - Ed şi transversală -Gd (Henriet et al., 1986).

Metodologia adecvată implică observaţii detaliate cu tehnologia undelor seismice longitudinale, directe şi refractate, dar şi a undelor transversale, condiţie sine qua non pentru calcularea valorilor dinamice ale parametrilor geoelastici menţionaţi (Abiss, 1981).

Lucrările seismice au fost efectuate în două perimetre cu frecvente alunecări de teren - Slănic Prahova şi Bertea, situate în zona molasică neogenă.

Subiecte abordate

Fiecare subiect prezentat include referiri privind oportunitatea cercetării, tehnologia de achiziţie, particularităţi ale rezultatelor seismice şi importanţa lor practică.

Investigarea detaliată a secţiunii de mică adâncime vizează determinarea grosimii depozitelor dislocate şi a bazei lor, ca şi evidenţierea unor posibile limite care sunt situate deasupra şi în baza suprafeţei de alunecare.

In scopul realizării acestor obiective în zonele menţionate, au fost obţinute date seismice de re-

Outline of the theme

Landslide geological study is an integral part of the geotechnical studies, additional data being able to be promoted using geophysical investigations, especially by the application of the seismic method.

Seismic researches and developments are based on the survey of the elastic field propagated into the geological formations as effect of the controlled seismic source (the explosive charge or the drop impact). Thus, the seismic opportunities in the geotechnical range arise from the technical capabilities concerning mainly the reconstitution of the geological structure features and, in situ, the assessment of material properties.

Actually, the seismic research is focused on the detailing of the shallow section (in the order of meters), the revealing of elements in connection with the slopes stability and the evaluation in situ of the usual dinamic geoelastic parameters: the Poisson's ratio - μ, the Young's modulus - E_0 and the shear modulus - G_d (Henriet et al., 1986).

The suitable methodology implies the detailed measurements of both direct and refraction longitudinal waves, as well as shear waves, the indispensable condition to compute the dynamic geoelastic values, above mentioned (Abiss, 1981).

The seismic works occurred in two acreages with frequent landslides: Slănic Prahova and Bertea, situated in the mollasic Neogene zone.

Approached topics

Each presented subject includes references concerning the data acquisition technology, peculiarities of seismic results and their practice importance.

The detailed investigations of shallow cross section are referred to the thickness determination of the dislocated deposits and their base too, and likewise the disclosure of possible boundaries which are situated above or under the slippery limit.

Institutul Geologic al României

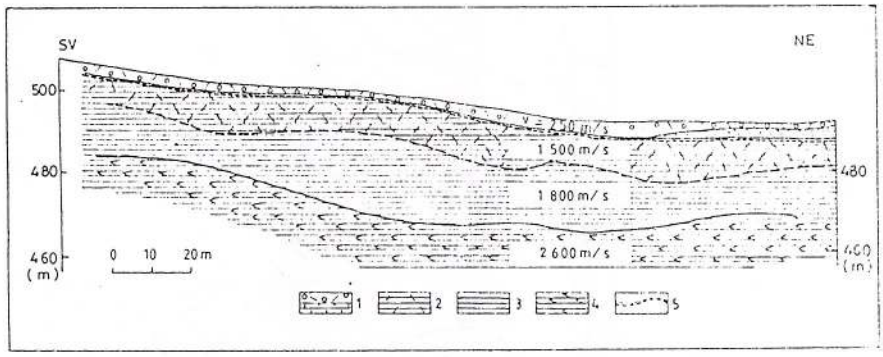


Fig. 1 – Secţiune seismică (perimetrul Plaiul Slănicului). Seismic cross section (Plaiul Slănicului acreage). 1, deluvial deposits; clays: 2, weathering zone; 3, compact formation; 4, gypseous interbedings; 5, slip interface.

fracţie, profilele cuprinzând până la patru dispozitive de înregistrare. Fiecare dintre acestea au avut 24 receptori, distanţaţi la 2–3 m, şi puncte de explozie dispuse la extremităţile dispozitivului, ca şi la offset de până la trei lungimi de panou cu receptori. Au fost utilizate cantităţi reduse de exploziv (100–200 gr dinamită), ceea ce a permis realizarea hodografiilor cu lungimi de până la 200 m.

În perimetrul Plaiul Slănicului, din localitatea Slănic Prahova, secţiunea seismică evidenţiază câteva limite ce separă strate caracterizate prin viteze cuprinse între 250–300 m/s şi 2600 m/s, situate până la 40 m adâncime (fig. 1).

Depozitele deluviale, situate la suprafaţă, sunt individualizate prin cele mai mici viteze seismice (250–300 m/s) şi grosimi (în jur de 2 m).

În baza lor există suita de viteze cuprinse între 1500–2600 m/s atribuită unor formaţiuni miocen-medii, a căror compactitate creşte cu adâncimea.

Contrastul mare de viteze seismice între formaţiunile deluviale şi cele argiloase din bază, corelat cu aspectul morfologic monoton al zonei de alunecare (fisuri extinse, fără importante denivelări) conduc la concluzia considerării primei limite seismice ca fiind suprafaţa de alunecare.

În perimetrul Bertea, a fost aplicată aceeaşi metodologie de refracţie. Rezultatele obţinute pe o suprafaţă stabilă arată prezenţa formaţiunilor cretacic medii (V = 1500 m/s) sub depozitele deluviale (V = 400 m/s).

Aplicaţii pe o zonă cu alunecări din vecinătate relevă local grosimi mai mari ale depozitelor dislocate, până la 15 m, în cuprinsul acestora incluzându-se atât depozite deluviale, cât şi formaţiuni cretacic medii intens dislocate (V = 800 m/s).

Stabilitatea pantelor din imediata apropiere a zonelor de alunecare poate fi testată prin măsurători seismice ale vitezei undelor directe. Este de aşteptat ca analizele detaliate ale timpilor de parcurs ai unde-

With a view to performing these targets in the mentioned zones, seismic data by refraction method were obtained, the seismic lines comprising up to four receiver spreads. Each of these had 24 receivers spaced at 2–3 m interval and the shots detonated at both ends, as well as at the offset distances no longer than three spreads. Small explosive charges (100–200 g dynamite) were able to produce time-travel curves up to 200 m offset distance.

In Plaiul Slănicului-Prahova zone the seismic cross section reveals some boundaries which disconnect layers characterized by 250–300 m/s up to 2600 m/s seismic velocities, situated up to 40 m depth (Fig. 1).

The deluvial deposits, layout at surface, are individualized by the lowest seismic velocities (250–300 m/s) and thickness (about 2 m).

At the bottom, there is the seismic velocities suite (1500–2600 m/s) which is attributed to the Middle Miocene deposits, their compaction increasing with depth.

The great seismic velocities contrast between deluvial formations and bottom clays, in association with the smooth geomorphological aspects of land (the long fissures without important change of level) showed that the first seismic boundary may act as slippery surface.

In Bertea acreage the same refraction seismic methodology was applied. The results on a stable surface showed the Middle Cretaceous consolidated formations (V = 1500 m/s) under the deluvial rocks (V = 400 m/s).

Practic application on the landslide surface, with respect to the above mentioned information reveals bigger thickness of the dislocated deposit, up to 15 m, inside them including together deluvial and cracked Middle Cretaceous formations (V = 800 m/s).

The stability slope close-by landslide can be tested by measurements of seismic direct wave velocities. The detailed analysis on the travel-time of these

Institutul Geologic al României

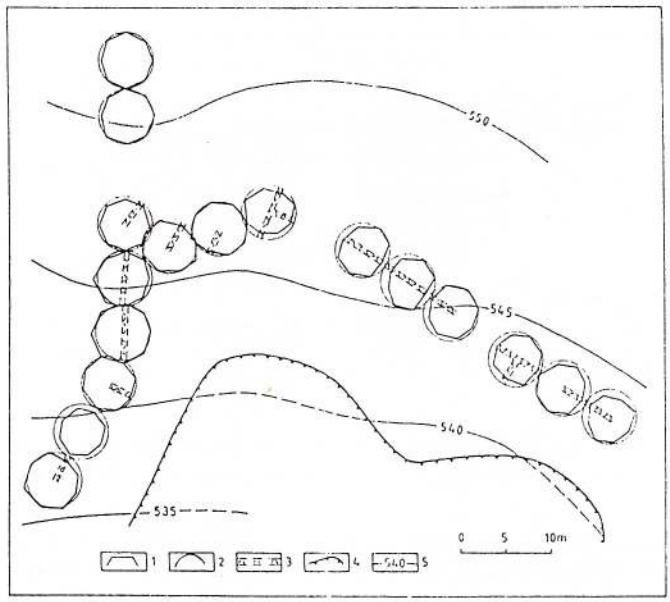


Fig. 2 – Indicatrici de timp de propagare a undei directe. Time diagrams to direct wave. 1, polygon time values; 2, 15 ms izotime values; 3, trend of anomalous stress; 4, outline of the local landslide; 5, elevation curve.

lor să semnaleze tensiuni anomale în rocă în legătură cu potenţiali precursori ai unor noi fracturări de teren (Goriainov, Skvortov, 1982).

Datele seismice au fost obţinute numai în perimetrul Plaiul Slănicului folosind dispozitive circulare, dispuse în apropierea conturului alunecării (fig. 2). Impacturile centrale au fost înregistrate cu 8 geofoni plasaţi pe un cerc cu raza de 2m, la 45 ^{0} unul de altul.

La distanţe mai mari de formaţiunile dislocate, diagramele circulare ale timpilor de propagare a undelor directe sunt cvasiizometrice. Din contră, în vecinătatea liniei de "ruptură" neuniformitatea diagramelor de timp permite să se marcheze tendinţe de anizotropie ale vitezelor, sugerând posibilitatea extinderii alunecării.

Determinarea in situ a proprietăţilor materialului este un deziderat al geologiei tehnice, aceste informaţii permiţând calcularea mai multor caracteristici care sunt importante în geomecanica rociimodulii statici şi de deformabilitate şi indici de fracturabilitate şi rezistenţă (Smith, 1990).

Măsurătorile vitezelor undelor de forfecare sunt un mijloc eficient pentru a obţine proprietăţile elastice dinamice ale mediului geologic.

Dificultatea legată de obţinerea undelor de forfecare (unde S) este aceea că viteza acestora este mai mică decât a undelor compresionale (unde P) şi, astfel, undele de forfecare produse de o sursă sosesc pe fondul undelor directe şi tind a fi mascate de acestea.

Surse azimutale, tip impact, combinate cu geofoni orizontali, pot imbunătăţi experimentările de

waves is expected to depict the abnormality stress rock in relation to the potential precursors of new failling of the land (Goriainov, Skvortov, 1982).

Seismic data were obtained only in Plaiul Slănicului acreage employing seismic circular spreads, lying near to the outline of a detached landslide (Fig. 2). The central impacts were recorded on 8 receivers placed on a virtual circle, with 2 m radius at 45^0 increment angle.

At larger distance from the contour line of the dislocated formations, the circular diagrams with the time values are quasiisometric. Contrary, close-by the "breaking" line the ununiformity of the time diagrams allows to mark the main tendencies of the anizotropic velocities, suggesting the possibility of a landslide extension.

The in situ perform of the material properties is a desirable purpose in engineering geoscience, this information allows to calculate several characteristics, which are important in the rock mechanics - the static and deformation moduli and fracturability and stiffness indexes (Smith, 1990).

To obtain the dynamic elastic properties of ground the measurements of shear wave velocities provide a truthful way.

The difficulty with measuring the shear wave (S-wave) is that its velocities are less than the compressional wave (P-wave) and so the shear waves from a pulsed source arrive in the wake of compression waves and tend to be masked by them.

This can be enhancement in shear wave refraction experiment by using a source that is rich in S waves,

Institutul Geologic al României

refracţie cu unde S.

Datele seismice au fost obţinute în ambele perimetre Plaiul Slănicului şi Bertea. Înregistrările au fost efectuate pe 2 linii paralele, apropiate, fiecare conţinând 12 geofoni verticali, respectiv orizontali, distanţaţi la 1 m. Sursa de energie au constituit-o impacturi ale unui ciocan pe pereţii unor mici şanţuri, pe două direcţii ortogonale (x, respectiv y), privite în raport cu azimutul profilului.

Mai jos, sunt ilustrate două seismograme, pentru acelaşi dispozitiv, marcând aportul sursei azimutale în evidenţierea undelor S (fig. 3).

the azimuthal impact source, and combined with S wave geophones.

Seismic data were found for both Plaiul Slănicului and Bertea acreages. The recordings were carried out on the two closely parallel lines, either comprising 12 vertical, horizontal geophones respectively spaced at 1 m interval. The energy source was represented by impacts of a hammer on the walls of small trenches, on two orthogonal directions (x, y respectively) regarded in comparison with the profile azimuth.

Below, two seismic records concerning the same spread point out the emphasis of the azimuthal source involved in S waves field technology (Fig. 3).

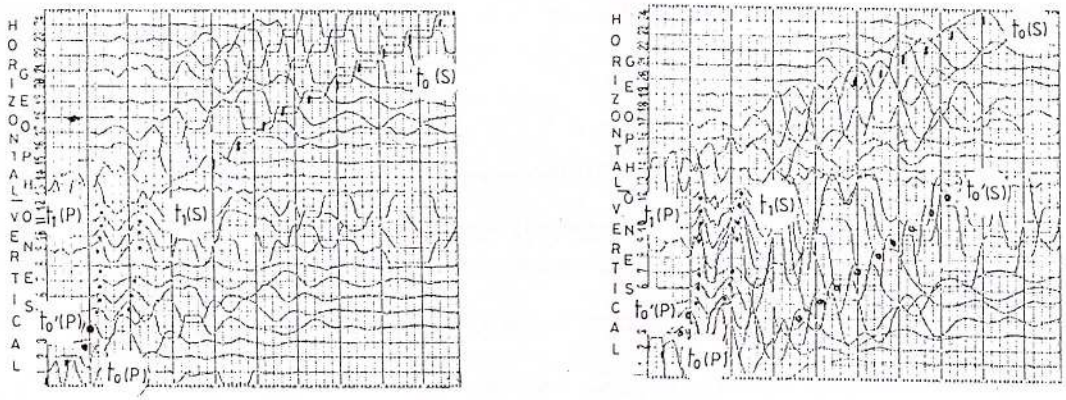


Fig. 3 – Seismograme obţinute pe acelaşi dispozitiv cu impacturi orizontale. a, Hx; b, Hy; t_0, undă directă; t'_0 şi t_1, unde refractate.

Seismic recordings obtained on the same spread with horizontal impacts. a, Hx; b, Hy; t_0, direct wave; t'_0 and t_1, refracted waves.

Valorile principalilor parametri geoelastici, summum al investigării seismice pentru unde transversale, sunt prezentate în tabelul anexat.

The summum of shear wave investigations reaches at values of the main geoelastic parameters are illustred in the table.

Acreage	Geological formation	V_S / V_P (m/s)	Geoelastic parameters		
			μ	E_d (MPa)	G_d (MPa)
Plaiul Slănicului	- dislocated deluvial deposits - Middle Miocene formations bottom	70/130; 150/300; 500/800 900/1500; 1000/1800	0.30; 0.33 0.18 0.21 0,28	16.5; 79.3 902.9 3400.3 4701.9	6.5; 29.8 382.6 1405.1 1836.7
Bertea	-dislocated deposits -weathering Middle Cretaceous formations	120/200; 360/700; 550/1100	0.21; 0.32 0.33	50.2; 523.8 1313.8	20.6; 198.4 493.9

Institutul Geologic al României

Concluzii

Metoda seismică este competentă cercetării detaliate a secţiunii de mică adâncime în scopul determinării, în principal, a grosimii masei în alunecare. Complementar, la identificarea mai bună a suprafeţei de alunecare pot concura şi metodele electrometrice.

Analiza anizotropiei vitezelor undelor seismice poate furniza informaţii privind stabilitatea pantelor pe suprafeţe cu potenţial crescut în producerea alunecărilor de teren.

În sfârşit, se menţionează că valorile binominale ale undelor seismice longitudinale şi transversale permit calcularea modulilor dinamici de elasticitate. Aceştia sunt mai reprezentativi şi veridici comparativ cu valorile statice sau dinamice determinate în laborator.

Conclusions

The seismic method is competent way to survey in detail shallow section in order to evaluate the landslide thickness. However, the complementary application of geoelectrical method ables to improve the slip interface identification.

The analysis of wave velocity anizotropy can yield the information concerning the stability slopes in areas with high potential to produce landslides.

At last it is worth mentioning that the binominal values of the longitudinal and transversal seismic waves allow to calculate the dynamic elastic moduli. These are more representative and reliable against static moduli evaluated in laboratory studies.

References

Abiss, C. P. (1981) Shear wave measurements of the elasticity of the ground. *Geotechnique*, 31, No. 1, p. 91–104.

Goriainov, H. N., Skvortov, A. G. (1982) Seismique-acoustic methods. Researches of the landslide processes (in russian). p. 210–225, Moskva.

Henriet, J. P., Monjoie, A., Schroedert, C. (1986) Shallow seismic investigations in engineering practice in Belgium. *First Break*, 4, No. 5, p. 29–37.

Smith, J. E. (1990) High send concentration fracturing treatments. *World Oil*, 210, No. 5, p. 91–102.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 297–301, Bucureşti, 1998

STUDIUL RADIOMETRIC COMPLEX AL GRANITOIDELOR DIN DOMENIUL DANUBIAN ÎN VEDEREA STABILIRII UNOR RELAŢII RADIOCHIMICE GENETICE. PARTEA A IV-A. MASIVUL GRANITOID DE ŞUŞIŢA

COMPLEX RADIOMETRIC STUDY OF DANUBIAN GRANITOIDES DOMAIN IN ORDER TO ESTABLISH SOME RADIOCHEMICAL GENETIC RELATIONSHIP. PART V. ŞUŞIŢA MASSIF

Vladimir ROŞCA, Nicolae STAN, Ioan TIEPAC, Nicolae HODORCĂ

Introducere

Radioactivitatea granitoidelor de Şuşiţa (M. Vâlcan - Gorj) a fost evaluată prin măsurători spectrometrice gamma la sol şi prin analize radiometrice de laborator. Profilele pe care s-au realizat măsurătorile şi prelevat probe pentru analize de laborator sunt localizate de la est la vest pe principalele văi, după cum urmează: V. Jiului, V. Bratcului, V. Porcului, V. Şuşiţa Verde, V. Suseni şi V. Sohodol (Runcu) (fig.).

Introduction

Şuşiţa granites radioactivity natural level (M. Vâlcan - Gorj) has been evaluated through ground gamma spectrometric measurements and laboratory radiometric analyses.

Field profiles on which the measurements and rock sampling were made are localised from east to west on main valleys, as follows: Jiu V., Bratcu V., Porcului V., Şuşiţa Verde V., Suseni V., and Sohodol V. (Runcu) (see Figure).

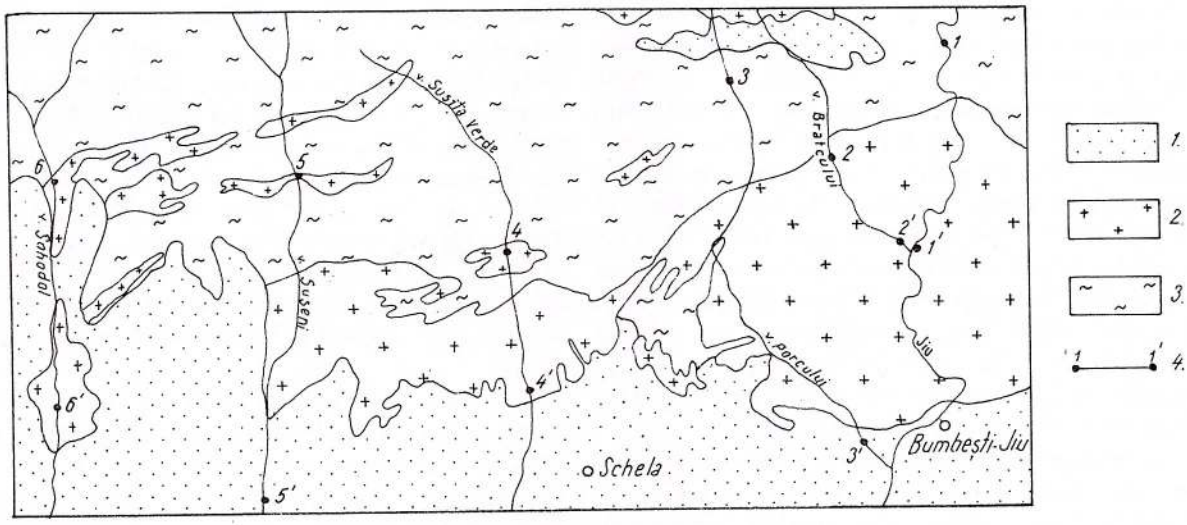


Fig. 1 – Schiţă geologică. 1, sedimente post-carbonifere; 2, Granitoide de Şuşiţa: granite-granodiorite, diorite ± cuarţifere; 3, seria cristalofiliană de Lainici-Păiuş; 4, profile spectrometrice.
Schematic geological map. 1, post-Carboniferous sediments; 2, Şuşiţa granitoids: granite-granodiorite, diorite ± quartz; 3, crystallophilian Lainici-Păiuş series; 4, spectrometric trajects.

Cadrul geologic

Granitoidele de Şuşiţa asociate cu roci filoniene sunt intruse în şisturile cristaline aparţinând seriei de Lainici-Păiuş. Acest fundament granitic-cristalofilian este pre-paleozoic (Proterozoic) conform vârstelor izotopice (Grünenfelder et al., 1983; Zincenco et al.,

Geological Setting

Şuşiţa granitoides associated with vein rocks are intruded in crystalline schists affiliated to the Lainici-Păiuş series. This granite-crystallophilian basement is pre-Palaeozoic (Proterozoic) proceeding from isotopic age measurements (Grünenfelder et al., 1983;

Institutul Geologic al României

1996). Plutonul granitoid este alcătuit din granodiorite, granite ± megacristale de feldspat potasic şi diorite ± cuarţifere. Şisturile cristaline şi granitoidul au suferit feldspatizări subsecvente prin circulaţia unor soluţii hidrotermale alcaline pe zone de brecifiere tectonică (Stan, 1977). Fundamentul cristalin granitic din M. Vâlcan a fost implicat în mişcări tectonice care au dat naştere pânzelor danubiene superioare reprezentate aici prin Pânza de Lainici şi Pânza de Schela-Petreanu (Berza et al., 1983, 1994).

Prezentarea rezultatelor. Concluzii

Rezultatele măsurătorilor sunt înscrise în tabelele 1 şi 2. Măsurătorile radiometrice efectuate pe teren indică, atât pentru rocile granitoide de Şuşiţa (granite şi diorite), cât şi pentru şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş, valori apropiate şi, în acelaşi timp, relativ omogene pe toate profilele cercetate.

Astfel conţinuturile medii de U pentru granitoidele de Şuşiţa (44 probe) sunt de 94,2 p/min, cele de Th de 87,1 p/min, iar cele de K de 707,9 p/min. Pentru diorite (13 probe) valorile medii sunt următoarele: U=93,3 p/min, Th=92,1 p/min, K=728,7 p/min. Pentru şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş (21 probe), U=83,1 p/min, Th=91,1 p/min, K=728,6 p/min.

Analizele radiometrice de laborator pun în evidenţă clar dominanta componentei thorice asupra celei uranice la principalele tipuri de roci analizate în ordine descrescătoare, după cum urmează: dioritele de Şuşiţa (13 probe) cu valorile medii cele mai ridicate: Th=11,9 ppm, U=4,09 ppm, K=3,31%, urmează apoi şisturile cristaline de Lainici-Păiuş (21 probe): Th=9,38 ppm, U=3,37 ppm, K=3,18%. Cele mai reduse conţinuturi medii au fost puse în evidenţă la granitele de Şuşiţa, adică: Th=6,04 ppm, U=2,3 ppm, K=2,64%. Aşadar, valorile cele mai ridicate de U, Th, K revin dioritelor de Şuşiţa, urmate de şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş şi, în ultimul rând, de granitele de Şuşiţa (tabel 2).

Potenţialul radiometric al rocilor analizate este legat de prezenţa cantitativă şi calitativă a mineralelor accesorii: zircon, sfen, monazit, precum şi, într-o mai mică măsură, de prezenţa biotitului, a hornblendei sau chiar a feldspatului potasic. În reţeaua mineralogică a acestora, U şi Th pot substitui izomorf sau mecanic elemente cu raze ionice asemănătoare.

Granitoidele de Şuşiţa au cantităţi foarte reduse de minerale accesorii purtătoare de U şi Th. De asemenea, multe din aceste granite au un caracter leucocrat (fără minerale femice).

Şisturile cristaline de Lainici-Păiuş acumulează U şi Th în cantităţi ceva mai mari decât granitoidele de

Zincenco et al., 1996). Granitoides pluton is built up of granodiorites, granites ± potassium feldspath megacrystals and diorites ± quartz. Crystalline schists and granites have undergone subsequential feldspatization through circulation of some hydrothermal solutions on tectonic breccifiation areas (Stan, 1977). Crystalline-granite basement from Vâlcan mountains has been involved in tectonic movements which created upper Danubian thrust nappe represented by Lainici nappe and Schela-Petreanu nappe (Berza et al., 1983, 1994).

Results presentation. Conclusions

Measurements results are shown in Tables 1 and 2.

Field radiometric measurements show for Şuşiţa granite rocks and Lainici-Păiuş crystalline schists close values and relatively homogeneous on all researched profiles.

Thus, medium U contents for Şuşiţa granites (44 samples) are 94.2 p/min. Th=87 p/min and K=707.9 p/min. For diorites (13 samples) medium contents values are: U=93.3 p/min, Th=92.1 p/min, K=728.7 p/min.

For Lainici-Păiuş crystalline schists (21 samples): U=83.1 p/min, Th=91.1 p/min, K=727.6 p/min.

Radiometric laboratory analyses highlight very clear thoric component domination over uranium component in most analysed samples, as follows: Şuşiţa diorites (13 samples) have the highest medium values: Th=11.9 ppm, U=4.09 ppm, K=3.31%, then Lainici-Păiuş crystalline schists (21 samples) Th=9.38 ppm, U=3.37 ppm, K=3.18%. The most reduced medium values have been highlighted on Şuşiţa granites, namely Th=6.04 ppm, U=2.3 ppm, K=2.64%. Such highest values of U, Th, K contents belong to Şuşiţa diorites, followed by Lainici-Păiuş crystalline schists and at last by Şuşiţa granites (Table 2).

Radiometric potential of the analysed rocks samples is connected by the presence of quantitative and qualitative accessory minerals like: zircon, sphene, monazite, as well as by the presence of biotite, hornblende or potassic feldspar. In the mineralogical net U and Th can substitute isomorphically or mechanically elements with similar ionic radius. Şuşiţa granitoides have poor quantities of accessory minerals that contain U and Th. Also most of these granites have a leucocrate character (without any femic minerals).

Lainici-Păiuş crystalline schists store more U and Th than Şuşiţa granites because in the former notable contents in biotite, zircon and sphene occur. Şuşiţa diorites which have the most important quantities of U and Th contain high quantities of accessory minerals, biotite and hornblende.

Institutul Geologic al României

Tabelul 1

Valorile medii (numaratorul), minimele si maximele (numitorul) ale elementelor radioactive masurate in rocile granitoide de Susita si sisturile cristaline de Lainici - Paius

Tip roca	Masuratori teren				Masuratori laborator		
Granit	U(p/min)	Th(p/min)	K(p/min)	Gtot(p/min	U(ppm)	Th(ppm)	K(%)
1. V.Jiu n=8	98,3 68-119	92,2 72-106	768 661-842	2984 1994-3238	4,8 1,5-10,8	9,6 7,2-18,1	3,22 1,7-5,9
2.V. Brateului n=1	100,8	89	742	3169	5,2	6,8	2,12
3.V. Porcului n=16	97,8 55-106	90,2 73-113	751 629-819	2516 2719-2956	3,17 1,2-5,3	9,38 4,2-11,5	3,42 2,5-7,5
4. V.Susita verde n=8	93,3 85-199	84,3 65-94	651,3 582-725	2756 2659-2888	1,8 0,6-3,6	8,3 3,0-13,3	3,4 2,4-5,7
5. V. Suseni n=5	86,5 73-93	87,2 81-98	657 634-702	2711 2676-2781	1,9 1,2-3,0	4,8 3,5-6,6	5,6 2,9-4,8
6.V. Sohodol n=6	88,6 69-97	80,1 70-93	678 614-730	2808 2652-3004	1,7 0,5-2,4	6,9 2,7-8,7	3,5 2,6-7,8
Diorit - feldspatizat							
V. Jiu n=2	95,0 84-106	93,5 84-103	746 724-768	3001 2903-3100	7,45 3,4-11,5	15,5 14,0-17,0	2,87 1,85-3,9
V.Brateu n=6	97,0 73,2-154	94,2 78-114	763,6 648-835	3050 2834-3230	2,3 2,2-3,0	7,3 1,9-13,6	3,9 2,11-4,3
V. Porcu n=5	88,1 64-131	88,4 82-108	676,6 633-691	2813 2673-2872	2,35 0,6-3,6	13,05 10,3-18,5	3,15 2,4-4,03
Sisturi cristaline - feldspatizate							
V. Jiu n=4	83,3 70-76	86,3 80-93	770,3 749-800	2783 2711-2827	1,9 1,6-2,1	3,26 2,4-3,9	2,26 1,3-3,6
V. Brateu n=4	93,7 71,7-106	87,3 86-94	755 660-848	2937 2699-3116	3,3 1,9-4,5	12,05 1,8-21,5	4,62 3,7-5,35
V Porcului n=9	93,7 64,1-131	87,3 86-94	755 660-848	2937 2699-3116	4,16 1,4-5,9	11,3 3,6-15,0	4,36 1,5-7,37
V.Suseni n=2	69,8 64,5-75	97,5 96-99	685,35 685-685	2776,5 2754-2799	3,7 2,9-4,5	11,5 10,6-12,5	1,72 1,54-1,9
V. Sohodol n=4	81,5 60,8-90	87,7 84-91	668,1 651-698	2713 2633-2766	3,82 2,6-5,3	8,82 2,6-5,3	2,96 1,62-5,0

Tabel 2

Valori medii ale elementelor radioactive masurate pentru rocile granitoide de Susita comparativ cu sisturile cristaline de Lainici-Paius

Tipuri de roca	Masuratori teren				Masuratori laborator		
Probe	U (p/min)	Th (p/min)	K (p/min)	Gt. (p/min)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
granite n=44	94,2	87,1	707,9	2874	2,29	6,04	2,6
diorite n=13	93,3	92,1	728,7	2954,7	4,03	11,9	3,3
Sist cristalin L-Pn=23	83,1	91,1	728,6	2875,5	3,37	9,3	3,2

Institutul Geologic al României

Şuşiţa, pentru că ele conţin biotit, zircon şi sfen în cantităţi notabile.

Dioritele de Şuşiţa care au cele mai mari cantităţi de U şi Th conţin cele mai mari cantităţi de minerale accesorii, de biotit şi de hornblendă.

Valorile de U şi Th pentru granitoidele de Şuşiţa sunt comparabile cu clarkul acestor elemente din rocile granitoide în general, aşa cum au fost ele raportate de Rankama şi Sahama (1950); Rogers, Adams (1969).

Uraniul nu se poate concentra decât în mod excepţional în structura unor minerale stabile, ca de exemplu uraninitul sau pechblenda în condiţii hidrotermale pegmatitice.

De asemenea, acumulările de U în rocile granitoide pot fi legate de zonele de forfecare ductile. Mineralele accesorii în zonele de milonitizare sunt pulverizate, uraniul astfel eliberat din reţeaua mineralelor accesorii este levigat de soluţii hidrotermale sau meteorice şi redepus pe aceleaşi aliniamente în zone capcană şi fixat în reţeaua mineralelor hidroxilate sau reţeaua unor minerale argiloase provenite pe seama feldspaţilor sau a micelor. Ori, asemenea situaţii favorabile acumulării uraniului nu sunt întrunite în cazul granitoidelor de Şuşiţa.

Radioactivitatea puternică a atomului de uraniu determină descompunerea structurilor mineralogice ce conţin uraniu în cantităţi semnificative. Uraniul nu se poate concentra în structura unor minerale stabile pentru a forma acumulări economice decât în condiţii cu totul speciale în procesul de diferenţiere magmatică în faza hidrotermală la temperatură înaltă.

U and Th values determined for Şuşiţa granitoide are compatible with Clark values of these elements in granitoide rocks as these values have been reported by Rankama, Sahama (1950) and Rogers, Adams (1969).

Uranium cannot concentrate normally in the stable minerals, only under special conditions like pegmatite hydrothermalism in pitchblende and uranite.

Also U accumulation in granitoide rocks can be related by the shear folding areas. In the mylonite areas accessory minerals are pulverised, uranium then released from accessory minerals net and levigated by hydrothermal or meteoric solutions. Uranium is redeposited on the same alignments in the trap areas and then fixed in hydroxilate minerals or argillic minerals proceeding from feldspars or mica. Such favourable uranium accumulation situation is not encountered in Şuşiţa granitoide case.

Strong radioactivity of uranium atom determines decomposition of mineralogical structure which contains uranium in significant amount. Uranium cannot concentrate in stable minerals net in order to build economic accumulation. This process is possible only under very special conditions during the magmatic differentiation in hydrothermal high temperature phase.

References

Berza, T., Balintoni, I., Iancu, V., Seghedi, A., Hann, H. P. (1994) South Carpathians. *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, 75, p. 37–49, Bucureşti.

Grünenfelder, M., Popescu, Gh., Soroiu, M., Arsenescu, V., Berza, T. (1983) K–Ar and U–Pb dating of the metamorphic formations and the associated igneous bodies of the Central South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 61, p. 37–46, Bucureşti.

Rankama, K., Sahama, Th. G. (1950) Geochemistry. Edit. tehn. (traducerea în limba română - 1970), Bucureşti.

Rogers, J. J. W., Adams, J. A. S. (1969) Uranium, Thorium in Handbook of Geochemistry (K. H. Wedepohl Ed.). Springer Verlag, chs. 90 and 92, Berlin.

Roşca, Vl., Stan, N., Tiepac, I., Hodorcă, N. (1994) Studiul radiometric complex al granitelor din domeniul danubian în vederea stabilirii unor relaţii radiochimice genetice. P. I – Granitul de Cherbelezu. Arh. I.G.R., Bucureşti.

— **, Stan, N., Tiepac, I., Hodorcă, N. (1995)** Studiul radiometric complex al granitelor din domeniul danubian în vederea stabilirii unor relaţii radiochimice genetice. P. II – Granitoidele de Sfârdin şi Cerna. Arh. I.G.R., Bucureşti.

— **, Stan, N., Tiepac, I., Hodorecă, N. (1996)** Studiul radiometric complex al granitoidelor din domeniul danubian în vederea stabilirii unor relaţii radiochimice genetice. P. III – Granitoidele de Ogradena şi Culmea Cernei. Arh. I.G.R., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Savu, H., Vasiliu, C., Udrescu, C. (1971) Studiul petrologic şi geochimic al granitoidelor sinorogene din Zona plutonului de Şuşiţa (Carpaţii Meridionali). *An. Inst. Geol.*, XXXIX, p. 257–297, Bucureşti.

— , **Stan, N., Năstăseanu, S., Marinescu, F., Stănoiu, I. (1984)** Harta geologică a României, sc. 1:50.000, foaia Schela. Inst. Geol. Rom., Bucureşti.

Stan, N. (1977) Feldspathization processes in the Crystalline Lainici-Păiuş series (Vâlcan Mountains - Romania). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, p. 5–98, Bucureşti.

— , **Stănoiu, I., Năstăseanu, S., Moisescu, Seghedi, A., Pop, Gr. (1979)** Harta geologică a României, sc. 1:50.000, foaia Câmpul lui Neag. Inst. Geol. Rom., Bucureşti.

Zincenco, D., Prodănescu, I., Petrescu, M., Popescu, C., Zincenco, K. (1996) Studii geocronologice şi petrografice prin metoda Rb-Sr. Rocile granitoide din Carpaţii Meridionali între Olt şi Jiu. Arh. S.C. Prospecţiuni S.A.

*** **(1967)** Harta geologică a României, sc. 1:200.000, foaia Tg. Jiu, I.G.R. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 302–305, Bucureşti, 1998

UN MODEL GRAVIMETRIC–MAGNETOMETRIC AL MASIVULUI GRANITIC MUNTELE MARE

Florin SCURTU

Masivul granitic Muntele Mare reprezintă cea mai mare intruziune magmatică din cristalinul Munţilor Apuseni. Partea sa occidentală, orientată aproape nord-sud, are o lungime de circa 30 km şi o lăţime de circa 12 km, iar partea sa sudică este orientată aproximativ SV-NE şi are dimensiunile cartografice de circa 15 km pe circa 5 km (fig. 1).

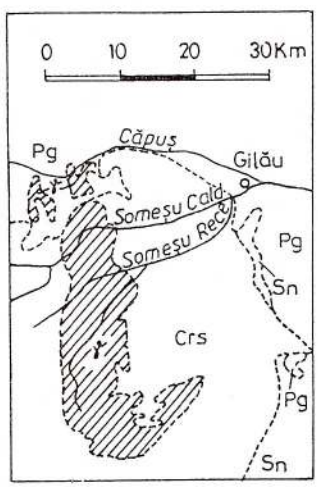


Fig. 1 – Amplasarea masivului granitic Muntele Mare

Din punct de vedere morfologic, zona ocupată de granitul de Muntele Mare aparţine Munţilor Gilăului, ea suprapunându-se în cea mai mare parte peste zona de creastă a reliefului, cu cote în general de peste 1200 m şi cu vârfuri de peste 1400 m înălţime (Vf. Balomireasa, Vf. Vârfului, Vf. Dumitreasa, Chicera Comorii, Piatra Groşilor şi Muntele Mare, care domină zona cu înălţimea sa de 1827 m). Acest relief este tăiat de văi adânci ce curg spre nord-est (Someşul Cald, Someşul Rece, Iara).

Problema formei şi a macrostructurii masivului granitic Muntele Mare nu a fost rezolvată până în prezent, deoarece ea nu a făcut obiectul unor cercetări detaliate, ci doar a unor aprecieri calitative, de ordin general.

Din punct de vedere geologic, zona face parte din unitatea de Bihor ("autohtonul" de Bihor). Această unitate este constituită din formaţiuni metamorfice ce aparţin în cea mai mare parte Precambrianului (seria de Someş) şi, eventual, Cambrianului.

În masivul Gilău cristalinul formează cute foarte largi, iar în bolta uneia dintre cutele anticlinale majore este intrus granitul de Muntele Mare, care are forma unui phacolit (Dimitrescu, 1966). Forma sa cartografică, la suprafaţă, este cea a literei Z, indicând un proces de cutare în ansamblu a corpului granitic. Mai recent s-a arătat că, de fapt, granitul de Muntele Mare este un corp peneconcordant cu foliaţia dominantă a seriei de Someş, afectată de cutare, între un sinclinal principal la vest şi un anticlinal principal la est (Dimitrescu, 1994).

Modelarea geofizică a pornit de la datele aeromagnetometrice şi gravimetrice existente pentru masivul Muntele Mare şi zonele adiacente.

Harta aeromagnetometrică arată existenţa unei largi anomalii ΔTa de maxim cu lungimea de circa 30 km şi lăţimea de circa 12 km, orientată aproximativ VNV-ESE şi având ca limite aproximative localitatea Poiana Horea-Vf. Munţişorul-Vf. Piatra Groşilor-vest Muntele Băişorii-confluenţa Someşului Cald cu P. Beleş. Această anomalie este dispusă aproape transversal peste aflorimentul granitului de Muntele Mare şi este generată de un corp banatitic îngropat.

Harta gravimetrică Bouguer prezintă în această zonă o anomalie gravimetrică de minim cu intensitatea de peste 20 mgal, care acoperă zona de aflorare a granitului de Muntele Mare, dar se extinde şi în afara acestuia. Ea prezintă şi o evidentă tendinţă anomală negativă spre vest, care se suprapune aproximativ peste anomalia aeromagnetometrică din această zonă.

La baza modelării şi interpretării cantitative a acestor date a stat existenţa unor contraste de proprietăţi fizice între banatite şi granit, pe de o parte, şi ansamblul rocilor cristalofiliene, pe de altă parte.

Din punctul de vedere al susceptibilităţii magnetice, singurul contrast este cel dintre banatite ($1000–2000.10^{-6}$ uCGS) şi restul rocilor (în general sub 100.10^{-6} uCGS).

În interpretarea datelor gravimetrice trebuie ţinut cont de existenţa contrastului de densitate dintre cristalin (densitate medie 2,74 g/cm^3) şi banatite şi granit (ambele cu densitate medie 2,63 g/cm^3). Pentru simplificarea modelării a fost necesar ca harta

Institutul Geologic al României

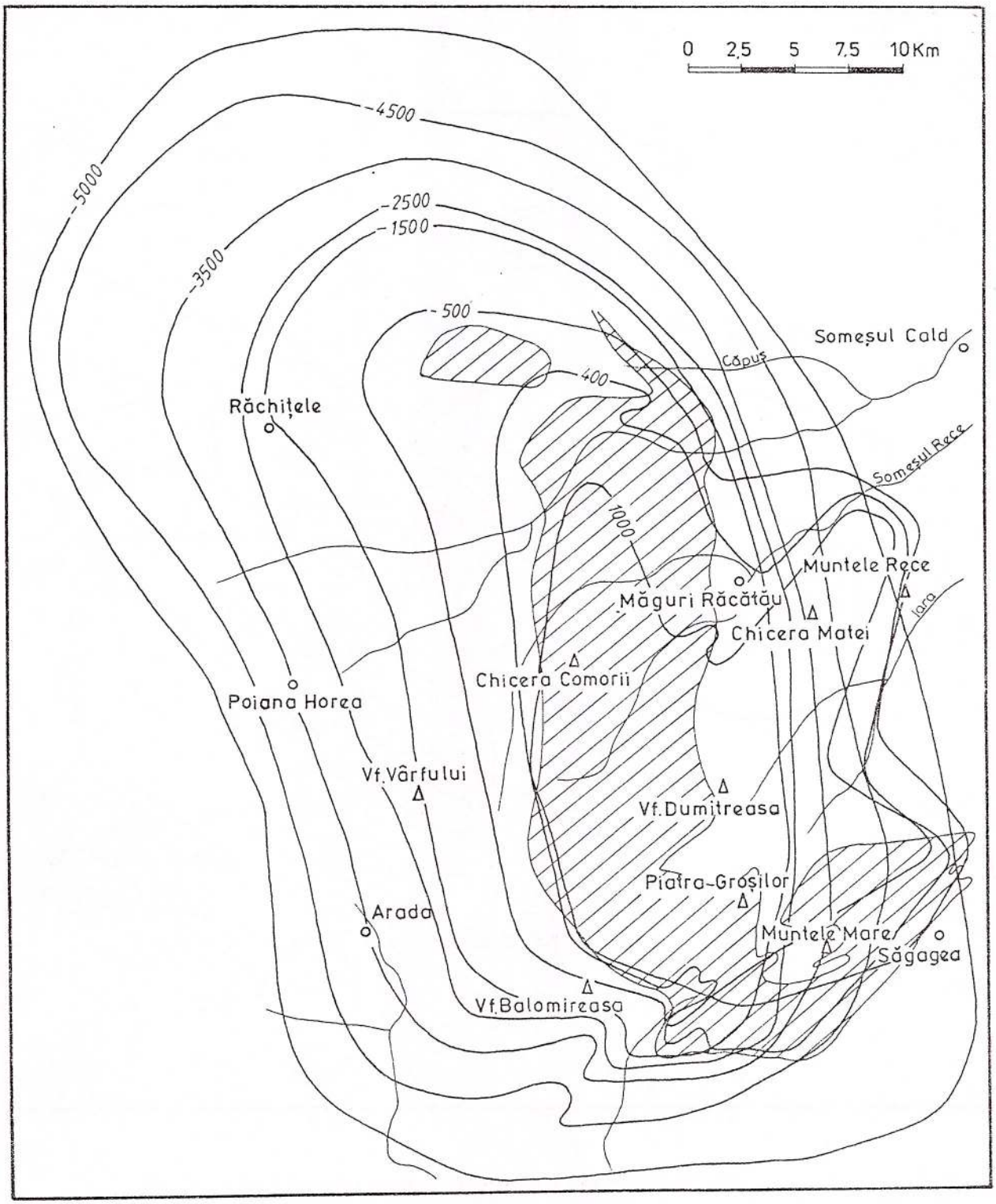


Fig. 2 – Structura de adâncime a masivului granitic Muntele Mare

Institutul Geologic al României

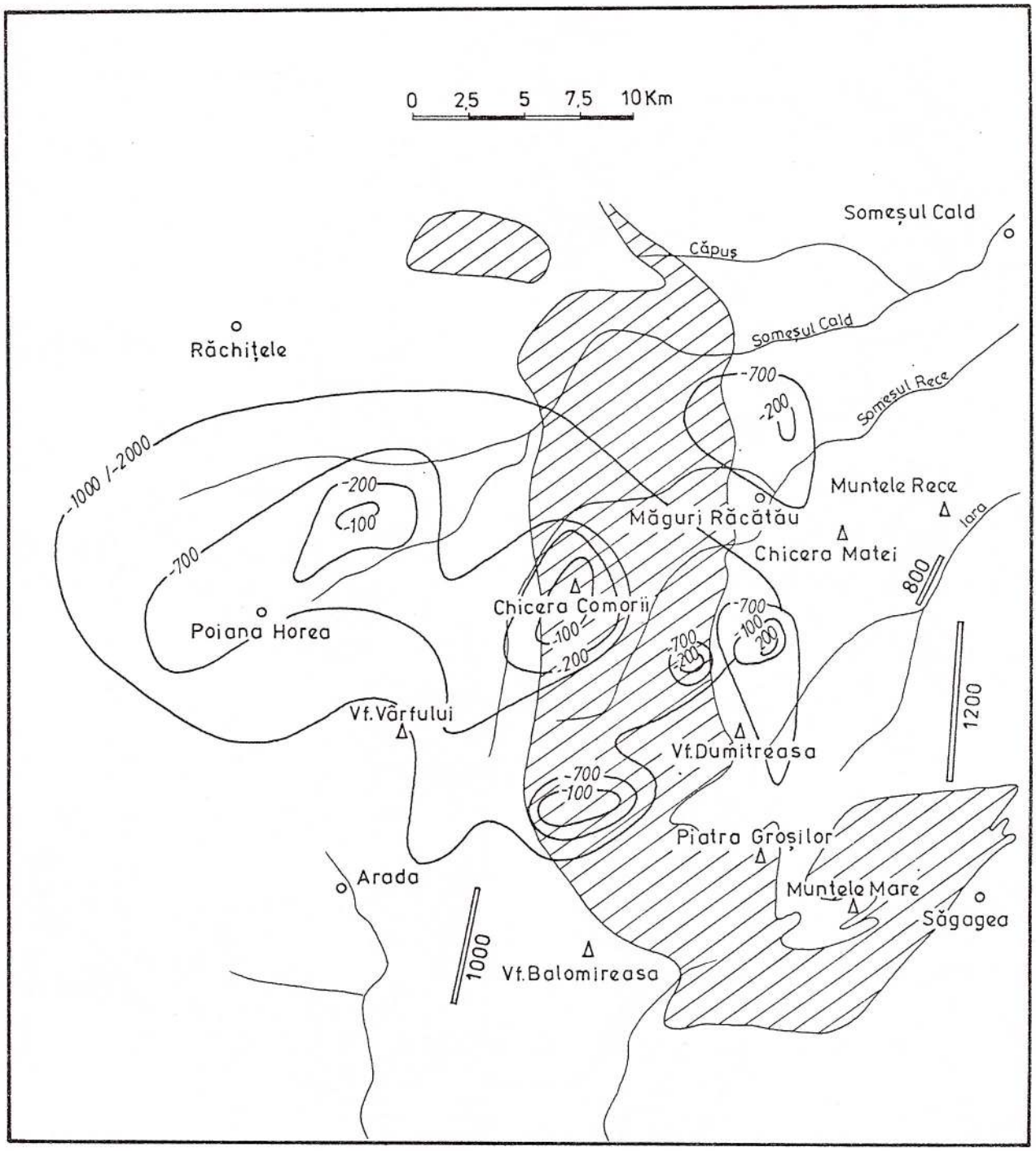


Fig. 3 – Amplasarea corpurilor banatitice în zona Munțele Mare

Institutul Geologic al României

Bouguer pentru densitatea de 2,65 g/cm^3 să fie transformată în hartă pentru densitatea de 2,74 g/cm^3, prin modificarea corespunzătoare a efectului de relief şi a celui de strat intermediar.

Algoritmul rezolvării problemei structurii geologice a zonei a constat în următoarele etape:

1. modelarea iniţială a corpului activ magnetic reprezentat de banatite, care generează anomalia magnetometrică ΔT_a menţionată mai sus;
2. recalcularea anomaliei gravimetrice Bouguer pentru densitatea de 2,74 g/cm^3, corespunzând şisturilor cristaline;
3. calculul efectului gravimetric al corpului rezultat din modelarea anomaliei aeromagnetometrice;
4. scăderea efectului Δg al banatitelor din anomalia Bouguer calculată la punctul 2;
5. modelarea granitului de Muntele Mare astfel încât efectul său gravimetric să se suprapună cât mai bine cu harta obţinută la punctul 4 de mai sus.

Modelul final al corpului granitic (fig. 2) arată că acesta apare bine individualizat până la cota de -5000 m. Zona centrală a corpului, orientată nord-sud, ca şi în afloriment, este aproape verticală în partea sa superioară (peste cota de 500 m), dar în adâncime se evazează, ajungând la panta de 20^0 spre vest şi 60^0 spre est. Extremitatea nordică a corpului se curbează spre vest în adâncime (după cum sugerează şi zona de aflorare a granitului la nord-est de Răchiţele. Limita estică a corpului granitic este complicată de prezenţa a două corpuri secundare (Vf. Muntele Mare şi Chicera Matei–Muntele Rece), de dimensiuni relativ mari (lungime - circa 10 km şi lăţime - circa 5 km), ce pornesc din corpul principal spre nord-est şi care ajung chiar până la suprafaţă în zona Muntele Mare sau aproape de suprafaţă în zona Muntele Rece, unde apare la zi un adevărat câmp de filoane pegmatitice (Hanomolo, Hanomolo, 1962). Limitele sud-estice ale acestor două corpuri secundare sunt foarte abrupte şi înclină spre nord-vest.

Interpretarea cantitativă a datelor aeromagnetometrice a condus la obţinerea unei hărţi cu izobate ale intruziunilor banatitice. Modelul final (fig. 3) evidenţiază prezenţa unui lacolit cu grosimea medie de 1000 m, situat la adâncimea de circa 2500 m, cu dimensiuni de circa 20 km x 12 km, în zona Poiana Horea-Vf. Vârfului-Vf. Dumitreasa-Măguri Răcătău (intersectând deci şi corpul principal al granitului de Muntele Mare), cu apofize ce vin până la suprafaţă la nord-est de Poiana Horea şi Chicera Comorii şi la nord-est şi sud-vest de Vf. Dumitreasa. Se constată, de asemenea, prezenţa unor dyke-uri cu grosimea de câteva zeci de metri şi lungimea de câţiva kilometri, la vest de Vf. Balomireasa şi la est de corpul granitic central.

Principalele căi de acces spre suprafaţă ale banatitelor par să fi fost contactele vestic şi estic ale corpului granitic cu şisturile cristaline pe care acesta le străbate, dar şi o zonă orientată SV-NE, ce cuprinde şi localitatea Poiana Horea şi se află în zona de curbură spre vest a extremităţii nordice a corpului granitic. Nu este exclus ca tocmai intersecţia mai multor aliniamente de minimă rezistenţă să fi favorizat ascensiunea spre suprafaţă a magmelor banatitice.

În concluzie, putem afirma că interpretarea integrată a datelor aeromagnetometrice şi gravimetrice din zona masivului granitic Muntele Mare a condus la obţinerea unor imagini structurale de referinţă pentru această zonă, atât în privinţa corpului granitic propriu-zis, cât şi în privinţa corpurilor banatitice intruse în cristalin şi în granit.

Bibliografie

Albaiu, M. (1973) Raport. *Arh. "Prospecţiuni" S.A.*, Bucureşti.

Cristescu, T., Ştefănciuc, A., Georgescu, C., Lascău, G. (1965) Raport. *Arh. "Prospecţiuni" S.A.*, Bucureşti.

— , Ştefănciuc, A. (1966) Raport. *Arh. "Prospecţiuni" S.A.*, Bucureşti.

Dimitrescu, R. (1958) Studiul geologic şi petrografic al regiunii dintre Gârda şi Lupşa. *An. Com. Geol.*, 31, Bucureşti.

— (1966) Muntele Mare. Studiu geologic şi petrografic. *An. Com. Geol.*, 35, Bucureşti.

— (1994) Structura părţii centrale a Munţilor Gilăului. *St. cerc. geol.*, 39, Bucureşti.

Hanomolo, I. M., Hanomolo, A. (1962) Geologia şi petrografia regiunii Someş-Muntele Rece-Măguri-Mânăstireni-Căpuş. *D. S. Com. Geol.*, XLVII, Bucureşti.

Ianovici, V., Borcoş, M., Bleahu, M., Patrulius, D., Lupu, M., Dimitrescu, R., Savu, H. (1976) Geologia Munţilor Apuseni. Edit. Acad. R.S.R.

Plouff, D. (1976) Gravity and magnetic-fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. *Geophysics*, 41, 4.

Romanescu, D., Szabo, E., Stoenescu, V., Georgescu, A. (1984) Cercetări petrofizice în masivul Gilău şi bazine adiacente. *St. tehn. econ.*, D, 14, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 306–309, Bucureşti, 1998

CERCETĂRI PRIN TOMOGRAFIE RADIO A MASIVELOR DE SARE DIN ROMÂNIA
RADIO TOMOGRAPHY INVESTIGATION OF SALT MASSIFS FROM ROMANIA

Vasile CIUCĂ

Studiul de faţă constituie rezultatul prelucrării şi interpretării datelor obţinute prin metoda Tomografiei radio în cursul anului 1996–1997, în salina Slănic - Prahova.

Scopul cercetării a fost determinarea rezistivităţii pe baza coeficientului de atenuare a mediului, obţinut în urma interpretării datelor rezultate prin investigarea tomografică a unui perimetru dat. Această rezistivitate (respectiv, conductivitate electrică), permite corelarea necesară în interpretarea metodelor geofizice care se pot completa reciproc (ex.: metoda electrometrică de sondaje verticale).

Pentru prelucrarea datelor primare obţinute prin investigarea tomografică în teren, s-a realizat un pachet de programe de stocare şi interpretare pe computer, ce conduc la determinarea distribuţiei coeficientului de atenuare, respectiv a rezistivităţii mediului, necesare în interpretarea geologică.

Aceste distribuţii, ale coeficientului de atenuare sau rezistivitate, sunt redate sugestiv în mod grafic, prin izolinii în planul de măsură, obţinute, de asemenea, printr-un program de prelucrare automată a datelor.

Metoda Tomografiei radio s-a aplicat folosind un tip de aparatură conceput şi construit la I.G.R. S-a folosit o metodologie specifică de observaţie, prelucrare şi interpretare. Au fost obţinute rezultate acolo unde neomogenităţile din mediul geologic cercetat prezintă diferenţe de contrast, existând unele incertitudini unde există contraste mici sau neomogenităţi mici.

Toate informaţiile din teren, cărora li s-au aplicat metode statistice de prelucrare, au stat la baza cercetării, metoda Tomografiei radio fiind adaptată la condiţiile specifice de investigare geofizică (mediu conductor variat, contraste mici ale proprietăţilor fizice, condiţii de observare diferite).

Măsurătorile s-au efectuaut în mina Cantacuzino, din salina Slănic, pe un corp de sare neexploatat, cu dimensiunile 32,5 m (14 puncte de emisie-recepţie), respectiv, 20 m (9 puncte de emisie-recepţie).

Prin procesarea datelor a rezultat o distribuţie

The present paper is the result of data processing and interpretation that have been obtained by radio tomography method, at Slănic salt mine in the Prahova district in 1966–1997 years.

The aim of the investigation has been to determine the resistivity on the basis of the attenuation coefficient of the environment. These values have been obtained from data interpretation in a given area by means of tomographic investigation.

The electric resistivity (electric conductivity, respectively) allows the correlation, which is necessary for the interpretation of the geophysical methods because geophysical methods can complete each other (such as electrical sounding, for instance).

A package program has been done to stock primary data obtained from the field by tomography method and automatical interpretation of these data.

This latter operation allows to determine the distribution of the attenuation coefficient and the resistivity of the investigated medium.

We need all this chain of automatical processing for the geological interpretation.

These two attenuation coefficient and resistivity distributions are automatically mapped. The radio tomography method has been applied in this problem by using a type of equipment that has been conceived and carried out at the Geological Institute of Romania.

A specific technology for data aquisition, processing and interpretation has been used. Good results were obtained when the inhomogenities from investigated geological medium show contrast differences, some uncertainties being observed where there exist small contrasts or inhomogenities, respectively.

On the basis of the investigation information has been obtained from the field, that has been statistically processed by the radio tomography method being adopted at specific conditions of geophysical investigation (varied conductive medium, contrast of physical properties, different observation conditions).

The measurements have been effectuated in the Cantacuzino mine from the salt mine Slănic, on an

Institutul Geologic al României

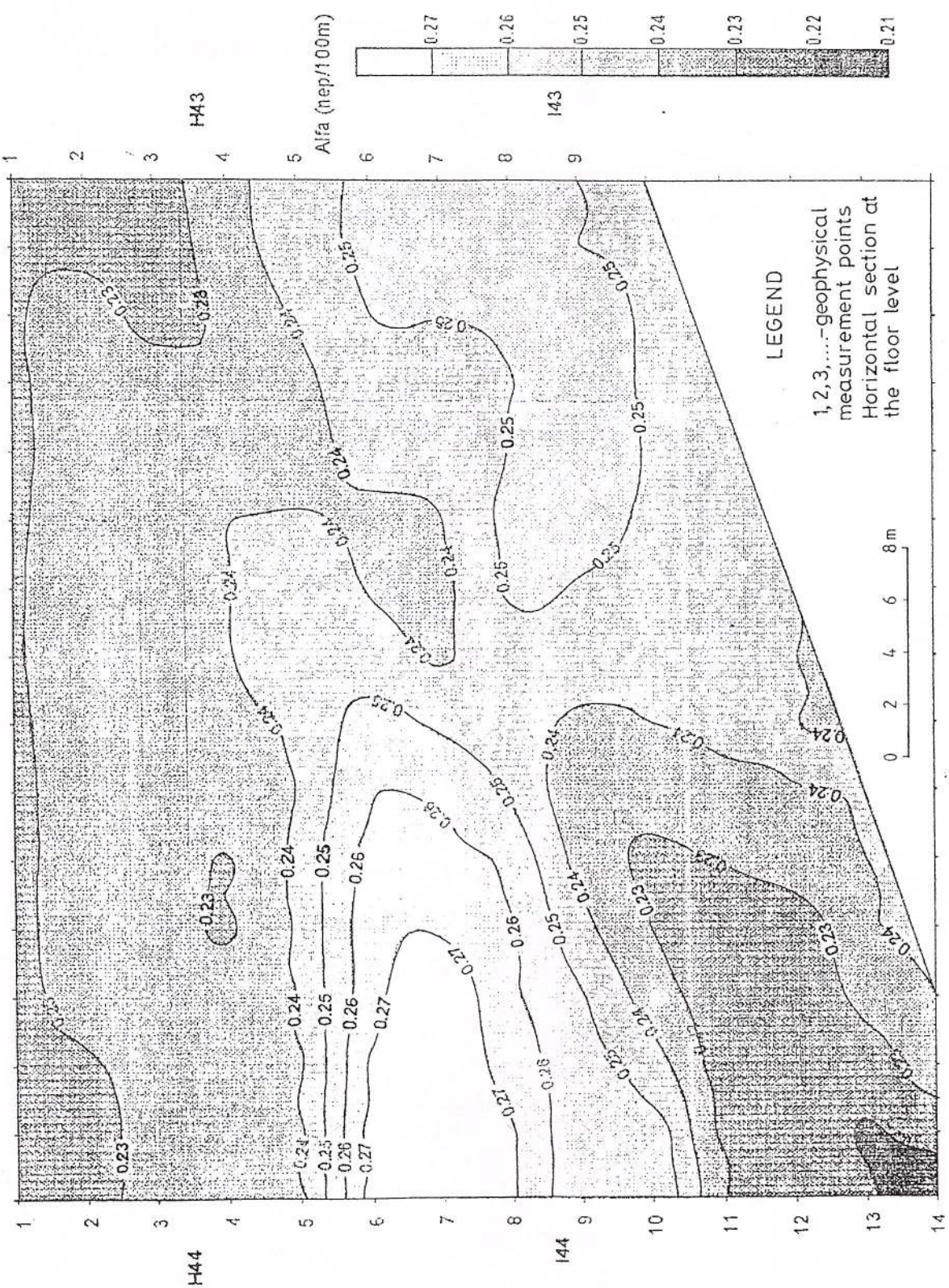


Fig. 1 – Harta de distribuţie a coeficientului de atenuare alfa. (Mina Cantacuzino - etaj 7, pilierii H44 + I44 – H43 + I43).
Map with the distribution of the Alpha attenuation coefficient. Cantacuzino mine - stage 7, pillons H44 + I44 – H43 + I43

Institutul Geologic al României

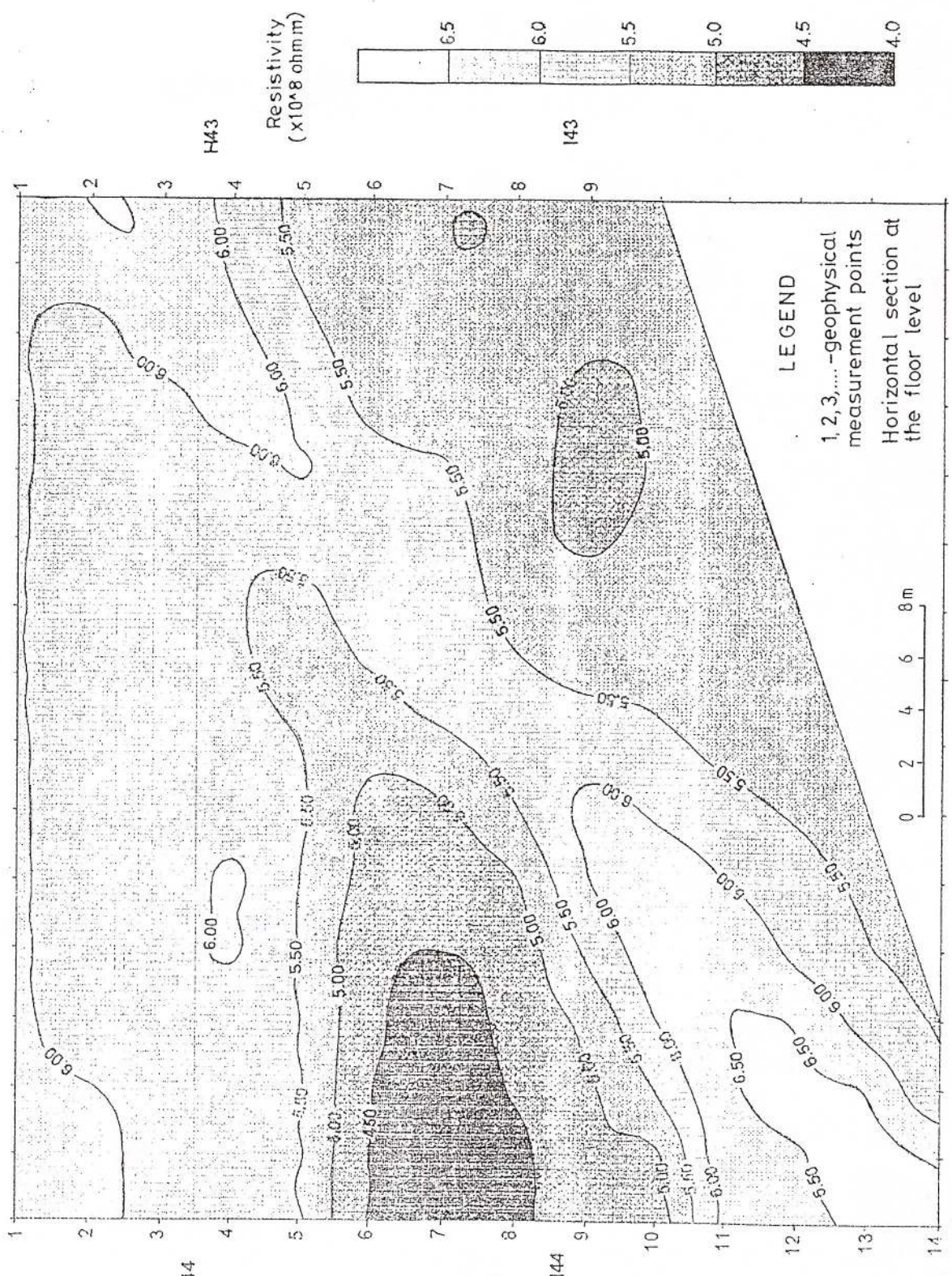


Fig. 2 – Harta de distribuție a rezistivității. (Mina Cantacuzino - etaj 7, pilierii H44 + I44 – H43 + I43).
Map with the resistivity distribution. Cantacuzino mine - stage 7, pillons H44 + I44 – H43 + I43

Institutul Geologic al României

a coeficientului de atenuare redată în harta cu izolinii (fig. 1).

Se observă o variaţie a coeficientului de atenuare cuprinsă între 0,22 nep/100 m şi 0,27 nep/100 m. Această distribuţie nu pune în evidenţă contraste majore care ar putea sugera schimbări de litologie.

Pe baza valorilor coeficientului de atenuare, s-a aplicat un algoritm de transformare prin care s-a realizat o hartă cu izolinii a rezistivităţii. Acest lucru a fost posibil prin conversia valorilor de atenuare, ţinându-se cont de constanţa dielectrică şi permeabilitatea magnetică pentru sare, prezentate în literatura de specialitate.

Această distribuţie a valorilor de rezistivitate este prezentată în figura 2, care reliefează o variaţie a rezistivităţii cuprinsă între 450 şi 650 Mohm.

În mod normal, alura celor două reprezentări grafice (fig. 1, fig. 2) este asemănătoare, microanomaliile existente având aceleaşi cauze generatoare.

Anomalia evidenţiată în jurul punctelor de măsură 6, 7, 8 de pe profilul H44+I44 este cauzată de existenţa unei nişe de dimensiunea 7 m/2 m între pilierii investigaţi arătând clar influenţa începutului camerei de exploatare în această zonă.

Celelalte microanomalii existente sugerează variaţii de neomogenitate în cadrul masivului de sare, variaţii determinate de gradul de puritate al sării.

Estimarea distribuţiei coeficientului de atenuare şi stabilirea metodei de conversie în valori de rezistivitate permite corelarea metodei Tomografiei radio cu celelalte metode geoelectrice, cea ce poate conduce la un studiu complex al fenomenelor geologice.

Cercetarea a fost realizată de un colectiv format din :

- ing. geofizician Ciucă Vasile - şef subtemă;
- ing. electronist Tiberiu Iaru - responsabil întreţinere şi reparaţii aparatură de măsură;
- tehn. Petre Ştefanov;
- tehn. Elisabeta Ştefanov;
- tehn. Gabriel Preda;
- operator Ilie Petcu.

unexploited salt body formed in H44+I44 - H43+I33 pillars (Figs. 1, 2), the size of the profiles being 32.5 m (14 emission-registration points) 20 m (9 emission-registration points), respectively.

As a result of the data processing a distribution of the attenuation coefficient has been pointed out in the form of a map (Fig. 1).

A variation of the attenuation coefficient magnitude running from 0.22 nep/100 m up to 0.27 nep/100 m is observed.

This distribution does not emphasize major contrasts, that could suggest lithological changes.

By means of transform algorithm and taking into account magnitude of magnetical permeability and dielectrical constant a resistivity map has been plotted.

Figure 2 presents a resistivity map emphasizing a variation of resistivity ranging from 450 Mohm up to 650 Mohm.

Usually, the shape of the resistivity map (Fig. 2) looks like an attenuation coefficient map, and anomalies have the same reason.

The anomaly located around the points 7, 8, 9 from H44+I44 profile is determinated by a niche having dimensions 7 m/2 m that appears between the investigated pillons.

Another anomalies having smaller dimensions suggest the existence of some inhomogeneities into the salt massif.

These inhomogeneities are established by the degree of salt purity.

By estimation of the attenuation coefficient distribution and establishing of conversion technology of this coefficient into resistivity values it is possible to correlate radio tomography method with other geophysical methods.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 310–314, Bucureşti, 1998

INVENTARIEREA SCHIMBĂRILOR SURVENITE ÎN OCUPAREA BIOFIZICĂ A TERENULUI (CORINE LAND COVER) ÎN PARTEA DE NORD ŞI NORD-EST A ROMÂNIEI
INVENTORY OF CORINE LAND COVER CHANGES IN THE NORTH AND NORTH-EAST PART OF ROMANIA

Vasile VÂJDEA, Anca-Marina VÎJDEA, Constantin NIŢICĂ, Alexandra MARINESCU, Ion POPESCU

Acest studiu reprezintă continuarea proiectului CORINE Land Cover - Romania, prin evaluarea modificărilor survenite în timp în ocuparea biofizică a terenului datorită diferiţilor factori, dintre care majoritatea sunt în legătură cu activitatea umană. Metodologia a constat în interpretarea imaginilor Landsat Thematic Mapper înregistrate la o dată ulterioară acelora care au servit la interpretarea iniţială, compararea prin procedee digitale a claselor land cover digitalizate şi detectarea diferenţelor.

Aria selectată pentru evaluarea modificărilor în clasele CORINE Land Cover este situată în N şi NE României, fiind acoperită de 46 foi de hartă la scara 1:100.000, corespunzător a patru scene Landsat-TM şi anume: 185/27, 184/27, 183/27 and 183/28.

Pentru fiecare scenă au fost utilizate câte două imagini înregistrate în perioade diferite, respectiv:

- 184/27 din 8 iulie 1989 şi 8 septembrie 1994;
- 183/27 din 18 august 1989 şi 13 august 1993;
- 185/27 din 16 august 1989 şi 25 septembrie 1992;
- 183/28 din 18 august 1989 şi 13 august 1993.

Prima fază în determinarea schimbărilor survenite în CORINE Land Cover a fost examinarea ariilor acoperite de fiecare pereche de imagini Landsat-TM (veche şi nouă). În acest scop, pe fiecare imagine false-color Landsat-TM produsă la scara 1:100.000 a fost suprapusă o grilă cu dimensiunea celulei de 1'x1', iar rezultatele obţinute prin compararea imaginii vechi cu cea nouă în fiecare celulă de 1'x1' au fost notate într-un tabel cu următoarele coduri:

0 - nici o schimbare;
1 - schimbare de peisaj (adică schimbare a formei sau dimensiunii clasei land cover, dar nu a clasei însăşi);
2 - schimbarea clasei land cover.

Tabelele au fost realizate prin utilizarea programului Excel şi pentru majoritatea foilor de hartă au constat din 30 de coloane şi 20 de rânduri, întrucât o foaie de hartă la scara 1:100.000 reprezintă o arie pe teren corespunzătoare la 30' longitudine şi 20' latitudine. Aceste tabele au fost apoi convertite în format ASCII pentru a le putea utiliza la construirea în

This study represents a continuation of the CORINE Land Cover - Romania project by assessing the changes in the biophysical land occupation which occurred in time due to different factors, from which the majority were related to human activity. The methodology consisted in interpreting satellite Landsat Thematic Mapper images recorded later than the images on which the initial interpretation was done, comparing digitally the digitized land cover classes and detecting the difference.

The area selected for assessing the changes of the CORINE Land Cover classes was situated in the N and NE part of Romania and was covered by 46 map sheets on the scale 1:100,000, corresponding to four Landsat-TM scenes, i.e.: 185/27, 184/27, 183/27 and 183/28.

Two images acquired at different periods were used for each scene, respectively:

- 184/27 from 8 July 1989 and 8 September 1994;
- 183/27 from 18 August 1989 and 13 August 1993;
- 185/27 from 16 August 1989 and 25 September 1992;
- 183/28 from 18 August 1989 and 13 August 1993.

The first phase in determining the CORINE Land Cover changes was examining the areas covered by each Landsat-TM image pair (old and newer).

For this purpose a grid of 1'x1' was superimposed on each false-colour Landsat-TM image produced on the scale 1:100,000 and for each cell of 1'x1' the results obtained by comparing the old image to the new one were noted in a table with the following codes:

0 - no change;
1 - landscape change (i.e. change of the shape or size of land cover class, but not of the class itself);
2 - land cover class change.

The tables were made using Excel and for the majority of the map sheets consisting of 30 columns and 20 rows, since a map sheet on the scale 1:100,000 represents an area on the ground of 30' longitude and 20' latitude. These tables were afterwards converted into an ASCII format in order to be able to use them for

Institutul Geologic al României

ARC/INFO a grid-urilor corespunzătoare fiecărei foi de hartă. Au fost alcătuite 46 de grid-uri cu ajutorul comenzii ASCIIGRID din modulul ARC, care au fost ulterior unite într-un singur fişier cu ajutorul funcţiei MERGE din modulul GRID. Acest grid, ce prezintă pentru întreaga arie de studiu zonele codate ca 0, 1 sau 2, este prezentat în figura 1.

Pentru fiecare grid a fost listată statistica din fişierele proprii de tip VAT şi au fost construite histograme prezentând distribuţia celor trei categorii (nici o schimbare, schimbare de peisaj şi schimbare a clasei land cover) raportate la suprafaţa foii de hartă. Histogramele au fost prezentate separat pentru zonele UTM 34 şi 35.

Din arealele grid-ului care indicau schimbări mai numeroase în land cover au fost selectate şase zone test. Pentru acestea s-a efectuat o fotointerpretare asistată de calculator a imaginilor Landsat-TM vechi şi noi, în scopul de a include în evaluarea schimbărilor în land cover toate arealele ce au suferit modificări, adică şi cele mai mici de 25 ha care fuseseră automat eliminate din harta finală CORINE land cover. Zonele test au fost verificate pe teren împreună cu Unitatea Tehnică CORINE Land Cover şi apoi digitalizate. Ele sunt situate în următoarele foi de hartă:

- L-35-18 (zona test 1)
- L-35-29 (zona test 2)
- L-35-42 (zona test 3)
- L-35-65 (zona test 4)
- L-35-75 (zona test 5)
- L-35-77 (zona test 6)

Hărţile digitalizate şi corectate pentru zonele test au fost transformate în proiecţie UTM (sau Gauss-Kruger) şi decupate pentru a avea arie egală. Apoi, pentru fiecare zonă test, harta land cover iniţială a fost suprapusă cu harta land cover ulterioară, iar în harta obţinută în urma intersecţiei acestora, poligoanelor care aveau acelaşi cod pentru clasa land cover în câmpurile de atribute corespunzătoare primei şi ultimei interpretări le-au fost atribuite un cod comun şi unic drept identificator al utilizatorului (user-id). Poligoanelor care aveau coduri diferite pentru clasele land cover în câmpurile de atribute respective, le-au fost atribuite codurile noii hărţi land cover.

Următorul pas a fost eliminarea poligoanelor marginale extrem de mici (rezultate în urma intersecţiei) după criteriul mai mic sau egal cu 10 ha, selectat în urma mai multor încercări.

Din această hartă au fost apoi extrase cu ajutorul comenzii RESELECT din modulul ARC poligoanele cu coduri diferite pentru clasele land cover în câmpurile lor de atribute, obţinându-se astfel o hartă ce conţine numai ariile cu schimbări. Aceste arii au drept identificator al utilizatorului (user-id) codul

constructing grids in ARC/INFO corresponding to each map sheet. There were made 46 grids using the ARC command ASCIIGRID, which were then joined into a single file with the GRID function MERGE. This grid, which shows the areas coded as 0, 1 or 2, for the whole study area, is presented in Figure 1.

For each grid the statistics was listed from its accompanying VAT file and histograms were build, showing the distribution of the three categories (no change, landscape change and land cover change) reported to the surface of the map sheet. These histograms were separately presented for UTM zone 34 and UTM zone 35.

Six test sites were selected from the grid areas which indicated more land cover changes. For these test sites a computer-assisted photo-interpretation was done of both the old Landsat-TM image and the new one in order to include in the assessment of the land cover changes all areas which were modified, i.e. the areas less then 25 ha, which were automatically eliminated from the final CORINE land cover map. The test sites were verified by field checking together with the CORINE Land Cover Technical Unit and then were digitized. They are situated in the following map sheets:

- L-35-18 (test zone 1)
- L-35-29 (test zone 2)
- L-35-42 (test zone 3)
- L-35-65 (test zone 4)
- L-35-75 (test zone 5)
- L-35-77 (test zone 6)

The corrected digitized maps of the test sites were transformed into UTM (or Gauss-Kruger) projection and clipped with a polygon coverage in order to have an equal area. Then, for each test site, the initial land cover map was intersected with the later land cover map and in the intersection coverage the polygons which had the same land cover code in the attribute fields corresponding to the former and the later interpretation were assigned a common and unique user-id. The polygons which had different land cover codes in the respective attribute fields were assigned the code of the new land cover map.

The next step was the elimination of the sliver polygons (resulted from intersection) for which, after several trials, a criterion of less or equal to 10 ha was chosen.

From this coverage there were then extracted using the ARC command RESELECT the polygons having different land cover codes in their attribute fields, thus obtaining a map showing only the changed areas. These areas have as user-id the land cover code of the newer image interpretation and as an attribute the land cover code of the older one.

For each test zone maps were drawn showing the

Institutul Geologic al României

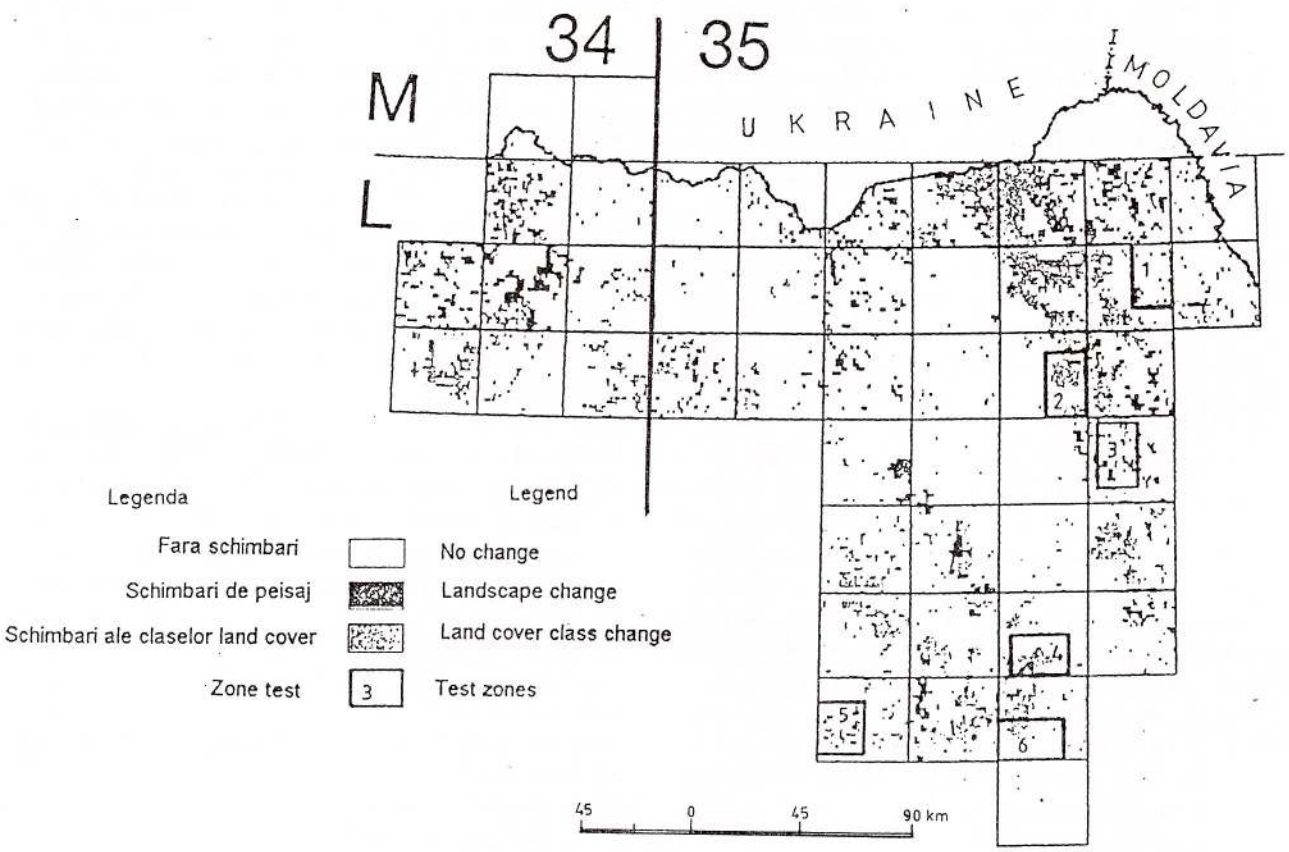


Fig. 1 – Schimbările în CORINE Land Cover. CORINE Land Cover changes (1989–1994).

clasei land cover din noua interpretare, iar ca atribut codul land cover al vechii interpretări.

Pentru fiecare zonă test au fost elaborate hărţile cu distribuţia iniţială şi ulterioară a claselor land cover, aria ocupată de fiecare categorie de land cover a fost calculată (în ha) şi s-a determinat diferenţa în ha şi procente între noua şi vechea suprafaţă. Pentru toate cele şase zone test au fost alcătuite histograme arătând ce clase land cover şi-au mărit suprafaţa şi care sunt acelea care şi-au redus-o. A fost efectuată totodată o analiză statistică globală pentru a vedea modificarea suprafeţelor pentru aria totală a zonelor test, care este prezentată în tabel împreună cu analiza statistică corespunzătoare fiecărei zone test.

Modificările în ocuparea biofizică a terenului survenite în perioada 1989–1993 în aria investigată au următoarele cauze:

– Clasa 111 (structuri urbane continue) - creşterea relativ rapidă a suprafeţei acesteia a fost determinată de finalizarea construirii unor clădiri, drumuri şi suprafeţe artificiale din zonele urbane în legătură cu cartierele cu blocuri de locuinţe planificate a fi construite înainte de 1989.

– Clasa 112 (structuri urbane discontinue) - s-a mărit prin extinderea periferiilor datorită construirii

old and new land cover class distribution, the area occupied by each land cover category was computed (in ha) and the difference was calculated in ha and percent. Histograms showing which land cover classes have an increased area and which a reduced area were also computed for all six test sites. A global statistical analysis was also performed in order to see the changed areas for the total surface of the test sites and this, together with the statistics corresponding to each test site, is presented in Table.

The changes of biophysical land occupation which occurred in the period 1989–1993 in the study area have the following causes:

– Class 111 (continuous urban fabric) - the relatively rapid increasing of its area was determined by finalizing the construction of some buildings, roads and artificial surfaces in urban zones related to the districts with blocks of flats planned to be built before 1989.

– Class 112 (discontinuous urban fabric) - was increased by extending the peripheries due to house building on the terrains which were given back to the initial landlords after 1989.

– Class 121 (industrial or commercial units) - was decreased as a result of suppressing numerous agro-

Institutul Geologic al României

Class code	TEST ZONE 1 (area within map sheet L-35-18)				TEST ZONE 2 (area within map sheet L-35-29)				TEST ZONE 3 (area within map sheet L-35-42)			
	Areas (ha) 1989	Areas (ha) 1993	Changes (ha) 1989-1993	Changes (%) 1989-1993	Areas (ha) 1989	Areas (ha) 1993	Changes (ha) 1989-1993	Changes (%) 1989-1993	Areas (ha) 1989	Areas (ha) 1993	Changes (ha) 1989-1993	Changes (%) 1989-1993
111	58.13	57.21	-0.92	-0.0019	90.56	92.90	2.34	0.0049	-	-	-	-
112	3756.59	3807.07	50.48	0.1058	5505.24	5387.97	-117.27	-0.2455	4641.99	4665.97	23.98	0.0498
121	62.51	56.12	-6.39	-0.0134	27.32	0.00	-27.32	-0.0572	369.19	182.04	-187.15	-0.3885
141	93.19	80.40	-12.79	-0.0268	-	-	-	-	-	-	-	-
211	14431.50	12095.43	-2336.07	-4.8961	15600.77	5066.97	-10533.80	-22.0482	30984.05	23148.06	-7835.99	-16.2674
221	-	-	-	-	-	-	-	-	47.08	57.67	10.59	0.0220
222	250.86	226.32	-24.54	-0.0514	2026.99	1425.28	-611.71	-1.2804	533.25	339.83	-193.42	-0.4015
231	984.28	1456.84	472.56	0.9904	777.60	385.40	-392.20	-0.8209	2054.81	1847.40	-207.41	-0.4306
241	-	-	-	-	28.08	0.00	-28.08	-0.0588	-	-	-	-
242	3180.32	5744.46	2564.14	5.3741	1642.20	12356.74	10714.54	22.4265	833.58	8032.32	7198.74	14.9445
243	4034.05	3131.24	-902.81	-1.8922	3170.18	3193.83	23.65	0.0495	1445.87	2042.18	596.31	1.2379
311	13521.33	13674.48	153.15	0.3210	9638.93	9695.31	56.38	0.1180	4580.30	4541.09	-39.21	-0.0814
312	31.72	32.67	0.95	0.0020	424.38	468.41	44.03	0.0922	24.22	21.15	-3.07	-0.0064
313	183.28	207.77	24.49	0.0513	2405.23	2449.02	43.79	0.0917	-	-	-	-
321	5624.20	5840.09	215.89	0.4525	5174.81	5906.46	731.65	1.5314	1526.73	1920.49	393.76	0.8174
322	143.49	155.03	11.54	0.0242	134.53	0.00	-134.53	-0.2816	564.16	888.48	324.32	0.6733
324	696.45	454.67	-241.78	-0.5067	392.40	96.35	-296.05	-0.6197	-	-	-	-
331	51.47	0.00	-51.47	-0.1079	727.04	1250.93	523.89	1.0965	-	-	-	-
332	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
333	-	-	-	-	-	-	-	-	90.88	80.78	-10.10	-0.0210
411	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
511	-	-	-	-	-	-	-	-	144.10	132.23	-11.87	-0.0246
512	609.63	694.42	84.79	0.1777	-	-	-	-	329.71	268.89	-60.82	-0.1263

Class code	GLOBAL STATISTICS			
	Total areas (ha) 1989	Total areas (ha) 1993	Changes (ha) 1989-1993	Changes (%) 1989-1993
111	148.69	150.11	1.42	0.0005
112	18100.58	18321.81	221.23	0.0812
121	528.76	331.05	-197.71	-0.0726
141	93.19	80.40	-12.79	-0.0047
211	97210.12	52069.06	-45141.06	-16.5745
221	142.44	57.67	-84.77	-0.0311
222	3820.75	2254.89	-1565.86	-0.5749
231	5265.64	4044.76	-1220.88	-0.4483
241	28.08	0.00	-28.08	-0.0103
242	11605.42	53795.61	42190.19	15.4910
243	10957.33	13522.42	2565.09	0.9418
311	49859.66	49783.36	-76.30	-0.0280
312	19970.02	20048.31	78.29	0.0287
313	17477.46	16985.85	-491.61	-0.1805
321	26012.05	29058.76	3046.71	1.1187
322	872.54	1107.84	235.30	0.0864
324	7796.01	7764.62	-31.39	-0.0115
331	920.75	1426.96	506.21	0.1859
332	140.46	140.96	0.50	0.0002
333	114.70	107.78	-6.92	-0.0025
411	204.91	205.61	0.70	0.0003
511	144.10	132.23	-11.87	-0.0044
512	939.34	963.31	23.97	0.0088

Class code	TEST ZONE 4 (area within map sheet L-35-65)				TEST ZONE 5 (area within map sheet L-35-75)				TEST ZONE 6 (area within map sheet L-35-77)			
	Areas (ha) 1989	Areas (ha) 1993	Changes (ha) 1989-1993	Changes (%) 1989-1993	Areas (ha) 1989	Areas (ha) 1993	Changes (ha) 1989-1993	Changes (%) 1989-1993	Areas (ha) 1989	Areas (ha) 1993	Changes (ha) 1989-1993	Changes (%) 1989-1993
111	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
112	1900.65	1887.51	-13.14	-0.0307	950.81	1155.69	204.88	0.5012	1345.30	1417.60	72.30	0.1605
121	16.46	37.40	20.94	0.0490	53.28	55.49	2.21	0.0054	-	-	-	-
141	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
211	11451.27	1275.42	-10175.85	-23.7945	18921.87	10327.56	-8594.31	-21.0229	5820.66	155.62	-5665.04	-12.5757
221	-	-	-	-	95.36	0.00	-95.36	-0.2333	-	-	-	-
222	127.52	128.01	0.49	0.0011	768.01	33.90	-734.11	-1.7957	104.12	101.55	-2.57	-0.0057
231	727.72	117.72	-610.00	-1.4264	721.23	237.40	-483.83	-1.1835	-	-	-	-
241	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
242	2173.40	11932.22	9758.82	22.8194	2584.35	9329.61	6745.26	16.4999	1191.57	6400.26	5208.69	11.5626
243	367.52	1760.84	1393.32	3.2580	317.15	1130.08	812.93	1.9885	1622.56	2264.25	641.69	1.4245
311	11062.67	10901.88	-160.79	-0.3760	8107.86	8129.95	22.09	0.0540	2948.57	2840.65	-107.92	-0.2396
312	2739.91	2850.47	110.56	0.2585	11.20	45.68	34.48	0.0843	16738.59	16629.93	-108.66	-0.2412
313	5812.49	5603.23	-209.26	-0.4893	704.00	690.10	-13.90	-0.0340	8372.46	8035.73	-336.73	-0.7475
321	4911.24	4566.51	-344.73	-0.8061	4515.57	6627.40	2111.83	5.1658	4259.50	4197.81	-61.69	-0.1369
322	-	-	-	-	30.36	64.33	33.97	0.0831	-	-	-	-
324	1474.63	1704.43	229.80	0.5373	2588.24	2504.51	-83.73	-0.2048	2644.29	3004.66	360.37	0.8000
331	-	-	-	-	142.24	176.03	33.79	0.0827	-	-	-	-
332	-	-	-	-	140.46	140.96	0.50	0.0012	-	-	-	-
333	-	-	-	-	23.82	27.00	3.18	0.0078	-	-	-	-
411	-	-	-	-	204.91	205.61	0.70	0.0017	-	-	-	-
511	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
512	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

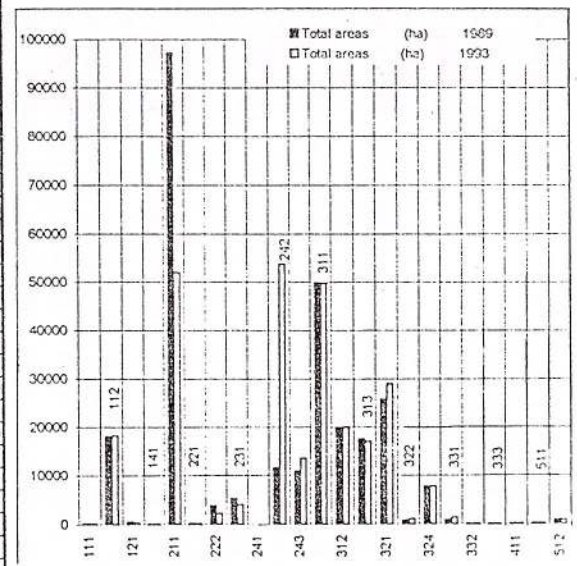


Fig. 2 SCHIMBARILE SURVENITE IN CLASELE CORINE LAND COVER - STATISTICA ZONELOR TEST SELECTATE
CORINE LAND COVER CHANGE - STATISTICS OF THE SELECTED TEST ZONES

Institutul Geologic al României

de locuinţe pe terenurile care au fost înapoiate foştilor proprietari după anul 1989.

– Clasa 121 (unităţi industriale sau comerciale) - s-a redus ca rezultat al suprimării a numeroase unităţi agro-industriale care fuseseră dezvoltate în timpul fostei politici socialiste din agricultură în perioada de dinainte de 1989.

– Clasa 211 (terenuri arabile neirigate) - s-a micşorat datorită intrării in vigoare a legii privitoare la înapoierea terenurilor agricole foştilor proprietari. În noile condiţii, agricultura se efectuează pe parcele mici cu tipuri de culturi foarte diverse. Această divizare a terenurilor agricole în cadrul condiţiilor socio-economice actuale este determinată de necesităţile fiecărei gospodării ţărăneşti şi nu ia în consideraţie, pentru moment, condiţiile pedoclimatice şi, implicit, eficienţa maximă. Reducerea clasei 211 s-a făcut, în general, în favoarea clasei 242 (modele de cultivare complexă), în special de-a lungul văilor principale şi pe terenurile denivelate.

– Clasele 221 şi 222 (vii şi livezi) - micşorarea lor a fost cauzată, în principal, de dezorganizarea marilor ferme de stat cu vii şi livezi prin înapoierea unor părţi din terenuri foştilor proprietari, care nu au avut posibilitatea de a le întreţine.

– Clasele 311 şi 313 (păduri de foioase şi mixte) - s-au redus datorită exploatării abuzive a pădurilor după anul 1989 de către cei cărora le-au fost redate fostele proprietăţi aflate în cadrul fondului forestier. În acelaşi timp, prin replantări, în special pe pantele abrupte, aria pădurilor de conifere (clasa 312) s-a mărit.

– Clasa 321 (păşuni) - suprafaţa păşunilor naturale a crescut după 1989 datorită revenirii la vechiul tip de utilizare a terenului, mult mai potrivit în anumite zone. Înainte de 1989 s-a încercat extinderea culturilor agricole pe seama ariilor de păşunat, însă rezultatele nu au fost satisfăcătoare.

– Clasa 324 (tranziţie pădure-arbuşti) - reducerea sa este cauzată de regenerarea parţială pe cale naturală a unor areale de pădure.

– Clasele 511 şi 512 (cursuri de apă şi corpuri de apă) - modificările observate pot fi puse pe seama variaţiilor debitelor şi suprafeţelor lacurilor naturale sau de baraj, cauzate de condiţiile hidrologice şi climatice de tip temperat continental din zonă.

Studiul întreprins, cu un accentuat caracter experimental, deşi s-a referit la un interval de timp scurt, privind schimbările în land cover survenite în aria investigată, a demonstrat fezabilitatea metodologiei utilizate de rezolvare a acestei probleme prin identificarea unor modificări ale peisajului şi claselor din nomenclatura CORINE Land Cover, justificând necesitatea extinderii lucrărilor pentru întreg teritoriul României.

industrial units which had been developed during the former socialist policy for agriculture in the period before 1989.

– Class 211 (non-irrigated arable land) - was reduced due to the enforcement of the law regarding giving back the agricultural land to the previous owners. Under the new conditions, agriculture is done on small parcels with very diverse types of crops. This dividing of the agricultural fields under the actual social-economic conditions is determined by the necessity of each peasant household and does not take into consideration, for the time being, the pedo-climatic conditions and, implicitly, the maximum efficiency. The decreasing of class 211 was done, generally, in favour of class 242 (complex cultivation patterns), especially along the main valleys and on the irregular relief ground.

– Classes 221 and 222 (vineyards, fruit trees and berry plantations) - their decreasing was caused principally by disorganizing big state-owned farms with orchards and vineyards by giving back a part of the land to the initial owners, who did not have the possibility of maintaining them.

– Classes 311 and 313 (broad-leaved and mixed forests) - were diminished due to abusive exploitation of the forests after 1989 by those to whom former properties from the forests fund were given back. Meanwhile, by repopulating, especially on abrupt slopes, the areas of coniferous forests (class 312) increased.

– Class 321 (natural grassland) - the areas of natural grassland increased after 1989 due to returning to the old type of land use, much more adequate for certain zones. Previous to 1989 the extending of agricultural crops on behalf of the grazing areas was tried, but the results were not satisfying.

– Class 324 (transitional woodland shrub) - its reducing was caused by partial regeneration in the natural way of some forest areas.

– Classes 511 and 512 (water courses and water bodies) - the observed changes can be related to variations of water flow and of surface of natural or dammed lakes caused by the hydrological and climatic conditions of temperate continental type in the zone.

The study carried out, with an emphasized experimental character, although refers to a short time interval regarding the land cover changes which occurred in the investigated area, had proved the feasibility of the used methodology in solving this problem by identifying some modifications in the landscape and classes of the CORINE Land Cover nomenclature, justifying the necessity of extending the works for the entire territory of Romania.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 315–319, Bucureşti, 1998

STUDIUL ELECTROGRAFIC AL FENOMENELOR DE INTERACŢIUNE DINTRE ROCĂ ŞI APĂ

Dan SVORONOS, Adrian NICOLESCU, Constantin NIŢICĂ

Acest studiu continuă cercetările petroelectrografice realizate în anul 1995. El cuprinde date de bază privind efecte electrografice produse în/la interacţiunea dintre roci cu conducţie ionică şi apă, cu referire specială la gresii şi marne. Metodologia de lucru a fost prezentată anterior (Svoronos et al., 1996; Nicolescu et al., 1996).

Pentru caracterizarea electrografică a interacţiunii rocă-apă au fost executate experimente diverse constând din testarea rocilor în condiţii de lucru iniţiale bine precizate şi în analiza pe modele de simulare a proceselor de infiltraţie/exfiltraţie a apei în roci (tabelul nr. 1).

Din experimentele iniţiale executate a rezultat că, atunci când rocile investigate sunt ţinute la etuvă, la 105^0C, efectul electrografic dispare. Dacă acestor roci li se adaugă treptat apă - fie apă de la robinet, apă distilată sau apă de ploaie - atunci, în imaginile obţinute prin electrografie se constată producerea de fenomene luminescente de o amploare mai mică sau mai mare. In acest sens se poate vorbi de informaţia petroelectrografică indusă şi purtată de apă, consecinţă a unor fenomene energetice complexe ce se desfăşoară la/în interacţiunea dintre rocă şi apă care pot fi reţinute pe film.

După scoaterea din etuvă a rocilor, în imaginile

Condiţii de realizare	Efecte observate
A. INIŢIALE	
1. Roci ţinute la etuvă la 105^0C,	Absente
2. Roci în stare naturală, aşa cum au fost prelevate din mediul geologic	Descărcări electrice distribuite uniform pe marginile de contur
3. Roci imersate în apă un timp îndelungat	Luminescenţă cvasi-totală
B. UMEZIREA GRADUALĂ A ROCILOR	
1. Roci lăsate liber în mediu, după scoaterea lor din etuvă	Urme, fragmente şi contururi ale rocilor, la contactul cu filmul
2. Umezire punctuală pe faţa superioară	Descărcări electrice tranzitorii, inclusiv străpungeri interne
3. Umezire concomitentă pe toate feţele, dar de scurtă durată	Individualizarea unui strat sub-superficial cu proprietăţi electrice particulare
C. MODELARE ELECTROGRAFICĂ (Simulare dinamică de procese)	
1. Procesul de infiltraţie a apei în roci	Omogenizarea treptată a descărcărilor electrice până la stabilirea unei stări de echilibru termodinamic
2. Procesul de exfiltraţie a apei în roci	(implicit şi echilibrul hidric)

Institutul Geologic al României

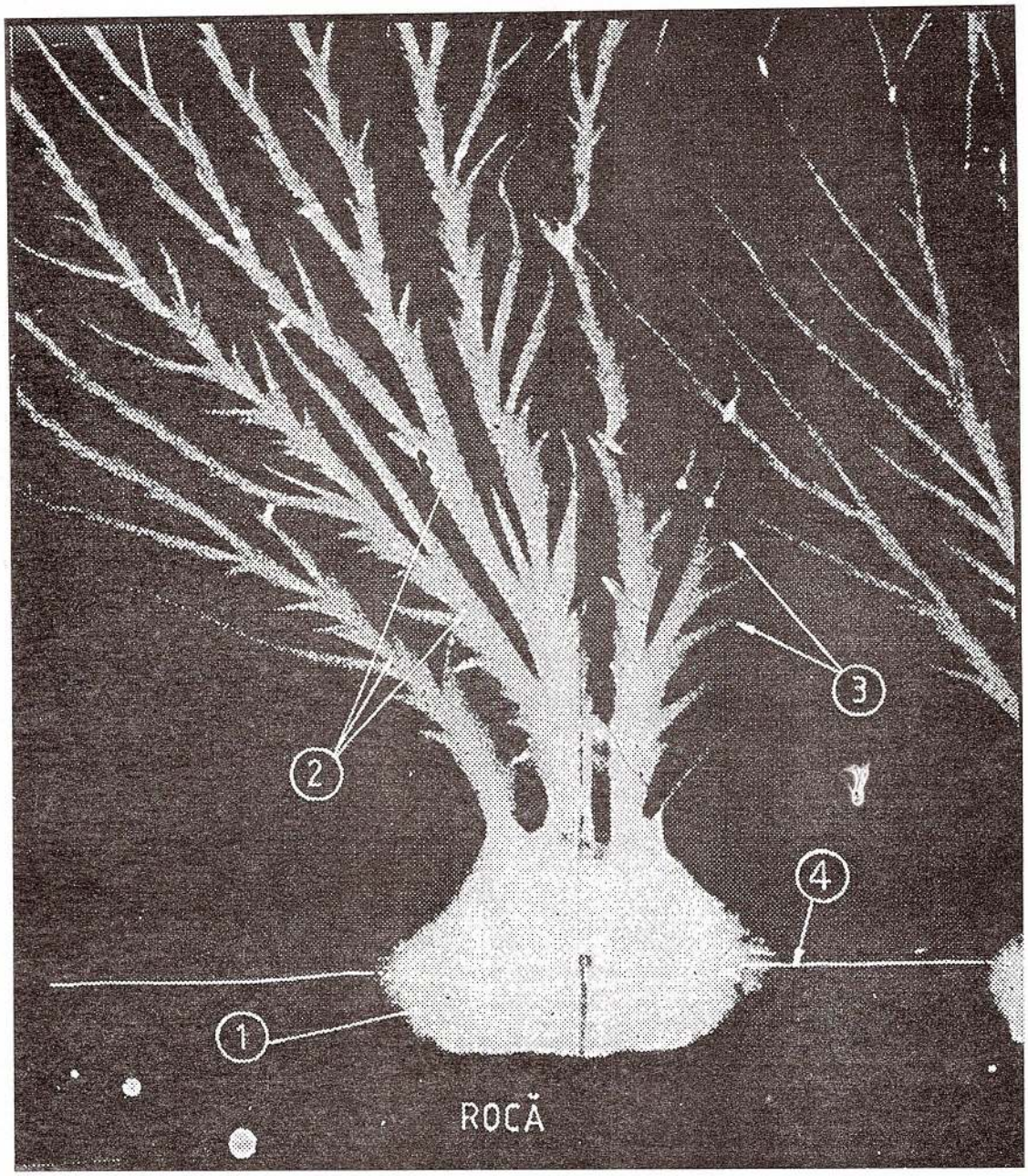


Fig. 1 – Elemente constitutive ale unei structuri cu strimeri izolată, specifică pentru apă (detaliu mărit de 8 ori). 1, rădăcina; 2, tulpina; 3, ramificaţii secundare; 4, limita de separaţie (interfaţă) rocă-aer.

Institutul Geologic al României

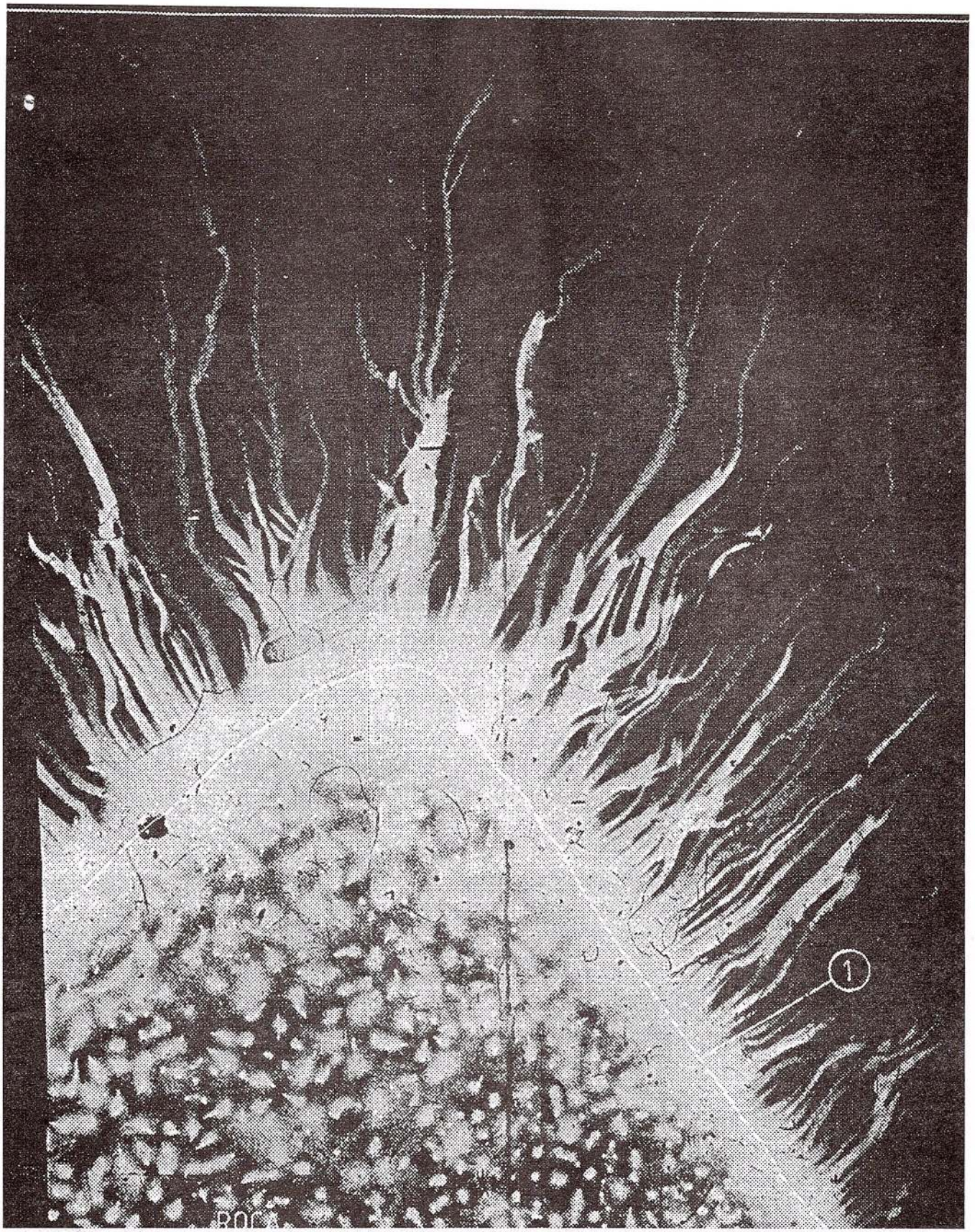


Fig. 2 – Efect de colţ la gresia de Tarcău (detaliu mărit de 8 ori). 1, limita de separaţie (interfaţa) rocă-aer.

Institutul Geologic al României

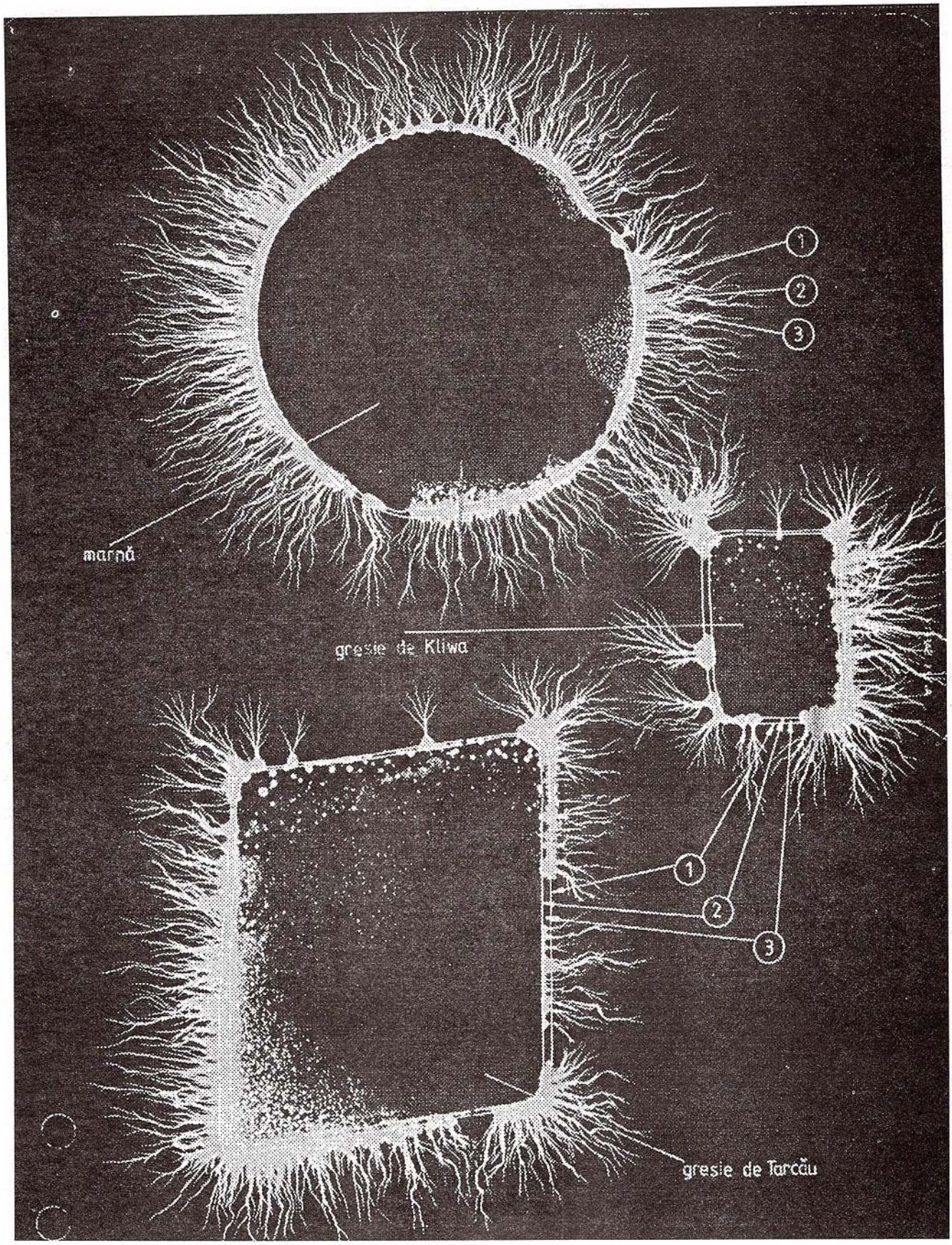


Fig. 3 – Evidenţierea electrografică a zonelor sub-superficiale la gresii şi marnă. 1, limita de separaţie rocă-aer; 2, limita inferioară a zonei sub-superficiale a stratului difuz; 3, strat difuz unde ionii absorbiţi în număr mare atrag alte molecule de apă.

Institutul Geologic al României

electrografice s-au evidenţiat urme-fragmente, iar mai apoi contururi la limita de contact rocă-film. Acestea sunt relevante pentru evidenţierea "apei higroscopice", conform cunoştinţelor din domeniul geologiei tehnice.

Rezultatul experimentelor iniţiale poate fi prezentat astfel:

rocă fără apă liberă şi/sau apă slab legată fizic	→	absenţa efectelor electrografice
rocă cu conţinut de apă liberă şi/sau apă slab legată fizic [%] (roca prelevată din mediul natural)	→	efecte electrografice variate, reversibile şi cuantificabile

Un alt rezultat l-a constituit elaborarea modelelor de simulare a proceselor de infiltraţie/exfiltraţie a apei în roci, conform schemei de mai jos :

infiltraţie (pătrundere)	→	umidificare (adăugare treptată de apă, în % din vol. pori)
exfiltraţie (expulzare)	←	uscare (pierdere treptată de apă, în % din vol. pori)

Relaţia dintre efectele electrografice reţinute pe film şi gradul de umidificare al rocii a fost analizată la roci sedimentare din categoria gresiilor şi marnelor. Când rocile sunt electrografiate aşa cum se prezintă ele după prelevarea din mediul geologic, în imaginile electrografice corespunzătoare s-au evidenţiat structuri de descărcări electrice cu o distribuţie relativ ordonată şi omogenă, acestea semnificând o stare normală, de integrare a rocii în parametrii termodinamici ai ambianţei.

Din imagini electrografice a rezultat că pătrunderea apei în rocile investigate se face gradual. Au fost evidenţiate fenomene luminescente cu o distribuţie preferenţială la limita şi în imediata vecinătate a interfeţei rocă-aer. Descărcările electrice observate pentru aceste situaţii au arătat "individualizarea" de structuri electrice specifice, neconfundabile, induse de apă. Au fost analizate elementele constitutive specifice unei structuri cu strimeri indusă de apă (fig. 1).

Au fost observate şi evidenţiate la grad de detaliu efecte electrografice speciale datorate colţurilor probelor (fig. 2).

Imaginile electrografice obţinute după umezirea totală, dar de scurtă durată a rocilor au evidenţiat constituirea unui "strat difuz" unde ionii absorbiţi se află în număr relativ crescut (fig. 3).

Interpretarea acestui fenomen se bazează pe cunoştinţele acumulate în domeniul proprietăţilor anomale ale apei, cu referire la structura dipolară şi capacitatea de disociere în ioni în prezenţa radiaţiilor cu lungimi de undă mai mici de 240 nm. Astfel, la contactul dintre particulele minerale şi cele de apă se dezvoltă un câmp electric energic, care orientează şi atrage moleculele de apă cu polul pozitiv H spre granulul mineral. In consecinţă, impresiunile fotoluminescente surprind fenomene electrice ce se desfăşoară predominant în acest strat difuz, caracterizat de proprietăţi energetice distincte. Diferenţa dintre constanta dielectrică a apei şi cea a granulului mineral joacă un rol esenţial la formarea imaginii electrografice.

Prin modelare electrografică au fost simulate şi analizate procese de infiltraţie şi exfiltraţie ale apei în roci grezoase. Imaginile corespunzătoare relevate de testele electrografice au arătat posibilităţi de caracterizare calitativă a rocii din punctul de vedere al conţinutului ei în apă liberă şi/sau apă slab legată fizic.

Imaginile electrografice, în special cele de simulare dinamică a proceselor de infiltraţie/exfiltraţie, au scos în evidenţă tendinţa de ordonare şi omogenizare pe care apa liberă şi/sau apa slab legată fizic o induc în cadrul sistemului roca-mediu ambiant.

Este necesar ca cercetarea electrografică să fie extinsă şi la alte categorii de roci, cum sunt spre exemplu, argilele.

De asemenea, se are în vedere, în extinderea investigării electrografice, testarea informaţiei petroelectrografice pe care o pot aduce/induce şi alte fluide în cadrul proceselor de migraţie în roci.

References

Nicolescu, A., Svoronos, D., Nitica, C. (1996) Petroelectrography for Permeable Rocks with Applications in the Geological Domains. First Congress of the Balkan Geophysical Soçiety, Athens, p. 400–401.

Svoronos, D., Nicolescu, A., Nitica, C. (1996) Petroelectrography. First Congress of the Balkan Geophysical Society, Athens, p. 390–391.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 320–326, Bucureşti, 1998

CERCETĂRI GEOLOGICO–INGINEREŞTI PRIVIND ALUNECĂRILE DE TEREN DIN ZONA PRAHOVA–TELEAJEN
ENGINEERING–GEOLOGICAL RESEARCHES ON THE PRAHOVA–TELEAJEN AREA LANDSLIDES

Georgeta CIOBANU, Raluca MAFTEI

Obiectul acestui studiu se încadrează într-o tematică de cercetare a fenomenelor geologico-inginereşti de pe teritoriul României care s-a iniţiat la Institutul Geologic al României în anul 1992 şi care se referă la identificarea principalelor zone afectate de instabilitate şi a cauzelor care au generat-o.

Finalizarea acestei munci de cercetare se materializează în elaborarea hărţii geologico-inginereşti, scara 1:50.000, harta alunecărilor de teren. Până acum, cercetările s-au finalizat în perimetrul Valea Oltului-Valea Teleajenului, pe porţiunea corespunzătoare Subcarpaţilor.

Harta prezentată în acest studiu cuprinde perimetrul Valea Prahovei-Valea Teleajenului. (fig. 1).

Pentru rezolvarea problemelor legate de dezvoltarea în plan a alunecărilor, a cauzelor care au dus la producerea acestor fenomene şi a măsurilor ce trebuie luate în vederea asigurării unui grad mai mare de stabilitate a versanţilor, s-a efectuat cartarea geologică-inginerească privind geomorfologia zonei studiate, litologia depozitelor, delimitarea zonelor afectate de alunecări, condiţiile hidrogeologice, etc.

Sinteza lucrărilor de cartare geologică-inginerească care constituie un instrument pe lângă harta cu alunecări de teren cuprinde: localizarea, vârsta geologică, descrierea litologică, descrierea alunecării, elemente geomorfologice, clasificarea alunecărilor, cauzele ce le-au produs, efectele acesteia şi extinderea în suprafaţă.

Baza geologică a hărţii este preluată după hărţile geologice 1:50.000 Comarnic (M. Ştefănescu, 1976) şi Slănic (M. Ştefănescu et al., 1978).

În general, formaţiunile geologice implicate în desfăşurarea fenomenelor de instabilitate sunt cele miocene care au o destul de mare răspândire în perimetrul cercetat.

Depozitele paleogene au cea mai mare răspândire în zonă, alcătuind unităţile structurale ale pintenilor de Homorâciu şi de Văleni. Depozitele miocene şi pliocene constituie umplutura cuvetelor Slănic şi Drajna şi a celor externe.

Depozitele oligocene din pintelul de Văleni apar la zi sub formă de iviri restrânse şi discontinui. Ele sunt

The subject of this study (which is included in the research programme of the engineering-geological phenomena in Romania, programme initiated by the Geological Institute of Romania in 1992) is to identify the main zones which are affected by the landslides and the principal causes that generate them.

The purpose of this research is materialized in the landslides engineering-geological map elaboration, 1:50,000 scale. Till now, the researches were carried out in the Olt-Teleajen Valleys area.

We will present in this study the engineering-geological map of the Prahova-Teleajen area (Fig. 1).

To solve the problems linked to the plane-developement of the landslides, the causes which had determined the appearence of these phenomena and the measures which must be taken to provide the greatest slope stability, we performed the engineering-geological mapping regarding the geomorphology of the studied area, the deposits lithology, the landslides affected zones delimitation, the hydrogeological conditions, etc.

The synthesis of the engineering-geological mapping which is instrument next to the landslides map includes: location, geological age, lithological description, landslide description, geomorphological, hydrogeological and hydrological elements, landslide classification, causes which generated the landslide, landslide effects and surface extension.

The geological basis of this map is taken over from the Comarnic and Slănic geological maps, scale 1:50,000 (M. Ştefănescu, Mariana Mărunţeanu, 1976, 1978).

Generally, the geological formations which are implicated in the proceeding of the instability processes had the Miocene age, with a large spreading (extension) in this area.

The Paleogene deposits had the greatest developement in this zone and formed the Homorâciu and Văleni structural subunits. The Miocene and Pliocene deposits constitue the sediments infill of the internal (Slănic and Drajna) and external sedimetary basins.

The Oligocene deposits occurred as small and discontinuous outcrops (north of Buştenari Village and

Institutul Geologic al României

163593

vizibile la nord de Buştenari şi la Telega.

Am întâlnit, de asemenea, alunecări de teren în zona de fliş intern şi extern, reprezentat prin toate etajele Cretacicului şi Eocenului (foarte rar).

Zona neogenă înglobează depozite caracteristice Miocenului şi pliocenului: argile, marne, gresii, nisipuri, silturi argiloase, brecii, gipsuri, tufuri, conglomerate. În acest sens, sunt de amintit stratele de Cornu (miocene) peste care sunt dispuse conglomeratele de Brebu.

Formaţiunile Pliocenului au extindere spre sudul perimetrului, precum şi în umplutura sinclinalelor. Caracteristicile sale pelitico-psamitice sunt, de asemenea, compatibile cu fenomenele de alunecare.

În formaţiunile cuaternare fenomenele de instabilitate sunt mai rar întâlnite. Ele fac obiectul, mai ales, al Pleistocenului inferior care este cutat.

Formaţiunile geologice prezente în zonă au un caracter predominant pelitic, argilele şi marnele întâlnindu-se cu preponderenţă în toată succesiunea stratigrafică. Argelele şi marnele sunt foarte sensibile la eroziune, volumele de roci dislocate conducând la deteriorarea echilibrului gravitaţional şi, deci, la declanşarea alunecărilor.

Harta pe care o elaborăm în acest studiu (fig. 1) are scara 1:50.000 şi face parte din hărţile geologico-inginereşti de situaţie, la scară medie. Ea întruneşte informaţii privind: condiţii geologice, structurale, tectonice, caracteristici litologice, elemente geomorfologice şi, în principal, dezvoltarea proceselor fizico-geologice actuale şi clasificarea lor (alunecări active, recent activate, vechi stabilizate, curgeri de noroi, râpe de desprindere, etc.).

Prin compararea proprietăţilor fizico-mecanice, am reuşit să grupăm toate formaţiunile în complexe cu caracteristici geotehnice asemănătoare:

- complexul rocilor sedimentare dure
- complexul rocilor din zona de molasă (neogene)
- complexul rocilor cuaternare.

Aceste complexe litologice au fost cercetate de noi prin analize de laborator geotehnic, executate de (D. Veliciu, 1996) ISPIF pe probe tulburate şi netulburate recoltate astfel încât au putut fi caracterizate din punct de vedere al granulometriei, plasticităţii, umidităţii, greutăţii volumetrice, porozităţii, gradului de saturaţie, conţinutului de carbonaţi, în special din punct de vedere al coeziunii şi unghiului de frecare intern (ultimii doi parametri fiind obţinuţi prin forfecare directă).

Din analiza mineralogică a argilelor am putut corela aria de răspândire a montmorilonitului cu fenomenele de instabilitate de mai mare amploare.

Rocile cu proprietăţi fizico-mecanice şi mineralogice asemănătoare sunt determinate ca arie de răspândire în harta zonării gelogice-inginereşti (fig. 2).

at Telega Village).

We have also seen landslides in the internal flysch zone (all Cretaceous levels and rarely Eocene deposits).

The Neogene zone includes Miocene and Pliocene deposits such as: clays, marls, sandstones, sands, argillaceous silts, breccia, gypsum, tuffs, conglomerates.

The Pliocene formations are present in the southern part of the area as in the deposits infill of the syncline. Their pelitical-psamitical characteristics are also compatible with the slide phenomena.

In the Quaternary formations, the instability phenomena are rarely present, belonging to the Lower Pleistocene (which is folded).

All the geological formations which are present in this area had a prevalent pelitic nature, the marls and the clays occurring in all the geological age succession. The marls and the clays are very sensitive to the gravitational equilibrum determination and therefore to the unleash of the landsliding.

The map, drawed up in this study, is 1:50.000 scale (Fig. 1) and is a part of the engineering-geological situation maps on a middle scale. It includes information regarding: geological, structural, tectonic conditions, lithology features, geomorphological elements and mainly the current physico-geological processes development and their classification: active, recent intesified, old stabilized landslides, mud flows, detachement cliffs, etc.

Comparing the physico-mechanical features, we have managed to group together all the formations into similar geotechnical characteristics complexes:

- the resistent sedimentary rocks complex
- the molasse zone rocks complex (Neogene age)
- the Quaternary rocks complex.

These lithological complexes have been studied by us using the geotehnical laboratory analyses (ISPIF Laboratory) on disturbed and undisturbed samples so that they could be characterized from the point of view of the granulometric aspect, plasticity, moisture, volumic weight, porosity, saturation degree, carbonic content, cohesion and friction angle (obtained by means of direct shear test).

The mineralogic clays analysis helped us to correlate the montmorillonite spreading area with the ample instability phenomena.

The rocks with similar physico-mecanical features are delimited as an extent area in the engineering-geological zoning map (Fig. 2).

The laboratory analyses results interpretation helped us to establish and to confirm the causes which determined the instability phenomena appearence.

The causes of these phenomena, in the flysh area, are generally determined by water infiltration on the bed surfaces of the clays, by the intense folding of the

Institutul Geologic al României

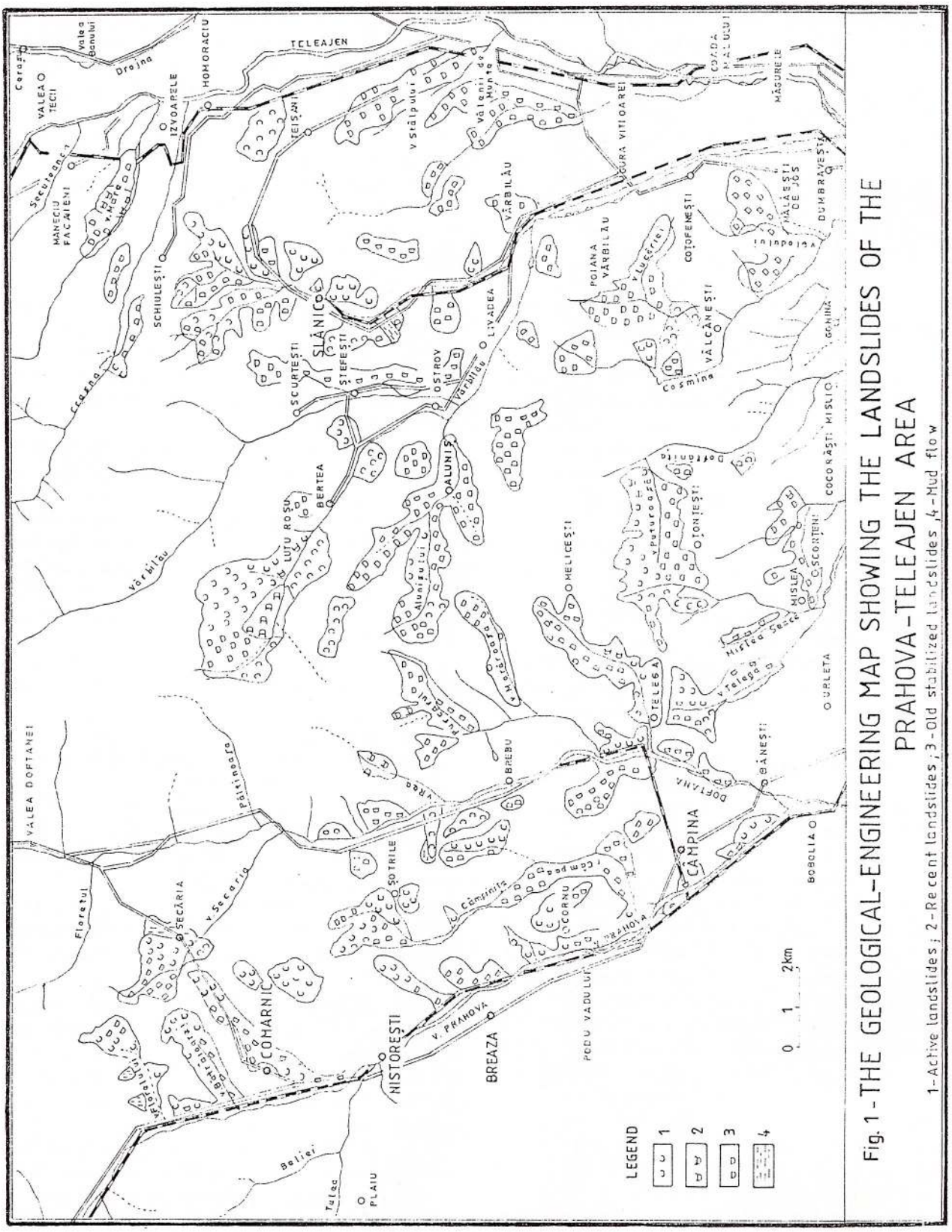


Fig. 1 - THE GEOLOGICAL-ENGINEERING MAP SHOWING THE LANDSLIDES OF THE PRAHOVA-TELEAJEN AREA

1-Active landslides; 2-Recent landslides; 3-Old stabilized landslides; 4-Mud flow

Institutul Geologic al României

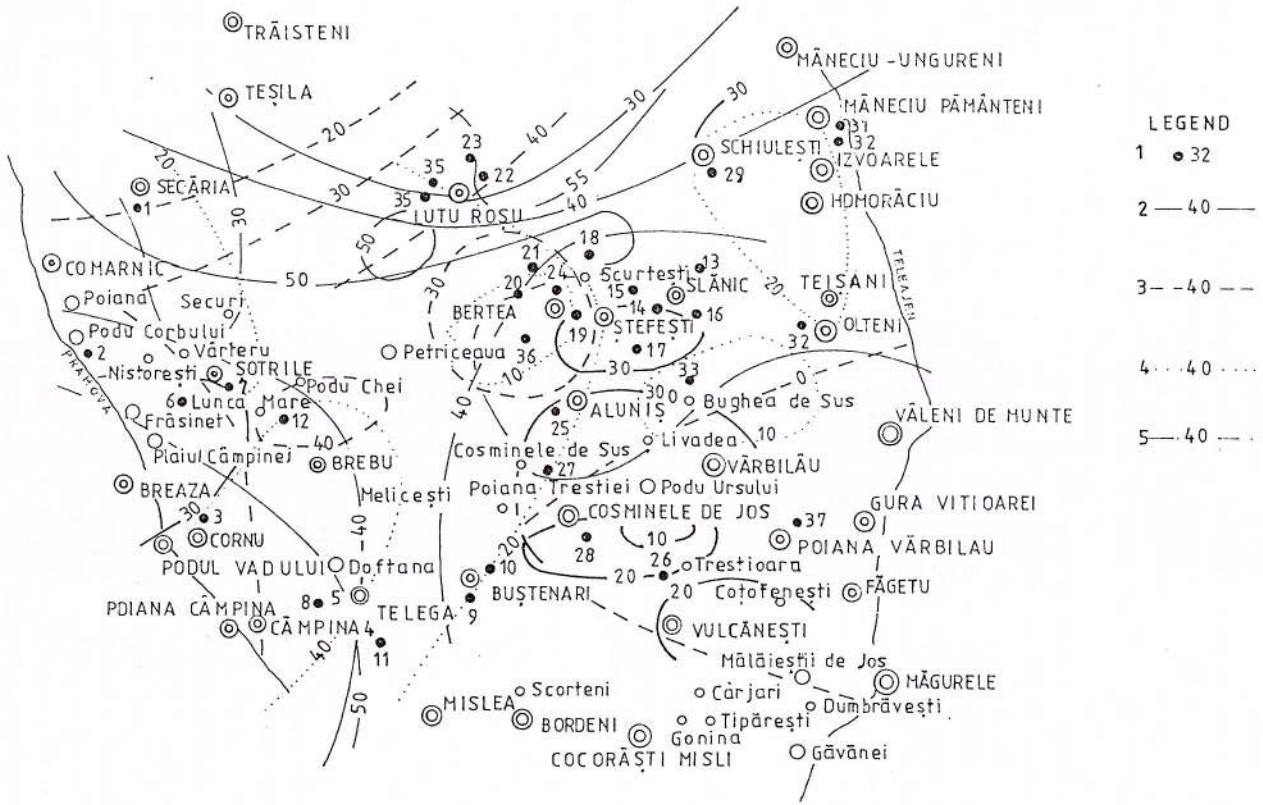


Fig. 2 - GEOLOGICAL ENGINEERING ZONING ACCORDING TO PHYSICO - MECANICAL FEATURES OF CLAYS

1-Sampling site; 2-Equal value curves for index of plasticity; 3-Equal value curves for granulometric composition; 4-Equal value curves for the montmorillonite content; 5-Equal value curves for $\phi < 0,002$ mm fraction

Institutul Geologic al României

Interpretând rezultatele analizelor de laborator, am ajuns să stabilim şi să confirmăm cauzele care au determinat apariţia fenomenelor de instabilitate.

Cauzele acestor fenomene, în fliş, sunt în general, determinate de infiltrarea apei pe feţele de strat ale argilelor, de cutarea intensă a depozitelor, de numeroase suprafeţe de discontinuitate (unghi de frecare internă şi coeziune cu valori mici).

Pentru formaţiunile neogene (în principal pliocene), cauzele principale sunt determinate de gradul de alterare, circulaţia de infiltraţie, variaţia nivelului apelor subterane şi modificarea proprietăţilor fizico-mecanice în funcţie de regimul de precipitaţii.

În sprijinul acestei afirmaţii, putem spune că prezenţa argilelor cu un indice de plasticitate foarte mare, un unghi de frecare internă mic şi lipsa coeziunii, la un grad de saturaţie foarte mare, se întâlnesc îndeosebi în zonele cele mai afectate (Buştenari, Bertea, Lutu Roşu, Trestioara, Slănic Prahova).

În zonele Slănic Prahova şi Telega am determinat prin corelarea cu proprietăţile fizico-mecanice ale rocilor, o cauză principală a alunecărilor de teren, prăbuşirile de deasupra golurilor subterane apărute în urma exploatării sării.

Complexul de roci în care este cantonată sarea, denumit "formaţiunea sării" este alcătuit printre altele şi dintr-o brecie cu liant argilos cu proprietăţi fizico-mecanice ce favorizează apariţia fenomenelor de instabilitate.

Din punct de vedere al tipului fenomenelor constatăm că cea mai mare frecvenţă o au alunecările active (insecvente şi consecvente), parţial stabilizate, feţele de desprindere şi fisurile transversale în masa alunecată (Telega, Buştenari, Lutu Roşu, Plaiul Câmpina, Slănic Prahova, Sotrile) evidenţiate pe hartă - fig. 1).

O frecvenţă mai redusă o au prăbuşirile, curgerile de noroi, ravenele (valea Floreiului, valea Bătrâioarei, Gura Beliei, Sotrile-Vf. Cucuiatul).

Pentru o imagine mai completă a dezvoltării alunecărilor de teren în perimetrul studiat am elaborat grafice de frecvenţă în funcţie de complexele litologice implicate şi în funcţie de vârsta geologică (fig. 3, 4). Din aceste grafice se observă o cantonare masivă a alunecărilor de teren în "formaţiunea sării" de vârstă miocenă. Statistica ne confirmă concluzia pe care ne-a oferit-o şi interpretarea analizelor geotehnice.

Pentru completarea informaţiilor obţinute de noi în urma cartării de suprafaţă şi a analizării probelor recoltate s-a recurs la folosirea metodelor de investigare geofizică (seismică) şi topografice (urmărirea deplasărilor orizontale şi verticale a maselor de roci).

Acestea au îmbogăţit, completat şi confirmat gama caracteristicilor geomecanice ale rocilor şi ale fenomenelor de instabilitate întâlnite pe teren.

deposits, by the numerous discontinuity surfaces (internal friction angle and cohesion with small values).

For the Neogene formations (mainly the Pliocene ones) the main causes are determined by the deterioration degree, the water infiltration circulation, the groundwater level variation, the phisico-mechanical properties alteration depending on the precipitation regime.

To support this statement, we may say that the clays with a great plasticity index, a very small internal friction angle and the cohesion absence, with a greatest saturation degree and a great moisture are situated particurarly in the most affected zones (Buştenari, Bertea, Lutu Roşu, Trestioara, Slănic Prahova).

In the Slănic Prahova and Telega areas, we determined, by correlation with the rocks physico-mechanical features, a main cause of the landslides: the rockslides above the underground voids which appear following the salt exploitation.

The rocks complexe which hosts the salt, named "the salt formation", is formed, among others, of a brecia with a clayey cement with physico-mechanical features which favours the instability phenomena appearance.

From the viewpoint of the phenomena type, it results that the active partial stabilized landslides have the highest frequency (unconsistents and consistents). There are also present the detachment surfaces and cross discontinuities into the sliding mass (Telega, Buştenari, Lutu Roşu, Plaiul Câmpina, Slănic Prahova, Sotrile, all these localities being renderd on the map, Fig. 1).

The rockslides, the mud flows, the torrent beds have a low frequency (Valea Floreiului, Valea Bătrâioarei, Gura Beliei, Sotrile, Vf. Cucuiatul).

For a more complete image of the landslides development in the studied area, we have made frequency diagrams based on the involved lythological complexes and on the geological age (Fig. 3, 4).

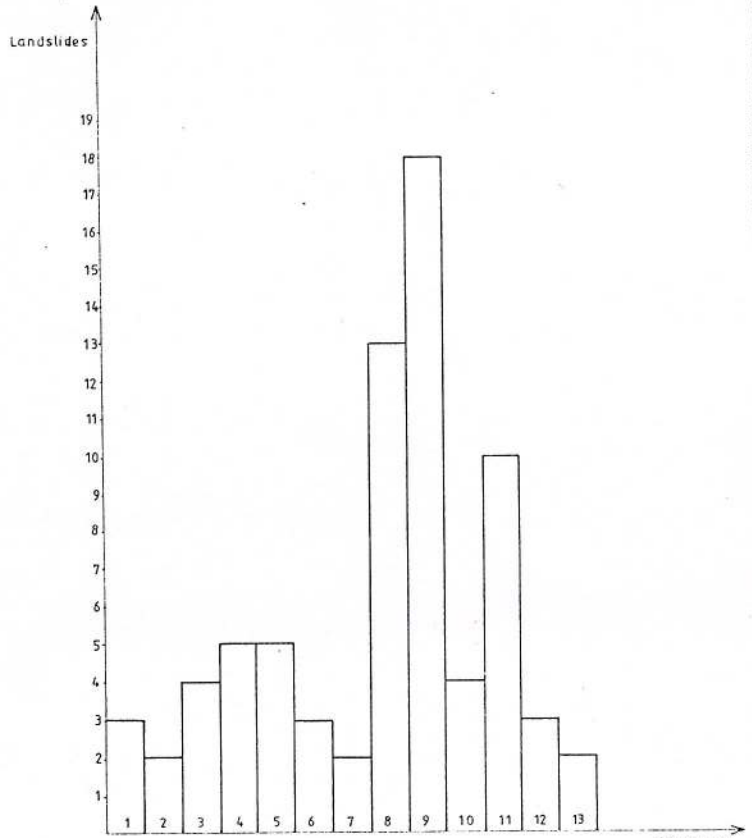
These diagrams indicate that the landslides have a high frequency into the "salt formation" (Miocene age). The statistics confirm the conclusion offered by the geotechnical analyses results interpretation.

For further information obtained as a result of the surface mapping and the samples analysis (geotechnical laboratory and RX), we have resorted to the geophysical investigation (seismic) and topography methods (following of the horizontal and vertical displaceing of the rock masses).

These data have enriched, completed and confirmed the rocks geomecanic features range and the observed instability phenomena.

The map which is presented in this study is unique because it offered, first of all, unitary image of the landslides inventory situated on a big enough surface

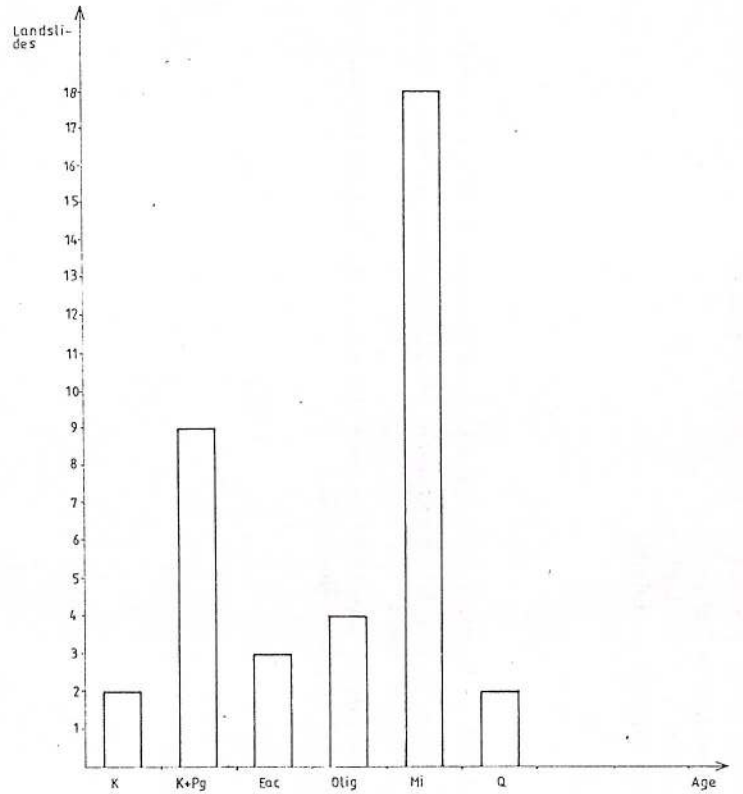
Institutul Geologic al României



THE LANDSLIDES DISTRIBUTION DEPENDING ON THE LITHOLOGICAL COMPLEXES

1-Sinaia Beds, 2-Comarnic Beds; 3-Gura Beliei Marls; 4-Sandy-marly flysch
5-Sotrile facies, 6-Brebu Conglomerates; 7-Pucioasa Beds; 8-Argillaceousshales
9-Salt formation, 10-Kliwa Sandstones; 11-Cornu Beds; 12-Negene formations
13-Alluvial deposits

Fig. 4



LANDSLIDES FREQUENCY DEPENDING ON GEOLOGICAL AGE

Fig. 3

Institutul Geologic al României

Harta prezentată în studiul de faţă este unică pentru faptul că oferă în primul rând o imagine unitară a inventarierii alunecărilor de teren pe un perimetru de o suprafaţă destul de mare (aproximativ 650 km^2), o clasificare a alunecărilor de teren, o grupare a complexelor litologice după caracteristici geotehnice asemănătoare.

(aproximately 650 km^2), a landslides classiffication, a lithological complexes grouping based on the similar geothechnical features.

References

Ştefănescu, M. (1976) Harta geologică a României scara 1:50.000, foaia Comarnic, I.G.G., Bucureşti.

— , **Rădan, S., Micu, M., Mărunţeanu, M., Ştefănescu, M. (1978)** Harta geologică a României scara 1: 50.000, foaia Slănic, I.G.G., Bucureşti.

Veliciu, D. (1996) Studiu geotehnic privind alunecările de teren din zona Subcarpaţilor Munteniei (Depresiunea Getică), C 10229/96, I.S.P.I.F., Arhiva I.G.R., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

An. Inst. Geol. Rom., 70, p. 327–328, Bucureşti, 1998

LITOTECA NAŢIONALĂ. STUDIU PENTRU COMPLETAREA ŞI SISTEMATIZAREA COLECŢIILOR
THE NATIONAL DRILL CORE SHED. THE STUDY FOR COMPLETION AND SYSTEMATIZATION OF THE COLLECTION

Ioan PETCU, Mihai ICHIM

Câteva date privind Litoteca Naţională

Incinta care adăposteşte materilaul ştiinţific, este situat în Şos. Chitilei nr 58, sector 1, Bucureşti şi are o suprafaţă utilă pentru conservare de aproximativ 1500 m^2. Materialul provenit din foraje este conservat în 18 dulapuri (tronsoane metalice) cu sertare de 1m lungime (fiecare tronson conţine între 2800 şi 3600 sertare). În total litoteca dispune de 55 840 sertare metalice. Secvenţele de foraj ce aparţin celor aproape 1 000 locaţii sunt sistematizate, în spaţiul de conservare, pe unităţi geostructurale.

De la înfiinţarea litotecii s-au efectuat de către specialiştii litotecii şi ai IGR diverse studii în vederea punerii în valoare a materialului ştiinţific. Aceste studii şi cercetări s-au referit la constituirea Litotecii Naţionale, la informatizarea acesteia, la realizarea unor studii complexe efectuate pe diferite foraje conservate. Dintre acestea amintim constituirea Atlasului litotecii, Cataloagele profilelor litologice tip ale formaţiunilor geologice, Banca de date a litotecii şi diferite cercetări efectuate de specialişti paleontologi-micropaleontologi, în vederea cunoaşterii în detaliu a problemelor ridicate de atribuirea vârstei stratelor traversate de forajele probate.

Banca de date a Litotecii Naţionale

Drumul parcurs până în prezent în constituirea băncii de date a Litotecii a urmărit cu deosebire, în afara culegerii datelor, identificarea şi analiza obiectivelor şi conţinutului etapelor de rezolvare a problemelor cu calculatorul, s-a definit astfel structura fişierelor de date şi organizarea informaţiilor în baze de date, cu structuri ierarhice, de tip reţea menite să respecte două cerinţe esenţiale: un acces rapid la informaţie şi ordonarea datelor pe criterii geologice. Astfel, fişierele constituite reprezintă părţi componenete ale programului informatic al litotecii.

Banca de date este constituită dintr-o serie de fişiere ce conţin informaţii cu caracter general (amplasarea administrativă, geografică, topografică, geologică, obiectivul forajului, documentaţia în care pot fi regăsite date despre foraj, precum şi unitatea geostructurală căreia îi aparţin formaţiunile traversate), cu

Some information about the National Drill Core Shed

The premises which to give shelter to the scientific material are situated in the 58 Chitila Street, sector 1, Bucharest and the useful surface for preservation is of about 1500 sq. m. The material obtain by drillings is preserved in 18 sideboards groups with drawers for 1 m in length (each group contains between 2800 and 3600 siderbords). The whole National Drill Core Shed contains 55,840 metallic sideboards. The drill cores belong to approximately 1,000 localities and are systematized on space for preserving on geostructurale units.

Since the foundation of the drill core shed the specialists both from the Geological Survey of Romania effectuated diverse studies with a view to putting the scientific material to good account. These studies referred to the constitution of the drill core shed, its computerization as well as to the complex investigations on the drill cores preserved. Among them it is to note ATLAS of Drill Core Shed, the CATALOGUE of the lithologic profiles of the geological formations, the Data Bank Core Shed and other researches carried out by paleontologists and micropaleontologists with a view to know in details all the problems of the age determination of the beds intercepted by drillings.

Data Bank of the National Drill Core Shed

The formation of the data bank of the drill core shed was meant to gather data, to identify and analyse the objectives and the content of the stages of solving the problems with the computer; thus, the structure of the card index was defined and the information was organized in data banks with hierarchial structures of the net type meant to answer two essential demands: a quick access to information and to keep the data in order on geological criteria. Thus, the constituted card indexes represent components of the computerization programmes of the drill core shed.

The data bank is constituted of card indexes which contain general information (administrative, geographical, topographycal and geological, the objective of the drilling, the documentation including data on the drilling, as well as the geostructural unit including

Institutul Geologic al României

caracter specific (litologie, vârsta, unitatea litostratigrafică) sau informaţii ce se referă la analizele efectuate pe secvenţele de foraj conservate şi chiar rezultatul acestora.

Studiul de etapă pe anul 1997 pentru constituirea băncii de date a Litotecii cuprinde următoarele:

– Fişierul ANALIZE (continuare a etapei anterioare) care gestionează şi prelucrează datele privind analizele efectuate pe probe din foraje conservate în Litotecă, aparţinând majorităţii unităţilor geostructurale. Volumul total al informaţiilor, cuprinse în acest fişier depăşeşte cifra de 150 000. În studiul de faţă, ca şi în cel din 1996, aceste informaţii sunt prezentate sub forma unor tabele selectate pe foraje pentru a fi mai uşor de urmărit. În aceste tabele sunt cuprinse informaţii ce aparţin celor 63 foraje nominalizate în titlul fiecărei pagini.

– Fişierul PALEO al cărui conţinut a fost prezentat şi în raportul de etapă din 1996, printr-un exemplu, cu precizarea că informaţiile cuprinse în aceste fişiere specializate pot fi consultate numai la sediul litotecii datorită volumului foarte mare de informaţii.

– Fişierul specializat ALCHIM, conţinutul căruia este ilustrat printr-un exemplu, în care sunt stocate informaţii ce se referă la rezultatul analizelor chimice, mineralogice, spectrografice etc. Exemplul înserat, în raportul de etapă (1997), se referă la forajul F. 69806 Mihai Bravu. Aceste fişiere specializate al căror conţinut se referă la rezultatul analizelor respective, le socotim foarte utile în sensul că oferă specialiştilor interesaţi, informaţii de detaliu pentru materialul conservat.

– Date privind petrografia, încadrarea geostructurală şi metalogenia coloanelor de carote foraj din Munţii Apuseni şi Carpaţii Meridionali, conservate în litotecă.

– Date privind geochimia piritelor şi zonelor de alterare hidrotermală din forajele Dl. Mare şi F52, F53 Căzăneşti.

– Sistematizarea şi conservarea celor 7 foraje achiziţionate în anul 1997; 4 foraje de la Vălenii de Munte, un foraj de la Măneciu Ungureni şi două foraje de la Trimpoiele (sect. Zlatna).

La această dată Litoteca naţională poate oferi specialiştilor material fizic pentru cercetare şi o gamă variată de informaţii privind secvenţele de foraj conservate.

the formations crossed by drillings), specific information (lithology, age, lithostratigrafical unit) or data on the analyses effectuated on drilling parts preserved and even the results of these analyses.

The study for the year 1977 for the foundation of the data bank of the drill core shed includes:

– The card index ANALISE (continuation of the previous stage) which processes the data of the analyses carried out on drill cores preserved in the drill core which belong to most of the geostructural units. The whole volume of information contained in this card index exceeds 150,000. In the present study as well as in that from 1996 the information is presented as tables selected on drillings in order to be easier to follow them. These tables include information referring to the 63 drillings nominalized in the title of each page.

– The card index PALEO, whose content was also presented in the report of 1996, includes information contained in special card indexes that can be consulted only in the drill core shed because of the large volume of data.

– The card index ANCHIM includes data on the results of the chemical, mineralogical, spectrographic analyses. The example presented in the report of 1997 is referring to the drilling F 69806 Mihai Bravu. This special card index which contains the result of these analyses is very important for the researchers because they offer detailed information on the preserved material.

– Data on petrography, geostructural setting and metallogeny of the drill core columns from the Apuseni Mountains and the South Carpathians, preserved in the drill core shed.

– Data on the geochemistry of pyrites and of the hydrothermal alteration zones in the Dealul Mare and F52, F53 Căzăneşti drillings.

– Systematization and preservation of 7 drill cores obtained in 1997: 4 drill cores from Vălenii de Munte, 1 drill core from Măneciu Ungureni, 2 drill cores from Trimpoiele (Zlatna).

Institutul Geologic al României

THE SPECIALISTS FROM G.I.R. IN 1998

FIELDS OF INTEREST

AIOANEI, Victor – SCT G, PLS A.
ALEXE, Elena – GCH, GA MD, SP.
ANASTASE, Şerban – GCH, NUC G, GA MD, INAA.
ANDĂR, Petre (Dr.) – GCH, ENV GCH, GCHL MP, MAT G, DB.
ANDREESCU, Ion – PAL, STR, TT, MOLL, SEQ STR, MGSTR, CO D G.
ANDREESCU, Raluca – GCH, ENV GCH, GA MD, SP.
ANDREI, Costin – GPH, PPH.
ANDREI, Justin – GPH, GV, PPH.
ANTONESCU, Emanuel – PALB, STR, MZ, PG, PALIN.
ASIMOPOLOS, Laurenţiu – GPH, GEL.
ATANASIU, Ligia – GPH, GV, GMG.
AVRAM, Emil (Dr.) – PAL, STR, JR, CR, AMM, TIN.
BĂCEANU, Ioan – STR, NG, SED B M.
BĂDESCU, Doru – STR, CR, PG, SED B M.
BALTREŞ, Albert (Dr.) – STR, MZ, CA F SEDL, ARCHG.
BERINDEI, Florenţa – GPH, GTH.
BERZA, Tudor (Dr.) – MAG P, MET P, SCT G.
BEŞUŢIU, Lucian (Dr.) – GPH, GMG, GV, DB.
BINDEA, Gabriel (Dr.) – M, MET P, MAG P.
BORCOŞ, Mircea (Dr.) – ML, MAG P, EC G.
BORDEA, Sever (Dr.) – STR, MZ, SED P, BX D G, SCT G.
BUNESCU, Dorin – GPH, GDS.
CIOBANU, Georgeta – E G.
CIUCĂ, Vasile – GPH, GEL.
CIULAVU, Magda – M, CL MIN.
COCIUBA, Ion – STR, MZ, SED P.
COJOCARIU, Dan George – MIN PR.
CONOVICI, Mihai – MET P, SCT P, SCT G.
CONSTANTIN, Paul – STR, PAL, PG, PIS, RM S.
COSTEA, Constantin – EL MS.
CRĂCIUN, Petre – HG, TH W, GW M.
CRISTEA, Corina – XR A.
CRISTEA, Paul – GPH, SMT.
CUCU, Gabriela – GPH, GMG.
DEMETRESCU, Emanuel (Dr.) – PALB, STR, NG, PALIN, O MSEDL.
DIACONIŢĂ, Dorina – CO DG, CO P.
DIMITRESCU, Mihaela (Dr.) – MET P, SCT G.
DINULESCU, Carmen – CO DG, CO GCH.
DOBRESCU, Anca – MAG P.
DRĂGOI, Carmen Amalia – MIN PR.
DRĂGOI, Diana Nicoleta – GPH, GV, PPH.
DUMITRESCU, Roxana (Dr.) – MAG P.
DUMITRICĂ, Cristina – GPH, GEL, RMS.
ENCIU, Petru – HSTR.
ENE, Ion - Dănălache – MIN PR.
FLORIA, Nelu – MIN PR.
FURNICĂ, Cornelia – GPH, GEL.
GĂBUDEANU, Bogdan – ML, EC G.
GAFTOI, Filofteia – GCH, GA MD, SP, ST IS.
GHEORGHE, Viorica – GCH, ENV GCH, GA MD, SP.
GHEUCĂ, Ion – LSTR, MET F, SCT G.
GRIGORE, Dan – PAL, STR, TR, AMM.

Institutul Geologic al României

GRIGORESCU, Gheorghiţa – CO P, HG.
GRIGORESCU, Ştefan – HG, GW M, GW PL.
HADNAGY, Arpad (Dr.) – SEDL, HV MIN.
HAROSA, Sever – EC G.
HÂRTOPANU, Ion (Dr.) – MET P, SCT G.
HÂRTOPANU, Paulina – M, MN MIN.
IAMANDEI, Eugenia – PALB, TT, XL.
IAMANDEI, Stănilă – PALB, TT, XL.
IANCU, Viorica – MET P.
ICHIM, Adina – MUS, P.
ICHIM, Mihai – MUS, P, ORE D.
ILINCA, Aurora – MUS, M.
ILINCA, Gheorghe – M, SPH, SPHS.
IOANE, Dumitru (Dr.) – GPH, GV, GMG, DB.
ION, Daniel – APP M.
ION, Jana (Dr.) – PAL, STR, CR, FOR.
IVANOV, Ana – GPH, GEL.
LUPU, Marcel (Dr.) – STR, MZ, SCT G.
MACALEŢ, Rodica (Dr.) – PAL, STR, NG, MOLL.
MAFTEI, Raluca – E G.
MANEA, Gina – GPH, GMG.
MANJ, Valeriu – GPH, SMT.
MANTEA, Gheorghe (Dr.) – STR, MZ, SED P, BX D G, SCT G.
MARINCEA, Ştefan (Dr.) – M, BO.
MARINESCU, Bogdan – MUS, PAL.
MĂRUNŢEANU, Mariana (Dr.) – STR, PAL, NG, NPL.
MĂRUNŢIU, Marcel (Dr.) – MAG P, MET P, OPH, GCH.
MATEESCU, Gheorghe – GPH, GMG.
MELINTE, Mihaela (Dr.) – PAL, STR, MZ, PG, NPL.
MIHĂILESCU, Nicolae – SEDL, HGCH.
MILU, Viorica – MAG P, HTH AL, ORE D, PO CP.
MOGOŞ, Elena – HG, HGCH.
MOSONYI, Emilia – MET P, SCT G.
MUNTEANU, Emilia – BSTR, HSTR.
MUNTEANU, Marian (Dr.) – MET P, ORE D, SCT G.
MUNTEANU, Tudor – STR, QT, HSTR.
MUREŞAN, Mircea (Dr.) – MET P, ORE D.
NEAGOE, Maria – GPH, DB.
NEDELCU, Liviu – ML, ORE D, MET P, SCT G.
NEGULESCU, Elena – MAG P.
NICOLAE, Ionel (Dr.) – MAG P, OPH.
NICOLESCU, Adrian – GPH, GV, BGPH.
NICOLESCU, Radu – GCH, ENV GCH, GA MD, SP.
NICULIN, Maria – GPH, GTH.
NISTOR, Horia – GPH, GEL.
NIŢICĂ, Constantin – GPH, GEL, RMS.
NIŢOI, Eugenia – MAG P.
OLTEANU, Radu (Dr.) – PAL, STR, OST, TT.
PANAIT, Cristian – HG, HGCH.
PAPAIANOPOL, Ion (Dr.) – PAL, STR, NG, MOLL.
PAPP, Delia – IS GCH.
PESTREA, Simona – PAL, STR, NG, SI MF.
PETCU, Ion – MUS, ORE D.
PETRACHE, Cristina – STR, PG, NG, SEDL, SED B M.
PINTEA, Ion (Dr.) – M, FL INCL.

Institutul Geologic al României

PISCUPESCU, Gabriel – GPH, GEL.
POP, Grigore (Dr.) – STR, PAL, MZ, TIN, SED P.
POP, Liviu – GPH, NUC GPH, RD.
POPESCU, Gheorghe (Dr.) – PAL, STR, TT, FOR.
POPESCU, Ioan – MET P, MAG P, ML, RM S.
RĂDAN, Maria – GPH, PPH, PMG.
RĂDAN, Sorin - Corneliu – GPH, PPH, PMG.
RICMAN, Călin – MET P, SCT G.
ROBU, Lucia – M, GCH.
ROBU, Nicolae – M, GCH.
ROMANESCU, Dragomir (Dr.) – GPH, PPH.
ROŞCA, Vlad (Dr.) – GPH, GV, GMG, TPH.
ROŞU, Emilian – MAG P, GCH, ML.
RUSSO - SĂNDULESCU, Doina – MUS, MAG P.
RUSU, Anatol (Dr.) – STR, PAL, PG, MOLL.
RUSU, Constantin – MIN PR.
RUSU, Emil – GPH, GEL.
SĂBĂU, Gavril – MET P, M.
SĂNDULESCU, Mircea (Acad. Dr.) – STR, MZ, TT, SCT G.
SAVU, Călin – CO DG, SEQ STR, E G.
SEGHEDI, Antoneta – MAG P, MET P, SEDL, SCT G.
SEGHEDI, Ioan (Dr.) – VOL P, VOLG.
SOARE, Andrei – GPH, GMG, DB.
SPÂNOCHE, Sever – GPH, SMT.
STAN, Nicolae (Dr.) – MAG P, GRD.
STAN, Rodica – SCT P.
STANCHIEVICI, Bogdan – GPH, SMT.
STĂNICA, Dumitru (Dr.) – GPH, GEL.
STĂNICA, Maria – GPH, GEL.
STĂNOIU, Ion – STR, PZ, MZ, CO D G, SCT G.
ŞTEFAN, Avram (Dr.) – MAG P.
STELEA, Gabriela – M, IR SP.
STELEA, Ion – MET P, SCT G.
STOIAN, Maria – GCH, NUC G, GA MD, INAA.
STRUTINSKI, Carol (Dr.) – MET P, SCT P, SCT G.
SVORONOS, Dan – GPH, GEL, BGPH.
SZACACS, Alexandru – VOLG, VOL P.
TATU, Mihai (Dr.) – MAG P, GR.
TELEMAN, Ciprian – MAG P.
ŢICLEANU, Mircea – SEQ STR, SCT G.
TIEPAC, Ioan – GCH, NUC G, GA MD, INAA.
TUDOR, George (Dr.) – DB, MET P.
UDUBAŞA, Gheorghe (Dr.) – ORE D, M.
URECHE, Ionel – MAG P.
USCĂTESCU, Anca – GCH, ENV GCH, GA MD, SP.
VAIDA, Marioara – PAL, STR.
VÂJDEA, Vasile – GPH, GEL, RMS.
VÎJDEA, Anca - Marina GPH, RMS, MAT G.
VANGHELIE. Iulian – XR A.
VELICIU, Şerban (Dr.) – GPH, GTH.
VODĂ, Alexandru (Dr.) – MET. P, ORE D, SCT G.
WANEK, Franz – PAL, OST, TT.

Institutul Geologic al României

ABBREVIATIONS

ACR	Acritarch
AMM	Ammonitina
APP M	applied mineralogy
ARCHG	archaeogeology
BGPH	biogeophysics
BO	borates
BSTR	biostratigraphy
BX D G	bauxite deposits geology
CA F SEDL	carbonatic formations sedimentology
CHIT	Chitinozoars
CL MIN	clay minerals
CO D G	coal deposits geology
CO GCH	coal geochemistry
CO P	coal petrology
CR	Cretaceous
DB	databases
E G	engineering geology
EC G	economic geology
EL MS	electron microscopy
ENV GCH	environmental geochemistry
FL IN	fluid inclusions
FOR	Foraminifera
GA MD	geoanalytical methods
GCH	geochemistry
GCHL MP	geochemical mapping
GDS	geodesy
GEL	geoelectricity
GMG	geomagnetics
GPH	geophysics
GR	granites
GRD	granitoides
GTH	geothermics
GV	gravity
GW M	groundwater modelling
GW PL	groundwater pollution
HG	hydrogeology
HGCH	hydrogeochemistry
HSTR	hydrostratigraphy
HTH AL	hydrothermal alteration
HV MIN	heavy minerals
INNA	instrumental neutron activation analysis
IR SP	IR spectroscopy
IS GCH	isotopes geochemistry
JR	Jurassic
LSTR	lithostratigraphy
M	mineralogy
MAT G	mathematical geology
MAG P	magmatic petrology
MET F	metamorphic formations

Institutul Geologic al României

MET P	metamorphic petrology
MGSTR	magnetostratigraphy
MIN PR	mineral processing
ML	metallogeny
MN MIN	manganese minerals
MOLL	Mollusca
MUS	museology
MZ	Mesozoic
NG	Neogene
NPL	Nannoplankton
NUC G	nuclear geology
NUC GPH	nuclear geophisics
O MSEDL	organic microsedimentology
OPH	ophiolites
ORE D	ore deposits
OST	Ostracoda
P	petrology
PAL	paleontology
PALB	paleobotany
PALIN	Palinomorphs
PC	Precambrian
PIS	Pisces
PLS A	paleostress analysis
PMG	paleomagnetics
PO CP	porphyry copper
PPH	petrophysics
PZ	Paleozoic
QT	Quaternary
RD	radiometry
RM S	remote sensing
SCT G	structural geology
SCT P	structural petrology
SED B M	sedimentary basin modelling
SED P	sedimentary petrology
SEDL	sedimentology
SEQ STR	sequential stratigraphy
SI MF	siliceous microfossils
SMT	seismometry
SP	spectrometry
SPH	sulphides
SPHS	sulphosalts
ST IS	stable isotopes
STR	stratigraphy
TH W	thermal waters
TIN	Tintinnids
TPH	tectonophysics
TT	Tertiary
VOL P	petrology of volcanic rocks
VOLG	volcanology
XL	xylology
XR A	X-ray analysis

Institutul Geologic al României

INDEX OF AUTHORS

A
Aioanei, V. 21
Alexandrescu, D. 135
Alexe, V. 45, 47, 49
Anastase, Ş. 200
Andăr, P. 185
Andreescu, R. 185
Antonescu, E. 56, 91, 96, 101
Asimopolos, L. 252
Atanasiu, L. 263, 271
Avram, E. 56
Axente, V. 154

B
Balintoni, I. 141
Bădescu, D. 6
Berindei, F. 236
Bindea, G. 152, 154
Bordea, S. 11
Boştinescu, S. 127

C
Ciobanu, G. 320
Ciucă, V. 306
Ciulavu, M. 15, 200
Costea, C. 118, 179, 200
Crăciun, P. 29
Cristea, C. 49
Cristea, P. 292
Cucu, G. 205

D
Dimitrescu, M. 182
Dinică, I. 172
Dobrescu, A. 187
Drăgoi, D. 277
Dumitrescu, C. 205

E
Enciu, M. 15
Enciu, P. 15, 27

F
Furnică, C. 242

G
Georgescu, A. 232
Grigore, D. 56, 81
Gheauş, M. 185
Gheorghe, V. 185
Gheuca, I. 159

H
Hadnagy, A. 15
Hârtopanu, I. 176
Hârtopanu, P. 53, 176
Hodorcă, N. 297

I
Iamandei, E. 200
Iamandei, S. 127, 200
Iancu, V. 139, 154
Ichim, M. 327
Ilinca, A. 120
Ilinca, Gh. 49
Ioane, D. 271, 277
Ion, J. 91, 96, 101
Ivanov, A. 252

L
Ledru, C. 154
Llop, C. 154

M
Macaleţ, R. 60, 108
Maftei, R. 320
Maluski, H. 154
Mantea, Gh. 11
Manea, G. 211
Marincea, Şt. 49, 123
Marinescu, Al. 283, 310
Marinescu, B. 67
Marinescu, Fl. 60
Mateescu, Gh. 205
Mărunţeanu, M. 87, 108
Melinte, M. C. 56, 91, 96, 101
Milu, V. 127
Mogoş, E. 29
Mosonyi, E. 148, 156
Munteanu, E. 36, 40, 113
Munteanu, M. 123, 196
Munteanu, M.-T. 36, 40, 113

Institutul Geologic al României

N
Nedelcu, L. 127, 200
Nedelcu-Ion, C. 232
Nicolescu, A. 247, 315
Nicolescu, R. 185
Nistor, H. 252, 259
Niţică, C-tin. 283, 310, 315
Niţoi, E. 49, 123

O
Olteanu, R. 70, 108

P
Panait, C. 29
Papaianopol, I. 60, 108
Papp, D. 156, 236
Papp, D. C. 192
Paraschivoiu, V. 127
Pestrea, S. 108
Petcu, I. 327
Pop, Gr. 76
Popa, M. 56
Popescu, I. 283, 310
Popescu, Gh. 15, 108

R
Rădan, M. 215
Rădan, S. C. 215
Robu, I. N. 43, 45, 47
Robu, L. 43, 45, 47, 200
Rogobete, M. 263, 271
Romanescu, D. 232
Rosin, V. 208, 232
Roşca, V. 263
Roşca, Vl. 297
Roşu, E. 127, 179, 200
Russo-Săndulescu, D. 120
Rusu, A. 1

S
Săbău, G. 162
Scurtu, F. 135, 302
Seghedi, I. 118
Soare, A. 205, 208, 211
Spânoche, S. 263
Stan, N. 297
Stan, R. 141
Stanchievici, B. 263
Stănică, D. 252
Stănică, M. 252
Stelea, G. 45, 49
Stelea, I. . 168
Stoian, M. 47, 120
Strutinski, C. 148, 156
Svoronos, D. 315
Szakacs, A. 118
Szasz, L. 91, 96, 101

Ş
Ştefan, A. 127, 200
Şteflea, V. 205, 208

T
Tiepac, I. 297

U
Udrescu, C. 200
Udubaşa, G. 127
Ureche, I. 236

V
Vanghelie, D. 45, 200
Vâjdea, V. 283, 310
Veliciu, Ş. 236
Visarion, C. 259
Vijdea, A.-M. 283, 310
Vodă, Al. 179, 196

Z
Zamfir, A. 236

Institutul Geologic al României

INSTRUCŢIUNI PENTRU AUTORI

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI publică raportul de activitate anual şi lucrări de sinteză.

Vor fi acceptate numai lucrările care prezintă concis şi clar informaţii noi. Manuscrisul va fi supus lecturii critice a unuia sau mai multor specialişti; după a doua revizie nesatisfăcătoare din partea autorilor va fi respins definitiv şi nu va fi înapoiat.

Manuscrisele trebuie prezentate, de regulă, în engleză sau franceză; cele prezentate în limba română trebuie să fie însoţite de un rezumat, în engleză sau franceză, de maximum 10 % din volumul manuscrisului.

Lucrările trebuie depuse, pe disketă şi text pe hârtie în două exemplare, la secretariatul Comitetului de redacţie, inclusiv ilustraţiile în original. Manuscrisul trebuie să cuprindă: textul (cu o pagină de titlu, care este şi prima pagină a lucrării), bibliografie, cuvinte cheie, abstract, ilustraţii, explicaţii ale figurilor şi planşelor, şi un sumar cu scop tehnic.

Se va adăuga o filă separată cu un colontitlu de maximum 60 semne şi un sumar, în care se va indica ierarhia titlurilor din text în clasificarea zecimală (1; 1.1; 1.1.1), care nu trebuie să depăşească patru categorii.

Textul va fi predat pe disketă, format ASCII şi două copii pe hârtie, cu un spaţiu liber de 3 cm în partea stîngă a paginii şi nu trebuie să depăşească 10 pagini (inclusiv bibliografia şi figurile).

Prima pagină a textului va cuprinde: a) titlul lucrării (concis, dar informativ), cu un spaţiu de 8 cm deasupra; b) numele întreg al autorului (autorilor); c) instituţia (instituţiile) şi adresa (adresele) pentru fiecare autor sau grup de autori; d) text.

Notele de subsol se vor numerota consecutiv.

Citările din text trebuie să includă numele autorului şi anul publicării. Exemplu: Ionescu (1970) sau (Ionescu, 1970). Pentru doi autori: Ionescu, Popescu (1969) sau (Ionescu, Popescu, 1969). Pentru mai mult de doi autori: Ionescu et al. (1980) sau (Ionescu et al., 1980). Pentru lucrările care se află sub tipar, anul publicării va fi înlocuit cu "in press". Lucrările nepublicate şi rapoartele vor fi citate în text ca şi cele publicate.

Abstractul, maximum 20 rînduri (pe filă separată), trebuie să fie în limba engleză şi să prezinte pe scurt principalele rezultate şi concluzii (nu o simplă listă cu subiecte abordate).

Cuvintele cheie (maximum 10) trebuie să fie în limba engleză sau franceză, corespunzător limbii în care este lucrarea (sau abstractul, dacă textul este în română), prezentate în succesiune de la general la specific şi dactilografiate pe pagina cu abstractul.

Bibliografia se prezintă în ordine alfabetică şi cronologică pentru autorii cu mai mult de o lucrare. Abrevierile titlului jurnalului sau ale editurii trebuie să fie conforme cu recomandările respectivelor publicaţii sau cu standardele internaţionale.

Exemple:

a) jurnale:

Giuşcă, D. (1952) Contributions à l'étude cristallochimique des niobates. *An. Com. Geol.*, XXIII, p. 259–268, Bucureşti.

– , Pavelescu, L. (1954) Contribuţii la studiul mineralogic al zăcămîntului de la Muşca. *Comm. Acad. Rom.*, IV, 11–12, p. 658–991, Bucureşti.

b) publicaţii speciale:

Strand, T. (1972) The Norwegian Caledonides. p. 1–20. In: Kulling, O., Strand, T. (eds.) Scandinavian Caledonides, 560 p., Interscience Publishers.

c) cărţi:

Bălan, M. (1976) Zăcămintele manganifere de la Iacobeni. Ed. Acad. Rom., 132 p., Bucureşti.

d) hărţi:

Ionescu, I., Popescu, P., Georgescu, G. (1990) Geological Map of Romania, scale 1:50,000, sheet Cîmpulung. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.

e) lucrări nepublicate sau rapoarte:

Dumitrescu, D., Ionescu, I., Moldoveanu, M. (1987) Report. Arch. I.G.R., Bucureşti.

Lucrările sau cărţile publicate în rusă, bulgară, sârbă etc. trebuie menţionate în bibliografie transliterînd numele şi titlurile. Exemplu:

Krasheninnikov, V. A., Basov, I. A. (1968) Stratigrafiya kainozoia. Trudy GIN, 410, 208 p., Nauka, Moskow.

Ilustraţiile (figuri şi planşe) trebuie numerotate şi prezentate în original, pe coli separate (hîrtie de calc), bune pentru reprodus. Dimensiunea liniilor, a literelor şi a simbolurilor pe figuri trebuie să fie suficient de mare pentru a putea fi citite cu uşurinţă după ce au fost reduse. Dimensiunea originalului nu trebuie să depăşească suprafaţa tipografică a paginii: lăţimea coloanei 8 cm, lăţimea paginii 16,5 cm, lungimea paginii 23 cm, pentru figuri, iar pentru planşele liniare nu trebuie să depăşească dimensiunile unei pagini simple (16,5/23 cm) sau duble (23/33 cm) şi trebuie să fie autoexplicativă (să includă titlul, autori, explicaţie etc.). Scară grafică obligatorie.

Ilustraţiile fotografice (numai alb-negru) trebuie să fie clare, cu contrast bun şi grupate pe planşe de 16/23 cm. In cadrul fiecărei planşe numărătoarea fotografiilor se repetă (de. ex. Pl. I, fig. 1, Pl. II, fig. 1).

Tabelele vor fi numerotate şi vor avea un titlu. Dimensiunea originală a tabelelor trebuie să corespundă dimensiunilor tipografice menţionate mai sus (8/16,5 sau 16,5/23).

Autorii vor primi un singur set de corectură, pe care trebuie să-l înapoieze, cu corecturile corespunzătoare, după 10 zile de la primire. Numai greşelile de tipar trebuie corectate; nu sînt acceptate modificări.

Autorii vor primi gratuit 30 de extrase pentru fiecare lucrare.

Comitetul de redacţie

Institutul Geologic al României

INSTRUCTIONS TO AUTHORS

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI publishes the annual activity report and review papers.

Only papers presenting concisely and clearly new information will be accepted. The manuscript will be submitted for critical lecture to one or several advisers. Papers will be definitely rejected after a second unsatisfactory revision by the authors. The manuscripts will not be returned to the authors even if rejected.

Manuscripts are prefered in English or French. Manuscripts submitted in Romanian will be accompanied by an abstract in English or French (maximum 10 per cent of the manuscript volume).

Papers should be submitted on diskette and typed text in duplicate to the secretary of the Editorial Board, including the reproduction ready original figures. The manuscript should comprise: text (with a title page which is the first page of it), references, key words, abstract, illustrations, captions and a summary for technical purposes.

Author(s) should add a separate sheet with a short title (colontitle) of maximum 60 strokes and a summary indicating the hierarchy of headings from the text listed in decimal classification (1; 1.1; 1.1.1) but not exceeding four categories.

Text should be on diskette, format ASCII and 2 copies, holding an empty place of 3 cm on the left side of the page. The text cannot exceed 10 typewritten pages (including references and figures).

Front page (first page of the text) should comprise: a) title of the paper (concise but informative) with an empty space of 8 cm above it; b) full name(s) of the author(s); c) institution(s) and address(es) for each author or group of authors; d) text.

Footnotes should be numbered consequtively.

Citations in the text should include the name of the author and the publication year. Example: Ionescu (1970) or (Ionescu, 1970). For two authors: Ionescu, Popescu (1969) or (Ionescu, Popescu, 1969). For more than two authors: Ionescu et al. (1980) or (Ionescu et al., 1980). For papers which are in course of print the publication year will be replaced by "in press". Unpublished papers or reports will be cited in the text like the published ones.

Abstract, of maximum 20 lines (on separate sheet), must be in English, summarizing the main results and conclusions (not a simple listing of topics).

Key words (max. 10 items), in English or French, following the language used in the text (or the Resumé if the text is in Romanian), given in succession from general to specific, should be typed on the abstract page.

References should be typed in double-line spacing, listed in alphabetical order and chronological order for authors with more than one reference. Abbreviations of journals or publishing houses should be in accordance with the recommendations of the respective publications or with the international practice.

Examples:

a) journals:

Giuşcă, D. (1952) Contributions à l'étude cristallochimique des niobates. *An. Com. Geol.*, XXIII, p. 259–268, Bucureşti.

– , Pavelescu, L. (1954) Contribuţii la studiul mineralogic al zăcămîntului de la Muşca. *Comm. Acad. Rom.*, IV, 11–12, p. 658–991, Bucureşti.

b) special issues:

Strand, T. (1972) The Norwegian Caledonides. p. 1–20. In: Kulling, O., Strand, T. (eds.) Scandinavian Caledonides, 560 p., Interscience Publishers.

c) books:

Bălan, M. (1976) Zăcămintele manganifere de la Iacobeni. Ed. Acad. Rom., 132 p., Bucureşti.

d) maps:

Ionescu, I., Popescu, P., Georgescu, G. (1990) Geological Map of Romania, scale 1:50,000, sheet Cîmpulung. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.

e) unpublished papers or reports:

Dumitrescu, D., Ionescu, I., Moldoveanu, M. (1987) Report. Arch. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.

Papers or books published in Russian, Bulgarian or Serbian etc. should be mentioned in the references transliterating the name and titles. Example:

Krasheninnikov, V. A., Basov, I. A. (1968) Stratigrafiya kainozoia. Trudy GIN, 410, 208 p., Nauka, Moskow.

Illustrations (figures and plates) must be numbered and submitted as originals on separate sheets (tracing papers), ready for reproduction. The thickness of the lines, lettering and symbols on figures should be large enough to be easily read after size-reduction. The original size should not extend beyond the print area of the page: column width 8 cm, page width 16.5 cm, page length 23 cm for figures; the width of line drawings should not extend over a single (16.5/23) or double (23/33 cm) page area and must be selfexplanatory (including title, authors, legend etc.). The graphic scale is obligatory.

Photographic illustrations (black-and-white only) must be of high quality and should be grouped into plates 16/23 cm in size. Each plate should have the photos numbered, i.e. Pl. I, Fig. 1; Pl. II, Fig. 1.

Tables should be numbered and entitled. Original size of the tables should correspond to the above mentioned (8/16.5 or 16.5/23) dimensions of the printing area.

Author(s) will receive only one set of preprint proofs which must be returned, with corrections, 10 days after receiving them. Only printing errors should be corrected, no changes in the text can be accepted.

Thirty offprints of each paper are supplied to the author(s) free of charge.

Editorial Board

Institutul Geologic al României

ACTA GEOLOGICA HUNGARICA

Editor-in-Chief: Dr. János HAAS
Editorial office: Academical Research Group, Department of Geology,
Eötvös Loránd University of Sciences
H–1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a, Hungary
Phone/Fax: (36 1) 266 4947, E-mail:haas@ludens.elte.hu

Volume 41, Number 2

Contents

J. HAAS: 150th anniversary of the Hungarian Geological Society
E. DUDICH: 150 years of the Hungarian Geological Society Part I: 1847–1971
T. KECSKEMÉTI: Foreign honorary members of the Hungarian Geological Society
P. ÁRKAI, A. BÉRCZI-MAKK, D. HAJDU: Alpine prograde and retrograde metamorphisms in an overthrusted part of the basement, Great Plain, Pannonian Basin, Eastern Hungary
GY. PANTÓ, A. DEMÉNY, B. NAGY: Fluid mixing in the Mátra and the Börzsöny ore deposits: A stable C-O-H isotope study
M. HORVÁTH: Paleobathymetrical analysis of Upper Eocene–Lower Miocene Foraminifera of the Hungarian Paleogene Basin
Á. SIEGL-FARKAS, H. SUMMESBERGER: Revision of "*Pachydiscus neubergicus* Hauer 1858", Sümeg, Transdanubian Cental Range, Hungary

.....

ACTA GEOLOGICA HUNGARICA

Please start my subscription from Vol. ... (Insert volume number) in ..... copy/ies

1998: Volume 41 (of four issues)

Subscription price/volume: USD 136.00 including postage (Airmail delivery: USD 20.00)

Orders should be addressed to: Akadémiai Kiadó Rt., Export Division
H–1519 Budapest, P.O. Box 245, Hungary; Phone/Fax: (36 1) 204 3973; E-mail: export@akkrt.hu

Prepayment is required: • Discount for agencies only: max. 15% • All pro-forma invoices are made out in USD before publication of the first issue. • Bank charges of the client's bank are to be borne by the client. • Please quote our invoice and contract number. • Cancellation: until the date of publication.

Signature: _____ Date: _____

Delivery Address: _____

_____

City: _____ Country: _____ Post Code: _____

ACTA GEOLOGICA HUNGARICA

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI
163593
BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

Toate drepturile rezervate editurii Institutului Geologic al României
All rights reserved to the Geological Institute of Romania

Editat cu sprijinul Ministerului Cercetării şi Tehnologiei –
Colegiul Consultativ pentru Cercetare Ştiinţifică şi Dezvoltare Tehnologică

Edited with the support of the Ministry of Research and Technology –
Advisory Board for Scientific Research and Technologic Development

Translation and language review by:
Adriana Năstase, Mariana Borcoş

Editorial Staff:
Anca Andăr, Gabriela Ioane

Illustration:
Paraschiv Toader

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României