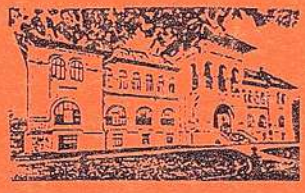
ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

ISSN 0250-2933



VOL. 69

Partea I

IGR - 90

The 90-th Anniversary Conference of the
GEOLOGICAL INSTITUTE OF ROMANIA
June 12 - 19, 1996

Raport de activitate al IGR pe anii 1994–1995
Report of GIR activity for the years 1994–1995

Institutul Geologic al României
Bucureşti – 1996

Institutul Geologic al României

GEOLOGICAL INSTITUTE OF ROMANIA

Director: G. Udubaşa

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

They supersede "Dări de Seamă ale Şedinţelor", "Memorii" 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, Florian Marinescu, Marcel Mărunţiu, Grigore Pop, Vlad Roşca, Mircea Săndulescu

Managing Editor: Anatol Rusu

Executive Secretary: Felicia Istocescu

Editorial Office:
Geological Institute of Romania
Str. Caransebeş Nr. 1
RO – 79678 Bucureşti – 32
Tel. (+40) 1 665 66 25, 665 75 30
Fax (+40) 1 312 84 44
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 No. 68.

Scientific Editor: G. Udubaşa

Advisory Board: P. Andăr, E. Avram, T. Berza, I. Hârtopanu, M. Mărunţiu, Gr. Pop, Gh. Popescu, D. Romanescu, V. Roşca, A. Rusu, 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 1996
ISSN 0250–2933
Classification index for libraries 55(058)

Printed by the Geological Institute of Romania
Bucharest

Institutul Geologic al României

CONTENTS

FOREWORD

I. THEMATIC MAPS

3 **M. SĂNDULESCU**
HISTORY OF THE DEVELOPMENT OF THE THEMATIC MAPS IN GEOSCIENCES AT THE GEOLOGICAL INSTITUTE OF ROMANIA

II. ENVIRONMENTAL AND REGIONAL GEOLOGY, HYDROGEOLOGY

9 **P. ANDĂR, I. N. ROBU, R. NICOLESCU, M. GHEAUŞ**
GEOCHEMICAL ATLAS OF ROMANIA scale 1:3,000,000

13 **I. STĂNOIU**
GEOLOGY OF THE DOMOGLED-CERNA VALLEY NATIONAL PARK AREA

18 **N. MIHĂILESCU, S. RĂDAN, C. COSTEA, I. VANGHELIE, S.C. RĂDAN, M. RĂDAN, R. GYÖNGY**
GEOECOLOGICAL RESEARCHES ON THE DANUBE-DANUBE DELTA-BLACK SEA LITTORAL-BLACK SEA SYSTEM. ASSESSMENT OF DATA FOR DEVELOPING THE CONCEPTION REGARDING THE PROTECTION OF THE CHARACTERISTIC ECOSYSTEMS

21 **N. MIHĂILESCU, C. COSTEA, S. RĂDAN, I. VANGHELIE, S.C. RĂDAN, M. RĂDAN, S. PESTREA, C. STRECHIE, I. POPESCU**
GEOLOGICAL STUDY OF THE DANUBE DELTA LAKES

23 **ŞT. BOZ, R. MAFTEI, G. CIOBANU**
CONTRIBUTIONS TO THE STUDY OF LANDSLIDES SITUATED BETWEEN ARGEŞ AND IALOMIŢA VALLEYS

26 **G. POPESCU, P. ENCIU**
STRATIGRAPHIC OBSERVATIONS ON SOME WELLS DRILLED IN SOUTH OLTENIA COUNTY

32 **P. ENCIU, S. C. RĂDAN, A. HADNAGY, M. RĂDAN, M. ENCIU**
RESULTS OF THE INVESTIGATIONS OF THE CORES FROM THE HYDROGEOLOGICAL PROSPECTION BOREHOLES IN THE DACIC BASIN

37 **G. POP**
NEW OCCURRENCES OF THE SEVERIN NAPPE IN MUNŢII ALMAJULUI (SOUTH CARPATHIANS)

41 **A. RUSU**
THE FLOREŞTI MEMBER - A NEW PRIABONIAN LITHOSTRATIGRAPHIC UNIT FROM NW TRANSYLVANIA

43 **A. RUSU, M. MELINTE, G. POPESCU M. ŞTEFĂNESCU**
NEW STRATIGRAPHIC DATA ON THE OLIGOCENE-LOWER MIOCENE DEPOSITS FROM THE GETIC DEPRESSION (WEST OF THE OLT RIVER)

49 **M. MELINTE, I. BĂCEANU**
CRETACEOUS AND TERTIARY SANDSTONES FROM THE BÂSCA CHIOJDULUI BASIN (EASTERN CARPATHIANS FLYSCH BEND)

54 **M. MUREŞAN**
THE AGE OF THE OVERTHRUST NAPPES WITH EPIMETAMORPHICS OF THE TULGHEŞ GROUP RELATED TO THE DITRĂU ALKALINE MASSIF (EAST CARPATHIANS)

Institutul Geologic al României

58 **A. BALTREŞ, E. MIRĂUTĂ**
LITHOSTRATIGRAPHIC AND BIOSTRATIGRAPHIC STUDIES IN NORTH DOBROGEA

61 **G. IONESCU**
UPPER JURASSIC/LOWER CRETACEOUS BIO-AND LITHOSTRATIGRAPHIC DATA OF THE VALANI NAPPE UNIT, CODRU NAPPE SYSTEM (NORTHERN APUSENI MTS.)

65 **J. ION**
SANTONIAN - MAASTRICHTIAN DEPOSITS IN THE DOBROGEAN SECTOR OF THE MOESIAN PLATFORM

70 **D. GRIGORE**
NEW DATA OF THE LACU ROŞU - HĂGHIMAŞ AREA

74 **P. CRĂCIUN, E. MOGOŞ, G. CIOBANU, ŞT. GRIGORESCU**
HYDROGEOLOGY OF QUATERNARY DEPOSITS IN THE PUTNA-RÂMNA INTERSTREAM

77 **ŞT. GRIGORESCU, G. GRIGORESCU, R. MAFTEI, C. DINULESCU**
AN ANALYSYS OF THE DACIC BASIN, BASED ON SIMULATION MODELS

III. MINERALOGY AND ORE PROCESSING

83 **GH. ILINCA, ŞT. MARINCEA**
BISMUTH MINERALS IN ROMANIA. VALEA SEACĂ AREA

85 **S. RĂDAN, I. VANGHELIE**
STUDY OF THE SALT AND POTASSIUM SALT ACCUMULATIONS

91 **E. MOSONYI**
COMPARATIVE STUDY OF SOME MINERALS FROM ROCKS OF DIFFERENT AGE AND EVOLUTION. 2. GARNETS FROM THE REBRA SERIES (GROUP)

93 **L. ROBU, I.N. ROBU, A. DOBRESCU, I. TIEPAC, V. TOMOŞOIU**
PETROGENETIC SIGNIFICANCE OF THE ACCESSORY MINERALS FROM GRANITOIDS (FURCĂTURA AND PETREANU BODIES)

95 **P. HÂRTOPANU, I. HÂRTOPANU, C. CRISTEA, G. STELEA, C. UDRESCU**
MINERALOGICAL STUDY OF THE METAMORPHOSED MANGANESE ACCUMULATION IN THE BISTRIŢA MTS, DADU DEPOSIT

99 **L. ROBU, M. MĂRUNŢIU, G. STELEA, I. VANGHELIE, V. TOMOŞOIU**
Mg-PHYLLOSILICARES OF SOME UTRAMAFIC BODIES FROM THE SOUTHERN CARPATHIANS

101 **L. ROBU, G. STELEA, I.N. ROBU, I. VANGHELIE, V. TOMOŞOIU**
Mg-PHYLLOSILICATES AND ASSOCIATED MINERALS IN SOME ULTRAMAFIC BODIES FROM THE SOUTHERN CARPATHIANS (MARGA ULTRAMAFIC BODY)

107 **I. ENE, L. CRISTACHE, C. RUSU, I.NIŢULESCU, D. ION**
UTILISATION POSSIBILITIES OF THE CHROMITE FROM BENIA-BREAZA

110 **I. ENE, M. BORCOŞ, C. RUSU, I. NIŢULESCU, L. CRISTACHE**
RECOVERY OF BOTH GOLD AND POTASSIUM FELDSPARS FROM ROŞIA-MONTANĂ DEPOSIT

112 **I. ENE, C. RUSU, I. NIŢULESCU, D. ION**
BENEFICIATION OF NEPHELINE SYENITE FROM DITRĂU ZONE

114 **C. RUSU, I. ENE, S. DIMA, I. NIŢULESCU, D. ION**
ON THE POSSIBILITES OF UTILISATION OF THE SLAG FROM COPŞA MICĂ METALLURGICAL PLANT

Institutul Geologic al României

116 **D. G. COJOCARIU**
TOWARDS AN INTELLIGENT CONTROL OF THE TECHNOLOGICAL FLOTATION PROCESS

120 **S. DIMA, G. DOLMANIAN, L. ILIESCU, N. FLORIA, M. FIERBÂNTU, A. BALABAN, D. ION, A. PĂRPĂRIŢĂ, T. VELEA, V. PREDICA, C. RĂDULESCU, D. TĂNASE**
RESEARCHES ON THE PROCESSING OF THE ROMANIAN NON-FEROUS ORES THROUGH A NEW EFFICIENT, NON-POLLUTING TECHNOLOGY (PYRITE ORES WITH FINE INTERGROWTHS FROM MARAMUREŞ AND BISTRIŢA MTS)

IV. PALEONTOLOGY AND BIOSTRATIGRAPHY

125 **E. AVRAM, E. ANTONESCU, M. MELINTE**
THE PALEONTOLOGIC ATLAS OF THE LOWER CRETACEOUS

130 **E. AVRAM**
SVINIŢA REGION - A REFERENCE AREA FOR THE PALEONTOLOGIC/BIOSTRATIGRAPHIC STUDIES

134 **J. ION, E. ANTONESCU, M. MELINTE, L. SZASZ**
INTERCORRELATED BIOSTRATIGRAPHY ON THE BASIS OF MACROFAUNA PLANKTONIC FORAMINIFERA, CALCAREOUS NANNOPLANKTON, DINOFLAGELLATE AND POLLEN FOR THE SANTONIAN-CAMPANIAN DEPOSITS FROM ROMANIA

140 **S. PESTREA**
COMPARATIVE SARMATIAN DIATOM ASSEMBLAGES FROM GETIC AND ZARAND AREAS AND THEIR PALEOGEOGRAPHIC AND PALEOECOLOGIC IMPLICATIONS

144 **M. MELINTE**
CALCAREOUS NANNOFOSSILS FROM THE SINAIA FORMATION (CEAHLAU NAPPE, EASTERN CARPATHIANS)

V. IGNEOUS PETROLOGY & VOLCANOLOGY

148 **E. NIŢOI, I. URECHE, A. GEORGESCU**
STUDIES FOR THE MODELLING OF INTRUSIVE MAGMATITES EMPLACEMENT: INTRUSIVE SUBVOLCANIC BODIES IN THE RODNA AND BÂRGĂU MOUNTAINS

150 **D. RUSSO-SĂNDULESCU, C. UDRESCU, M. STOIAN**
JURASSIC ALKALINE AND SUBALKALINE MAGMATITES FROM THE INNER DANUBIAN DOMAIN: GEOCHEMISTRY AND EVOLUTION

154 **C. VIERU, C. VIERU, T. STOIAN, A. DOBRESCU, V. TOMOŞOIU, M. STOIAN, G. GRABARI, I. TIEPAC**
STUDY ON THE VEIN-LIKE MAGMATITES FROM THE DANUBIAN CRYSTALLINE SERIES OF THE SOUTH CARPATHIANS

155 **A. SZAKÁCS, I. SEGHEDI**
PETROGRAPHIC AND VOLCANOLOGIC STUDY OF VOLCANIC TUFFS IN ROMANIA: THE DEJ TUFF COMPLEX

157 **A. SZAKÁCS, I. SEGHEDI**
GENETIC TYPES OF VOLCANICLASTICS IN THE CĂLIMANI-GURGHIU-HARGHITA VOLCANIC CHAIN (EAST CARPATHIANS)

Institutul Geologic al României

VI. METAMORPHIC AND STRUCTURAL PETROLOGY

160 **V. IANCU, M. MĂRUNŢIU, V. JOHAN, P. LEDRU**
STRUCTURAL DISCONTINUITIES AND HIGH-GRADE METAMORPHIC ROCKS IN THE PRE-ALPINE NAPPE STACK OF THE GETIC BASEMENT (SOUTH CARPATHIANS)

164 **V. IANCU, M. MĂRUNŢIU, V. JOHAN, P. LEDRU, CH. GILLE, J. BRETON**
THE PRE-ALPINE HIGH-GRADE METAMORPHICS FROM THE SOUTH CARPATHIANS

167 **I. HÂRTOPANU, P. HÂRTOPANU, G. STELEA, GH. ILINCA, I. VANGHELIE, C. UDRESCU**
METAMORPHIC SKARNS IN WESTERN SOUTH CARPATHIANS METAMORPHICS

170 **I. HÂRTOPANU, P. HÂRTOPANU**
COMPARATIVE PETROGENETIC STUDY OF THE REACTION SKARNS (SKARNOIDS) FROM DIFFERENT AREAS AND CONDITIONS: THE REBRA AND LAINICI-PĂIUŞ SERIES

172 **G. BINDEA, N. STAN**
BLASTOMYLONITES STUDY IN EASTERN CARPATHIANS

174 **V. IANCU, M. MĂRUNŢIU, P. LEDRU, G. COURRIOUX**
STRUCTURAL CRITERIA FOR PRE-ALPINE LITHO-TECTONIC DIVISION OF THE GETIC BASEMENT (SOUTH CARPATHIANS)

177 **I. STELEA**
RELATIONSHIPS BETWEEN STRUCTURE AND METAMORPHISM IN THE SEBEŞ-LOTRU SERIES (SEBEŞ-CIBIN MTS)

181 **C. STRUTINSKI**
METAMORPHIC FORMATIONS IN CENTRAL AND NORTH DOBROGEA FROM THE VIEWPOINT OF THE SHEAR-BELT HYPOTHESIS

185 **E. MOSONYI, C. STRUTINSKI, D. PAPP**
CHLORITOID-BEARING ROCKS IN THE RODNA MASSIF AND THEIR TECTONIC SIGNIFICANCE

188 **C. STRUTINSKI, E. MOSONYI**
VARIATION OF METAMORPHIC GRADE IN THE REBRA SERIES FROM THE NORTH-WESTERN PART OF THE RODNA MASSIF

190 **G. SĂBĂU, I. GHEUCA**
THE LITHOSTRATIGRAPHIC AND TECTONIC STRUCTURE OF THE LOTRU SERIES

194 **M. MUREŞAN**
LITHOSTRATIGRAPHY AND TECTONICS OF THE TULGHEŞ GROUP EPIMETAMORPHICS FROM THE TULGHEŞ-HAGOTA REGION (EAST CARPATHIANS)

198 **M. CONOVICI**
SPATIAL RELATIONSHIP BETWEEN METAMORPHIC ZONALITIES, FOLDS AND TECTONIC UNCONFORMITIES IN THE GETIC POLYMETAMORPHIC BASEMENT OH THE GODEANU MOUNTAINS

204 **I. DINICĂ**
STRUCTURAL EVOLUTION OF THE METAMORPHICS IN THE CIBIN MOUNTAINS

207 **I. DINICĂ, D. PANĂ, M. CONOVICI, E. ROŞU**
ALPINE DYNAMIC METAMORPHISM IN THE MUREŞ ZONE

211 **I. STELEA**
Fe-Ti OXIDES IN DYNAMIC METAMORPHISM WITHIN THE SEBEŞ-LOTRU SERIES (SEBEŞ-CIBIN MTS)

Institutul Geologic al României

215 **L. NEDELCU**
ALPINE DEFORMATIONAL MECHANISM OF THE FĂGĂRAŞ MTS. A HYPOTHESIS

218 **A. SEGHEDI, GH. OAIE, M. MĂRUNŢIU, M. CIULAVU, S. RĂDAN I. VANGHELIE, A. ŞERBĂNESCU**
ALPINE METAMORPHISM IN THE SOUTH CARPATHIANS

221 **A. SEGHEDI, GH. OAIE, S. RĂDAN, M. CIULAVU, I. VANGHELIE**
ALPINE METAMORPHISM IN ROMANIA

VII. ROCK GEOCHEMISTRY

223 **T. BERZA, P. ANDĂR, M. TATU**
GEOCHEMISTRY OF GRANITOIDS FROM SOUTH CARPATHIANS: TISMANA REVISITED

225 **M. MĂRUNŢIU, V. IANCU, V. ALEXE, M. STOIAN**
GEOCHEMISTRY OF THE METAMAGMATIC ROCKS IN THE GETIC-SUPRAGETIC DOMAIN OF THE SOUTH CARPATHIANS

229 **I. NICOLAE. M. ICHIM. P. HÂRTOPANU, Ş. ANASTASE, M. STOIAN I. TIEPAC, V. ALEXE, C. UDRESCU**
GEOCHEMISTRY OF THE ALPINE OPHIOLITIC ROCKS IN THE APUSENI MTS (TRASCĂU MTS)

233 **E. ROŞU, A. ŞTEFAN, P. ANDĂR, S. IAMANDEI, E. IAMANDEI M. STOIAN. G. GRABARI, I. TIEPAC, V. ALEXE, C. UDRESCU**
GEOCHEMISTRY OF THE NEOGENE VOLCANICS IN THE SOUTH APUSENI MOUNTAINS

VIII. METALLOGENY AND RELATED PROCESSES

236 **M. BORCOŞ, J. ANDREI, R. CRAHMALIUC, B. GĂBUDEANU, C. STANCIU, A. CRAHMALIUC, V. MILU, E. IAMANDEI, S. IAMANDEI, A. GEORGESCU, E. SZABO, C. ANDREI, D. RĂDULESCU, I. MĂLDĂRESCU, C. CALOTĂ, D. ION, J.P. MILESI, E. MARCOUX, P. PIANTONE, A. GENNA, P. NEHLIG**
L'ANALYSE STRUCTURAL-MÉTALLOGENIQUE DE LA RÉGION VOLCANIQUE NÉOGÈNE D'OAŞ-GUTÂI-ŢIBLEŞ (APERÇU SPECIAL SUR LE MASSIF GUTÂI)

249 **M. TATU, L. ROBU, N. ROBU, A. DOBRESCU, A. ŞERBĂNESCU M. STOIAN, C. FEKÉTE, Ş. ANASTASE**
GREISENISATION PROCESSES ASSOCIATED WITH THE GRANITOIDS FROM ROMANIA (NORTH DOBROGEA)

251 **A. ŞTEFAN, E. ROŞU, G. UDUBAŞA, L. NEDELCU, V. PARASCHIVOIU, V. MILU, S. BOŞTINESCU, S. IAMANDEI, E. IAMANDEI**
ALPINE INTRUSIVE BRECCIAS AND RELATED MINERALIZATIONS IN THE APUSENI MOUNTAINS

255 **L. NEDELCU, E. ROŞU, C. COSTEA, Ş. ANASTASE, C. UDRESCU, I. VANGHELIE**
NEOGENE INTRUSIVE BRECCIAS AND RELATED METALLOGENESIS IN THE BAIA MARE AREA

259 **C. STANCIU**
HYDROTHERMAL ALTERATION ZONES INTERCEPTED BY BOREHOLES IN THE NEOGENE VOLCANICS OF THE EAST CARPATHIANS

262 **A. VODĂ, M. MUNTEANU**
STRUCTURAL AND METALLOGENETIC STUDY OF THE METAMORPHIC ROCKS FROM BROŞTENI-BORCA REGION

265 **A. VODĂ, M. MUNTEANU**
LITHOSTRATIGRAPHIC, STRUCTURAL AND METALLOGENETIC CORRELATIONS IN THE EAST CARPATHIANS CRYSTALLINE-MESOZOIC ZONE

Institutul Geologic al României

IX. GEOMAGNETISM AND ROCK MAGNETISM

268 **D. ROMANESCU, V. STOENESCU, E. SZABO, A. GEORGESCU, V. ROSIN, M. GHIŢĂ, M. MUREŞAN**
MAGNETIC PROPERTIES AND DENSITIES OF METAMORPHIC AND IGNEOUS ROCKS FROM THE CRYSTALLINE-MESOZOIC ZONE, SOUTH GURGHIU AND NORTH HARGHITA MTS

272 **S.C.RĂDAN, M. RĂDAN**
PALAEOMAGNETISM AND ROCK MAGNETISM OF COAL BEARING FORMATIONS: APPLICATIONS AND IMPLICATIONS

X. DEEP STRUCTURE INVESTIGATIONS

277 **D. STĂNICĂ, M. STĂNICĂ, L. ASIMOPOLOS, A. IVANOV, H. NISTOR C. VISARION**
STUDIES BY MAGNETOTELLURIC SOUNDINGS IN NEW AND PROSPECTIVE ZONES HAVING GENETIC CONDITIONS FAVOURABLE TO THE ACCUMULATION OF MINERAL METALLIFEROUS RESOURCES IN BAIA MARE ZONE

280 **D. STĂNICĂ, M. STĂNICĂ, AL. BALEA, A, IVANOV**
STUDIES BY MAGNETOTELLURIC SOUDINGS IN NEW AND PROSPECTIVE ZONES HAVING GENETICAL CONDITIONS FAVOURABLE FOR THE ACCUMULATION OF THE METALLIFEROUS ORE DEPOSITS - BAIA MARE ZONE

283 **P. CRISTEA, B. STANCHEVICI, G. ION**
EXPERIMENTAL SEISMIC RESEARCHES IN ZONES WITH COMPLICATED PHYSICAL AND GEOLOGICAL CONDITIONS FOR IDENTIFYING DEEP GEOLOGICAL DISCONTINUITIES

286 **A. NICOLESCU, M. VIHRISTENCU**
ROMANIA'S GRAVITY MAP, SCALE 1:50 000, SHEETS NAGHILETA, MARGHITA, TASNAD, POCIAIESTAR, SALARD AND POPEŞTI

288 **S. SPÂNOCHE**
TECTONICS–SEISMICITY CONNECTIONS SOUTH–EAST OF THE CARPATHIANS BEND ZONE

294 **P. CRISTEA, B. STANCHIEVICI, D. IOANE, V. ROŞCA, F. SCURTU, L. ATANASIU**
SEISMIC, GRAVITY, AND MAGNETIC RESEARCHES

301 **D. STĂNICĂ, M. STĂNICĂ, A. IVANOV, AL. BALEA, H. NISTOR**
MAGNETOTELLURIC RESEARCHES

XI. APPLIED GEOPHYSICS AND REMOTE SENSING

306 **D. IOANE, J. ANDREI**
ON THE APPLICABILITY OF MERCUROMETRY IN LOCATING HYDROCARBON ACCUMULATIONS

310 **L. PODOLEANU**
GEOPHYSICAL LOGGING BOREHOLE APPLIED TO CAPITALIZATION, POSITION AND PRESERVING OF UNDERGROUND WATER RESOURCES

311 **L. BEŞUŢIU, R.G. DIMITRIU, A. NICOLESCU, D. SVORONOS, M. VIHRISTENCU**
SHALLOW WATERS GEOPHYSICAL AND BIOGEOPHYSICAL INVESTIGATIONS

314 **I. POPESCU, C. NIŢICĂ, A. MARINESCU**
APPLICATION OF THE SATELLITE IMAGES PROCESSING METHODS AND GEOGRAPHIC INFORMATIONAL SYSTEM (GIS) IN THE GEOLOGICAL SURVEY


Institutul Geologic al României

XII. BIOPHYSICS AND " PETROELECTROGRAPHY"

316 D. SVORONOS, A. NICOLESCU, C. NIŢICĂ
STUDY OF THE MAN-GEOLOGICAL ENVIRONMENT INTERACTION PHENOMENA WITH APPLICATIONS IN THE GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL RESEARCH

319 D. SVORONOS, A. NICOLESCU, C. NIŢICĂ
PETROELECTROGRAPHY FOR PERMEABLE ROCKS

XIII. MISCELLANEOUS

324 S.C. RĂDAN, M. RĂDAN, S. RĂDAN, I. ANDREESCU, I. VANGHELIE
MAGNETOSTRATIGRAPHIC AND MINERALOGICAL STUDY OF DACIAN-ROMANIAN FORMATIONS FROM MEHEDINTI AREA: TOWARDS THE SYNONYMOUS NAMING OF LIGNITE BEDS RELATED TO THE MOTRU ZONE

332 A. MIHĂILESCU, M. WOINAROSKI, GH. BUMBAC, C. ONICĂ, P. NICULAE
RESEARCHES, STUDIES AND DESIGNS FOR THE TECHNOLOGICAL IMPROVEMENT IN THE GEOLOGICAL DRILLING FIELD

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PREFAŢĂ
FOREWORD

Începând cu acest volum "Anuarul Institutului Geologic al României" are un nou design şi un nou conţinut. În primul rând acesta va cuprinde un raport anual de activitate (ştiinţifică, documentară, organizatorică, de cooperare internaţională, etc.) şi, ocazional, lucrări de sinteză ce se referă la subiecte ce nu pot fi incluse în nici unul din volumele de specialitate Romanian Journal (of Mineralogy, of Petrology etc.).

Prima parte a volumului 69 include o prezentare generală a activităţii ştiinţifice desfăşurată de cercetătorii institutului în ultimii doi ani. Rezumatele rapoartelor anuale acoperă practic toate domeniile de cercetare de care se ocupă în mod curent institutul nostru. Acestea sunt complexe, începând cu cartarea geologică, geofizică şi geochimică şi până la preocupări mai sofisticate, cum ar fi teledetecţia, geotermia, biofizica etc., ca şi multe alte domenii ale dezvoltării ştiinţifice de bază, i.e. mineralogia, paleontologia, petrologia, petrofizica şi tehnologii de prelucrare a minereurilor. Succesiunea prezentării datelor nu înseamnă o ierarhizare a problemelor. Toate subiectele incluse în Programul ştiinţific al institutului au fost selecţionate cu atenţie şi au aproape aceeaşi importanţă, cu condiţia ca ele să aibă ca rezultat noi idei, noi metode de cercetare sau îmbunătăţirea lor, sau să reprezinte o bază solidă pentru cooperarea internaţională.

Realizările ştiinţifice ale Institutului Geologic al României, care joacă rolul unei instituţii de tip Geological Survey, sunt impresionante şi subliniază, o dată în plus, rolul major al institutului în dezvoltarea ştiinţelor geologice în ţara noastră. Cei 300 de cercetători ai institutului reprezintă cea mai puternică echipă ştiinţifică din ţară. Rezultatele obţinute provin în cea mai mare parte din potenţialul ştiinţific intern, la care se adaugă cooperarea internaţională. Mulţi cercetători participă la programe de cooperare internaţională (IGCP, CEI, EC, NATO, etc.) care, pe lângă contactele ştiinţifice multi- şi bilaterale, au contribuit mult la îmbunătăţirea activităţii generale. Participarea sporită la congrese, simpozioane şi workshop-uri în străinătate reprezintă un punct pozitiv în această privinţă. De asemenea institutul a organizat numeroase întâlniri ştiinţifice cu participare internaţională (ALCAPA, Proiect IGCP 354, Mineralogie, etc.), dovedind astfel vocaţia sa internaţională. Rapoartele asupra acestor activităţi vor fi prezentate în partea a doua a acestui volum.

Starting with the present volume, the "Anuarul Institutului Geologic al României" is given both a new design and a new content. First of all, it will contain the annual report of activity (scientific, documentary, organizing, international cooperation, etc.) and occasionally review papers covering topics not suitable for the specialized Romanian Journals (of Mineralogy, of Petrology, etc.).

The first part of the volume 69 includes an overview of the scientific activity carried out by the institute people in the last two years. The extended abstracts of the annual reports practically cover all the fields of researches usually unfolded in our institute. They are manysided, starting with the geological, geophysical and geochemical mapping to such new and more sophisticated concerns as remote sensing, geothermics, biophysics, etc., as well as several aspects of base science development, e.g. mineralogy, paleontology petrology, petrophysics and ore processing technologies. The succession of presenting the data is in no way thought to give a rank of the matters. All the topics included in the Scientific Programme of the institute were carefully selected and have nearly the same rank, provided they result in new ideas, new methods of investigation or their improvements or represent a sound basis for international cooperation.

The scientific achievements of the Geological Institute of Romania, which largely fulfils the role of a Geological Survey of the country, are quite impressive and suggest again the major role of the institute in the development of the geological sciences in Romania. With about 300 scientists, the Geological Institute of Romania has the most powerful scientific team in the country. The results obtained derive mostly from the internal scientific potential, to which international cooperation significantly adds. Many scientists of the institute are involved in several international cooperation programmes (IGCP, CEI, EC, NATO etc) and the increasing scientific contacts on a multi- and bilateral basis contributed much to the enhancement of the overall activity. Increasing attendance at congresses, symposia and workshops abroad is an additional positive point in this respect. Nevertheless, the institute itself was able to organize also several scientific meetings with international participation (ALCAPA, IGCP Project 354, Mineralogy etc) proving thus its international vocation. Reports thereupon should be presented in the second part of this volume.

Institutul Geologic al României

Spectrul activităţilor desfăşurate de Institutul Geologic al României a variat în timp, realizând un echilibru între dezvoltarea ştiinţifică de bază şi cercetările aplicate, fapt care a reprezentat mult timp o problemă de conjunctură. Imediat după 1993, când institutul a început să funcţioneze sub egida Ministerului Cercetării şi Tehnologiei, Institutul Geologic al României a obţinut adevărata autonomie ştiinţifică şi organizatorică. Programele de cercetare pe termen lung, elaborate de Consiliul ştiinţific al institutului, au fost subvenţionate cu generozitate de către minister. Consiliul de conducere al institutului recunoaşte acest vot de încredere şi înţelegerea statutului său real printre institutele de cercetare din ţară.

Contribuţiile prezentate în continuare sper să scoată în evidenţă nivelul bun al activităţii ştiinţifice desfăşurată de institut, ca o continuare a tradiţiei de 90 de ani şi ca bază a dezvoltării viitoare.

Dr. Gheorghe Udubaşa, Director
Membru al Academiei Române

The spectrum of the activities carried on by the Geological Institute of Romania varied in time with balancing base science development and applied researches, a fact which was long time merely a matter of conjuncture. Just after 1993, when the institute started to work under the aegis of the Ministry of Research and Technology, the Geological Institute of Romania has obtained a real scientific and organizing autonomy. The long time research programmes were worked out by the Scientific Council of the institute generously subsidized by our Ministry. The managing staff of the institute acknowledges this vote of confidence and the understanding of its real status among the research institutes of the country.

The contributions presented below hopefully reveal a good level of the scientific work done in the institute, as a continuation of the 90 years tradition and as a basis for future development.

Dr. Gheorghe Udubaşa, Director
Member of the Romanian Academy

Institutul Geologic al României

ISTORIA DEZVOLTĂRII HĂRŢILOR TEMATICE ÎN GEOŞTIINŢE LA INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI
HISTORY OF THE DEVELOPMENT OF THE THEMATIC MAPS IN GEOSCIENCES AT THE GEOLOGICAL INSTITUTE OF ROMANIA

M. SĂNDULESCU

Una dintre cele mai importante sarcini pe care le-a avut Institutul Geologic al României încă de la înfiinţare, şi chiar înainte, în ceea ce se poate numi "proto-Institutul Geologic", adică Biroul Geologic, a fost şi rămâne elaborarea, inclusiv lucrările de teren, şi editarea hărţilor tematice în geoştiinţe, mai ales în geologie, geofizică şi – până acum două decade – agrogeologie (pedologie).

La cel de-al doilea Congres Geologic Internaţional, la Bologna în Italia (1881), a fost înfiinţată Comisia Hărţii Geologice Internaţionale a Europei. Gregoriu Ştefănescu, unul dintre fondatorii acestei Comisii, a putut în consecinţă să demonstreze administraţiei de atunci a României importanţa unei instituţii a statului, însărcinată cu elaborarea hărţii geologice a ţării. Astfel s-a născut Biroul Geologic. Acesta a realizat o hartă geologică la scara 1:20.000.000, care a fost tipărită la Viena în 1897. Biroul Geologic şi-a întrerupt activitatea în anul 1897, dar aceasta a continuat în cadrul Serviciului de Mine ca un Laborator de Geologie, care a lucrat, de asemenea, pentru editarea hărţilor geologice.

Puţin timp după înfiinţarea Institutului Geologic al României, în 1909, a fost editată Harta Agrogeologică generală a României, scara 1:50.000, care este a doua hartă de acest tip realizată în întreaga lume, după cele ruseşti. La o scară mai mică, 1:1.500.000, s-a publicat mai târziu, în 1927, Harta Agrogeologică a României întregite.

După al doilea război mondial în România întregită activitatea privind hărţile tematice s-a amplificat şi diversificat. S-a decis ca harta geologică a ţării să fie realizată la scara 1:500.000, cuprinzând 6 foi. Aceasta a fost una dintre primele priorităţi ale Institutului Geologic, prima versiune a hărţii fiind încheiată la începutul anilor '30. Imprimarea acestei hărţi a început în 1936, dar s-a terminat abia în 1958. În schimb, în 1927, a fost imprimată Harta Geologică a României, scara 1:1.500.000, sub direcţia lui Mrazec şi redactată de I. Atanasiu şi E. Jekelius. Această hartă a fost expusă ca machetă la Congresul Geologic Internaţional de la Madrid (1926) şi a fost integrată în

One of the most important task of the Geological Institute of Romania, since 1906 and even before, in what may be named the "proto Geological Institute", namely the Geological Bureau, was and still is the compiling, field work included, and editing of thematic map in geosciences, mainly geology, geophysics and, util two decades age, agrogeology (pedology).

At the 2nd International Geological Congress held in Bologna (Italy) in 1881 the Commission of the International Geological Map of Europe was set up. Gregoriu Ştefănescu, one of the founders of the Commission, demonstrated consequent to the Romanian administration at that time the importance of a state institution charged with the compilation of a geological map of the country. The Geological Bureau was thus founded in 1882. It dealt with the compilation of a geological map scale 1:2,000,000, which was printed in Vienna in 1897. The Geological Bureau ceased its activity in 1897, but the geological activity continued within the Service of Mines as a Geological Laboratory which worked also for geological mappings.

Soon after the foundation of the Geological Institute of Romania, the Agrogeological General Map of Romania scale 1:500,000 was edited, in 1909, which is the second map of this type printed in the whole world, after the Russian ones. To a larged scale, 1:1,500,000, the Agrogeological Map of the entire Romania was published in 1927.

After the First World War in the entire Romanian the activity concerning the thematic maps in geosciences grows larger and more diversified. It was decided that the Geological Map of the country should be at the scale 1:500,000, with 6 sheets. It was one of the first priorities of the Geological Institute, the first version being finished in the early '30s. The printing of this map started in 1938 but was finished only in 1958. In turn in 1927 the Geological Map of Romania scale 1:1,500,000 was printed directed by L. Mrazec and compiled by I. Atanasiu and E. Jekelius. This map was exhibited at the International Geological Congress in Madrid (1926) and was integrated in the second edition of the International Geological Map of Europe.

Institutul Geologic al României

cea de-a doua ediţie a Hărţii Geologice a Europei. În acelaşi an a fost publicată şi Harta Agrogeologică a României, scara 1:1.500.000, sub direcţia lui G. Munteanu-Murgoci şi redacţia lui P. Enculescu, Em. Protopescu-Pake şi T. Seidel.

La mijlocul anilor '20 s-a hotărât publicarea "Atlasului Fiziografic şi Statistic al României". Primele două hărţi ale acestui Atlas au fost cea Geologică şi cea Agrogeologică. În 1929, sub direcţia lui Mrazec a fost publicată Harta Orografică a României. De asemenea, au fost publicate mai multe hărţi statistice la scara 1:1.000.000: Harta Forţei şi Debitului Hidraulic Minim (1926), autor M. Sofian; Harta Zăcămintelor şi Rezervelor de Fer, Crom, Mangan şi Pirită (1931), de Th. Ghiţulescu şi I. Gavăt, cât şi Harta Zăcămintelor şi Rezervelor de Cărbuni (1931). Harta Carierelor din România, scara 1:100.000, de R. Cădere, a fost publicată în timpul deceniului al 4-lea.

Cartografia geologică de detaliu s-a dezvoltat mult în deceniile 3 şi 4. Mai multe foi (Câmpina, Soimari, Moreni, Vălenii de Munte) ale hărţii geologice scara 1:50.000, au fost publicate, însă acest proiect a fost abandonat. În schimb au apărut multe hărţi regionale la scara 1:50.000 sau 1:25.000, publicate în Anuarul Institutului Geologic. Ele au stat la baza cunoaşterii geologice moderne a României. Printre altele, aceste hărţi privesc regiunea Tulgheş de I. Atanasiu, Ocnele de Fier-Bocşa Montană de A. Codarcea, Munţii Trascău de M. Ilie, munţii Hăghimaş-Ciuc de I. Băncilă, Valea Prahovei de G. Murgeanu, Valea Teleajenului de M. G. Filipescu, regiunea Braşovului de E. Jekelius, Munţii Codru-Moma de M. Paucă, Munţii Pădurea Craiului şi Munţii Rodnei, ambele de Th. Kräutner, Masivul Bucegi şi Dâmbovicioara de N. Oncescu, Munţii Metaliferi de Th. Ghiţulescu şi M. Socolescu, Munţii Vâlcan de I. Manolescu, Munţii Parâng de V. Paliuc, Munţii Ţarcu de N. Gherasi, Munţii Bistriţei de M. Savul etc. Toate aceste hărţi au fost incluse în Harta Geologică la scara 1:500.000, constituind scheletul acesteia.

Structura complexă a Carpaţilor, dar şi a Dobrogei de Nord, au stimulat, încă de la începutul secolului al 20-lea elaborarea de hărţi (schiţe) tectonice. Prima poate fi considerată harta tectonică a Carpaţilor Meridionali de G. Munteanu-Murgoci, care nu a fost publicată, dar a fost prezentată la Congresul Geologic Internaţional de la Stockholm din 1905. Ea a fost urmată de harta tectonică a pânzelor din Carpaţii Orientali (1911) de L. Mrazec şi I. Popescu-Voiteşti. Schiţa tectonică a României de L. Mrazec şi I. Popescu-Voiteşti (1914) este de fapt o sinteză structurală a jumătăţii estice a ariei carpatice şi a forlandului ei, scoţând în evidenţă polaritatea orogenică a Carpaţilor şi cele mai importante fracturi crustale ale Forlandului. I. Popescu-Voiteşti (1921) îmbunătăţeşte această hartă şi realizează o corelare cu structura Alpilor Ori-

In the same year (1927) the Agrogeological Map of Romania, scale 1:1,500,000 was also published, directed by G. Munteanu-Murgoci and compiled by P. Enculescu, Em. Protopopescu-Pake and T. Seidel.

In the middle of the '20s it was decided to publish the "Physiographic and Statistic Atlas of Romania". The first two maps of this Atlas were the Geological and the agrogeological ones. In 1929, under the direction of L. Mrazec, the Orographic Map of Romania was published. Several statistical maps, scale 1:1,000,000 were published: Map of the Minima Hydraulic Forces and Discharge (1926) by M. Sofian, Map of iron, chrome, manganese and pyrite deposits and reserves (1931) by Th. Ghiţulescu and I. Gavăţ as well as the Map of Coal Deposits and Reserves (1931). The Map of the Quarries of Romania, scale 1:100,000 by R. Cădere was published during the 4th decade.

The detailed geological cartography largely developed in the 3rd and 4th decades. Several sheets of the map scale 1:50,000 were published, Câmpina, Soimari, Moreni, Văleni de Munte etc.) but the project was abandoned. In turn detailed regional maps, scale 1:50,000 or 1:25,000 were published in the "Anuarul Institutului Geologic" They were the base of the modern knowledge of the Romanian geology. Among other areas they were concerned with the Tulgheş area by I. Atanasiu, Ocna de Fer-Bocşa Montană by A. Codarcea, Trascău Mts by Mircea Ilie, Hăghimaş-Ciuc Mts by I. Băncilă, Prahova Valley by G. Murgeanu, Teleajen Valley by M. G. Filipescu, Braşov region by E. Jekelius, Codru-Moma Mts by M. Paucă, Pădurea Craiului Mts and Rodna Mts both by Th. Kräutner, Bucegi Mts and Dâmbovicioara area by N. Oncescu, Metaliferi Mts by Th. Ghiţulescu and M. Socolescu, Vâlcan Mts by I. Manolescu, Ţarcu Mts by N. Gherasi, Parâng Mts by V. Paliuc, Bistriţa Mts by M. Savul, etc. etc. etc. All these maps were included in the Geological Map, scale 1:500,000 constituting the skeleton of it.

The complex structure of the Carpathians but also of the North Dobrogea stimulated, since the beginning of the 20 th century, the evolution of tectonic general sketches (maps?). The first is the tectonic map of the South Carpathians by G. Munteanu-Murgoci, which was not published but only shoewn at the International Geological Congress in Stockholm (1905). It was followed by the East Carpathian Nappes Map (1911) by L. Mrazec and I. Popescu-Voiteşti. G. Munteanu-Murgoci published in 1911 the Tectonic Map of the Cimmerian Chains covering an area which extends from the Caucazus to the Carpathians. The Tectonic Sketch of Romania by L. Mrazec and I. Popescu-Voiteşti (1914) represents in fact a structural synthesis of the eastern half of the Carpathian area and of its Foreland, stressing out the orogenic polarity of the

Institutul Geologic al României

entali. Acumularea de date permite, de asemenea, realizarea hărţilor tectonice de detaliu. A. Streckeisen publică în 1934 harta tectonică a Carpaţilor Meridionali, o dezvoltare strălucită a concepţiei lui Murgoci. El este urmat de Codarcea (1941), care realizează o hartă structurală a părţii de vest a Carpaţilor Meridionali.

După cel de-al doilea război mondial s-a acordat o mare importanţă terminării hărţii geologice, scara 1:500.000. Cercetările au fost concentrate în Maramureş, Tansilvania şi Banat, pentru a fi tipărite şi ultimele foi ale hărţii, care a fost încheiată în 1958.

În acelaşi timp au fost realizate progrese în cartografia geologică a Zonei Flişului Carpaţilor Orientali (I. Băncilă, G. Cernea, I. Dumitrescu, N. Grigoraş, Th. Joja, I. Pătruţ, Gr. Popescu etc.) sau a Domeniului Danubian (L. Pavelescu, Gr. Răileanu) şi a Apusenilor sudici (D. Giuşcă, V. C. Papiu). Toate aceste hărţi regionale au fost publicate în Anuarul Institutului Geologic.

Deceniul al 6-lea a fost marcat de o mare afluenţă de geologi ceea ce a determinat o multitudine de contribuţii cartografice. În 1957 s-a hotărât să se înceapă realizarea Hărţii Geologice a României, scara 1:100.000. Până în 1963 au fost publicate 15 foi: 9 în aria de curbură a Carpaţilor Orientali (Braşov, Covasna, Breţcu, Tg. Ocna, Cheia, Bârseşti, Dumitreşti, Vălenii de Munte şi Câmpina), 4 în Munţii Gutâi-Lăpuş (Seini, Sighet, Tg. Lăpuş, Şomcuta) şi 2 în Munţii Apuseni (Arieşeni, Moma). Proiectul a fost oprit din cauza deciziei impuse de CAER pentru unificarea hărţilor geologice a ţărilor participante, la scara 1:200.000. Între 1964 şi 1968 în Institutul Geologic, condus de Dan Rădulescu, s-a făcut un mare efort pentru elaborarea şi tipărirea celor 50 de foi ale hărţii geologice, scara 1:200.000, fiecare însoţită de coloane stratigrafice, secţiuni geologice şi o notă explicativă. Harta a fost expusă la Congresul Geologic Internaţional de la Praga în 1968. A fost un moment important pentru adunarea, corelarea şi interpretarea unui material bogat, dar contradictoriu şi neuniform.

Deceniul al 7-lea (anii '60) a fost o perioadă când hărţile tematice au cunoscut o dezvoltare diversificată importantă. S-a decis elaborarea şi imprimarea "Atlasului Geologic al României", scara 1:1.000.000, cuprinzând hărţile geologică, hidrogeologică, tectonică, metalogenetică, neotectonică, a Cuaternarului, a solurilor, a geochimiei solurilor, a vegetaţiei, a substanţelor minerale utile, a formaţiunilor pre-Tortoniene, a formaţiunilor pre-Vraconiene, a formaţiunilor pre-Stephaniene. În anii '70 au fost editate: ediţia a doua a hărţilor geologică, tectonică şi hidrogeologică. Cu excepţia hărţii geologice, care a fost redactată după principiile "clasice", toate celelalte hărţi ale Atlasului Geologic au avut

Carpathians and the most important crustal faults of the Foreland. I. Popescu-Voiteşti (1921) improved this map and made a correlation with the structure of the Eastern Alps. The accumulation of data allowed the compiling of detailed tectonic maps. A. Streckeisen published in 1934 the tectonic map of the South Carpathians, a brilliant development of the Murgoci conception. He was followed by A. Codarcea (1941) who elaborated a structural map of the Western South Carpathians.

After the Second World War a great impulse was given for finishing the Geological Map, scale 1:500,000. The researches were concentrated in Maramureş, Transylvania and Banat areas in order to publish the last sheets of the map which was entirely edited in 1958. At the same time important geological cartographical progresses were achieved in the East Carpathian Flysch Zone (I. Băncilă, G. Cernea, I. Dumitrescu, Th. Grigoraş, Th. Jojea, I. Pătruţ, Gr. Popescu etc.) or in the Danubian Domain (L. Pavelescu, Gr. Răileanu) and the South Apuseni (D. Giuşcă, V. C. Papiu). All these regional maps were published in the "Anuarul Institutului Geologic".

The 6th decade was marked by an important affluence of geologists which determinated a multitude of cartographic contributions. In 1957 it was decided to start the elaboration of the Geological Map of Roumania, scale 1:100,000. Until 1963 15 sheets were published: 9 in the bend area of the East Carpathians (Braşov, Covasna, Breţcu, Tg. Ocna, Cheia, Bârseşti, Dumitreşti, Vălenii de Munte and Câmpina), 4 in the Gutâi-Lăpuş Mts (Seini, Sighet, Tg. Lăpuş, Somcuta) and 2 in the Apuseni Mts (Arieşeni, Codru). The project was stopped because a decision of the "COMECOM" imposed the unification of the geological maps of the participating countries at a scale 1:200,000. Between 1964 and 1968 in the Geological Institute, ruled by Dan Rădulescu, a big effort was made for compiling and printing the 50 sheets of the Geological Map, scale 1:200,000, each of them accompanied by stratigraphic columns, geological cross-sections and an explanatory booklet. The map was displayed at the international Geological Congress in Prague (1968). It was an extremely important moment of collecting, correlating and interpreting a rich but contradictory or inequal material.

The 7th decade (the '60s) was a time when the thematic maps in geosciences knew an important development in diversity. It was decided to elaborate and print the "Geological Atlas of Romania", scale 1:1,000,000 containing the geological, hydrogeological, tectonic, metalogenetic, neotectonic maps as well as the maps of Quaternary soils, soil geochemistry, vegetation, mineral resources, pre-Tortonian formations, pre-Vraconian formations, pre-Stephanian formations.

Institutul Geologic al României

principii de întocmire originale, româneşti. Unele dintre ele, cum sunt harta tectonică şi harta metalogenetică, au fost adoptate şi pentru întocmirea hărţilor similare ale Europei (în cadrul Subcomisiilor specifice ale Comisiei Hărţii Geologice a Lumii). Mai târziu, în anii '80, Atlasul a fost completat cu Harta Mişcărilor Crustale Recente, Harta Substanţelor Minerale Utile (ediţia a 2-a), Harta Anomaliilor Magnetice şi Harta Geotermică.

Pentru realizarea hărţilor la scară medie (1:200.000 şi 1:100.000) anii '60 au reprezentat o perioadă benefică. Pe lângă harta geologică, la această scară a fost începută şi elaborarea Hărţii Hidrogeologice a României, scara 1:100.000, proiectată a fi realizată pentru aria Câmpiei Dunării şi a Câmpiei de Vest (partea estică a Câmpiei Pannonice). Ea a fost terminată pentru Câmpia Dunării în anii '70, iar pentru Câmpia de Vest în anii '80. În 1985 s-a decis să se înceapă elaborarea hărţilor hidrogeologice, scara 1:50.000, atât în regiunile de câmpie, cât şi în regiunile muntoase (mai ales cele carstice). mai mult de 20 de foi au fost deja elaborate.

În anii 1968 şi 1971 au fost realizate cele 17 foi ale Hărţii Metalogenetice, scara 1:200.000 (în ariile de interes). A fost utilizată harta geologică la aceeaşi scară, ca fond pentru mai multe transparente, care corespund fiecărui metal, dar şi pentru substanţe nemetalifere şi cărbuni.

Din deceniul al 7-lea în Institutul Geologic s-a început redactarea şi imprimarea, conform tradiţiei, a Hărţii pedologice, scara 1:200.000. Până în 1972 au fost realizate şi imprimate 20 de foi.

Dezvoltarea mare şi diversificată a cercetărilor de geofizică, după al doilea război mondial, a condus şi la elaborarea hărţilor geofizice. În 1957 a fost publicată prima Hartă gravimetrică a României, scara 1:1.500.000, care prezintă cele mai importante anomalii regionale şi a reprezentat baza pentru interpretări ulterioare a structurii crustei, ca de exemplu Harta Structurii Profunde a României, scara 1:1.500.000 (1963, I. Gavăt, R. Botezatu et al.). Între anii '60 şi anii '80 au fost elaborate toate foile hărţilor gravimetrică şi magnetometrică la scara 1:200.000, o bază de date importantă pentru interpretări structurale, geotectonice şi geodinamice. Secretomania regimului comunist, care în parte se prelungeşte şi în vremurile actuale, a determinat o difuzare foarte limitată a acestor hărţi. Doar anomaliile magnetice au fost sintetizate pe o hartă, scara 1:1.000.000, care este difuzată normal.

În anul 1970 a început elaborarea şi publicarea Hărţii Geologice a României, scara 1:50.000. Acest proiect este încă în curs de a fi realizat. Intenţia este de a se edita un număr de aproximativ 400 de foi, care să acopere unităţile carpatice şi Dobrogea. Până acum au fost realizate 225 de foi. Munţii Apuseni şi Carpaţii

In the '70ies, second editions of geological, tectonic and hydrogeological maps were edited. Excepting the geological map, which followed the "classical" manner of elaboration, all the maps of the Geological Atlas have had "original" Romanian principles of the legends. Some of them, as the tectonic and metallogenetic ones, were adopted for the elaboration of the Europe maps (within the specific Subcommissions of the Commission of the Geological Map of the World). Later, in the '80ies, the Map of the Recent Crustal Mounvements, the Map of Mineral Resources (2nd edition), the Map of Magnetic Anomalies and the Geothermal Map were added to the Atlas.

For the medium scales maps (1;200,000 and 1:100,000) the '60s were a benefit period. Beside the geological maps at these scales the elaboration of the Hydrogeological Map of Romania scale 1:100,000 started, focussed on the plain areas as the Danubian Plain and the Western Plain (eastern part of the Pannonian Plain). For the Danubian Plain it was finished in the late '70s and for the Western Plain in '80s. In 1985 was decided to start the elaboration of the hydrogeological maps, scale 1:50,000, both in the plain and mountains (mostly carst) areas. More than 20 sheets were elaborated.

Between 1968 and 1971 18 sheets (in area of interest) of a Metallogenetic Map, scale 1:200,000 were drawn up. Using the geological maps at this scale as a support several transparencies for each type of metal but also for nonmetalic and coal bearing formations were produced.

In the '60s started in the Geological Institute, following the tradition, the compilation and printing of the Soil Map, scale 1:200,000, which was interupted in 1972. Only 18 sheets were printed.

The large and diversified development of the geophysical researches after the Second World War led to the elaboration of geophysical maps. In 1957 the first Gravimetric Map of Romania, scale 1:1,500,000 was published, which showed the most important regional anomaly and represented the base for subsequent interpretation of the crustal structure as for instance the Map of the Deep Structure of Romania, scale 1:1,500,000 published in 1963. Between the '60s and the '80s all the sheets of the gravimetric and magnetometric maps of Romania, scale 1:200,000 were elaborated, a very important data base for structural, geotectonic and geodynamic interpretations. The secretomania of the communist regime, which in part lasts unfortunately in our time, determined a very restricted spreading of these maps. Only the magnetic anomalies were synthetised on a map, scale 1:1,000,000 which is available.

In 1970 started the elaboration and the printing of the Geological Map of Romania, scale 1:50,000.

Institutul Geologic al României

Meridionali sunt practic în întregime acoperiţi: Carpaţii Orientali, în proporţie de 50%, iar Dobrogea – 65%. Legenda ce a fost adoptată pentru harta geologică, scara 1:50.000, a necesitat, pe lângă cartările geologice, studii corelate (petrologice, micropaleontologice, palinologice, geochimice, structurale etc.); aceasta ar putea fi unul dintre motivele care să explice ritmul relativ lent al elaborării hărţii.

Participarea internaţională a României în diferite organisme internaţionale ca Uniunea Internaţională a Ştiinţelor Geologice, Programul Internaţional de Corelare Geologică, şi Asociaţia Geologică Carpato-Balcanică, a angrenat profund Institutul Geologic în acest tip de activităţi. În ceea ce priveşte hărţile tematice în geoştiinţe, a fost antrenat mai ales în Comisia Hărţii Geologice a Lumii şi în Asociaţia Geologică Carpato-Balcanică.

Reprezentanţii Institutului Geologic au fost implicaţi, ca reprezentanţi ai României, în toate Subcomisiile CHGL. Ei au participat la elaborarea Hărţii Tectonice a Europei (L. Dumitrescu - ed. 1; M. Săndulescu - ed. a 2-a şi a 3-a), fiind incluşi în Comitetul redacţional (M. Săndulescu), la elaborarea Hărţii Metalogenetice a Europei (V. Ianovici şi D. Rădulescu - ediţia întâi, participând şi în Comitetul de redacţie; D. Rădulescu şi M. Borcoş - a doua ediţie), precum şi pentru redactarea Hărţii Geologice a Europei (G. Murgeanu, D. Rădulescu, M. Săndulescu, C. Ghenea). Un reprezentant al Institutului Geologic a fost inclus şi în Comitetul de redacţie a Hărţii Tectonice a Lumii (M. Săndulescu). Participarea la aceste activităţi internaţionale a fost un stimulent pozitiv care a accelerat realizarea hărţilor naţionale de acelaşi tip.

În cadrul Asociaţiei Geologice Carpato-Balcanice, România are în sarcină responsabilitatea Comisiei pentru Harta Geologică (condusă succesiv de M. G. Filipescu, G. Murgeanu şi M. Săndulescu). În cadrul aceleeaşi Asociaţii, reprezentanţii României, aparţinând Institutului Geologic (I. Dumitrescu şi M. Săndulescu) au fost printre principalii redactori ai Hărţii Tectonice a ariei Carpato-Balcanice (1974). De asemenea, au participat la elaborarea hărţilor AGCB a Metamorfitelor (H. Savu, I. Bercia, H. Kräutner) şi a Vârstelor Absolute (M. Lemne).

Pentru hărţile geofizice internaţionale, Institutul Geologic a contribuit la Harta Geotermică a Europei (S. Veliciu).

The project is still running. The intention is to edit about 400 sheets covering the Carpathians units and Dobrogea. Until now 225 sheets were drawn up. The Apuseni Mts and the South Carpathians are practically covered; the East Carpathians 50 % and Dobrogea 65 %. The legend adopted for the Geological Map to 1:50,000 is complex enough to determine correlated studies beside the geological mapping (petrological, micropaleontological, palinological, geochemical, structural etc.); this may be an explanation for a relatively slow rhythm of elaboration.

The international participation of Romania in different international bodies as the International Geological Congress, International Union of Geological Sciences, International Project of Geological Correlation and the Carpatho-Balkan Geological Association deeply involved the Geological Institute in this type of activities. Concerning the geosciences thematic maps it was mostly involved in the Commission of the Geological Map of the World and in the Carpatho-Balkan Geological Association.

The representatives of the Geological Institute were involved, as representatives of Romania, in all CGMW Sub-Commissions. They participated in the elaboration of the Tectonic Map of Europe (I. Dumitrescu the 1st edition, M. Săndulescu the 2nd and 3rd editions) being involved in the Editorial Board (M. Săndulescu), in the elaboration of the Metallogenetic Map of Europe (V. Ianovici and D. Rădulescu, the 1st edition, participating in the editorial board also D. Rădulescu and M. Borcoş the 2nd edition), the Hydrogeological Map of Europe (C. Ghenea) and the International Geological Map of Europe (G. Murgeanu, D. Rădulescu, M. Săndulescu, C. Ghenea). A representative of the Geological Institute was included in the Editorial Board of the Tectonic Map of the World (M. Săndulescu). The participation in these international activities was a positive stimulent which accelerated the elaboration of the same type of the national maps, or imposed their principles.

Within the Carpatho-Balkan Geological Association, Romania is in charge of the Commission for the Geological Maps (led successively by M. G. Filipescu, G. Murgeanu and M. Săndulescu). In the same Association the representatives of Romania, belonging to the Geological Institute (I. Dumitrescu and M. Săndulescu) were among the main editors of the Tectonic Map of the Carpatho-Balkan Area (1974).

Romanian contributions for the CBCA Map of Metamorphic formations (H. Savu, I. Bercia, Th. Kräutner) and Map of Absolute Age (M. Lemne) were elaborated in the Geological Institute, too.

For the international geophysical maps the Geological Institute contributed by its representatives (S. Veliciu) to the Geothemal Map of Europe.

Institutul Geologic al României

Istoria hărţilor tematice geoştiinţifice în România este mai veche de un secol. Acumulând eforturile tuturor generaţiilor de specialişti în geoştiinţe, este în acelaşi timp istoria cunoaşterii structurii, evoluţiei şi alcătuirii munţilor, dealurilor, podişurilor şi câmpiilor ţării noastre.

The history of the geosciences thematic maps in Romania is older than a century. Accumulating the efforts of all the Romanian generations of geoscientists it is the history of the knowledge on the structure, evolution and consistence of the mountains, hills, plateaus and plains of our country.

Institutul Geologic al României

ATLASUL GEOCHIMIC AL ROMANIEI
scara 1:3.000.000
GEOCHEMICAL ATLAS OF ROMANIA
scale 1:3,000,000

P. ANDĂR, I. N. ROBU, R. NICOLESCU, M. GHEAUŞ

In 1994 a început, în colaborare cu Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe din Hannovra, Germania, un program de cartare geochimică la scară mică în vederea unei recunoaşteri globale a caracteristicilor geochimice ale distribuţiei elementelor în formaţiunile geologice din România. Scopul acestor cercetări îl reprezintă elaborarea atlasului geochimic al României. Ca mediu de probare au fost folosite aluviunile din albia minoră a râurilor ("stream sediments") şi apele din râuri. Colectarea probelor s-a făcut după o reţea cu dimensiunea celulei de 0,5 grade longitudine şi latitudine, rezultând o densitate de probare de o probă la cca. 2000 km^2. Pentru aluviuni s-a folosit fracţia de 0,063 mm obţinută prin sitare umedă la locul de recoltare a probei.

In 1995 au fost prelevate probe din Munţii Apuseni, bazinul Panoniei, bazinul Transilvaniei, Câmpia Română şi Dobrogea.

Aluviunile 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. 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. Corelaţiile între conţinuturile elementelor sunt rare, dar unele elemente (La, Ce, Hf, Nb, Y, etc.) prezintă adesea valori mari ale coeficientului de corelaţie liniară.

Distribuţiile spaţiale ale As, Cu, Pb şi Zn arată că zonele cu conţinuturi mai mari sunt situate în regiuni aparţinând provinciei metalogenetice asociate vulcanismului neogen (regiunea Maramureş) şi provinciei metalogenetice asociate magmatismului paleogen (Banat).

Conţinuturile mai mari de Co şi Ni sunt situate în Carpaţii Meridionali şi Carpaţii Orientali. Totuşi, valoarea maximă a conţinuturilor de Ni apare în Câmpia Panonică şi se datorează poluării cu reziduri petroliere. Conţinuturile cele mai ridicate de Cr şi V, elemente tipice pentru asociaţiile de roci bazice,

In 1994 a geochemical mapping program at a low scale for a global reconnaissance of the geochemical characteristics of the distribution of the elements in the geological formations from Romania started in cooperation with Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe from Hannover, Germany. The objective of these surveys is the elaboration of the geochemical atlas of Romania. Stream sediments and stream waters were used as sampling media. Samples were collected from a sampling network with cell size of 0.5 degree longitude and latitude, resulting in a sampling density of about one sample per 2000 km^2. For stream sediments 0.063 mm fraction size was used, obtained by wet sieving at the sample site.

In 1995 samples from Apuseni Mountains, Pannonian Basin, Transylvanian Basin, Romanian Plain and Dobrogea were collected.

Stream sediments samples were analysed for 58 elements by X-ray fluorescence and ICP- MS methods. Stream water samples were analysed for 53 elements by ICP-MS, ICP-OES and ion chromatography. 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 log- normal statistical distribution excepting SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Ga and Rb. The correlations between the contents of the elements are rare, but some elements (La, Ce, Hf, Nb, Y, etc) have often high values of the linear correlation coefficient.

The spatial distributions of Pb, Zn, Cu and As 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 higher contents of Co and Ni are situated in the South Carpathians and the East Carpathians. However, the maximum value of Ni appears in the Pannonian Basin and it is due to pollution with oil residue. The highest contents of Cr and V, trace elements typical of the basic rock associations, are found in the

Institutul Geologic al României

se întâlnesc în Carpaţii Orientali.

Distribuţia conţinuturilor de bariu este destul de diferită de cea a stronţiului. Conţinuturile cele mai ridicate de bariu se întâlnesc în partea de nord-vest a Câmpiei Române şi în partea centrală a bazinului Transilvaniei, în timp ce conţinuturile cele mai ridicate de stronţiu se întâlnesc în Carpaţii Meridionali, în partea sudică a Carpaţilor Orientali şi în partea de vest şi de sud a Câmpiei Române.

Conţinuturile cele mai ridicate de pământuri 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 pământurilor rare.

Ape. Valorile mai mici (7 - 7,5) ale pH-ului apelor râurilor se întâlnesc în zonele montane (Carpaţii Meridionali, Carpaţii Orientali şi partea de nord a Munţilor Apuseni), în timp ce valorile mai ridicate (8 - 8,5) apar în special în partea de est şi de sud a României, în Podişul Moldovenesc şi Câmpia Română.

Variabilitatea areală a conductivităţii apelor este 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 est şi de sud a ţării, ca şi în partea centrală a bazinului Transilvaniei.

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, Br, I, Bi, Mo, etc. prezintă, de asemenea, o distribuţie spaţială asemănătoare cu a elementelor menţionate mai sus.

Deşi este posibil ca o parte dintre valorile mai mari ale unor elemente din ape să se datoreze poluării industriale sau utilizării substanţelor chimice în agricultură, totuşi astfel de consideraţii sunt nesigure în această etapă datorită densităţii mici de probare.

Acestea sunt primele hărţi geochimice realizate pentru întreg teritoriul României şi ar fi de subliniat faptul că, datorită numărului foarte mic de probe, distribuţia areală a conţinuturilor elementelor chimice analizate şi relaţiile lor cu tipurile petrografice ale formaţiunilor geologice au un grad de siguranţă destul de mic. Din acest motiv este necesar ca aceste cercetări să fie continuate la o densitate mult mai mare.

East Carpathians.

The distribution of the high-barium contents is quite different from that of strontium. The highest barium contents are situated in the north-western part of the Romanian Plain and in the central part of the Transylvanian Basin, whereas the highest strontium contents are found in the South Carpathians, in the southern part of the East Carpathians, and in the western and southern part of the Romanian Plain.

The highest contents of rare earth elements are recorded in the outcrop areas of the crystalline schists in the South Carpathians and in the north-western 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 (7-7.5) 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 (8-8.5) are recorded especially in the eastern and southern part of Romania, in the Moldavian Plateau and in the Romanian Plain.

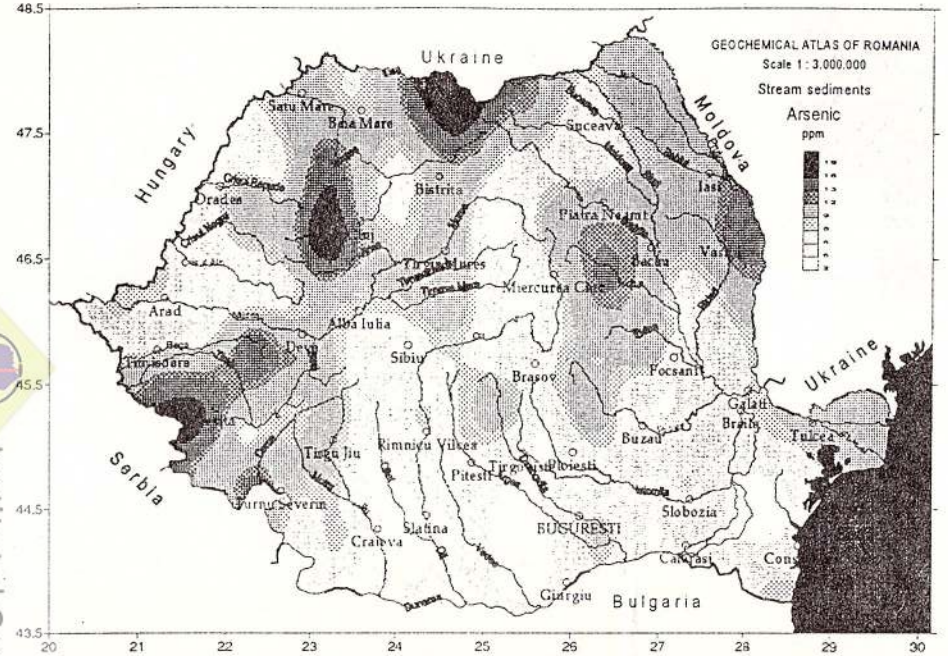
Areal variability of the conductivity of the stream waters is similar to those of pH. Lower values (<100 μS/cm) are found in the mountainous areas, whereas high values (>1000 μS/cm) are recorded in the eastern and southern part of the country, as well as in the central part of the Transylvanian Basin.

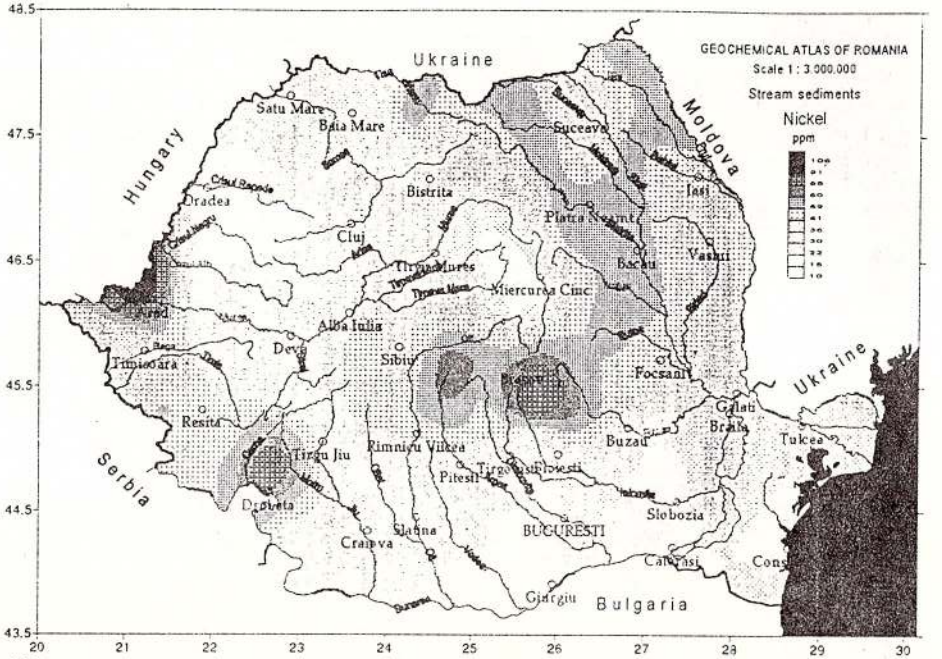
Spatial distribution of the conductivity in stream waters is determined especially by areal distribution of the elements with high concentrations in stream waters like Na, K, Ca, Mg, Cl and SO_4. The geochemical maps show a very similar areal distribution of those elements. Some trace elements such as As, B, Br, I, Bi, Mo, etc. show a similar spatial distribution, too.

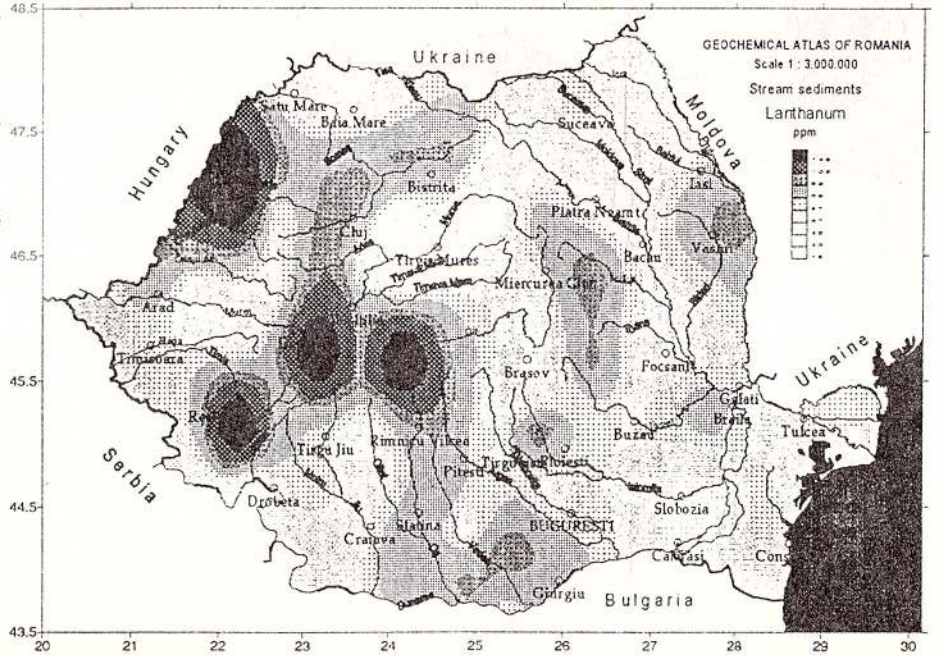
Although it is possible that a part of the higher values for some elements in stream waters may be caused by industrial pollution or by using fertilizers in agriculture, however, such considerations are uncertain now due to the very small sampling density.

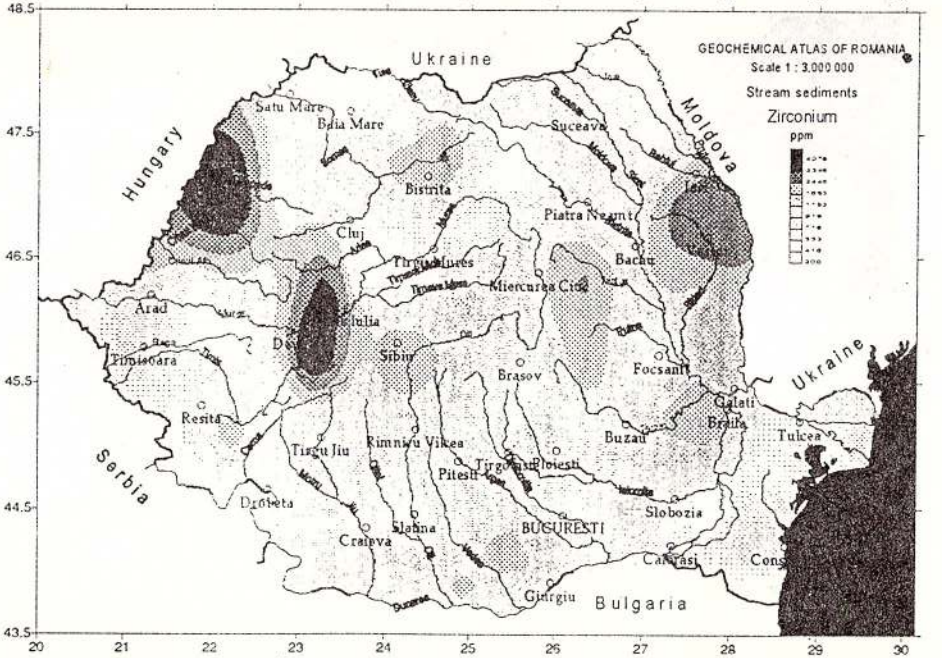
These are the first geochemical maps drawn up for the whole territory of Romania and it should be noted that because of the very small number of samples collected, the areal distribution of the contents of the analysed chemical elements and their relationships with the petrographic types of the geological formations, obtained during this stage of research, have a quite low degree of certainty. For this reason it is necessary that the researches to be continued with a much denser sampling network.

Institutul Geologic al României

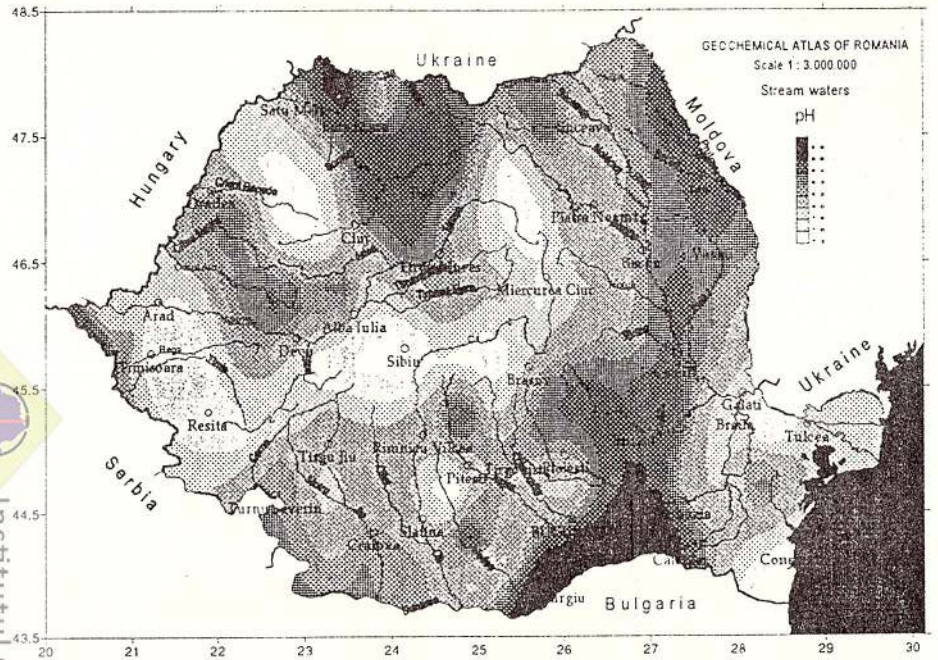


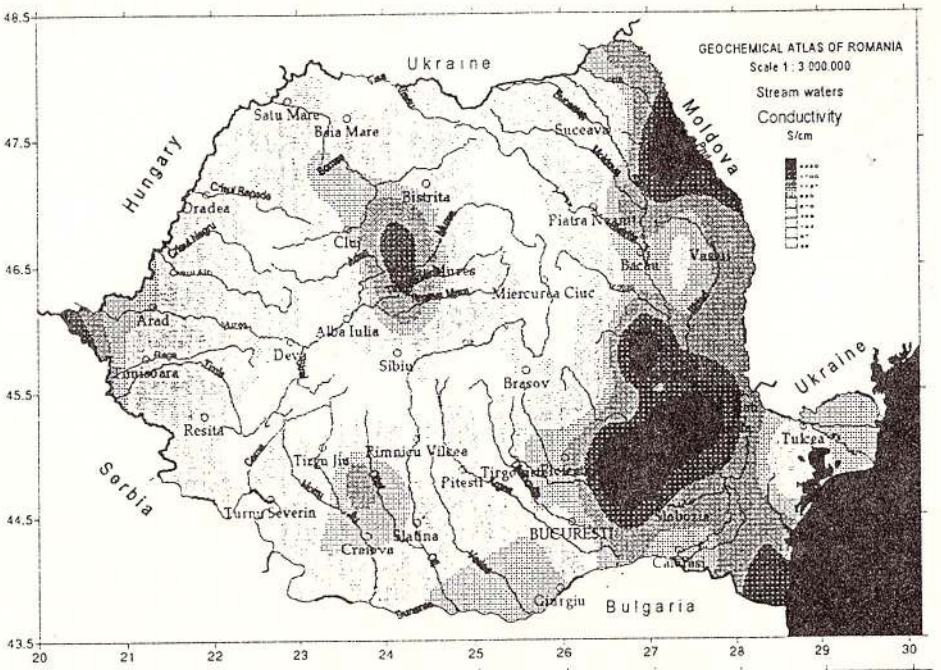


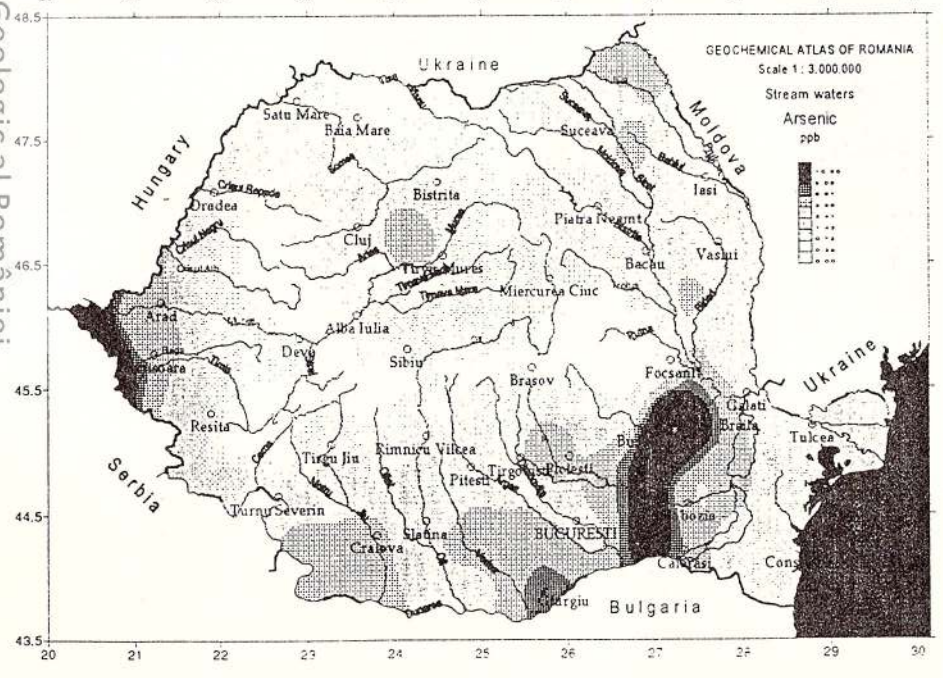


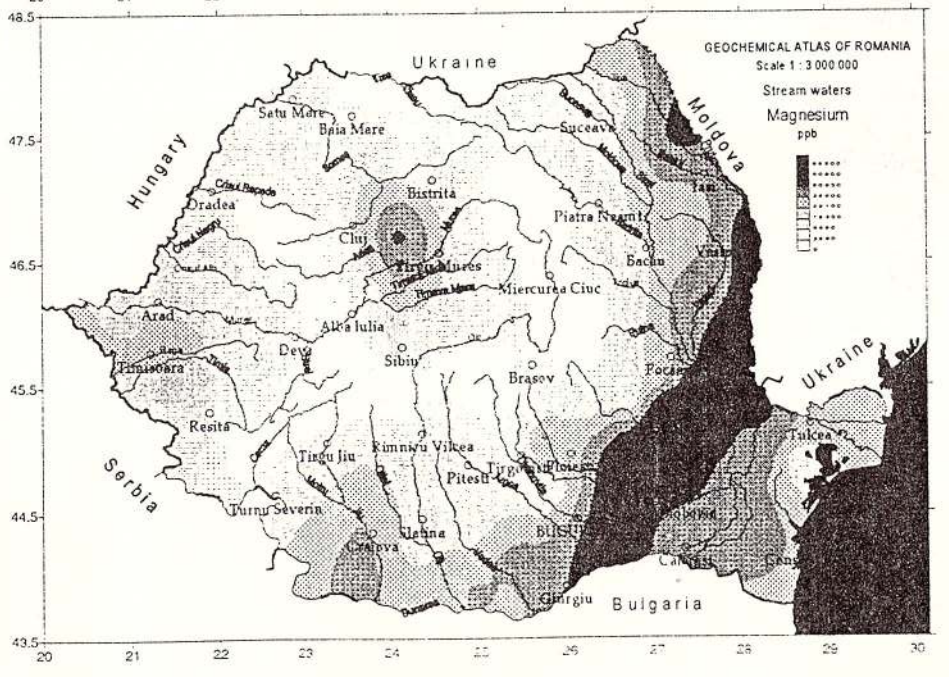


Institutul Geologic al României









Institutul Geologic al României

GEOLOGIA REGIUNII PARCULUI NAŢIONAL DOMOGLED-VALEA CERNEI
GEOLOGY OF THE DOMOGLED-CERNA VALLEY NATIONAL PARK AREA

I. STĂNOIU

Parcul naţional Domogled-Valea Cernei este situat de-a lungul văii Cerna, în Munţii Mehedinţi, în partea estică a Munţilor Cerna şi Godeanu şi în partea nord-vestică a Podişului Mehedinţi.

Pe arealul parcului naţional Domogled-Valea Cernei aflorează formaţiuni care aparţin mai multor unităţi paleogeografice şi tectonice.

Referitor la fundamentul preordovician al unităţii de Cerna (sensu Codarcea, 1940) se constată că prezenţa cuverturii paleozoic inferioare (formaţiunea de Valea Izvorului), peste rocile grupurilor Drăgşan şi Lainici-Păiuş, sugerează că unităţile cristalofiliene de Drăgşan şi de Lainici-Păiuş au fost alăturate înaintea Ordovicianului.

Cuvertura paleozoic superioară a unităţii de Cerna este reprezentată printr-o molasă continentală hercinică, argilo-detritică, westphalian-?permiană, intens diagenizată, slab metamorfozată.

Rocile sedimentare ale cuverturii alpine din cadrul unităţii de Cerna, care trec lateral la roci slab metamorfozate, se grupează în patru cicluri sedimentare: ciclul Jurasic, ciclul Cretacic Inferior, ciclul Cenomanian-Turonian mediu şi ciclul Turonian superior?-Senonian.

Formaţiunile carbonatice jurasic superior-cretacic inferioare au fost recent studiate amănunţit (Stănoiu et al., 1989). Formaţiunea de Baia de Aramă, liasic-aaleniană, discordantă, este în facies de tip Gresten. Formaţiunea mezojurasică de Vârful lui Stan (5–20 m grosime), uneori discordantă, este reprezentată prin calcare grezoase şi gresii calcaroase cu faună marină. Formaţiunea marină de Cerna Vârf (200 m grosime) este reprezentată predominant prin calcare peletale şi intraclastice, relativ fine, negricioase, stratificate în bancuri decimetrice, cu silicolite la partea inferioară (subformaţiunea de Cornetu Mare-Calovian mediu-Oxfordian) şi fără silicolite la partea superioară (subformaţiunea de Cornetu Mic-Kimmeridgian). Formaţiunea tithonică de Valea Pragului (cca. 100 m grosime) este reprezentată prin calcare scheletale cu faună marină (corali, pachiodonte, foraminifere, alge) şi nannoplancton. Formaţiunea berriasian inferioară de Sohodol (10–100 m grosime),

The Domogled-Valea Cernei national park is situated along the Cerna Valley in the Mehedinţi Mts, in the eastern part of the Cerna and Godeanu Mts and in the north-western part of the Mehedinţi Plateau.

In the area of the Domogled-Cerna Valley national park formations which belong to several paleogeographic and tectonic units are cropping out.

As concerns the pre-Ordovician basement of the Cerna Unit (sensu Codarcea, 1940), it is of note that the presence of the Lower Paleozoic cover (Valea Izvorului Formation) over the rocks of the Drăgşan and Lainici-Păiuş groups indicates that the Drăgşan and Lainici-Păiuş crystalline formationes joined together before the Ordovician.

The Upper Paleozoic cover of the Cerna Unit is represented by a Hercynian continental clayey-detrital formation (Westphalian-?Permian) intensely diagenized and poorly metamorphosed.

The sedimentary rocks of the Alpine cover within the Cerna Unit, that grade laterally to poorly metamorphosed rocks, are grouped into four tectono-sedimentary cycles: Jurassic, Lower Cretaceous, Cenomanian-Middle Turonian, and Upper Turonian?-Senonian. The Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonatic formations have been recently and detailed studied Stănoiu et al., 1989). The Baia de Aramă Formation, Liassic-Aalenian in age, is unconformable and displays a Gresten type facies. The Vârful lui Stan Formation, (5–20 m thick) Mesojurassic in age, locally unconformable, is represented by sandy limestones and calcareous sandstones with marine fauna. The Cerna Vârf marine formation (200 m thick) is represented mostly by pelletal and intraclastic, relatively fine, blackish limestones, stratified in decimetric banks, with silicolites at the lower part (Cornetu Mare Subformation-Middle Calovian-Oxfordian) and without cherts at the upper part (Cornetu Mic Subformation-Kimmeridgian). The Valea Pragului Formation (ca. 100 m thick), Tithonian in age, is represented by skeletal limestones with marine fauna (corals, pachiodonts, foraminifers, algas) and nannoplankton. The Sohodol Formation (10–100 m thick), Lower Berriasian in age, is unconformable, continental

Institutul Geologic al României

discordantă, continentală (gresii groasiere violacee verzui-cenuşiu, sau albicioase), cu secvenţe paludal lacustre (hematite şi calcare cu charophyte şi ostracode) şi marin-salmastre (calcare cu foraminifere, ostracode, alge şi nannoplancton), care au fost atribuite Paleozoicului (seriei de Tulişa sau Permianului), Liasicului sau Dogerului. Formaţiunea de Buseşti (600 m grosime), berriasian superior-apţiană, adesea discordantă, reprezentată prin calcare de tip urgonian, cu corali şi caprotine, poate fi uneori divizată în trei subformaţiuni: subformaţiunea de Pocruia (150 m grosime), berriasian superior-valanginiană la partea inferioară, reprezentată prin calcare de tip urgonian, subformaţiunea de Sodoieşu (20–50 m grosime), hauteriviană, reprezentată prin calcare fine micritice, marnocalcare şi marne cenuşiu-negricioase şi subformaţiunea de Tismana (400 m grosime), barremian-apţiană la partea superioară, reprezentate prin calcare de tip Urgonian. O parte a rocilor formaţiunii de Buseşti a fost atribuită anterior Paleozoicului (calcarele de Oslea), sau Jurasicului superior. Formaţiunea de Pecinişca (1 m grosime) discordantă, continentală, albiană?, este reprezentată printr-o brecie cu elemente de calcare şi ciment argilitic şi silicios.

Ciclul Cenomanian-Turonian mediu este reprezentat prin formaţiunea de Nadanova, iar ciclul Turonian superior-Senonian este reprezentat prin formaţiunea de Jghiabu (700 m grosime), discordantă, constituită din secvenţe ritmice de tip fliş şi secvenţe de tip olistostromă, adesea intens tectonizate, care conţin olistolite de calcare de tip Urgonian, la partea inferioară (subformaţiunea de Titirleşti) şi olistolite reprezentate prin roci magmatice bazaltice, calcare micritice cu callpionele şi saccocome (Kimmeridgian-neocomiene) de tipul Danubianului intern şi secvenţe de tipul stratelor de Sinaia şi de Azuga, la partea superioară (subformaţiunea de Brebina).

În cadrul unităţii de Coşuştea (sensu Codarcea, 1940) care participă la alcătuirea pânzei laramice de Coşuştea (Stănoiu, în Stănoiu et al., 1988) au fost separate nouă formaţiuni jurasic-cretacice, grupate în trei cicluri sedimentare: ciclul Jurasic-Cretacic inferior, ciclul Cenomanian mediu?-Turonian mediu şi ciclul Turonian inferior?-Maastrichtian inferior. Formaţiunea de Miclescu (500 m grosime), liasic-aaleriană, este reprezentată prin siltite şi argilite cenuşiu negricioase+gresii cuarţo-feldspatice cu resturi de plante, posidonii şi microfloră. Formaţiunea de Zgău (30–50 m grosime), dogger-callovian inferioară, este constituită din gresii şi siltite micacee, cenuşii, cu lamelibranchiate, belemniţi si amoniţi. Formaţiunea de Coada Vârului (10–20 m grosime), callovian mediu-oxfordian inferioară, este alcătuită din argilite şi siltite cenuşii cu silicolite, în care s-au semnalat calcisfere, radiolari, protoglobigerinide, prodisoconce (filamente) şi

(violaceous greenish-grey or whitish coarse sandstones), with lacustrine paludal (hematites and limestones with charophytes and ostracods) and marine-brackish (limestones with foraminifers, ostracods, algas and nannoplankton) sequences, that have been ascribed to the Paleozoic (Tulişa Series) or to the Permian, Liassic or Dogger. The Buseşti Formation (600 m thick), Berriasian Upper Aptian in age, often unconformable, is represented by Urgonian limestones, with corals and caprotines, and it can be divided into three subformations: Pocruia Subformation (150 m thick), Upper Berriasian-Valanginian in age, at the lower part, represented by Urgonian limestones; Sodoieşu Subformation (20–50 m thick), Hauterivian in age, represented by fine micritic limestones, marly-limestones and grey-blackish marls; Tismana Subformation (400 m thick), Barremian-Aptian in age, at the upper part, represented by Urgonian limestones. Some of the rocks of the Buseşti Formation have been previously assigned to the Paleozoic (Oslea limestones) or to the Upper Jurassic. The Pecinişca Formation (1 m thick), unconformable, continental, Albian ? in age, is represented by breccia with elements of limestones and argillic and siliceous cement. The Cenomanian-Turonian Middle cycle is represented by the Nadanova Formation and the Upper Turonian-Senonian cycle is represented by the Jghiabu Formation (700 m thick), unconformable, constituted of rhythmic sequences of flysch and olistostrome type, often intensely tectonized, that contain olistoliths of Urgonian limestones at the lower part (Titirleşti Subformation), and olistoliths represented by basaltic magmatic rocks, micritic limestones with calpionelles and saccocomes (Kimmeridgian-Neocomian) of the Inner Danubian type and sequences of the Sinaia and Azuga Beds type at the upper part (Brebina Subformation).

Within the Coşuştea Unit (sensu Codarcea, 1940), that takes part in the formation of the Coşuştea Nappe, Laramian in age, (Stănoiu, in Stănoiu et al., 1988), nine Jurassic-Cretaceous formations have been separated, grouped into three tectono-sedimentary cycles: Jurassic-Lower Cretaceous cycle, Middle Cenomanian-Middle Turonian cycle, and Lower Turonian?-Lower Maastrichtian cycle. The Miclescu Formation (500 m thick), Liassic-Aalenian in age, is represented by siltstones and grey-blackish argillites + quartz-feldspathic sandstones with plant, posidonia and microflora remains. The Zgău Formation (30–50 m thick), Dogger-Lower Callovian in age, is constituted of sandstones and micaceous siltstones, of a grey colour, with lamellibranchs, blemnites and ammonites. The Coada Vârului Formation (10–20 m thick), Middle Callovian-Lower Oxfordian in age, consists of argillites and siltstones, of a grey colour, with cherts, within which calcispheres, radiolaria, protoglo-

Institutul Geologic al României

Globochaete alpine. Formaţiunea de Valea Părului (20 m grosime), oxfordian superior-kimmeridgian inferioară, este reprezentată prin calcare fine micritice, slab argiloase, cu silicolite şi intercalaţii de argilite, în care s-au evidenţiat calcisfere, radiolari, protoglobigerinide, prodisoconce şi, la partea terminală, *Saccocoma* sp. Formaţiunea de Bârza (20–50 m grosime), kimeridgian superior-tithonic-?neocomiană, este constituită din calcare biomicritice, intraclastice (slab nodulare), peletale si peloide, slab argiloase, cenuşii, cu calcisfere, protoglobigerinide, prodisoconce, *Saccocoma* sp. (la partea inferioară) şi calpionele (la partea terminală). Formaţiunea de Răiculeşti (2 m grosime), albiană?, este reprezentată printr-o brecie continentală, roşcată, cu elemente de calcare şi silicolite, prinse într-un ciment hematitic şi silicios. Formaţiunea de Ponoarele (5–10 m grosime), de vârstă Cenomanian mediu-?Turonian mediu, este alcătuită din calcare micritice şi biomicritice, marnocalcare, marne şi siltite, cu rare silicolite şi resturi de foraminifere. Formaţiunea de Dejderiu (500 m grosime), turonian superior ?-senoniană, este reprezentată printr-un fliş grezos cu intercalaţii de tip olistostromă ce conţine resturi de globotruncane. Formaţiunea de Balta (500 m grosime), senonian superior-maastrichtian inferior, este constituită din secvenţe de olistostromă şi de fliş grezos-argilos (inclusiv gresia de Vârciorova) cu globotruncane de tip Campanian mediu-Maastrichtian inferior.

Pânza de Cerna (Codarcea, 1940), care reprezintă o duplicatură final-cretacică a unităţii de Cerna, ambalată tectonic în pachetul de pânze laramice danubiene, este alcătuită din roci de tipul celor caracteristice unităţii de Cerna (formaţiunile de Cerna Vârf, Buseşti, Nadanova şi Jgheabu).

Pânza de Obârşia (Stănoiu, 1994) este reprezentată prin complexul ofiolitic de Obârşia (Stănoiu, în Bercia et al., 1977) alcătuit în cea mai mare parte dintr-un amestec (melanj tectonic) de corpuri de roci de tip litosferă oceanică, jurasic-?, intens diagenizate, slab metamorfozate şi intens tectonizate (dolerit-bazalte, argilite cu radiolari, jaspuri, radiolarite, gabrouri, serpentinite), la care se adaugă şisturi cristaline intens milonitizate şi retromorfozate (micaşisturi şi paragnaise) de tipul cristalinului de Severin şi secvenţe ritmice de tipul stratelor de Sinaia şi de Azuga intens diagenizate-slab metamorfozate.

Pânza de Severin (Codarcea, 1940) este reprezentată printr-un fundament cristalin (cristalinul de Severin: micaşisturi şi paragneise intens tectonitizate-milonitizate şi retromorfozate) şi o cuvertură sedimentară constituită din două cicluri de sedimentare. Ciclul Liasic-?Kimmeridgian este alcătuit din formaţiunea de Balabanu, discordantă, liasică, continentală, în facies de tip Gresten, reprezentată prin gresii, microconglo-

bigerinids, prodisoconces (filaments), and *Globochaete alpina* are to be found. The Valea Părului Formation (20 m thick), Upper Oxfordian-Lower Kimmeridgian in age, is represented by fine micritic, poorly clayey limestones with cherts and argillites intercalations, that include calcispheres, radiolaria, protoglobigerinids, prodisoconces and the terminal part, *Saccocoma* sp. The Bârza Formation (20–50 m thick), Upper Kimmeridgian-Tithonian-?Neocomian in age, consists of biomicritic, intraclastic (slightly nodular, pelletal limestones and pelloid, poorly clayey, of a grey colour, with calcispheres, protoglobigerinids, prodispconce, Saccocoma sp. (at the lower part) and Calpioneles (at the terminal part). The Răiculeşti Formation (2 m thick), Albian ? in age, is represented by a reddish continental breccia, with elements of limestones and cherts, caught in a hematitic and siliceous cement. The Ponoarele Formation (5–10 m thick), Middle Cenomanian-?Middle Turonian in age, consists of micritic and biomicritic limestones, marly-limestones, marls and siltstones, with rare cherts and foraminifera remains. The Dejderiu Formation (500 m thick), Upper Turonian?-Senonian in age is represented by sandy flysch with olistostroma-type intercalations which contains remains of globotruncana. The Balta Formation (500 m thick), Upper Senonian-Lower Maastrichtian in age, consists of a sequence of olistostroma and sandy-clayey flysch (Vârciorova sandstone inclusive) with Middle Campanian-Lower Maastrichtian globotruncana.

The Cerna Nappe (Codarcea, 1940), that represents a terminal Cretaceous duplicature of the Cerna Unit, enveloped tectonically in the Danubian Laramian nappes, consists of rocks similar to those typical of the Cerna Unit (Cerna Vârf, Buseşti, Nadanova and Jgeabu formations).

The Obârşia Nappe (Stănoiu, 1994) is represented by the Obârşia ophiolitic complex (Stănoiu, in Bercia et al., 1977), constituted mostly of a tectonic melange of oceanic lithosphere type rocks of Jurassic-?age, intensely diagenized, poorly metamorphosed and intensely tectonized (dolerite, basalts, argillites with radiolaria, jaspers, radiolarites, gabbros, serpentinites), beside intensely mylonitized and retromorphosed crystalline schists (micaschists and paragneisses) of the Severin Crystalline type, and rhythmic sequences of the Sinaia and Azuga Beds type, intensely diagenized and poorly metamorphosed.

The Severin Nappe (Codarcea, 1940) is represented by a crystalline basement (Severin Crystalline: intensely tectonized-mylonitized and retromorphosed micaschists and paragneisses) and a sedimentary cover formed of two cycles of sedimentation. The Liassic?-Kimmeridgian cycle consists of the Balabanu Formation, unconformable, Liassic, continental, of Gresten

Institutul Geologic al României

merate şi argilite cărbunoase cu resturi microfloristice şi ? o formaţiune carbonatică bazinală cu *Saccocoma* sp. Ciclul Tithonic superior-Barremian este reprezentat printr-o succesiune de fliş reprezentată prin stratele de Azuga şi echivalentul lor (formaţiunea de Valea Verde), discordante, tithonic superioare, reprezentate prin gresii, brecii cu şisturi cristaline de tipul cristalinului de Severin, argilite, marnocalcare cenuşii, roşii sau verzui şi bazalte, cu calpionele, intens diagenizate-slab metamorfozate, peste care urmează stratele de Sinaia (cu stratele de Lăpuşnic: fliş calcaros cu silicolite, berriasian inferioare, la partea inferioară) şi stratele de Comarnic.

Pânza de Borăscu (Gherasi et al., 1986) este reprezentată printr-un fundament cristalin (micaşisturi şi paragnaise), o cuvertură slab metamorfozată paleozoică (formaţiunea de Paltina, permiană, discordantă) şi o cuvertură alpină intens diagenizată-slab metamorfozată.

Pânza de Presacina (Stănoiu, 1973) este alcătuită din succesiunea stratigrafică a zonei de Presacina (Codarcea, 1940).

Unitatea (pânza) de Iuta (Stănoiu, 1984) situată între rocile unităţii de Presacina şi cele ale unităţii de Cerna (în regiunea văii Cerna) este reprezentată printr-un fundament antepaleozoic (granitoide roşcate: granitul de Cerna) şi o cuvertură alpină grupată în trei cicluri tectono-sedimentare. Ciclul Liasic-Cretacic inferior este reprezentat printr-o formaţiune liasică subţire (până la 10-20 m grosime) alcătuită din conglomerate, microconglomerate şi gresii cuarţo-feldspatice grosiere şi o succesiune carbonatică bazinală, mezojurasică-eocretacică (calcare spatice în mezojurasic şi calcare fine micritice, adesea cu silicolite+calcare litate+calcare noduloase intraclastice, cu resturi de nanoconide, calpionele şi saccocomide. Ciclul Cenomanian-Turonian mediu este reprezentat prin formaţiunea de Iuta, sincronă formaţiunii de Nadanova, (marne şi marnocalcare cu rotalipore şi inocerami). Ciclul Turonian superior-Senonian este reprezentat printr-o formaţiune constituită din secvenţe de tip fliş şi secvenţe de tip olistostromă, adesea intens tectonitizate.

Unitatea (pânza) de Arjana (sensu Codarcea, 1940) este reprezentată prin succesiunea stratigrafică atribuită de Codarcea (1940) zonei de Arjana.

Unitatea de Cerna face parte din cadrul Danubianului extern, iar unităţile de Coşustea, Iuta, Presacina şi Arjana, cu tectogeneză laramică, fac parte din Danubianul intern. Poziţia domeniului oceanic, corespunzător complexului de Obârşia, este apreciată între domeniile continentale Danunbian şi Getic. Bazinul flişului (tithonic superior-barremian) pânzei de Severin, se sprijinea cu flancul intern pe rama externă a Geticului (cristalinul de Severin + formaţiunea de facies type, represented by sandstones, microconglomerates and coaly argillites with remains microfloral and a basin carbonatic formation with *Saccocoma* sp.

The Upper Tithonian-Barremian cycle is represented by a flysch-type formation represented by the AzugaBeds and their equivalent (Valea Verde Formation), unconformable, Upper Tithonian in age, represented by sandstones, breccias with crystalline schists of the Severin Crystalline type, argillites, grey, red or greenish marly-limestones, and basalts with calpionelles, intensely diagenized-poorly metamorphosed, overlain by the Sinaia Beds (with Lăpuşnic Beds: calcareous flysch with silicolites, Lower Berriasian in age, at the lower part and the Comarnic Beds.

The Borăscu Nappe (Gherasi et al., 1986) is represented by a crystalline basement (micaschists and paragneisses), a Paleozoic poorly metamorphosed cover (Paltina Formation, unconformable, of Permian age) and an Alpine cover, intensely diagenized-poorly metamorphosed.

The Presacina Nappe (Stănoiu, 1977) consists of the stratigraphic succession of the Presacina zone (Codarcea, 1940).

The Iuta Unit (Nappe) (Stănoiu, 1984), situated between the rocks of the Presacina and Cerna units (in the Cerna Valley area), is represented by an ante-Paleozoic basement (reddish granitoids: Cerna Granite) and al Alpine cover, grouped into three tectono-sedimentary cycles. The Liassic-Lower Cretaceous cycle is represented by a thin (up to 10–20 m thick) Liassic formation constituted of conglomerates, microconglomerates and quartz-feldspathic coarse sandstones and a Mesojurassic-Eocretaceous basin carbonatic succession (spathic limestones in Mesojurassic and fine micritic limestones, often with cherts+bedded limestones+nodular limestones (intraclastic), with remains of nannoconids, calpionelles and saccomides). The Cenomanian-Middle Turonian cycle is represented by the Iuta Formation, synchronous with the Nadanova Formation (marls and marly limestones with rotaliporas and inoceramus). The Upper Turonian-Senonian cycle is represented by a formation constituted of flysch-and olistostroma-type sequences often tectonized.

The Arjana Unit (Nappe (sensu Codarcea, 1940) is represented by the stratigraphic succession assigned by Codarcea (1940) to the Arjana zone.

The Cerna Unit belongs to the Outer Danubian Realm, and the Coşuştea, Iuta, Presacina and Arjana Units, with Laramian tectogenesis, belong to the Inner Danubian Realm. The oceanic basin, corresponding to the Obârşia complex, is situated between the Danubian and the Getic realms. The inner flank of the basin of the Severin Nappe flysch (Upper Tithonian-Barremian) leant on the internal margin of the Getic

Institutul Geologic al României

Balabanu) şi ? cu flancul extern (care probabil a fost complet consumat pe planul de subducţie dintre Getic şi domeniul de Obârşia) pe domeniul oceanic de Obârşia. Formaţiunile care participă la alcătuirea pânzei de Borăscu aparţin marginii externe a Geticului şi fac parte din cadrul unităţilor (pânza Getică faza I, pânza de Borâscu, pânza de Severin şi pânza de Obârşia) cu tectogeneză mezocretacică.

Realm (Severin crystalline+Balabanu Formation) and the external flank (probably completely consumed on the subduction plane between the Getic and Obârşia realm) on the Obârşia oceanic realm. The formations constituting the Borăscu Nappe belong to the external margin of the Getic Realm and they are part of the Borăscu, Severin and Obârşia nappes (Getic nappe phase I), with a Mesocretaceous tectogenesis.

Selective References

Bercia, I., Bercia, E., Năstăseanu, S., Iancu, V., Stănoiu, I. Hârtopanu, I. (1977) Harta geologică a RSR, sc. 1:50.000, foaia Obârşia Cloşani. *Inst. Geol. Geofiz.*, Bucureşti.

Codarcea, Al. (1940) Voues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridional et du Plateau de Mehedinţi. *An Inst. Geol. Rom.*, XX, Bucureşti.

Gherasi, N., Berza, T., Seghedi, A., Stepan, M., Iancu, V. (1986) Structura geologică a părţii nordice a Masivului Godeanu. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70–71, Bucureşti.

Stănoiu, I. (1984) Unităţile tectonice şi paleogeografice alpine situate la exteriorul pânzei getice (Carpaţii Meridionali). Prezentată în şedinţa de comunicări a Inst. Geol. Geofiz., din 29 mai 1984, Bucureşti.

— **, Neagu, Th., Baltreş, A., Dragastan, O., Melinte, M., Rădan, S. (1989)** Stratigrafia formaţiunilor Jurasic superior-Cretacic inferioare ale unităţii de Cerna din Munţii Vâlcan şi Parâng. Comunicare prezentată la Sesiunea Fac. Geol. Biol. Geograf., din 10–11 decembrie 1989, Bucureşti.

— **, Conovici, M., Marinescu, Fl., Russo-Săndulescu, D., (1988)** Raport. Arh. Inst. Geol. Rom., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

STUDIUL GEOECOLOGIC AL SISTEMULUI DUNĂRE-DELTA DUNĂRII-LITORALUL MĂRII NEGRE-MAREA NEAGRĂ. STABILIREA DE DATE PENTRU DEZVOLTAREA CONCEPŢIEI PRIVIND PROTECŢIA ECOSISTEMELOR CARACTERISTICE

GEOECOLOGICAL RESEARCHES ON THE DANUBE-DANUBE DELTA-BLACK SEA LITTORAL- BLACK SEA SYSTEM. ASSESSMENT OF DATA FOR DEVELOPING THE CONCEPTION REGARDING THE PROTECTION OF THE CHARACTERISTIC ECOSYSTEMS

N. MIHĂILESCU, S. RĂDAN, C. COSTEA, I. VANGHELIE, S.C. RĂDAN, M. RĂDAN, R. GYÖNGY

Volumul II - Delta Dunării

Acest studiu geoecologic are drept scop evaluarea, în decursul mai multor ani, a dinamicii proceselor fizico-chimice ce au loc în sedimentele lacurilor şi canalelor secundare ale Deltei Dunării.

Din 1992, tema face parte dintr-un program de monitorizare privind Dunărea, Delta Dunării şi Marea Neagră - program al cărui scop este stabilirea prezenţei şi ponderii elementelor poluante din sedimentele acestei zone.

Granulometric, majoritatea sedimentelor lacustre sunt constituite din silturi cu diferite granulaţii şi nisipuri foarte fine:

– lacurile Zonei fluvio-marine: $\bar{x}$ = Md = 6.11 phi, cochilii - 2.16 %, nisip - 15.60 %, silt - 65.11 %, fracţiunea argiloasă - 31.75 %;

– lacurile Zonei fluvio-lacustre: $\bar{x}$: Md = 6.12 phi, cochilii - 3.81 %, nisip - 6.45 %, silt - 65.11 %, fracţiunea argiloasă - 27.63 %.

– Canalele secundare: $\bar{x}$: Md = 5.10 phi, cochilii - 3.09, nisip - 26.79 %, silt - 50.93, fracţiunea argiloasă - 22.27 %.

Materialul care produce colmatarea lacurilor are următoarea origine:

– pentru lacul Sinoe - detritus continental, din vechea Deltă Sinoe şi adus de curenţi prin spărturile actualului cordon litoral;

– pentru Razelmul Mare - Delta Dunării;

– pentru L. Roşu, sursa principală este Dunărea iar cea secundară – formaţiunile deltaice.

În Zona fluvio-lacustră colmatarea lacurilor este funcţie de distanţa până la braţele principale ale Dunării şi de legăturile prin canalele secundare:

– L. Merhei primeşte detritus în principal din Deltă şi din Dunărea Veche în secundar. L. Matiţa este alimentat în special de Dunărea Veche; L. Bogdaproste este alimentat de Deltă şi de Dunărea Veche în secundar; L. Fortuna - de canalele Sulina (în principal) şi

2nd Volume - Danube Delta

This several-years geological study is intended as an assessement of the dynamics of physico-chemical processes occurring in the sediments of the lakes and secondary channels of the Danube Delta.

Since 1992, the study has been part of a monitoring programme regardind the Danube, the Danube Delta and the Black Sea, intended to study the composition of the pollutants within the sediments of this area.

As far as grain-size is concerned, lacustrine sediments consist mainly of silt (of different grain-sizes) and of very fine sand:

– lakes within the fluvio-marine area: $\bar{x}$: Md = 6.11 phi, shells - 2.16 %, sand - 15.60 %, silt - 65.11 %, clay - 31.75 %;

– lakes within the fluvio-lacustrine area: $\bar{x}$: Md = 6.12 phi, shells - 3.81 %, sand - 6.45 %, silt - 65.11 %, clay - 27.63 %;

– secondary channels: $\bar{x}$: Md = 5.10 phi, shells - 3.09, sand - 26.79 %, silt - 50.93, clay - 22.27 %.

The material that warps the lakes within the fluvio-marine area has the following sources:

– for Sinoe L. - detritus from the land, from the ancient Sinoe Delta, and by currents through the breaks in the present litoral bar;

– for Razelm L., in its widest part ("Razelmul Mare") - from the Delta;

– for Roşu L., the main source is the Danube and, to a lesser extent, the deltaic formations.

In the fluvio-lacustrine area, the clogging of the lakes is function of the distance to the main branches of the Danube Delta and of direct connections by secondary channels:

– Merhei Lake receives detritus from the Delta, in the first place, and secondarily from Dunărea Veche. Matiţa L. is supplied mainly by Dunărea Veche; Bogdaproste L. is supplied from the Delta and from Dunărea Veche, secondarily; Fortuna L. – from

Institutul Geologic al României

Şontea ecundar). În ceea ce priveşte L. Durnoi, acesta este alimentat de canalul Sulina, în principal - şi de braţul Chilia în secundar.

Canalele secundare au următoarele surse de alimentare cu material detritic: pentru canalul Caraorman - canalul Sulina şi sedimente din braţul Sf.Gheorghe I; pentru c. Dranov - braţul Sf.Gheorghe (în principal) şi Delta (în secundar); c. Dunavăţu conţine numai sedimente deltaice; pentru c. Roşu-Puiu, sursa principală este Delta, iar cea secundară este canalul Caraorman.

Mineralogic, sedimentele de fund sunt constituite în medie din cuarţ (15-16 %), argilă (19-31 %), calcit (9-25 %) şi feldspaţi (4-8 %).

Nu au fost observate diferenţe notabile din punct de vedere al mineralelor argiloase între sedimentele lacurilor şi canalelor secundare: smectite = 46-48 %, illit = 33-36 %, caolinit = 10-11 % şi clorit = 7-9 %.

Ponderea elementelor majore din sedimentele de fund este uniformă, dacă ne referim la silice (39-52 %), alumină (8,5-9,4 %) şi fierul feros (0,9-1,2) %). Ponderea calcei şi cea a fierului feric sunt diferite:

— sedimentele Zonei fluvio-marine: $\bar{x}$: CaO = 17,6 %, Fe_2O_3 = 1,0 %;

– sedimentele Zonei fluvio-lacustre: $\bar{x}$: CaO = 14.3 %, Fe_2O_3 = 3,4 %;

– sedimentele canalelor secundare: $\bar{x}$: CaO = 10.8 %, Fe_2O_3 = 1,22 %.

Din punct de vedere al ponderii elementelor minore din sedimente, constatăm următoarele:

– Cu este mai bogat în sedimentele lacurilor Zonei fluvio-lacustre ($\bar{x}$=150,18 ppm) decât în ale lacurilor Zonei fluvio-marine ($\bar{x}$=8,65 ppm) sau din canalele secundare ($\bar{x}$=8,65 ppm); faţă de măsurătorile din 1993, nu apar modificări sensibile;

– Zn este de asemenea mai bogat în sedimentele lacurilor Zonei fluvio-lacustre ($\bar{x}$=85,87 ppm) faţă de valorile obţinute în sedimentele lacurile Zonei fluvio-marine (8,63 ppm) sau din canalele secundare(6,99 ppm); – în timp ce ponderea Pb in sedimente este foarte scăzută, ponderea Co este de 2-3 ori mai mare în sedimentele Zonei fluvio-marine ($\bar{x}$=281 ppm) decât în celelalte Zone ale Deltei Dunării ($\bar{x}$=61-97 ppm).

O comparaţie a metalelor grele solvite cu cele ale sedimentelor Deltei Dunării arată că prezenţa lor este rezultatul poluării Dunării.

Un raport al metalelor grele solvite/metale grele din sedimente arată că lacurile zonei fluvio-lacustre, zonă situată în imediata apropiere a braţelor Deltei sunt cele mai bogate în elemente poluante:

Sulina channel and Şontea channel, secondarily. As for Durnoi L., the main source consists in the Sulina channel and the secondary one in the Chilia branch.

The secondary channels have the following sources of clogging: for the Caraorman channel, Sulina channel and the sediments of the Sf.Gheorghe I branch; for the Dranov channel, Sf. Gheorghe branch (mainly) and the Delta (secondarily); the Dunavăţ channel has only deltaic sediments; for the Puiu-Roşu channel, the main source is the Delta and the secondary one is the Caraorman channel.

Regarding minerals, the bottom sediments consist mainly of quartz (15-16 %), clay (19-31 %), calcite (9-25 %), and feldpar (4-8 %).

The differences between the clay minerals in the sediments of lakes and secondary channels are unimportant ones: smectites = 46-48 %, illite = 33-36 %, kaolinite = 10-11 %, and chlorite = 7-9 %.

The share of the major elements within the bottom sediments is uniform, as far as SiO_2 (39-52 %), Al_2O_3 (8.5-9.4 %), and FeO (0.9-1.2) %) are concerned. The share of CaO and Fe_2O_3 differs:

– sediments of the fluvio-marine area, $\bar{x}$: CaO = 17.6 %, Fe_2O_3 = 1.0 %;

– sediments of the fluvio-lacustrine area, $\bar{x}$: CaO = 14.3 %, Fe_2O_3 = 3.4 %;

– sediments of the secondary channels, $\bar{x}$: CaO = 10.8 %, Fe_2O_3 = 1.22 %;

Concerning the share of minor elements in the sediments, we may assess that:

– the amount of Cu is larger in the lakes within the fluvio- lacustrine area ($\bar{x}$=150.18 ppm) than in those within the fluvio-marine one ($\bar{x}$=8.65 ppm) or in the secondary channels ($\bar{x}$=8.65 ppm). No important changes have occurred since 1993;

– Zn is also found in greater quantities in the sediments of the lakes within the first-mentioned area: $\bar{x}$=85.87 ppm, as against 8.63 ppm (in the fluvio-marine area) and 6.99 ppm (in the secondary channels);

– while the amount of Pb in the sediments is very small, the share of Co is two to three times higher in the sediments of the fluvio- marine area ($\bar{x}$=281 ppm) when compared with other areas of the Danube Delta ($\bar{x}$=61-97 ppm).

A comparison between the shares of solved heavy metals and the ones in the sediments points to the fact that the occurrence of heavy metals in the Danube Delta is the consequence of the pollution of the Danube.

The solved/sediment heavy metals ratio suggests that the lakes within the fluvio-lacustrine area (the one closest to the main channels) are richer in pollutants:

Institutul Geologic al României

	Cu	Pb	Zn	Co	Cr	As
water (ppb-$\bar{x}$)	72	14	124	0,8	6,5	22
sediments (ppm-$\bar{x}$)	150	SLD	85	97,0	110,7	–

Carbonul organic prezent în sedimentele de fund este legat atât de activitatea biotică cât şi de cea antropică. Este dificil de analizat ponderea acestor tipuri de activitate (TOC = 1,22-3,81 % S.U.) dar dacă ponderea hidrocarburilor şi fenolilor este foarte scăzută în sedimentele Deltei Dunării, ponderea pesticidelor poate fi uneori importantă (HCH = 0,025-0,116 ppm; DDT = 0,026-0,061 ppm).

Dacă până în 1993 HCH este caracterizat de prezenţa formei beta- HCH, în 1994 în sedimentele superficiale ale lacurilor Deltei Dunării predomină forma gama-HCH. Aceste modificări ale spectrului izomerilor HCH indică un aflux important de debit solid dunărean.

The occurrence of organic carbon in the bottom sediments is function of both biotic and human activity. It is difficult to give a precise evaluation regarding the shares of these kinds of activity (TOC = 1.22-3.81 % D.M.) but, while the quantity of oil and phenol is very small in the sediments of the Danube Delta, the amount of pesticides can sometimes be considerably high (HCH = 0.025-0.116 ppm; DDT = 0.026-0.061 ppm).

While until 1993 HCH was occurring as beta-HCH, in 1994 the upper sediments of the lakes within the Danube Delta contain mainly gama-HCH. These changes in the spectrum of HCH isomeres point to an important input of solid flow from the Danube.

Institutul Geologic al României

STUDIUL GEOLOGIC AL LACURILOR DELTEI DUNĂRII
GEOLOGICAL STUDY OF THE DANUBE DELTA LAKES

N. MIHĂILESCU, C. COSTEA, S. RĂDAN, I. VANGHELIE, S.C. RĂDAN, M. RĂDAN,
S. PESTREA, C. STRECHIE, I. POPESCU

Acest studiu (din iulie 1995) face parte dintr-un monitoring Dunăre-Deltă-Litoral-Marea Neagră, al cărui scop este evaluarea compoziţiei elementelor poluante din sedimentele acestei arii.

Chimic, caracteristicile apei sunt reprezentate de: O_2: 1,37-15,29 ($\bar{x}$=9,34 mg/l); pH: 7,12-9,22 ($\bar{x}$=8,49); rH: 20-28,3 ($\bar{x}$=23,59); NO_3^--N: 0,04-1,30 ($\bar{x}$=0,29 mg/l); NO_2^--N: 0,002-0,082 ($\bar{x}$=0,028 mg/l); PO_4^{3-}: 0,2- 47,0 ($\bar{x}$=11,52 mg/l); SO_4^{2-}: 2,30-167,5($\bar{x}$=49,48 mg/l); Al: 87-1330 ($\bar{x}$=349 ppb); metale grele solvite: 594-745 ppb.

Funcţie de diferitele zone depresionare, metalele grele solvite sunt:

– în lacurile Zonei fluvio-marine: Cu = 2,12-3,60 ppb; Pb = 8,50- 35,30 ppb; Cd = 0,60-3,17 ppb; As = 19,80-48,00 ppb; Hg = 1,00-13,90 ppb; Se = 26,80-73,20 ppb;

– în lacurile Zonei fluvio-lacustre: Cu = 2,00-60,10 ppb; Pb = 5,40-32,60 ppb; Cd = 0,40-3,84 ppb; As = 12,90-65,50 ppb; Hg = 1,00- 16,50 ppb; Se = 26,10-76,20 ppb.

Insecticidele solvite sunt reprezentate în principal de HCH (0,100-0,184 ppb) şi DDT (0-0,08 ppb).

Analizele granulometrice au arătat că majoritatea sedimentelor sunt constituite din silturi cu diferite granulaţii şi nisipuri foarte fine. Comparând analizele din ultimii cinci ani, constatăm modificări importante ale spectrului granulometric al zonelor adiacente canalelor secundare Mila 36, Caraorman (Mila 15) şi Perivolovca-Erenciuc.

Mineralogic, sedimentele lacustre sunt constituite din minerale argiloase (în medie 27-38 %), granule de calcit (în medie 26-27 %), cuarţ (în medie 12,4-16,1 %) şi feldspaţi (în medie 5,8-6,0 %).

Analizele de morfoscopie şi exoscopie au arătat că zona fluvio-maritimă are următoarele surse de sedimente:

– L. Sinoe: zona continentală din vest, Marea Neagră şi cordonul litoral ca şi formaţiunile deltaice ale Deltei Sinoe.

– L. Razelm: formaţiuni deltaice vechi, Dunărea - prin canalele Dunavăţu şi Dranov - şi malul vestic continental.

– Golful Sahalin: formaţiuni deltaice actuale, Dunărea şi Marea Neagră.

This study (carried out during July 1995) is part of a monitoring programme regarding the Danube, the Danube Delta and the Black Sea, intending to evaluate the occurrence of pollutants in the sediments within this area.

The chemical characteristics of the water are as follows: O_2: 1.37- 15.29 ($\bar{x}$=9.34 mg/l); pH: 7.12-9.22 ($\bar{x}$=8.49); rH: 20-28.3 ($\bar{x}$=23.59); NO_3^- N: 0.04-1.30 ($\bar{x}$=0.29 mg/l); NO_2^--N: 0.002-0.082 ($\bar{x}$=0.028 mg/l); PO_4^{3-}: 0.2- 47.0 ($\bar{x}$=11.52 mg/l); SO_4^{2-}: 2.30-167.5($\bar{x}$=49.48 mg/l); Al: 87-1330 ($\bar{x}$=349 ppb); solved heavy metals: 594-745 ppb.

The amount of solved heavy metals differs in different areas:

– in lakes within the fluvio-marine area: Cu = 2,12-3.60 ppb; Pb = 8.50-35.30 ppb; Cd = 0.60-3.17 ppb; As = 19.80-48.00 ppb; Hg = 1.00- 13.90 ppb; Se = 26.80-73.20 ppb;

– in lakes within the fluvio-lacustrine area: Cu = 2.00-60.10 ppb; Pb = 5.40-32.60 ppb; Cd = 0.40-3.84 ppb; As = 12.90-65.50 ppb; Hg = 1.00-16.50 ppb; Se = 26.10-76.20 ppb.

Solved insecticides are represented mainly by HCH (0.100-0.184 ppb) and DDT (0-0.08 ppb).

Grain-size analyses show that sediments consist mainly of silt (of different grain-size) and very fine sand. The comparison of analyses in the last five years reveals important changes in grain-size spectrum within areas close to the secondary channels Mila 36, Caraorman (Mila 15) and Perivolovca-Erenciuc.

Regarding minerals, lacustrine sediments consist of clay (an average of 27-38 %), calcite grains (an average of 26-27 %), quartz (an average of 12.4-16.1 %) and feldspat (an average of 5.8-6.0 %).

Morphoscopic and exoscopic analyses have shown that the fluvio-marine area has the following sources of sediment:

– Sinoe L.: the western continental area and the Black Sea, as well as the littoral bar and the old deltaic formations of the Sinoe Delta.

– Razelm L.: old deltaic formations, the Danube (through Dunavăţu and Dranov channels) and the western continental area.

– Sahalin Bay: present deltaic formations, the Danube,

Institutul Geologic al României

Lacurile din Zona fluvio-lacustre sunt alimentate cu material detritic funcţie de distanţa sau legătura directă cu Dunărea.

Principalele elemente majore din sedimente sunt: Al_2O_3 (1,95-13,80 %), Fe_2O_3 (1,20-6,88 %) şi CaO (4,27-24,80 %). Ponderea Al este legată de prezenţa mineralelor filitoase, iar a Ca de prezenţa cochiliilor şi fragmentelor de cochilii (actuale/sub-actuale).

Metalele grele decelate din sedimente sunt: Cu (2-74,8 ppm, $\bar{x}$=31,57 ppm), Pb (2-109 ppm, $\bar{x}$=34,77 ppm), Zn (2-252 ppm, $\bar{x}$=136,07 ppm), Cr (19,8-141,0 ppm, $\bar{x}$=83,08 ppm), Ni (33,0-146,0 pp, $\bar{x}$=69,05 ppm), Cd (0,4-5,29 ppm, $\bar{x}$=2,45 ppm) şi As (18,7-218,5 ppm, $\bar{x}$=77,61 ppm).

Diatomeele (bun indicator de salinitate) sugerează valori ridicate în lacurile Cuteţki, Lungu, Durnoi şi Răducu - lacuri situate în apropierea canalelor aprovizionate de braţele Tulcea şi Sulina. Valorile cele mai ridicate au fost detectate în L. Roşu, situat în apropierea zonei litorale.

Susceptibilitatea magnetică măsurată în silturi bogate în sedimente organice nu depăşeşte 75.10^{-6} u.SI, în timp ce în sedimentele lacurilor Iacub şi Dranov valorile sunt 147.10^{-6}-171.10^{-6} u. SI.

Valorile maxime ale SM au fost determinate pe probele silturilor din lacurile Fortuna, Meşteru, Lungu şi Uzlina (471.10^{-6} u. SI). Aceste valori sunt efectele aportului de material detritic din braţele Sulina şi Sf. Gheorghe.

Creşterea nivelelor apelor Dunării (debit lichid/solid mărit) în primăvara şi vara anului 1995 au avut drept rezultat o diluare a ponderii metalelor grele şi pesticidelor solvite:

– Cu solvit a scăzut de 10 ori faţă de 1994. Raportul Cu solvit/Cu sediment este asemănător în cele două zone ale Deltei;

– ponderea Pb solvit a scăzut în medie în 1995 (13,64 ppb) faăă de 1994 (16,62), dar Pb este acum present în toate lacurile Deltei. Deşi Pb solvit este sub limita de detecţie a normelor internaţionale, prezenţa sa în toate lacurile este îngrijorătoare.

În paralel cu variaţia Pb solvit, cea a Co solvit indică valori duble în 1995 faţă de 1994. Acelaşi fenomen este valabil şi pentru Ni, a cărui pondere în sedimente este relativ mare.

As, element poluant toxic, are în apele şi sedimentele Deltei valori ridicate ($\bar{x}$=25,66 ppb şi respectiv 77,61 ppm). Concentraţia As solvit este de 2,5 ori mai mare decât normele C.E. şi U.S.A.

Principala sursă de poluare pentru apele şi sedimentele Deltei este Dunărea, contaminată la rândul său în urma activităţilor antropice. Canalele secundare Mila 36, Dunărea Veche, Caraorman, Uzlina, Dunavăţu şi Dranov introduc în Deltă atât metale grele cât şi o cantitate relativ mică de pesticide.

and Blak Sea.

The lakes within the fluvio-lacustrine area receive detritic matter function of their distance to the Danube and/or direct connections with the river.

The main major elements in the sediments are: Al_2O_3 (1.95-13.80 %), Fe_2O_3 (1.20-6.88 %) and CaO (4.27-24.80 %). The amount of Al is function of clay minerals and that of Ca - of the occurrence of shel.

The heavy metals in the sediments are: Cu (2-74.8 ppm, $\bar{x}$=31.57 ppm), Pb (2-109 ppm, $\bar{x}$=34.77 ppm), Zn (2-252 ppm, $\bar{x}$=136.07 ppm), Cr (19.8-141.0 ppm, $\bar{x}$=83.08 ppm), Ni (33.0-146.0 pp, $\bar{x}$=69.05 ppm), Cd (0.4- 5.29 ppm, $\bar{x}$=2.45 ppm) and As (18.7-218.5 ppm, $\bar{x}$=77.61 ppm).

Diatomes (a good indicator of salinity) had revealed high levels in the lakes Cuteţchi, Lungu, Durnoi and Răducu - i.e., in lakes located near channels whose water comes from the Tulcea and Sulina branches. The highest level has been detected in the Roşu L., located near the littoral of the Black Sea.

Magnetic susceptibility reaches only 75.10^{-6} u.SI in rich organic sediments, while in the lakes Iacub and Dranov its value reaches 147.10^{-6}-171.10^{-6} u. SI.

The highest values of MS were determined in silt samples from the lakes Fortuna, Meşteru, Lungu and Uzlina (471.10^{-6} u. SI). These values result from the input of organic matter originating in Sulina and Sf. Gheorghe branches.

The increase of the Danube water level (increased liquid/solid flow) during the spring and summer of 1995 resulted in the dilution of the concentration of solved heavy metals and pesticides:

– solved Cu has decreased ten times since 1994. The solved/sediment Cu ratio is similar in the two areas of the Delta;

– the amount of solved Pb decreased to an average of 13.64 ppb in 1995, as against 16.62 in 1994, but Pb is present in all the lakes of the Delta. Although the level of solved Pb is below the limit of detection of international standards, the fact that it occurs all over the Delta is alarming.

The amount of solved Co is double in 1995 (as against 1994). The same can be mentioned concerning Ni, which is relatively abundant in sediments.

As, a toxic-polluting element, is in large amounts, both in water ($\bar{x}$=25.66 ppb) and in sediments ($\bar{x}$=77.61 ppm). The concentration of solved As is 2.5 times larger than the E.C. and U.S.A. standards.

The main source of pollution for the water and sediments of the Delta is the Danube, which is contaminated by human activities. The secondary channels Mila 36, Dunărea Veche, Caraorman, Uzlina, Dunavăţu and Dranov are bringing to the Delta both heavy metals (solved/in suspention) and pesticides (in small quantities).

Institutul Geologic al României

CONTRIBUŢII LA STUDIUL ALUNECĂRILOR DE TEREN DIN PERIMETRUL VALEA ARGEŞULUI-VALEA IALOMIŢEI
CONTRIBUTIONS TO THE STUDY OF LANDSLIDES SITUATED BETWEEN ARGEŞ AND IALOMIŢA VALLEYS

ŞT. BOZ, R. MAFTEI, G. CIOBANU

Scopul acestui studiu care se încadrează în programul de cercetare a fenomenelor geologice-inginereşti de pe teritoriul României) este identificarea principalelor zone afectate de instabilitate şi a cauzelor care au generat această instabilitate. Cercetările geologice din ultimii ani (1993/1994, 1994/1995) s-au efectuat într-un perimetru situat între Argeş şi Ialomiţa (eşalonat astfel: Argeş-Râul Târgului în 1993/1994 şi Râul Târgului-Ialomiţa în 1994/1995).

Principalele condiţii geotehnice ale acestei zone au fost figurate pe harta geologico-inginerească, sc. 1:50.000 (unică la această scară şi în acest perimetru), hartă ce reflectă complexitatea caracteristicilor geologice şi geotehnice ale terenului, zonele de maximă stabilitate pe care pot fi amplasate diferite obiective.

O altă noutate a acestui studiu o reprezintă clasificarea alunecărilor de teren întâlnite (active, stabilizate, consecvente, insecvente, asecvente, etc.) şi figurarea acestora, ca atare, pe hartă.

Pe probele de teren colectate s-au efectuat analize specifice (RX, termometrie, analize geotehnice). Aceste probe au fost luate din zone afectate de fenomene dinamice, iar rezultatele analizelor au relevat prezenţa mare a argilelor plastice (cu conţinuturi în illit şi montmorillonit cuprinse între 24–69 %, respectiv 9–64 %, cu un indice de plasticitate mare IP=25,2–38,5), prafuri şi nisipuri. Existenţa acestor roci, de regulă, conferă un grad sporit de instabilitate formaţiunilor geologice pe care le alcătuiesc, conform observaţiilor din teren.

Posibilitatea folosirii datelor geologico-inginereşti cuprinse în cadrul hărţii executate de către noi, cât şi a celorlalte materiale grafice anexate de către toţi specialiştii interesaţi în execuţia unor viitoare construcţii, deschideri de noi lucrări miniere, sistematizarea şi modernizarea unor localităţi ne dă un indiciu asupra importanţei lucrării, cât şi a necesităţii continuării ei la scara întregii ţări.

The purpose of this study (which is framed in the research programme of the geological-engineering phenomena in Romania) is to identify the main zones which are affected by the landslides and the main causes that generate them.

The geological research from the last two years has developed in the area situated between Argeş River and Ialomiţa River (phased: Argeş-Râul Târgului 1993/1994, Râul Târgului-Ialomiţa 1994/1995).

The main geotechnical conditions of this zone were presented on the geological-engineering map, scale 1:50,000, the only one at this scale and in this area. It reflects the geological and geotechnical specific features of this land and also the stable zones proper for the construction of different objectives.

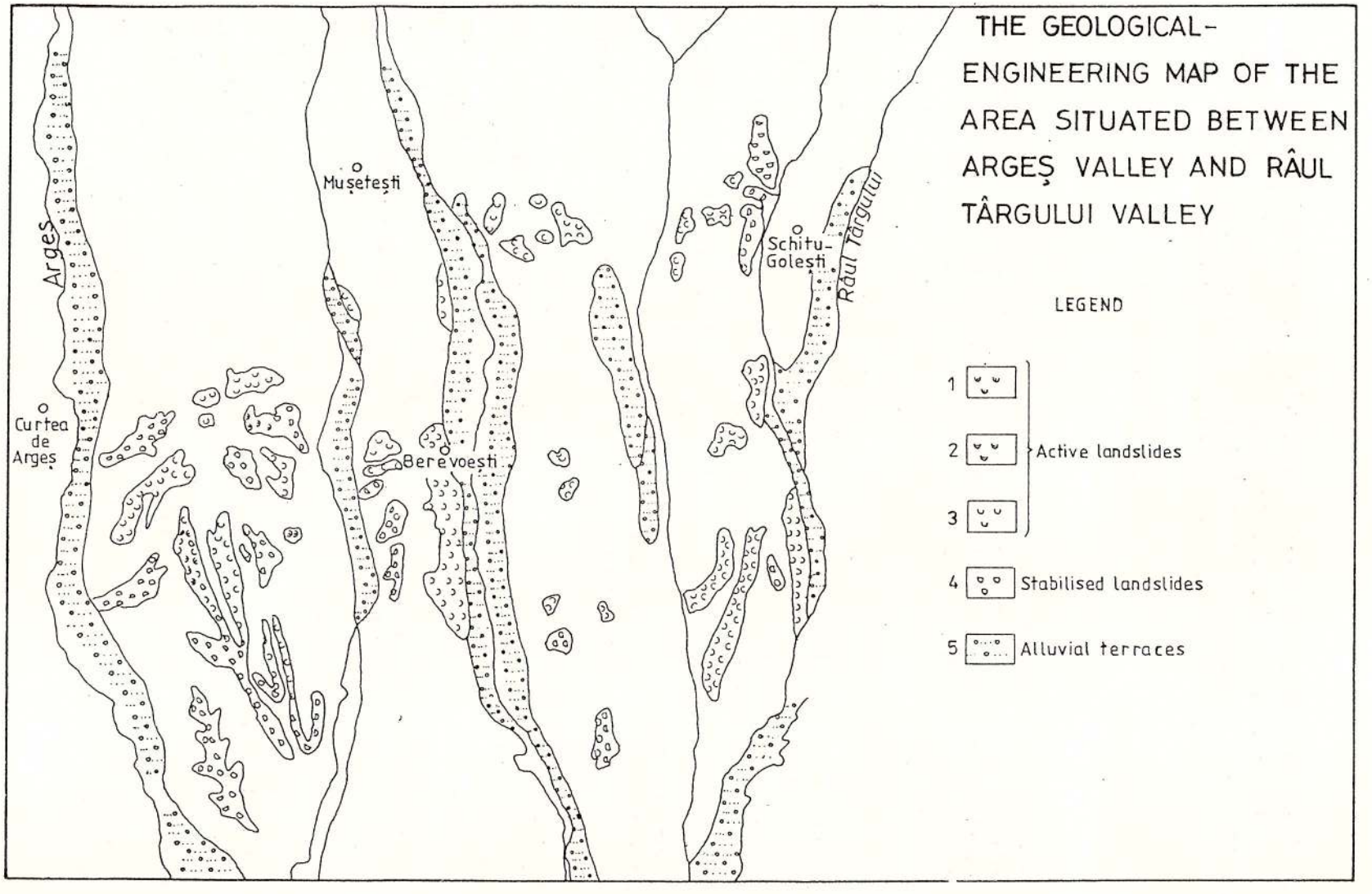
Another novelty of the present study is represented by the classification of the landslides in this area (active, stabilized, consistent, etc.) and their location as such on the map.

The samples which are gathered were analysed (RX, thermometry, geotechnical analysis) and the results have revealed the presence in a large amount of the plastic clays (the content of illite and montmorillonite is 24–69 %, 9–64 % respectively, which have an IP=25.2–38.5), dusts and sands.

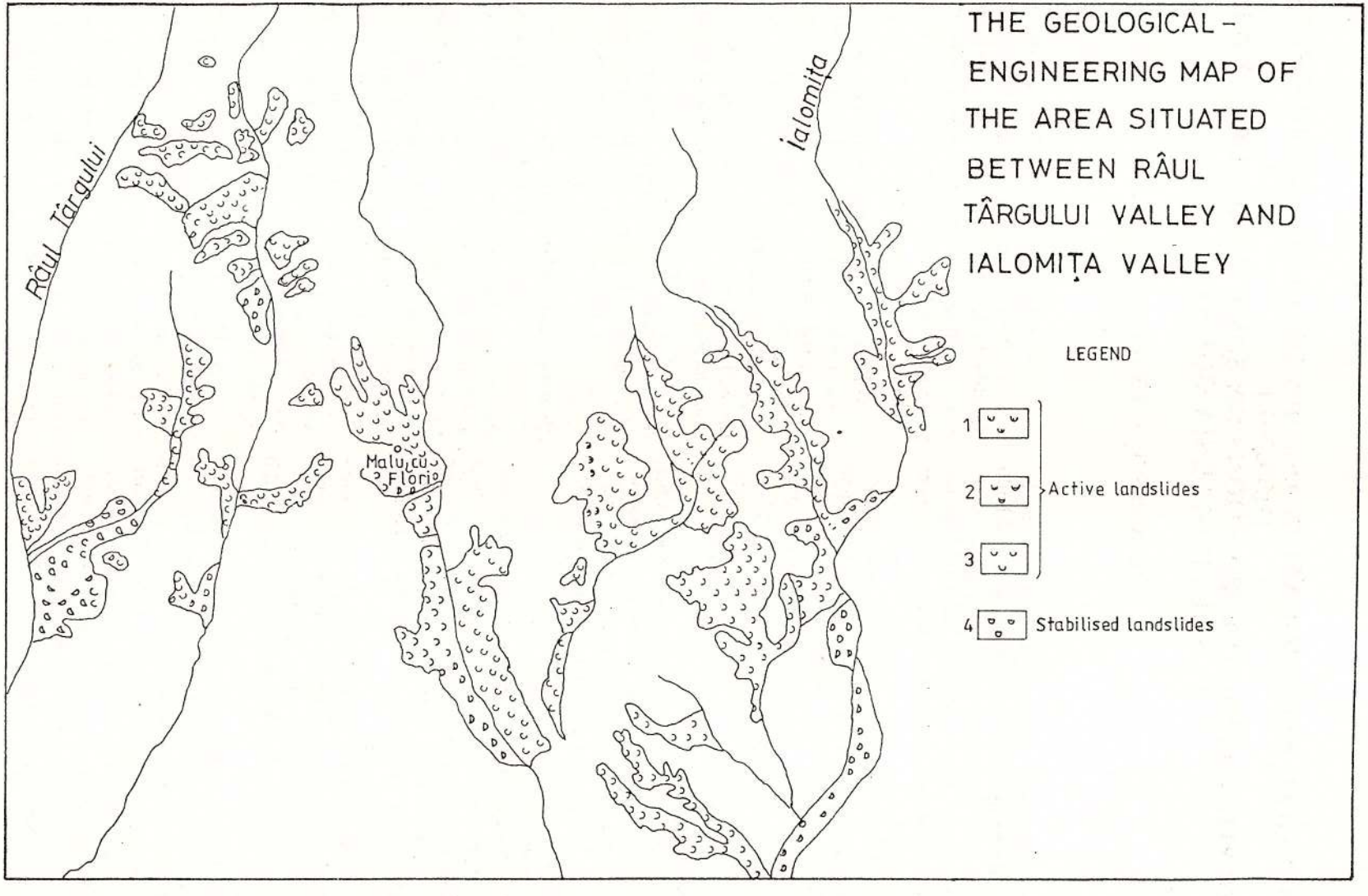
The existence of these rocks usually gives an increased degree of instability of the geological formations, in accordance with our observations.

Geological engineering data and other drawings included in the geotechnical map may be successfully used by all the specialists interested in the achievement of some future building, mining works, and the systematization and modernization of some localities and give us a clue about the importance of this research and also about the neccessity to continue this study for the whole territory.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

OBSERVAŢII STRATIGRAFICE ASUPRA UNOR FORAJE DIN SUDUL OLTENIEI
STRATIGRAPHIC OBSERVATIONS ON SOME WELLS DRILLED IN SOUTH OLTENIA COUNTY

G. POPESCU, P. ENCIU

În partea de sud a Olteniei, în împrejurimile localităţilor Amărăştii de Jos, Dăbuleni şi Grojdibodu (fig. 1) au fost forate trei sonde hidrogeologice cu carotaj continuu. Cele trei foraje au străbătut numai partea superioară a depozitelor terţiare ce acoperă platforma moesică.

Sonda H - 19 Amărăştii de Jos, a fost săpată în interfluviul Jiu - Olt, la aproximativ 25 km nord de Dunăre. În primii 41 m foraţi, sonda a străbătut următoarea succesiune de depozite cuaternare: până la metrul 15 s-au întâlnit nisipuri şi nisipuri argiloase eoliene; între 15 şi 24 m argile deluviale, iar între metri 24 şi 41 nisipuri fine aparţânand, cronostratigrafic, Pleistocenului inferior.

Între m 41 şi m 94 au fost carotate argile gălbui, argile vineşii şi, apoi, un strat de cca 7 m de nisipuri grosiere (m 94–101), lipsit de faune, care au fost atribuite de noi în mod preliminar Romanianului (pe baza litologiei şi a raporturilor stratigrafice).

În intervalul m 101–150 s-a forat în depozite daciene bogat fosilifere reprezentate prin argile nisipoase, nisipuri cu trei intercalaţii de cărbuni argiloşi. Resturile fosile cele mai numeroase apar în nisipurile din intervalul cuprins între metri 126–150, reprezentate prin *Pachydacna (Parapachydacna)* spp., *Hydrobia* spp. şi *Lithogliphus* spp.

Între m 150 şi m 171 au fost carotate argile siltonisipoase cenuşii verzui şi argile marnoase cu faună bosphoriană: *Limnocardium* sp., *Lunadacna* sp. şi *Caladacna*, iar între 171–178,5 argile pestriţe, probabil meoţiene.

Începând de la metrul 178 până la talpă (m 435) forajul a străbătut-o formaţiune omogenă, cu o rată mare de sedimentare, constituită din nisipuri, nisipuri argiloase şi argile siltice. Conţinutul fosil este foarte bogat (moluşte şi foraminifere), caracteristic pentru Sarmaţian. Ultimile probe colectate din baza forajului (m 436) conţin foraminifere aparţinând genurilor *Dogielina* şi *Sarmatiella* (tipice pentru Sarmaţianul mediu).

Sonda H - 20 Dăbuleni, a fost săpată pe terasa înaltă a Dunării, la 12 km nord de fluviu. De la suprafaţă spre talpa forajului (m 356) s-a traversat

In the southern part of the Oltenia county, in the neighbourhood of the Amărăştii de Jos, Dăbuleni and Grojdibodu localities (fig. 1), three hydrogeological wells, continuously cored, were drilled. The three wells penetrated only a short part of the Tertiary deposits covering the Moesian Platform.

Well H - 19 Amărăştii de Jos, is situated between the Jiu and Olt rivers, at approximately 25 km north of the Danube. On the first 41 meters the well drilled sands and siltic clays belonging chronostratigraphically to the Pleistocene; from m 41 to m 101 the well penetrated gray sandy-clays barren from paleontological point of view. In the interval between m 101 and m 150 there were drilled deposits represented by sands and sandy-clays containing a rich fossil assemblage. In this interval (but especially between m 126 - m 150 interval), specimens of mollusks belonging to the genera *Pachydacna (Parapachydacna)*, *Hydrobia* and *Lithogliphus*, (Dacian) were recorded. Between m 151 and m 171, the lithologic content consists of silty-clays bearing Limnocardium, Lunadacna and Caladacna (Bosphorian in age). From m 178 to the final depth (m 435), a lithologically homogeneous formation was drilled, with a high rate of sedimentation constituted preponderantly of sandstones, sands and sandy-clays containing very rich molluskan and foraminiferal assemblage fauna characteristic of the Sarmatian. The last cores contain specimens of the genera *Dogielina* and *Sarmatiella* (genera that define, by foraminifera, the base of the Middle Sarmatian).

Well -H 20 Dăbuleni, is located in the northern part of the Dăbuleni village, 20 km north of Danube. On the first 25 meters, the well drilled in Quaternary and Romanian deposits (fluviatile deposition); between m 25 and m 55 it drilled clayey and sandy-clay deposits (Dacian). In the interval comprised between m 55 and m 66, the well penetrated silty-clays and sands, the latter containing anoxic minerals as spherosiderite, marcasite and heavy carbonates. In the interval comprised between m 67 and m 92, the well drilled calcareous sands, probably Sarmatian in age.

Institutul Geologic al României

o suită de formaţiuni depuse, cu intermitenţă, în intervalul Eocen mediu-Pleistocen superior.

Deoarece forajul a străbătut în sapă primii 50 m, pentru descrierea litologiei depozitelor săpate au fost utilizate datele a numeroase foraje de mică adâncime (pentru alimentarea cu apă) executate în localitatea Dăbuleni. Astfel, primii 15 m au trecut prin depozite eoliene şi aluviunile terasei Dunării; în patul terasei, pe circa 10 m se găsesc de regulă depozite argiloase romaniene. Între m 25 şi m 35, forajele învecinate au traversat complexul argilo-cărbunos dacian superior, iar între m 35 şi 55 de regulă au fost întâlnite depozite nisipoase atribuite Dacianului inferior.

Pe intervalul dintre m 54 şi 58, forajul a traversat argile nisipoase. Un strat de nisipuri calcarenitice, bogate în minerale caracteristice mediilor anoxe (cu sferosiderită, marcasită şi carbonaţi grei) a fost traversat între m 58 şi m 66. În tronsonul dintre m 68 şi m 92 s-au carotat gresii calcaroase cu intercalaţii de argile vineţii, probabil de vârstă sarmaţiană.

De la metrul 93, litologia depozitelor străbătute de sondă este reprezentată prin marne şi marne argiloase (până la m 270) şi gresii fine, siliciclastice (până la talpă: m 360). În intervalul dintre m 94 şi m 140, resturile organice alcatuite din foraminifere *Elphidium fichtelianum* (D'ORB.), *Sizowella* sp. şi *Porosononion hyalinum* BOGD. sunt tipice pentru Sarmaţianul mediu. Intervalul cuprins între m 140 şi m 155, pe lângă bogatele asociatii de nannoplancton şi foraminifere remaniate din depozitele eocene subjacente au fost întâlnite specii badeniene (probabil transportate): *Candorbulina universa* JEDL., *Globigerinoides triloba* (RSS.), *Uvigerina macrocarinata* PAPP & TURN., *Bolivina hebes* MACF., *Latibolivina* sp., *Velapertina indigena* (LUCZ.) şi *Uvigerina bellicostata* LUCZ.,ultimile două specii tipice pentru Kossovian.

Depozitele marnoase din intervalul m 165 şi m 270 conţin numeroase resturi fosile (foraminifere, nannoplancton) (Tabel).

În intervalul dintre m 165 şi m 175 au fost întâlnite speciile *Globigerinatheka index index* (FINLAY), *G. semiinvoluta* (KEIJ.), *G. subconglobata luterbacheri* BOLLI, *Globigerina corpulenta* SUBB., *G. ampliapertura* BOLLI, *G. eocaena* GUMB., *G. hagni* GOHR., *G. cryptomphala* GLAES., *Chiloguembelina cubensis* (CUSH.) precum şi numeroase specimene din seria filetică a speciei *Globorotalia cerroazulensis (pomeroli - cerroazulensis - cocoaensis)*. Foraminiferele planctonice mai sus menţionate sunt tipice Eocenului Superior (zonele P_{15} – P_{17}).

Intervalul dintre m 175 şi m 310 corespunde apariţiei şi dezvoltării genului *Hantkenina (H. mexicana* CUSH., *H. dumblei* WEIN. & APPLIN, *H. alabamensis* CUSH., *H. liebusi* SHOKINA) şi a genului *Clavigerinella*

Beginning with m 93, the lithology is represented mainly by marls and fine, siliciclastic sandstones (from m 270 to the final depth, m 360). In the interval between m 94 and m 140, the faunal assemblage (*Elphidium fichtelianum* (D'ORB.), *Sinzowella* sp., *Porosononion hyalinum* BOGD.) is typical of the Middle Sarmatian. The interval comprised between m 140 and m 155, besides reworked Eocene nannoplankton and foraminifers, some specimens characteristic of the Lower and Upper Badenian are present: *Candorbulina universa* JEDL., *Globigerinoides triloba* (RSS.), *Uvigerina macrocarinata* PAPP & TURNOWSKI, *Bolivina hebes* MACF., *Latibolivina* sp., *Velapertina indigena* (LUCZ.), and *Uvigerina bellicostata* LUCZ., the last two species typical of the Kossovian. It is worth mentioning that even this fauna may be a transported one.

The marly deposits from the interval between m 165 to m 270 contain Eocene fossil assemblages consisting of calcareous nannoplankton, and planktonic and benthonic (agglutinated and calcareous) foraminifera (Table).

Thus in the interval comprised between m 165 and m 175 there were recorded *Globigerinatheka index index* (FINLAY), *G. semiinvoluta* (KEIJZER), *G. subconglobata luterbacheri* BOLLI, *Globigerina corpulenta* SUBB., *G. ampliapertura* BOLLI, *G. eocaena* GUEMBEL, *G. hagni* GOHRBANDT, *G. cryptomphala* GLAESSNER, *Chiloguembelina cubensis* (CUSH.) as well as numerous specimens belonging to the *Turborotalia cerroazulensis* lineage (*pomeroli-cerroazulensis-cocoaensis*). The above mentioned planktonic foraminifera are typical of the Upper Eocene (zones P15 - P 17). The interval between m 175 and m 310 corresponds to the occurrence and the development of the genera *Hantkenina* (*H. mexicana* CUSH., *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. alabamensis* CUSH., *H. liebusi* SHOKINA) and *Clavigerinella (C. eocanica eocanica* (NUTTALL)). In this interval (equivalent of the P10 - P 14 zones) the most frequent species are: *Pseudohastigerina micra* (COLE), *Globigerinatheka mexicana* (CUSH.), *G. subconglobata* (SHUTSKAYA), *"Globigerinoides" higginsi* BOLLI, *Truncatulinoides rohri* BRON. & BERM., *T.* cf. *T. topilensis* (CUSH.), *Acarinina bullbroki* (BOLLI), *A. pentacamerata* (SUBB.), *A. boerdemanni* (CUSH. & BERM.). Samples collected near the bottom of this well (m 350 - 355) seem to belong to the upper part of the Lower Eocene. Here very frequent specimens of frontosa *Turborotalia cerroazulensis frontosa* (SUBB.) and rare specimens of *Morozovella caucasica* GLAESSNER occur. A thin stratum (0.40 m) of Nummulitic limestone (containing *Nummulites* ex gr. *striatus* and *Operculina* sp.) was found at the meter 293 in the siliciclastic sandstones sequence.

Institutul Geologic al României

(*C. eocanica eocanica* (NUTTALL). În acest interval (echivalent zonelor P_{10} – P_{14}), cele mai frecvente specii sunt *Pseudohastigerina micra* (COLE), *Globigerinatheka mexicana* (CUSH.), *G. subconglobata* (SHUTSKAYA), *"Globigerinoides" higginsi* BOLLI, *Truncatulinoides rohri* BRON. & BERM., *T.* cf *T. topilensis* (CUSH.), *Acarinina bullbroki* (BOLLI), *A. pentacamerata* (SUBB.), *A. boerdemanni* (CUSH. & BERM.). Probele colectate din apropierea talpei sondei (m 350–355) aparţin, probabil, părţii superioare a Eocenului inferior. Aici au fost întâlnite frecvente specimene de *Globorotalia cerroazulensis frontosa* (SUBB.) şi rare specimene de *Morozovella caucasica* GLAESSNER. Mai menţionăm prezenţa unui straton subţire de marne calcaroase cu nummuliţi (cu *N.* ex gr. *striatus* şi *Operculina* sp.) la adâncimea de 293 m, în secvenţa gresiilor siliciclastice

Sonda H - 21 Grojdibodu, a fost forată în partea de sud-vest a localităţii Grojdibodu, 12 km est de Sonda H - 20, Dăbuleni. Depozitele străbătute sunt similare celor din forajul H - 20.

În primii 50 m s-a mers în sapă; în intervalul dintre m 50 şi m 250 s-a înaintat cu carotaj continuu. Sonda a străbătut marne şi marne argiloase, siltice (de la m 50 până la m 224) şi gresii siliciclastice între m 224 şi m 250.

Între m 50 şi m 56, marnele conţin în special foraminifere şi nannoplancton remaniate din depozitele marnoase eocene subjacente. Cele mai noi resturi fosile întâlnite sunt reprezentate prin specimene de *Porosononion* (sarmaţiene). Sub 56 m adâncime, apar asociaţiile de foraminifere planctonice tipice Eocenului superior (până la m 94) după care apar primele specimene de *Hantkenina* şi numeroase exemplare din genul *Acarinina*. Intervalul stratigrafic cuprins între m 94 şi m 224 a fost atribuit de noi Eocenului mediu. Depozitele grezoase, siliciclastice (între m 224 şi m 250) sunt lipsite de resturi organice.

Comentarii

În partea sud - vestică a Platformei Moesice au fost săpate numeroase sonde în scopuri economice. Depozitele eocene au fost menţionate în această arie de către Comşa & Costea (1966) care le consideră o prelungire spre nord a depozitelor eocene din bazinul Lomului. Săndulescu et al. (1971) şi Saulea et al. (1970) menţionează şi figurează în hărţile litofaciale depozitele eocene ca o prelungire spre nord a bazinului Lom. Datele noi biostratigrafice, aduse în lucrarea de faţă, confirmă şi completează studiile biostratigrafice pe bază de nannoplancton efectuate de Leu et al. (1983). Comparând asociaţiile fosile din această arie cu cele din depozitele echivalente din Carpaţi (partea sudică a acestora), nu au fost identificate diferenţe majore, exceptând o diversificare şi frecvenţă mai mare a foraminiferelor bentonice în aria investigată.

Well H - 21 Grojdibodu, was drilled in the south-western part of the Grojdibodu locality, 12 km east of the Well 20 - Dăbuleni. The drilled deposits are similar to those in Well H 20. Here, on the first 50 meters no sample was recorded; in the interval m 50 - m 250 there were drilled, continuously cored, marls and marly silty-clays (from m 50 to m 224) and siliciclastic endurated deposits from m 224 to the bottom of the well (m 250). Between m 50 and m 56, the marls contain reworked Eocene foraminifera and nannoplankton and Sarmatian microfossils (the foraminifer *Porosononion* sp.). Upper Eocene assemblages occur between m 56 and m 93. In the interval between m 94 and m 250 (bottom of the well), the micropaleontologic assemblages are characterized by the occurrence of the genus *Hantkenina*.

Comments

In the south-western area of the Moesian Platform there were drilled numerous wells for economic purposes. The Eocene deposits were mentioned by Comşa & Costea (1966), Saulea et al. (1970), Săndulescu et al. (1971), Leu et al. (1983). Our biostratigraphic data confirm the data carried out by the above mentioned authors. Comparing the paleontological content of the Neogene and Eocene deposits from south-west Moesian Platform (Lom Basin) with that in the Subcarpathians, no distinguished elements were identified except for a more diversified benthonic foraminiferal assemblage. The existence of a large connection between the two areas is possible, at least in the Upper Eocene.

Paleoecologically, the Eocene foraminiferal assemblages from the wells 20 and 21 suggest a mid-latitude, normal marine, epicontinental, open sea facies.

Institutul Geologic al României

Este foarte posibil ca cele două arii de sedimentare să fi fost legate cel puţin la nivelul Eocenului superior.

Ansamblul foraminiferelor eocene din forajele H-20 şi H 21 sugerează un regim normal marin, epicontinental, de latitudine medie. Prezenţa unor depozite sarmaţiene, care sugerează o sedimentare activă (forajul H-19), situate în apropierea celor două foraje sus menţionate, indică o activare a tectonicii rupturale la nivelul Kossovianului şi Sarmaţianului.

REFERENCES

Comşa, D., Costea I. (1966) Asupra prezenţei Eocenului în sud-vestul Platformei Moesice din Romania. *Petrol şi Gaze*, 17/10, p. 499–502, Bucureşti.

Leu, M., Gartner, S., Costea, I. (1983) The Paleocene-Eocene in the south-west of the Moesian Platform (Romania). *An. Inst. Geol. Geof.*, LIX (Strat., Paleont.), p. 213–219, Bucureşti.

Saulea Em., Săndulescu, J., Săndulescu, M. (1970) Atlas litofacial , V-Paleogen, Foaia V / 4, Ypresian-Lutetian. Inst. Geol., Bucureşti.

Săndulescu, M., Saulea, Em., Săndulescu, J. (1971) Atlas litofacial, V-Paleogen, Foaia V/2a, Corelări stratigrafice ale Paleogenului din România. Inst. Geol., Bucureşti.

Table – Foraminiferele întâlnite în forajul H-20 Dăbuleni în ordinea primelor apariţii începând de la talpă spre suprafaţă

Foraminifera from the well H-20 in order of their first occurrence from the bottom to the surface.

EOCENE

Globorotalia (T.) frontosa (SUBB.)
Plectina dalmatina (SCHUB.)
Osangularia pteromphlia (GUMBEL)
Marginulinopsis fragaria (GUMBEL)
Clavulina parisiensis D'ORB.
Nummulites ex gr. *striatus* (BRUG.)
Operculina sp.
Globigerinatheka subconglobata (KHAL.)
Tritaxia haerigensis (GUMBEL)
Tritaxilina pupa (GUMBEL)
Tritaxilina cubanensis (CUSHMAN)
Marginulinopsis asperula (GUMBEL)
Marginulinopsis cumilicostata (GUMB.)
Hantkenina dumblei (WEINZ. & APPLIN)
Globigerinatheka micra (SHUTS.)
Globigerina eocaena GUMBEL
Globigerina inaequispira SUBB.
Morozovella spinulosa (CUSH.)
Pseudohastigerina micra (COLE)
Hemirobulina subbulata (HANT.)
Marginulina propinqua HANTKEN
Vulvulina nummulina (GUMBEL)
Anomalinoides calymene (GUMB.)
Hanzawaia ammophila (GUMBEL)
Uvigerina spinocostata C.& J.
Acarinina bullbrooki (BOLLI)
Globigerina baconica SAMUEL
Globigrina hagni GOHR.
Globorotalia (T.) possagnoensis (T. & B.)
Globorotaloides sutteri BOLLI
Fursenkoina dibollensis (C. & A.)
Karreriella siphonella (REUSS)
Karreriella halkyardi (CUSHMAN)
"Lagena" scarenaensis (HANTKEN)
"Lagena" tricincta GUMBEL
"Nodosaria" gyrata MALLORY
Pseudonodosaria hantkeni (FRANZ.)
Pseudonodosaria inflata (BORN.)
Rectuvigerina mexicana (CUSH.)
Gyroidina hannai GARRETT
Nuttallites truemphy (NUTTALL)
Aragonia aragonensis (NUTTALL)
Pleurostomella acuta HANTKEN
Pleurostomella incrassata HANTK.
Bulimina impendens PARK. & BER.
Bulimina velascoensis (CUSHMAN)
Uvigerina chirana CUSH. & STONE
Acarinina pentacamerata (SUBB.)
Clavigerinella eocaenica (NUTTALL)
Globigerina pseudoeocaena SUBB.
Globigerinatheka euganea (SUBB.)
Globigerinatheka mexicana (CUSH.)
Globigerina turkmenica KHALILOV
Globigerina linaperta FINLAY)
Hantkenina lehneri CUSH. & JARVIS
Hantkenina longipsina (CUSH.)

Institutul Geologic al României

Hantkenina mexicana CUSHMAN
Truncorotaloides topilensis (CUSH.)
Bulimina calahani GALL. & MORREI
Bulimina truncana GUMBEL
Lenticulina arcuatostriata (HANTK.)
Lenticulina gutticostata (GUMBEL)
Lenticulina terryi (CORYELL & EMB.)
Lingulina acutimargo HANTKEN
Rzehakina epigona (RZEHAK)
Siphogenerina vasharhelyii (HANTK.)
Spiroloculina cf. *texana* CUSH. & ELL.
Stilostomella elegantissima (HANTK.)
Valvulineria filiaeprincipis HAGN
Valvulineria wittpuyti VAN BELLEN
Acarinina rotundimarginata SUBB.
Acarinina broedermanni (C. & B.)
Globigerina corpulenta SUBB.
Globigerina praebulloides BLOW
"Globigerinoides" higginsi BOLLI
Globigerinatheka index (FINLAY)
Globorotalia (T.) pomeroli (T. & B.)
Morozovella marginodentata SUBB.
Morozovella cf. *aragonensis* (NUTTALL)
Globocassidulina globosa (HANTKEN)
Globocassidulina inexcutta (FRANZ.)
Lenticulina cuvillieri (TEXIER)
Planularia kubinni (HANTK.)
Planularia striata (LIEBUS)
Glomospira sp.
Citharinella budensis (HANTKEN)
Ophthalmidium sp.
Globorotalia (T.) cocoaensis (CUSH.)
Globorotalia (T.) cerroazulensis (COLE)
Globorotalia (T.) cunialensis (T. & B.)

MIOCENE

Globigerinoides triloba (REUSS)
Candorbulina universa JEDL.
Bolivina hebes MACF.
Latibolivina sp.
Lenticulina calcar (LIN.)
Melonis pompilioides (FICH. & MOL)
Fursenkoina schreibersiana (CZJZ.)
Globobulimina ovata (D'ORB.)
Cibicidoides ungerianus (D'ORB.)
Uvigerina macrocarinata PAPP & TURN.
Uvigerina bellicostata LUCZK.)
Velapertina indigena (LUCZK.)
Elphidium fichtelianum (D'ORB.)
Oolina hexagona WILL.
Sphaeroidina bulloides D'ORB.)
Sinzowella sp.
Porosononion hyalinum BOGD.

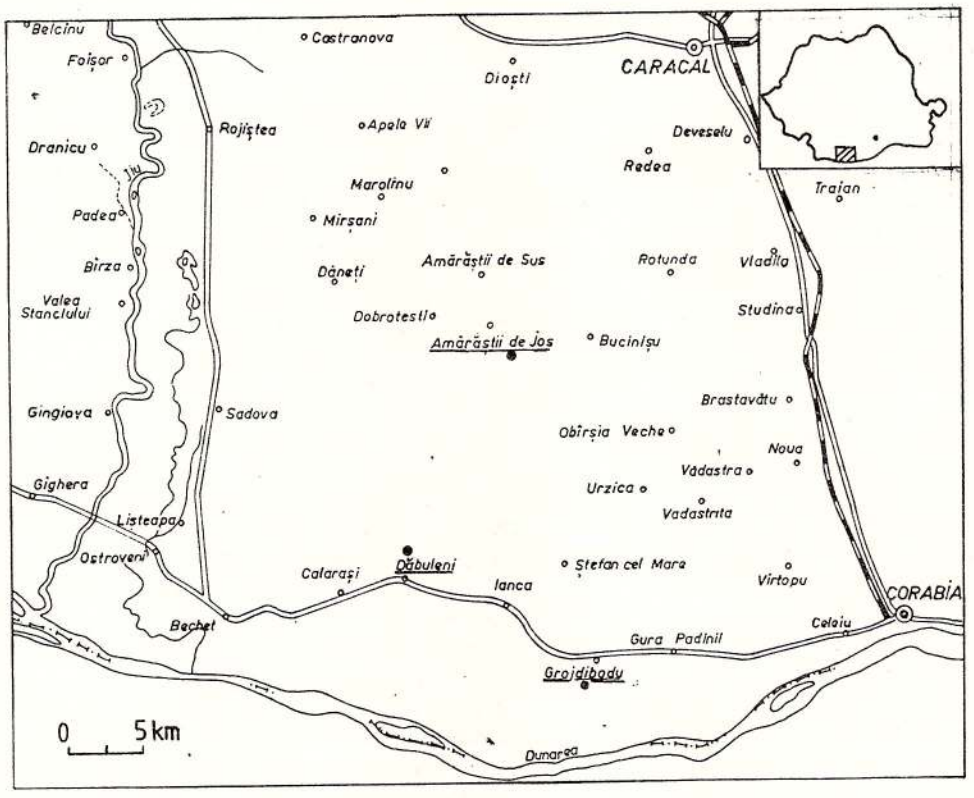


Fig. 1
Locaţiile sondelor H-19 Amărăştii de Jos, H-20 Dăbuleni şi H-21 Grojdibodu.
Location of the wells H-19 Amărăştii de Jos, H-20 Dăbuleni and H-21 Grojdibodu.

Institutul Geologic al României

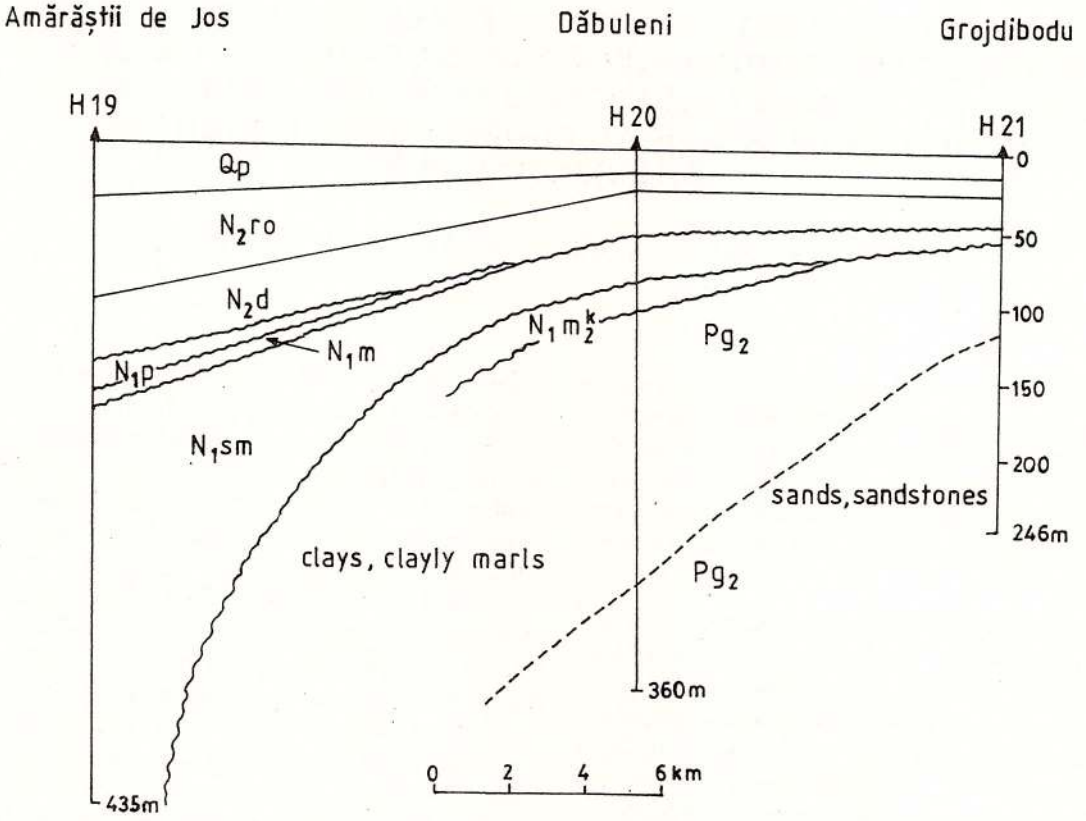


Fig. 2
Corelarea geologică a celor trei foraje.
Geological correlation of the three wells.

Institutul Geologic al României

REZULTATE ALE CERCETĂRII CAROTELOR FORAJELOR DE PROSPECŢIUNE HIDROGEOLOGICĂ DIN BAZINUL DACIC
RESULTS OF THE INVESTIGATIONS OF THE CORES FROM THE HYDROGEOLOGICAL PROSPECTION BOREHOLES IN THE DACIC BASIN

P. ENCIU, S. C. RĂDAN, A. HADNAGY, M. RĂDAN, M. ENCIU

Cartarea a 64 foraje hidrogeologice (fig.) executate în Bazinul Dacic de unităţile Ministerului Industriilor, analizele şi determinările de laborator efectuate doar pe o mică parte din cele aproximativ 3500 carote prelevate (tab.) şi alte informaţii au permis obţinerea unui prim set de rezultate, din care vom prezenta câteva în continuare.

1. Pe flancul intern al avanfosei carpatice, la vest de falia intramoesică, datorită evoluţiei diferite pe direcţia est-vest a depozitelor din subetajul structural cretacic-sarmaţian inferior şi mecanismul de definitivare a structurilor aplicative şi rupturale din subetajul superior diferă. Pe apexul unor anticlinale şi al unor duplicaţii din Pânza Marginală au continuat şi în Pliocen procesele de cutare uşoară. Procesele menţtionate, coroborate în pleistocenul superior cu cel de tăiere a nivelelor de vale au dus la erodarea completă a depozitelor romaniene în sectoare situate pe cursurile mijlocii ale Oltului, Luncavăţului, Gilortului ş.a., şi implicit la deschiderea parţială a acviferelor pliocene. Deschiderea hidrostructurilor romaniene în treimea nordică a marelui bazin hidrogeologic dintre Subcarpaţi şi Dunăre prezintă importanţă deosebită la elaborarea studiilor de evaluare, gestionare şi protecţie a resurselor de adâncime.

2. În extremitatea nord-vestică a avanfosei carpatice, ultimele pusee ale fazei valahe au reactivat procesele de faliere, generând un bazin tectonic extins sud-vest între Gilort şi Tismana, bazin jalonat la sud de falii cu salturi de 50-120 m şi colmatat cu depozite pleistocen-holocene. Bazinul prezintă importanţă în alimentarea acviferelor de adâncime, acvifere supuse drenării prin foraje în apexul anticlinalelor Rovinari şi Peşteana, situate mai la sud. Aspectele semnalate au importanţă în studiile de hidrogeologie minieră sau în cele de protecţie a resursèlor.

The mapping of 64 hydrogeological boreholes with continuous mechanical drilling (Figure) carried out in the Dacic Basin within the Ministry of Industries, the analyses and laboratory determinations carried out for small number of the approximately 3.500 cores (Table) as well as some other data provided a first set of results, a few of which will be further presented.

1. On the inner flank of the Carpathian Foredeep, west of the Intramoesian Fault, the different evolution in the east-west direction of the deposits from the Cretaceous-Lower Sarmatian structural stage determined a different mechanism of definitization of the plicative and ruptural structures from the upper stage. The slight folding processes continued also in the Pliocene on the apex of some anticlines and of some duplicatures from the Marginal Nappe. These processes, corroborated in the Upper Pleistocene with the cutting of valley levels, led to the complete erosion of the Romanian deposits in the small sectors situated on the mid-courses of the Olt, Luncavăţ, Gilort, Jiu valleys and implicitly to the partial discharge of Pliocene aquifers. The opening of the Romanian hydrostructures in the northern third of the large hydrogeological Dacic Basin (situated between the Subcarpathians and the Prebalkans) is very important for the studies of the valuation, management and protection of the confined water resources.

2. In the north-western extremity of the South Carpathian Foredeep, the last uplifts of the Wallachian phase reactivated the faulting processes, generating a tectonic basin which extends east-westwards between the Gilort and the Tismana valleys, being bordered southwards by faults with throws of 50–120 m and colmated with Pleistocene-Holocene deposits. This little basin is important for the feeding of the confined aquifers which are subjected to draining through boreholes in the apex of the Rovinari and Peşteana anticlines that are situated farther south. The mentioned aspects are important for the studies in mining hydrogeology or those concerning the resource protection.

Institutul Geologic al României

3. În treimea sudică a bazinului Dacic forajele săpate în judeţele Mehedinţi, Dolj, Olt etc. au evidenţiat lipsa în unele sectoare de pe ridicările Strehaia-Calafat, Balş-Oaşi şi Tr. Măgurele-Nicopole a depozitelor ponţiene sau romanian inferioare. Aspectul este important la studiul raporturilor hidraulice dintre acvifere în aria de descărcare (ce corespunde câmpurilor înalte şi teraselor comune Jiu-Dunăre-Olt).

4. Întreruperea legăturii Bazinului Dacic cu Bazinul Panonic la finele Pontianului, existenţa ridicării emerse Strehaia-Calafat, dezvoltarea reţelei hidrografice radiar convergente pe clina estică a Carpaţilor Transdanubieni ş.a. au favorizat îndulcirea rapidă a apei în vestul Bazinului Dacic şi acumularea unei formaţiuni nisipoase deltaice (importantă prin resursele sale acvifere). Forajele hidrogeologice executate în centrul şi sud-estul Bazinului Dacic, unde ambianţa de sedimentare a fost litorală şi de larg în timpul Geţianului, au relevat alte trăsături ale acviferelor nisipoase, atât în privinţa mărimii şi geometriei colectorilor, cât şi a caracterelor hidrofizice şi a celor hidrochimice.

5. În Parscovian, în condiţiile unui climat temperat cald şi cu valori ale precipitaţiilor duble faţă de cele înregistrate astăzi în vestul Bazinului Dacic, se dezvoltă întinse câmpii de inundaţie, slab drenate, cu extinse regiuni mlăştinoase. Spre deosebire de acviferele geţiene, bicarbonatate sodice în nord-vestul bazinului şi clorurate sodice în sud-est, acviferele dintre stratele argilo-cărbunoase parscoviene sunt bicarbonatate sulfatate magneziene, au pH uşor acid (6,5–6,9) şi conţinuturi semnificative (din punct de vedere medical) în NH^+_4, Fe^{2+}, NO_2^-, Br^- şi în substanţe organice, cele din urmă fiind responsabile pentru nefropatiile endemice cunoscute la locuitorii din văile Drincea, Topolniţa, Lom, Timoc.

6. În Romanian-Pleistocen inferior, pe fondul unei progresive dar intermitente răciri a climei în emisfera nordică, cu pusee mai clare la 3,1 m.a., 2,4 m.a., 1,7 m.a. etc., drenajul şi modul de organizare al reţelei hidrografice din Bazinul Dacic se diferenţiază mult, atât pe direcţia nord-sud, cât mai ales pe direcţia vest-est. Forajele hidrogeologice au evidenţiat existenţa unor perioade cu cursuri intermitente sau de largă sinuozitate în care depozitele psamitice de canal au pondere subordonată, şi a altora, în care densitatea reţelei şi competenţa de transport creşteau considerabil. Astfel s-au depus extinsele pânze de nisip din acoperişul stratelor de lignit VII, XII, nisipurile primului membru al formaţiunii de Frăţeşti ş.a.

3. In the southern third of the Dacic Basin, the boreholes drilled in the Mehedinţi, Dolj, Olt Districts pointed out the lack in some sectors of the Strehaia-Calafat, Leu-Balş-Optaşi and Turnu Măgurele-Nicopole uplifts of the Pontian or Romanian deposits. This aspect is of importance in the study of the hydraulic relationships among aquifers in the discharge area (which corresponds to the high plains and the common Danube-Jiu-Olt terraces).

4. The interruption of the link between the Dacic and Pannonian Basins at the end of the Pontian, the existence of the emerged Strehaia-Calafat uplift, the development of the radially convergent hydrographic network on the eastern slope of the Transdanubian Carpathians favoured the rapid water freshening in the west of the Dacic Basin as well as the accumulation of a deltaic plain sandy formation (of interest for its aquiferous resources). Eastwards, the hydrogeological boreholes carried out in the centre and south-eastern part of the Dacic Basin, where sedimentation environment was littoral during Lower Dacian, revealed other features of the sandy aquifers as regards the size and geometry of the confined collectors on the one hand, and the hydrophysical and hydrochemical characteristics on the other.

5. In the Upper Dacian, in the conditions of the warm temperate climate with double values of the precipitation as compared to those recorded in the Dacic Basin today, large, weakly drained flood plains comprising extended swampy regions develop. Unlike the Lower Dacian, natrium bicarbonate aquifers in the north-western part of the basin and natrium chloride ones in the south-eastern part (Bucureşti zone), the Upper Dacian clayey-coaly-sandy beds contain magnesium sulphate-bicarbonate types, showing slightly acid pH (6.5–6.9) and significant values of NH_4^-, Fe^{2+}, NO_2^+, Br^- and organic substances; these are responsible for the Balkan endemic nephropathy from which the inhabitants on the Topolniţa, Drincea, Lom and Morava valleys suffer.

6. In the Romanian-Lower Pleistocene, in the conditions of a progressive but intermittent cooling of the climate in the northern hemishere, with more pronounced coolings at 3.1 m.y., 2.4 m.y., 1.7 m.y. etc, the drainage and organization mode of the hydrographic network in the Dacic Basin become much more differentiated both in the north-south and especially in the west-east directions. The hydrogeological boreholes pointed out the existence of some periods with ephemeral or highly sinuous rivers, in which the channel sandy deposits are subordinated, and of others, in which the density of the network and the transport competence considerably increased. Thus the large stacked channel fill from the hanging wall of the coal

Institutul Geologic al României

7. Delimitarea în suprafaţă şi în secţiune a formaţiunilor geologice acvifere, acvitarde şi acviclude depuse în Romanian superior-Cuaternar în nord-estul Bazinului Dacic este o problemă dificilă, lipsind elementele de datare. Studierea modului cum au evoluat sistemele depoziţionale trebuie să ţină seama de cele două ingresiuni ale Mării Negre, precum şi de evoluţia procesului de ridicare a Subcarpaţilor şi a celui de subsidenţă accentuată a platformei între falia intramoesică la vest şi prelungirea faliei Peceneaga-Camena la nord-est.

8. Forajele hidrogeologice de pe flancul epicratonic al avanfosei carpatice au relevat existenţa pe intervalul carotat (50–500 m) a unei stive imense de depozite aluvial-proluviale, doar cu detritus de gasteropode terestre în nivelele de paleosoluri, bogate în resurse de apă.

Întrucât programul de studiere a carotelor celor 65 foraje hidrogeologice este la început, ne preocupă introducerea unei metode fiabile de datare a depozitelor romanian superior-cuaternare. Datarea cu acurateţe a formaţiunilor geologice depuse în ultimele 2,4 milioane de ani la exteriorul Subcarpaţilor de Curbură va înlesni cunoaşterea proceselor neotectonice, va permite delimitarea formaţiunilor geologice purtătoare de resurse acvifere potabile şi pe această bază, va ajuta la corecta evaluare a raporturilor hidraulice reciproce, a celor cu acviferele freatice sau cu marile cursuri de suprafaţă.

Aceste etape ale cercetării sunt absolut necesare pentru demersuri ulterioare, precum evaluarea resurselor naturale, corecta gestionare şi valorificare funcţie de trăsăturile hidrochimice, protecţia acestora ş.a.

beds VII, XII, the sands of the first member of the Frăteşti Formation etc. deposited.

7. The delimitation on the surface and in section of the aquiferous, aquitard and aquiclude geological formations deposited in the north-eastern part of the Dacic Basin during the Upper Romanian-Quaternary is a difficult problem as the dating elements are lacking. The study of the depositional systems should take into consideration the two ingressions of the Black Sea as well as the evolution of the uplifting process of the Subcarpathians and of the pronounced subsidence of the Moesian Platform between the Intramoesian Fault to the west and the prolongation of the Peceneaga-Camena Fault to the north-east. In the north-eastern part of the Dacic Basin the hydrogeological boreholes revealed the existence in the interval of 50–500 m of a huge pile of alluvial-proluvian deposits, containing only terrestrial gasteropod detritus in the geosoils levels.

As the program related to the study of the samples from the sixty-five hydrogeological boreholes is in an initial stage, we are concerned with the promotion of an efficient method for dating Upper Romanian-Quaternary deposits.

The accurate dating ot the geological formations deposited in the last 2,4 m.y. outside the Subcarpathian Bend Zone will enable the knowledge of the neotectonic processes, will allow the delimitation of the geological formations bearing potable aquiferous resources, thus making possible the correct estimation of the reciprocal hydraulic relationships, of those with phreatic aquifers and with great rivers.

For the Geological Institute of Romania, these stages of research are absolutely necessary for further attempts such as the estimation of the natural water resources, their correct and efficient flow modelling, their vulnerability, etc.

Institutul Geologic al României

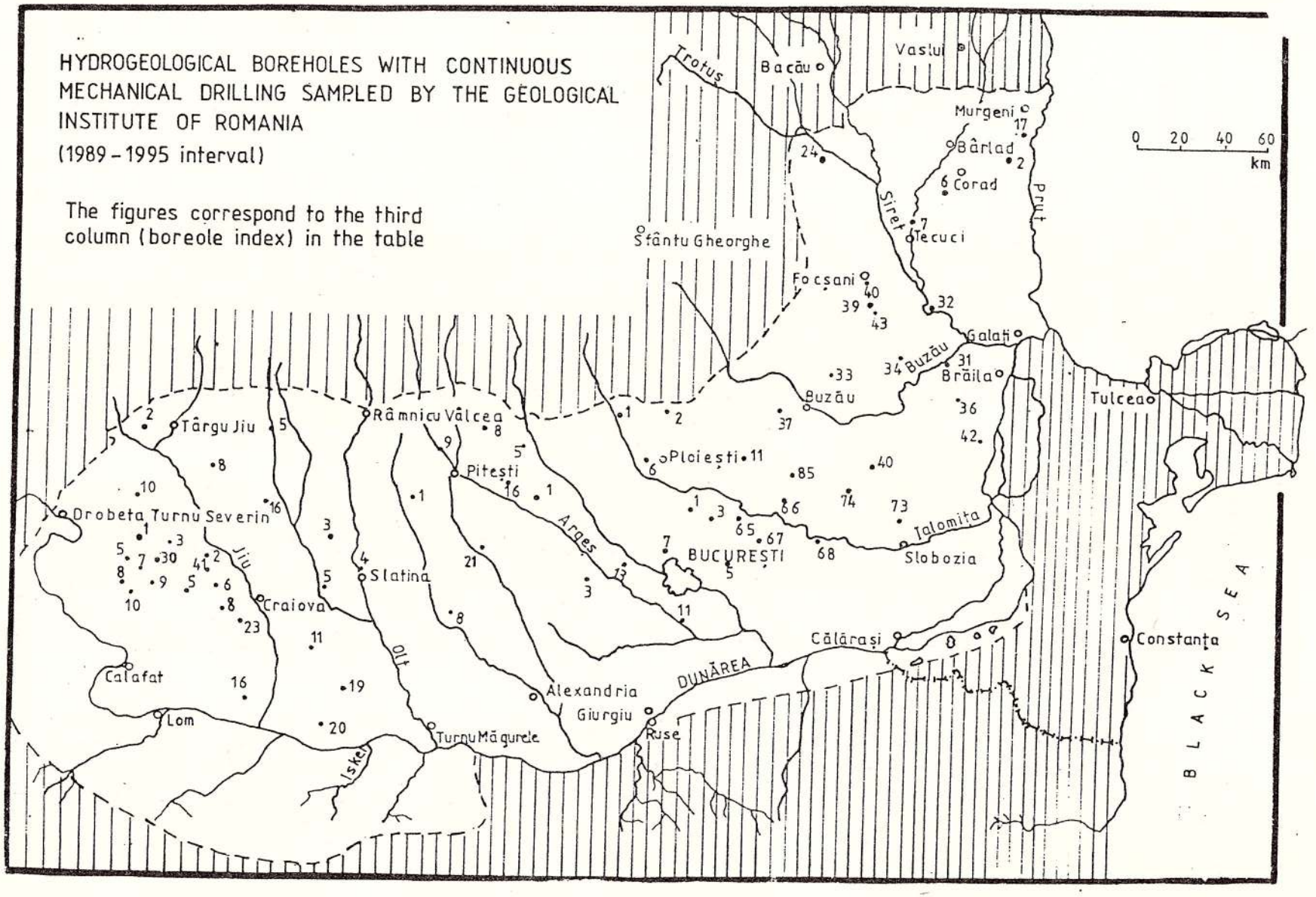
Cercetări hidrogeologice prin foraje pentru acvifere potabile de adâncime
Hydrogeological Investigations by Boreholes for Potable Groundwaters

LISTA FORAJELOR PROBATE DE INSTITUTUL GEOLOGIC Î BAZINUL DACIC
LIST OF BOREHOLES SAMPLED BY THE GEOLOGICAL INSTITUTE OF ROMANIA IN THE DACIC BAZIN

No.	Forajul (localitatea) județul		Indice foraj	Adâncimea forajului m	Vârsta formațiunilor investigate	Total probe prelevate
No.	Borehole (locality) district		Borehole index	Borehole depth m	Age of investigation formation	Total of samples
1	Amara Băi	Ialomița	H73	250	N_2rm-Q_1p	55
2	Amărăști	Dolj	H19	410	N_2sm-Q_1p	54
3	Argetoaia	Dolj	H2	260	N_2dc-rm	60
4	Balta Albă	Buzău	H34	460	&	38
5	Balș	Olt	H5	280	N_1sm-N_2rm	52
6	Bălăciță	Mehedinți	H9	160	Q_1p	31
7	Băneşti	Prahova	H1	320	N_2dc-rm	61
8	Bereşti	Galați	H2	250	N_1p-N_2rm	32
9	Bobocu	Buzău	H33	355	&	93
10	Bogza	Vrancea	H43	350	&	56
11	Bolintin	Giurgiu	H13	310	N_2rm-Q_2h	70
12	Brabova	Dolj	H6	300	N_2dc-rm	61
13	Brezniţa	Mehedinți	H3	2000	N_2dc-rm	31
14	Bucureşti		H11	250	N_2dc-Q_1p	79
15	Buzoieşti	Olt	H21	400	&	25
16	Castranova	Dolj	H11	190	N_2dc-Q_1p	26
17	Căiuți	Bacău	H24	350	N_2rm-Q_1p	29
18	Cernăteşti	Dolj	H41	350	N_2dc-rm	35
19	Chitila	Ilfov	H7	450	N_2rm-Q_1p	145
20	Ciocârlia	Ialomița	H85	480	&	173
21	Colelia	Ialomița	H74	550	&	33
22	Corlățel	Mehedinți	H8	160	N_1p-Q_1p	44
23	Corod	Galați	H6	350	N_1p-Q_1p	90
24	Cuza Vodă	Brăila	H42	200	&	11
25	Dăbuleni	Dolj	H20	355	Pg_2-Q_1p	87
26	Dănciuleşti	Gorj	H16	350	N_2dc-rm	30
27	Drăganu	Argeș	H9	440	&	24
28	Drăgoeşti	Ialomița	H67	395	&	110
29	Făgeţelu	Argeș	H1	400	&	97
30	Fierbinți	Ialomița	H65	425	&	24
31	Focşani	Vrancea	H40	475	&	45
32	Fulga	Prahova	H11	250	&	18
33	Găieşti	Dâmbovița	H1	580	&	75
34	Ghermăneşti	Ilfov	H1	560	&	65
35	Măceşu	Dolj	H16	150	N_2dc-Q_3p	25
36	Măicăneşti	Vrancea	H32	350	&	99
37	Merei	Buzău	H37	300	&	53
38	Moara Vl.	Ilfov	H3	515	&	59
39	Padina M.	Buzău	H40	360	&	30
40	Padina M.	Mehedinți	H7	150	N_2dc-rm	35
41	Peştişani	Gorj	H2	330	N_1p	15
42	Râmnicelu	Brăila	H31	500	&	143
43	Roata	Giurgiu	H3	300	N_2rm-Q_1p	48
44	Rocşoreni	Mehedinți	H30	230	N_2dc-N_2rm	30
45	Roşia Am.	Gorj	H5	250	N_2dc-rm	23
46	Sălcioara	Ialomița	H68	300	N_2rm-Q_3p	51
47	Seaca	Dolj	H5	250	N_2dc-rm	55
48	Slatina	Olt	H4	380	N_1m-N_2rm_3	165
49	Slobozia	Vrancea	H39	350	&	49
50	Stâlpeni	Argeș	H8	285	N_2rm-Q_1p	35
51	Stigniţa	Mehedinți	H5	250	N_2rm-Q_1p	35
52	Strejnic	Prahova	H6	340	&	26
53	Topoloveni	Argeș	H11	350	N_2rm-Q_2h	38
54	Tătărani	Dâmbovița	H5	320	&	14
55	Tecuci	Galați	H7	520	&	55
56	Terpeziţa	Dolj	H8	300	N_2dc-rm	105
57	Titulescu	Olt	H8	300	&	21
58	Ticleni	Gorj	H8	320	N_1p-N_2rm_2	25
59	Urleasca	Brăila	H36	200	&	38
60	Urziceni	Ialomița	H66	550	&	40
61	Vârvoru	Dolj	H23	220	N_2rm	45
62	Văgiuleşti	Gorj	H10	265	N_2dc-Q_1p	30
63	Vlădaia	Mehedinți	H10	170	&	15
64	Voloiac	Mehedinți	H30	230	N_2dc-N_2rm	30

& foraje în care nu s-au identificat elemente paleontologice (moluște, ostracode, micromamifere)
& Borehole in which no paleontological elements have been identified (mollusca, ostracoda, micromammals)

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

NOI APARIŢII ALE PÂNZEI DE SEVERIN ÎN MUNŢII ALMAJULUI (CARPAŢII MERIDIONALI)
NEW OCCURRENCES OF THE SEVERIN NAPPE IN MUNŢII ALMAJULUI (SOUTH CARPATHIANS)

G. POP

Prezenţa Pânzei de Severin şariată peste depozitele senoniene pp ale Domeniului Danubian (Dacide Marginale) intern (valea Cameniţa, NE de Berzasca) a fost remarcată de Pop (în Pop et al., 1992). Ulterior, alte apariţii similare au fost observate în două sectoare diferite din aceeaşi regiune; sectorul Dunăre (E de Cozla) - Drenetina - valea Berzasca şi sectorul văilor Berzasca - Chiacovăţ, la SV de Svinecea Mare (Pop în Pop et al., 1995).

În ultimul sector menţionat, Pânza de Severin, aflorând într-o structură sinclinală faliată, este şariată peste cuvertura sedimentară a Domeniului Danubian, cuprinzând depozite senoniene pp, şi este acoperită tectonic de metamorfitele proterozoice ale Seriei de Ielova. Aceste relaţii tectonice sunt foarte asemănătoare acelora cunoscute în alte regiuni ale Carpaţilor Meridionali, sugerând nu numai prezenţa Pânzei de Severin în acest sector, dar şi apartenenţa posibilă a Seriei de Ielova la Pânza Getică (Fig.). De altfel, Codarcea (1940) a remarcat asemănarea frapantă a Zonei (Seriei) de Ielova cu anumite roci metamorfice ale Zonei (Grupului) de Lotru din Pânza Getică. Zona de Ielova retromorfozată a aceluiaşi autor a fost deja inclusă, parţial, în Pânza Getică (Iancu, Mărunţiu, 1989).

Pânza de Severin cuprinde două formaţiuni sedimentare: Formaţiunea de Sinaia (Tithonian-Neocomian) şi Formaţiunea de Valea Berzasca (nom.nov), atribuită, provizoriu, intervalului Barremian-Apţian.

Formaţiunea de Sinaia este reprezentată prin partea ei superioară, grezoasă, formată, în principal, din subarcoze litate, grosiere la fin granulare, conţinând granule verzi (cloritoase). Frecvent, aceste gresii sunt calcarenacee, cutate şi diaclazate cu calcit. Există, de asemenea, intercalaţii subţiri de siltite argiloase negricioase şi rare micrite. Rocile siliciclastice formează deseori asociaţii reprezentând, în general, secvenţe turbiditice incomplete (Ta-b, Ta-c, Tb-c, etc.). În valea Chiacovăţ, două intercalaţii de micrite slab argiloase conţin calpionele din Zona Calpionellopsis (Berriasian superior - Valanginian bazal), corespunzătoare subzonelor Simplex şi Obloga (sensu Pop, 1994),

The occurrence of the Severin Nappe overthrusting the Senonian pp deposits of the Danubian Domain (Marginal Dacides) in its inner (western) area (Cameniţa Valley, north-east of Berzasca) was remarked by Pop (in Pop et al., 1992). Later on, some other similar appearances were reported in two different areas of the same region; Danube (east of Cozla) - Drenetina - Berzasca valley area and Berzasca - Chiacovăţ valleys one, south-west of Svinecea Mare (Pop in Pop et al., 1995).

In the last mentioned area, the Severin Nappe outcropping in a faulted syncline structure is overthrust on the sedimentary cover of the Danubian Domain including Senonian pp deposits, and is tectonically overlain by the Proterozoic metamorphites of the Ielova Series. These tectonic relationships are very comparable with those known in other regions of the South Carpathians, suggesting not only the presence of the Severin Nappe in this area, but also the possible pertaining of the Ielova Series to the Getic Nappe (Fig.). In fact, Codarcea (1940) pointed out the striking resemblance of his Ielova Zone (Series) with some metamorphic rocks of the Lotru Zone (Group) of the Getic Nappe. The retromorphosed Ielova Zone of the same author was already partially attributed to the Getic Nappe (Iancu & Mărunţiu, 1989).

The Severin Nappe includes here two sedimentary formations: Sinaia Formation (Tithonian - Neocomian) and Valea Berzasca Formation (nom.nov.) provisionally assigned to Barremian - Aptian interval.

The Sinaia Formation is represented by its upper (sandy) member consisting mainly of bedded coarse- to fine -grained subarkoses containing green (chloritous) grains. Very often these sandstones are calcarenaceous, folded and with calcite veins. There are also thin-bedded intercalations of blackish argillaceous siltstones and scarce micrites. The siliciclastic rocks frequently form different assemblages commonly representing some incomplete turbidite sequences (Ta-b, Ta-c, Tb-c, etc.). In the Chiacovăţ valley, two thin beds of clayey micrite contain some calpionellids from the Calpionellopsis Zone (Late Berriasian - basal Valanginian), coresponding to the Simplex

Institutul Geologic al României

reprezentate prin: *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *C. oblonga* (CADISCH), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *T. longa* (COLOM), *Remaniella filipescui* POP - o formă de tranziţie la *Praecalpionellites murgeanui* (POP), şi *Calpionella alpina* LORENZ. Litofaciesul caracteristic şi datele biostratigrafice dovedesc, fără îndoială, prezenţa Formaţiunii de Sinaia în acest sector.

Formaţiunea de Valea Berzasca constă, îdeosebi, în conglomerate polimictice masive. Ele conţin elemente, în general, mediu granulare la grosiere, mai mult sau mai puţin rotunjite şi sortate, de roci metamorfice (cuarţite, amfibolite, etc.) şi de diferite tipuri de calcare remaniate dintr-o platformă carbonatică urgoniană, eventual getică (grainstone şi packstone bioclastice, peloidale, ooidale, oncoidale, precum şi termeni intermediari). Bioclastele acestor elemente sunt reprezntate de foraminifere bentonitice (miliolide, orbitolinide, textularide, etc.) şi fragmente de echinoderme, bivalve, alge calcaroase, corali, etc. Aceste conglomerate nu conţin calcare remaniate din cuvertura sedimentară a Domeniului Danubian care sunt, în schimb, comune în depozitele senoniene pp acoperite de Pânza de Severin. Între formaţiunile de Sinaia şi de Valea Berzasca este posibilă o trecere gradată, fapt sugerat de intercalaţiile de conglomerate asemănătoare din partea superioară a Formaţiunii de Sinaia. Prin urmare, Formaţiunea de Berzasca este atribuită Pânzei de Severin. În toate lucrările anterioare, cele două formaţiuni au fost considerate depozite cretacic superioare sau senoniene pp ale Domeniului Danubian.

Interpretarea unei astfel de structuri este, în general, cunoscută; în timpul tectogenezei austrice, Domeniul Getic a şariat sub forma Pânzei Getice peste depozitele cretacic inferioare ale şanţului Severin, incluzând formaţiunile de Sinaia şi de Valea Berzasca. Ulterior, într-o etapă timpurie a tectogenezei laramice (intrasenoniană), Pânza Getică împreună cu formaţiunile menţionate, formând Pânza de Severin Într-o poziţie parautohtonă, au şariat Domeniul Danubian (autohton),cuprinzând depozite dominant siliciclastice senoniene pp. într-o etapă ulterioară, întreaga structură a suferit noi deformări compresive, marcate de un sistem de cute şi falii, în particular inverse. Deşi aceste ultime deformări importante permit şi alte interpretări, Seria de Ielova este atribuită, parţial, Pânzei Getice. O reconsiderare a acestei serii este însă necesară.

Prezenţa pânzelor de Severin şi Getică în vestul Munţilor Almajului confirmă modelul tectonic admis de Codarcea (1940), model foarte adaptabil conceptelor actuale în geotectonică (Săndulescu, 1984).

and Oblonga subzones (sensu Pop, 1994), represented by *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *C. oblonga* (CADISCH), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *T. longa* (COLOM), *Remaniella filipescui* POP - a transitional form to *Praecalpionellites murgeanui* (POP), and *Calpionella alpina* LORENZ. The characteristic lithofacies and biostratigraphic data prove without any doubt the presence of the Sinaia Formation in this area.

The Valea Berzasca Formation consists of often massive polymictic conglomerates. Their pebbles are commonly medium- to coarse-sized, more or less rounded and sorted metamorphic rocks (quartzites, amphibolites, etc.) and different types of limestones reworked from an Urgonian carbonate platform, eventually a Getic one. The carbonate pebbles are formed of skeletal, peloidal, ooidal and oncoidal grainstones and packstones as well as intermediary terms. The skeletal grains of these pebbles are represented by benthic foraminifera (miliolids, orbitolinids, textularids, etc.) and remains of echinoderms, bivalves, calcareous alga, corals, etc. The carbonate pebbles reworked from the sedimentary cover of the Danubian Domain are absent, while they are common in the Senonian pp conglomerates underlying the Severin Nappe. A transitional boundary between the Sinaia and Valea Berzasca formations is possible; it is suggested by comparable conglomerates intercalated in the upper part of the Sinaia Formation. Consequently, the Valea Berzasca Formation is assigned to the Severin Nappe. In all the previous papers the two formations of this nappe were attributed to the Late Cretaceous or Senonian pp deposits of the Danubian Domain.

The interpretation of such a structure is generally known; during the Austrian tectogenesis the Getic Domain overthrust as Getic Nappe the Early Cretaceous deposits of the Severin Trough including the Sinaia and Valea Berzasca formations. Later on, in early stage of the Laramian tectogenesis (intra-Senonian), the Getic Nappe together with the above mentioned underlying formations forming the Severin Nappe in a parautochthonous position overthrust the Danubian Domain topped by the Senonian pp, mainly siliciclastic deposits. In a subsequent stage, the whole structure underwent new compressive deformations marked by a system of folds and particularly reverse faults. Although these last important deformations also allow other interpretations, the Ielova Series is partially assigned to the Getic Nappe. But a reconsideration of this series is necessary.

The presence of the Severin and Getic nappes in the western part of Munţii Almajului confirms the tectonic model admitted by Codarcea (1940), which is very adaptable to the present-day concepts in geotectonics (Săndulescu, 1984).

Institutul Geologic al României

Bibliografie selectivă- Selected references

Codarcea, Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 1–74, Bucureşti.

Iancu, V., Mărunţiu, M. (1989) Toroniţa Zone and problems of the pre-Alpine metamorphic basement of the Getic and Danubian realms. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 74/1, p. 223–237, Bucureşti.

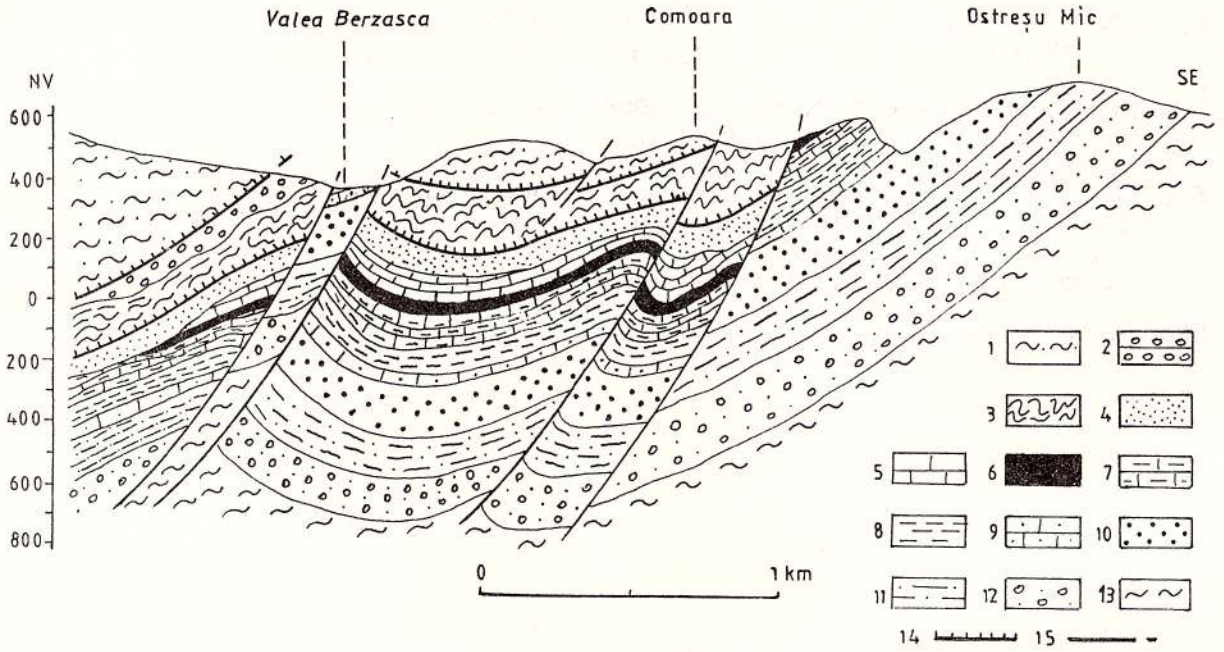
Năstăseanu, S., Popescu, I., Negrea, E. (1988) Alpine structural units in the Almaj Mts. *D. S. Inst. Geol. Geofif.*, 72–73/5, p. 161–168, Bucureşti.

Pop, Gr., Stan, N., Mărunţiu, M., Dinică, I., Conovici, M., Vieru, C., Platon, R., Antonescu, E., Ion, J., Costea, C., Bădiceanu, M. (1992) Raport, Arh. Inst. Geol. Rom., Bucureşti.

— **, Dinică, I., Stănoiu, I., Conovici, M. (1995)** Raport, Arh. Inst. Geol. Rom., Bucureşti.

Săndulescu, M. (1984) Geotectonica României. Ed. Tehn., 334 p., Bucureşti.

Institutul Geologic al României



Secţiune geologică valea Berzasca - Ostreşu Mic (Munţii Almajului, Carpaţii Meridionali): 1, *Pânza Getică* (Seria de Ielova, metamorfite proterozoice); 2–3, *Pânza de Severin*: 2, Formaţiunea de Valea Berzasca (conglomerate polimictice, Barremian - Apţian); 3, Formaţiunea de Sinaia (fliş siliciclastic, Tithonian - Hauterivian); 4–13, *Domeniul Danubian* (Unitatea de Sirinia, Năstăseanu et al., 1988): 4, depozite dominant siliciclastice (Senonian pp); 5, Formaţiunea de Murguceva (pelagite de tip Maiolica, Tithonian terminal - Hauterivian); 6, Formaţiunea de Greben (calcare nodulare superioare, Kimmeridgian superior - Tithonian superior pp); 7, Formaţiunea de Zelişte (pelagite şi calciturbidite cu cherturi, Callovian superior - Kimmeridgian inferior); 8, Formaţiunea de Bigăr (marne, marnocalcare, Bathonian - Callovian mediu); 9, Formaţiunea de Sirinca (faciesuri de platformă carbonatică, Bajocian); 10, Formaţiunea de Moşnic (microconglomerate şi gresii calcarenacee, Aalenian); 11, Formaţiunea de Sirinia (marne şi argile siltice, gresii, Pliensbachian - Toarcian); 12, Formaţiunea de Chiacovăţ (conglomerate, gresii, argile siltice cu cărbuni, aluvial-lacustre, Hettangian - Sinemurian); 13, metamorfite proterozoice; 14, pânză de şariaj; 15, falie.

Geological section through the Berzeasca valley and Ostreşu Mic (Munţii Almajului, South Carpathians): 1, *Getic Nappe* (Ielova Series, Proterozoic metamorphites); 2–3, *Severin Nappe*: 2, Valea Berzasca Formation (polymictic conglomerates, Barremian - Aptian); 3, Sinaia Formation (siliciclastic flysch, Tithonian - Neocomian); 4–13, *Danubian Domain* (Sirinia Unit, Năstăseanu et al., 1988): 4, mainly siliciclastic deposits (Senonian pp); 5, Murguceva Formation (pelagites of Maiolica type, terminal Tithonian - Hauterivian); 6, Greben Formation (upper nodular limestones, Late Kimmeridgian - Late Tithonian pp); 7, Zelişte Formation (cherty pelagites and calciturbidites, Late Callovian - Early Kimmeridgian); 8, Bigăr Formation (marls, marly limestones, Bathonian - Middle Callovian); 9, Sirinca Formation (carbonate platform facies, Bajocian); 10, Moşnic Formation (calcarenaceous microconglomerates and sandstones, Aalenian); 11, Sirinia Formation (silty marls and clays, sandstones, Pliensbachian - Toarcian); 12, Chiacovăţ Formation (alluvial-lacustrine conglomerates, sandstones and silty clays with coals, Hettangian - Sinemurian); 13, Proterozoic metamorphites; 14, overthrust contact; 15, fault.

Institutul Geologic al României

MEMBRUL FLOREŞTI – O NOUĂ UNITATE LITOSTRATIGRAFICĂ PRIABONIANĂ DIN NORD-VESTUL TRANSILVANIEI
THE FLOREŞTI MEMBER - A NEW PRIABONIAN LITHOSTRATIGRAPHIC UNIT FROM NW TRANSYLVANIA

A. RUSU

Cercetările noastre efectuate pentru Harta geologică a României sc 1:50.000, foaia Gilău, au dus la descoperirea în cuprinsul Formaţiunii de Valea Nadăşului (formaţiune continentală de tip "red beds") a unei secvenţe marine a cărei existenţă era ignorată.

Aflorimentul care deschide observaţiei noua unitate litostratigrafică se află la Floreşti (jud. Cluj) în zona unei foste cariere de nisipuri din malul stâng al Someşului Mic, aval de ultimele case izolate ale localităţii. Aici, într-un abrupt de cca. 30 m înălţime, apare următoarea succesiune de strate de jos în sus (vezi fig.):

a. – 6 m argile siltice roşii-violacei cu o lentilă de nisip mediu granular, verzui, cu stratificaţie încrucişată; argilele roşii tipice Formaţiunii de Valea Nadăşului trec gradat la:

b. – 0,5–1 m argile siltice verzui, uşor litificate; urmează cu o limită tranşantă depozite marine reprezentate prin:

c. – 0,5–0,8 m gresie grosieră argiloasă cu bioglife pe suprafaţa inferioară a bancului, din care coboară canale săpate în substrat,

d. – 0,5–0,7 m nisip fin argilos cu filme de material cărbunos în partea medie; nisipurile trec gradat printr-o gresie bioclastică puternic bioturbată la:

e. – 2 m calcare bioclastice miliolidice bogate în partea lor inferioară în alveoline (formând pe alocuri aglomerări lumaşelice) şi scutelline; calcarele devin spre partea superioară mai marnoase şi mai şistoase şi conţin numeroase bioglife,

f. – 0,5 m argilă fină cenuşie-verzuie, cu un nivel cărbunos în mijloc; cu această argilă se revine la regimul continental, aluvial, al stratelor de Valea Nadăşului,

g. – 2 m nisipuri mediu granulare, cenuşii-verzui, cu stratificaţie încrucişată, care includ un nivel de galeţi moi de argile verzui din substrat,

h. – 2 m nisipuri mediu granulare, cenuşii-verzui, nestratificate,

i. – 3 m argile siltice roşii de tip "red beds",

j. – 2 m nisipuri argiloase gălbui,

k. – pietrişuri de terasă, cu un nivel de argile roşii remaniate în bază.

Our investigations carried out for the Geologic Map of Romania, scale 1:50,000, Gilău Sheet, led to the identification within the Valea Nadăşului Formation (continental formation of red beds type) of a marine sequence whose existence has been ignored so far.

The outcrop exposing the new lithostratigraphic unit is situated at Floreşti (Cluj district) in the zone of a former sand quarry from the left bank of the Someşu Mic River, downstream past the isolated houses of this locality. Here a ca. 30 m high escarpment exposes the following bed succession from bottom to top (see Figure):

a. – 6 m of violet-red siltic clays with a greenish medium-grained sand lens, showing cross-bedding; the red clays typical of the Valea Nadăşului Formation gradually pass to:

b. – 0.5–1 m of slightly lithified greenish siltic clays; after a sharp boundary there follow marine deposits represented by:

c. – 0.5–0.8 m of coarse argillaceous sandstone with bioglyphes on the inferior surface of the bed, from which vertical burrows descend within the substratum,

d. – 0.5–0.7 m of fine argillaceous sand with layers of coaly material in the median part; the sands gradually pass through a strongly bioturbated sandstone to:

e. – 2 m of milliolidic bioclastic limestones, in their lower part rich in alveolinas (in places forming lumachelle agglomerations) and scutellinas; towards the upper part the limestones become more argillaceous and more fissil, containing numerous bioglyphes;

f. – 0.5 m of grey-greenish fine clay with a coal level in the median part; by this clay the alluvial, continental regime of the Valea Nadăşului Beds is re-established,

g. – 2 m of grey-greenish medium-grained sands with cross-bedding that include a level of mud balls originated from the substratum;

h. – 2 m of unbedded, grey-greenish medium-grained sands;

i. – 3 m of red siltic clays of red beds type;

j. – 2 m of yellowish argillaceous sands;

k. – terrace gravels with a level of reworked red clays in the base.

Institutul Geologic al României

Stratele c - e reprezintă secvenţa normal marină, intercalată în Formaţiunea de Valea Nadăşului (formaţiune continentală), secvenţa pe care o desemnăm sub numele de Membrul Floreşti. Acest membru de 3–3,5 m grosime, caracterizat în principal printr-un calcar asemănător lito- şi biofacial cu Calcarul de Vişlea (=Calcar de Leghia) subiacent, materializează momentul unei scurte ingresiuni marine (cu ape euhaline), ingresiune care s-a desfăşurat pe câmpia aluvială cu acumulare de argile roşii din Aria Gilău.

Conţinutul paleontologic al Membrului Floreşti demonstrează că reprezentanţii genurilor *Alveolina* şi *Scutellina* persistă în bazin şi după depunerea Formaţiunii Calcarului de Vişlea, fapt necunoscut până acum.

De menţionat că în aflorimentul descris, depozitele Formaţiunii de Valea Nadăşului (inclusiv Membrul Floreşti) apar într-o alunecare în bloc în care stratele sunt foarte puţin deranjate (înclinare uşor diferită faţă de structura generală). Această alunecare veche, consolidată, este retezată de terasa pleistocenă a Someşului Mic. Cercetarea versantului sudic al Dealului Melcului (nord de Floreşti) ne-a permis să stabilim că Membrul Floreşti se situează în treimea inferioară a Formaţiunii de Valea Nadăşului, care în zonă măsoară peste 100 m grosime şi este cuprinsă între Calcarul de Vişlea în bază şi Formaţiunea de Jebucu, la partea superioară (fig).

Calcarele de tip Floreşti din Aria Gilău corespund probabil pachetului de cca 4 m calcare bioclastice lutacee cu miliolide şi anomii (facies marin-salmastru), intercalat în Formaţiunea de Turbuţa de la Turbuţa (Aria Meseş) şi figurat de B. Popescu pe Harta geologică a României sc. 1:50.000, foaia Jibou (Rusu, Popescu, 1975).

The beds c - e that represent the true marine sequence intercalated in the Valea Nadăşului Formation (continental formation); this sequence is designed as the Floreşti Member. This 3-3.5 m thick member, mainly characterized by a litho- and biofacially similar limestone to the underlying Vişlea Limestone (=Leghia Limestone), indicates the moment of a short marine ingression (with euhaline waters); this ingression was developed on the alluvial plain with the accumulation of red clays from the Gilău Area.

The paleontological content of the Floreşti Member reveals that the representatives of the genera *Alveolina* and *Scutellina* persist in the basin also after the deposition of the Vişlea Limestone Formation, a fact unknown so far.

It is to note that in the above-described outcrop the deposits of the Valea Nadăşului Formation (the Floreşti Member inclusive) occur in a mass landslide, in which the beds are little disturbed (slightly different trend with respect to the general structure). This old, consolidated landslide is cut by the Pleistocene terrace of the Someşu Mic River. The investigation of the southern slope of Dealul Melcului (north of Floreşti) allowed us to establish that the Floreşti Member lies in the lower third of the Valea Nadăşului Formation, which is over 100 m thick in this zone, being situated between the Vişlea Limestone in the base and the Jebucu Formation at the top (Fig).

The Floreşti type limestones from the Gilău Area likely correspond to the ca. 4 m thick pile of lutaceous bioclastic limestones with milliolids and anomias (marine-brackish facies), intercalated in the Turbuţa Formation at Turbuţa (Meseş Area) and figured by B. Popescu on the Geologic Map of Romania, scale 1:50,000, Jibou Sheet (Rusu, Popescu, 1975).

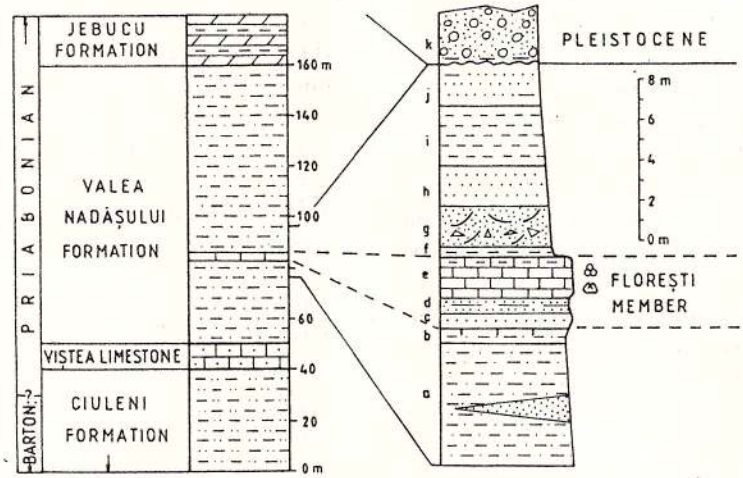


Fig. Secţiunea tip a Membrului Floreşti şi poziţia în succesiunea litostratigrafică locală.
Type section of Floreşti Member and position in the local lithostratigraphic seccession.

Institutul Geologic al României

NOI DATE STRATIGRAFICE ASUPRA DEPOZITELOR OLIGOCEN-MIOCEN INFERIOARE DIN DEPRESIUNEA GETICĂ (LA VEST DE OLT)
NEW STRATIGRAPHIC DATA ON THE OLIGOCENE-LOWER MIOCENE DEPOSITS FROM THE GETIC DEPRESSION (WEST OF THE OLT RIVER)

A. RUSU, M. MELINTE, G. POPESCU M. ŞTEFĂNESCU

Studiile asupra depozitelor oligocene şi miocene inferioare efectuate la vest de Olt, pe văile Muereasca, Olăneşti şi Cheia, au adus noutăţi lito- şi biostratigrafice semnificative.

Observaţiile noastre au condus la separarea, în intervalul Oligocen-Miocen inferior, a şase formaţiuni (în loc de cele patru cunoscute până acum) şi anume: Conglomeratele de Cheia, Formaţiunea disodilelor inferioare, Conglomeratele de Frânceşti, Formaţiunea de Pucioasa, Formaţiunea de Muereasca şi Formaţiunea de Gura Văii.

1. Conglomeratele de Cheia reprezintă o formaţiune ruditică situată între Marnele de Olăneşti în bază şi Formaţiunea disodilelor inferioare la partea superioară (Fig. 1). Aceste conglomerate au o răspândire mult mai redusă decât reiese din lucrarea publicată de B. Popescu et al. (1976), ele dispărând, după cum remarcase deja Gr. Popescu (1954), pe interfluviul dintre văile Olăneşti şi Muereasca. Pe Harta geologică a României sc. 1:50.000, foaia Călimăneşti (B. Popescu et al., 1977) au fost trecute eronat drept Conglomerate de Cheia nişte conglomerate mai noi, care pe Valea Muereasca şi mai spre est se dezvoltă la partea superioară a Formaţiunii disodilelor inferioare ş suportă Formaţiunea de Pucioasa (Fig. 1, 2).

Vârsta Conglomeratelor de Cheia a fost estimată indirect ca fiind rupelian inferioară, având în vedere faptul că formaţiunile încadrante conţin nannoplanctonul zonelor NP21 şi respectiv NP22.

2. Formaţiunea disodilelor inferioare este alcătuita dintr-un pachet de peste 150 m grosime de roci terigene, caracterizat prin prezenţa "şisturilor disodilice" (argile foioase bituminoase), dispus peste Conglomeratele de Cheia sau acolo unde acestea lipsesc, direct peste Marnele de Olăneşti (Fig. 1, 2).

Această formaţiune trece gradat la Formaţiunea de Pucioasa suprajacentă în vestul regiunii cercetate şi este acoperită de Conglomeratele de Frânceşti de la Valea Muiereasca spre est.

The studies of the Oligocene and Lower Miocene deposits carried out west of the Olt River on the Muereasca, Olăneşti and Cheia Valleys, provided significant new litho- and biostratigraphic data.

Our observations led to the separation within the Oligocene-Lower Miocene interval of six formations (instead of the four known so far) namely: the Cheia Conglomerates, the Lower Dysodile Formation, the Frânceşti Conglomerates, the Pucioasa Formation, the Muereasca Formation and the Gura Văii Formation.

1. Cheia Conglomerates represent a ruditic formation situated between the Olăneşti Marls in the base and the Lower Dysodilic Formation at the top (Fig. 1). They are much less widespread than it was stated in the paper published by B. Popescu et al. (1976), disappearing on the interfluve between the Olăneşti and Muereasca Valleys, as Gr. Popescu (1954) already mentioned. On the Geological Map of Romania scale 1:50,000, Călimăneşti Sheet (B. Popescu et al., 1977) erroneously appeared as Cheia Conglomerates some younger conglomerates which, on the Muereasca Valley and farther east, develop at the top of the Lower Dysodile Formation and underlie the Pucioasa Formation.

Taking into account the fact that the adjacent formations contain the nannoplankton of the NP21 and respectively NP22 zones, the age of the Cheia Conglomerates was indirectly estimated as Lower Rupelian.

2. Lower Dysodile Formation consists of an over 150 m thick pile of terrigenous rocks characterised by the presence of the "dysodilic" shales (bituminous fissile claystones) overlying the Cheia Conglomerates or, when these are lacking, directly the Olăneşti Marls (Figs. 1, 2).

This formation gradually passes to the Pucioasa Formation, superjacent in the western part of the investigated region and is overlain by the Frânceşti Conglomerates from the Muereasca Valley eastwards.

Institutul Geologic al României

Menţionăm că Formaţiunea disodilelor inferioare din zonă, descrisă de B. Popescu et al. (1976) la "Marnele de Pucioasa" a fost eronat inclusă cartografic la "Marnele de Olăneşti".

Asociaţiile nannofloristice identificate au indicat prezenţa zonelor NP22 (partim), NP23 şi NP 24 (bazal), corespunzând Rupelianului superior. Datorită frecventelor remanieri, pentru trasarea zonelor a fost utilizată pe cât posibil prima apariţie a speciilor index de nannoplancton calcaros. Limita dintre zonele NP22 şi NP23 a fost trasată pe baza primei apariţii a speciei cosmopolite *Helicosphaera recta* HAQ. În zona NP23 sunt de asemenea prezente specii endemice din Paratethys: *Transversopontis fibula* GHEŢA, *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER şi *Reticulofenestra ornata* (MÜLLER) GHEŢA.

La partea superioară a zonei NP22 se constată o scădere marcată a frecvenţei nannofosilelor tipic marine (specii ale genului *Reticulofenestra, Chiasmolithus, holococcolitele*) şi apariţia cu frecvenţă ridicată a speciilor ce suportă mari variaţii de salinitate (*Braarudosphaera bigelowii, Transversopontis pulcher, T. pulcheroides*). Acest moment corespunde cu debutul crizei oligocene a oxigenului din domeniul Paratethys (faza Protoparatethys).

Limita dintre zonele de nannofosile NP23/NP24 a fost trasată la partea terminală a Formaţiunii disodilelor superioare sau acolo unde acestea sunt invadate de material ruditic, la partea terminală a Conglomeratelor de Frânceşti (Fig. 2), pe baza apariţiei speciei *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & SULLIVAN şi *Helicosphaera obliqua* BRAMLETTE & WILCOXON.

În cadrul zonei NP23 este de remarcat prezenţa unor specii considerate ca având afinităţi boreale, aparţinând genurilor *Helicosphaera* şi *Pontosphaera*, precum şi absenţa speciilor aparţinând genului *Sphenolithus*, caracteristic apelor calde.

Investigaţiile noastre nu au evidenţiat prezenţa nici unui nivel calcaros echivalent cu Calcarul de Tylawa, nivel reper care în Carpaţii Orientali (Zona externă a flişului) este situat în cadrul zonei NP23 din "Orizontul" disodilelor inferioare (Melinte, 1989).

3. Conglomeratele de Frânceşti, bine dezvoltate (circa 250 m grosime) pe Valea Muereasca, au fost denumite după satul Frânceşti şi definite ca entitate litostratigrafică în raportul nostru din 1994. Acestea erau atribuite anterior Conglomeratelor de Cheia (vezi B. Popescu et al., 1976, 1977). Atât poziţia lor geometrică (peste Formaţiunea disodilelor inferioare), cât şi conţinutul nannofloristic (zonele NP23 şi NP24, corespunzătoare Rupelianului superior-Chattianului inferior) al unor intercalaţii pelitice de tip disodilic, arată că aceste secvenţe se situează la alt nivel stratigrafic

It is worth mentioning that the Lower Dysodile Formation from the zone, described by B. Popescu et al., (1976) in connection with the "Pucioasa type Marls", was erroneously mapped as the "Olăneşti Marls".

The identified nannoflora associations indicated the presence of the NP22 (partim), NP23 and NP24 (basal) zones, corresponding to the Upper Rupelian. Because of the frequent reworkings, in order to delimitate the zones, the first occurrence of the calcareous nannoplankton index species has been used as much as possible. The boundary between the NP22 and NP23 zones was placed at the first appearance of the cosmopolitan species *Helicosphaera recta* HAQ. Within the NP23 Zone endemic species for the Paratethys appear, as: *Transversopontis fibula* GHEŢA, *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER and *Reticulofenestra ornata* (MÜLLER) GHEŢA.

In the upper part of the NP22 Zone a dramatic decrease of the typical marine nannofossils (species of the genera *Reticulofenestra, Chiasmolithus* as well as the *holococcoliths*) and the appereance, with a remarkable frequency of the species subjected to great variations in salinity (*Braarudosphaera bigelowii, Transversopontis pulcher, T. pulcheroides*) have been observed. This moment corresponds to the Oligocene oxygen crises in the Paratethys realm (Protoparatethys phase).

The boundary between the NP23/NP24 nannofossil zones is placed at the uppermost part of the Lower Dysodile Formation, or where these are invaded by ruditic material, at the uppermost part of the Frânceşti Conglomerates (Fig. 2), at the first occurrence of the species *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & SULLIVAN and *Helicosphaera obliqua* BRAMLETTE & WILCOXON.

Within the NP23 Zone it is to note the presence of some species considered to have boreal affinities, belonging to the genera *Helicosphaera* and *Pontosphaera* and the absence of the genus *Sphenolithus*, characterised the warm water.

Our investigations did not point out any calcareous level equivalent to the Tylawa Limestone, an important marker in the Eastern Carpathian Flysch, situated within the NP23 Zone, from the "Horizon" of the Lower Dysodiles (Melinte, 1989).

3. Frânceşti Conglomerates, well developed (almost 250 m thick) on the Muereasca Valley, were given the name of the Frânceşti Village and defined as a lithostratigraphic entity in our report for 1994. They have been previously assigned to the Cheia Conglomerates (see B. Popescu et al., 1976, 1977). Both their geometric position (above the Lower Dysodile Formation) and the nannoplankton content of some pelitic intercalations of dysodile type (the zones NP23 and NP 24 from the Upper Rupelian-Lower Chattian interval) in-

Institutul Geologic al României

decât Conglomeratele de Cheia din secţiunea tip.

Conglomeratele de Frânceşti reprezintă de fapt un membru local al Formaţiunii disodilelor inferioare, pe când Conglomeratele de Cheia constituie o formaţiune de sine stătătoare.

4. Formaţiunea de Pucioasa este predominant pelitică. Aspectul litologic caracteristic este dat de argilele cenuşii-negricioase, cu pelicule nisipoase şi eflorescenţe de sulf.

Această formaţiune se dispune peste Formaţiunea disodilelor inferioare sau peste Conglomeratele de Frânceşti (pe Valea Muereasca) şi suportă în discordanţă simplă Formaţiunea de Muereasca.

La partea inferioară a acestei formaţiuni a fost identificat un calcar laminitic algal de tip Jaslo.

De la partea superioară a acestei formaţiuni provine cunoscuta faună de moluşte marine a lui Hristescu (1944), fauna de tip egerian (Moisescu, 1987). Punctul fosilifer este situat în cuprinsul zonei de nannoplancton NP25-Chattian superior (Fig. 2).

În ceea ce priveşte nannoflora, a putut fi stabilită prezenţa zonelor NP24 şi NP25 (Rupelian terminal-Chattian). Limita dintre cele două zone a fost trasată pe baza primei apariţii a speciei *Pontosphaera enormis* LOCKER.

Trebuie de asemenea semnalată explozia nannofloristică identificată la nivelul calcarului lamnitic tip Jaslo, a speciilor *Reticulofenestra ornata* (MÜLLER) GHEŢA şi *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY) BUKRY. Prin conţinutul de nannoplancton calcaros şi poziţia lui stratigrafică acest nivel se poate corela cu Calcarul de Jaslo din Carpaţii Orientali, din cele două faciesuri ale Oligocenului din Pânza de Tarcău (faciesul de Pucioasa cu gresii de tip Fusaru şi faciesul bituminos cu gresii de tip Kliwa).

Calcarul de Jaslo identificat pe Valea Muereasca reprezintă apariţia cea mai sud-vestică a acestui calcar coccolitic din Carpaţi.

5. Formaţiunea de Muereasca se dispune discordant peste Formaţiunea de Pucioasa şi suportă Formaţiunea de Gura Văii. Ea debutează cu un nivel de brecii, peste care urmează depozite alcătuite din gresii subţiri, stratificate, marne şi argile cenuşii, cu calcare sideritice intercalate pe toată grosimea formaţiunii, precum şi cu intercalaţii de lentile cărbunoase la partea superioară.

Partea inferioară a formaţiunii conţine o bogată faună marină – euhalină de moluşte (Moisescu, 1987), cu evidente afinităţi cu faunele eggenburgiene ale Paratethysului central.

Partea superioară a formaţiunii a furnizat o faună salmastră de moluşte, speciile identificate având o largă distribuţie stratigrafică.

dicate that this sequence is situated at another stratigraphic level than the Cheia Conglomerates from the type section.

The Frânceşti Conglomerates represent in fact a local member of the Lower Dysodile Formation, while the Cheia Conglomerates constitute an independent formation.

4. Pucioasa Formation is dominantly pelitic. The characteristic litological aspect is determined by the blackish grey clays with thin sandy layers and sulfur efflorescences.

This formation overlies the Lower Dysodile Formation or the Frânceşti Conglomerates (on the Muereasca Valley) and underlies in disconformity the Muereasca Formation.

A Jaslo type, algal laminitic limestone was identified in the lower part of this formation.

In the upper part of the formation a marine mollusc fauna (Hristescu, 1944) of Egerian type (Moisescu, 1987) occurs. The fossiliferous site is situated in NP25 calcareous nannoplankton Zone-Upper Chattian (Fig. 2).

Concerning the nannoflora, the presence of the NP24 and NP25 zones (Uppermost Rupelian-Chattian) was established. The boundary between the two zones was placed on the basis of the first occurrence of the species *Pontosphaera enormis* LOCKER.

One should also point out the nannofloral bloom of the species *Reticulofenestra ornata* (MÜLLER) GHEŢA and *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY) BUKRY, identified at the level of the Jaslo type laminitic limestone. By its calcareous nannoplankton content and its stratigraphic position this level can be correlated with the Jaslo Limestone from the East Carpathians, from the two Oligocene facies of the Tarcău Nappe (the Pucioasa facies with Fusaru type sandstones and the bituminous facies with Kliwa type sandstones.

The Jaslo Limestone identified on the Muereasca Valley represents the south-westernmost occurrence of this coccolithic limestone from the Carpathians.

5. Muereasca Formation unconformably overlies the Pucioasa Formation and underlies the Gura Văii Formation. It begins with a breccia level, overlain by deposits consisting of thin bedded sandstones, grey marls and clays with sideritic limestones interbedded through the entire thickness of the formation as well as with coal lenses interbedded at the upper part.

The lower part of the formation contains a rich marine-euhaline mollusc fauna (Moisescu, 1987) showing obvious affinities with the Eggenburgian faunas of the central Paratethys.

The upper part of the formation furnished a brackish water molluscan fauna. The identified species have a

Institutul Geologic al României

Din intercalaţiile pelitice de la partea inferioară a Gresiilor de Muereasca au fost identificate speciile: *Globigerina praebulloides* BLOW şi *Globigerinoides triloba* (RSS.), împreună cu *Cribrononion dollfusi* (CUSH.). Asociaţia, săracă în specimene, aparţine zonelor de foraminifere planctonice N4–N5 (Aquitanian-Burdigalian inferior) şi ar putea fi corelată cu cea identificată în Formaţiunea de Coruş, în nord-vestul Transilvaniei.

Pe baza conţinutului nannofloristic au fost identificate zonele: NP25 (Chattian superior), NN1 (Aquitanian inferior) – trasată pe baza primei apariţii a speciilor *Helicosphaera scissura* MÜLLER şi *H. mediterrranea* MÜLLER, precum şi NN2 (Aquitanian superior-Burdigalian) – trasată pe baza primei apariţii a speciilor *Reticulofenestra pseudoumbilica* s.s. GARTNER (partea inferioară a zonei) şi *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON (partea superioară a zonei).

Este unul din puţinele locuri din domeniul carpatic în care zonele de foraminifere planctonice şi zonele de nannoplancton din apropierea limitei Oligocen-Miocen concordă.

În ceea ce priveşte nannoflora, absenţa sa din unele nivele studiate sau prezenţa unor forme de talie mult mai mică decât normală ar indica existenţa unor episoade salmastre, restrictive pentru dezvoltarea acestui grup de organisme.

Menţionăm de asemenea prezenţa frecventelor remanieri de nannoplancton calcaros din Cretacic, Paleocen, Eocen şi Oligocen.

6. Formaţiunea de Gura Văii, separată şi descrisă de Hristescu (1944) sub denumirea de "Seria de Gura Văii" este constituită dintr-o alternanţă de pelite (marne şi argile cenuşii) şi arenite (gresii grosiere, micacee).

Pe Valea Muereasca a fost remarcată, la partea inferioară a acestei formaţiuni, prezenta a două nivele de tufuri: un tuf grosier cu biotit de 75 cm, peste care, la 2,5 m mai sus urmează două intercalaţii de 1,5 m şi respectiv 1,2 m de tufuri albe, dacitice.

Ultimele ar corespunde, din punct de vedere petrografic şi ca vârstă, Tufurilor de Bătrâni, din Zona flişului extern de la curbura Carpaţilor Orientali (Ştefănescu et al., 1992).

Bogata asociaţie nannofloristică identificată din pelitele subjacente acestor tufuri a indicat existenţa zonei NN2b (prezenţa în asociaţie a speciilor *Reticulofenestra pseudoumbilica* şi *Helicosphaera ampliaperta*), zonă ce corespunde intervalului Burdigalian inferior.

wide stratigraphic distribution.

In the pelite intercalations from the lower part of the Muereasca Sandstone, *Globigerina praebulloides* BLOW and *Globigerinoides triloba* (*Rss.*), together with *Cribrononion dollfusi* (CUSH.) were recorded. The assemblage, poor in specimens, belongs to the N4-N5 foraminifera zones (Aquitanian-Lower Burdigalian) and it should be correlated with that found in the Coruş Formation from north-western Transylvania.

Based on the nannofloral content the following zones were identified: NP25 (Upper Chattian), NN1 (Lower Aquitanian) – established on the basis of the first occurrence of the species *Helicosphaera scissura* MÜLLER and *H. mediterranea* MÜLLER, as well as NN2 (Upper Aquitanian-Lower Burdigalian) – which the lower part is characterised by the first occurrence of the species *Reticulofenestra pseudoumbilica* s.s. GARTNER and the upper part by the first occurrence of the species *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON.

This is one of the few places from the Carpathian Domain where the planktonic foraminifera and the nannoplankton zones are in good agreement nearby the Oligocene-Miocene boundary.

Concerning the nannoflora, its absence from many of the investigated levels or the presence of some smaller than normal sized specimens would indicate the existence of a brackish episode, restrictive for the development of this group of organisms.

It is to mention also the presence of the frequent calcareous nannoplankton reworkings from the Cretaceous, Paleocene, Eocene and Oligocene.

6. Gura Văii Formation. Separated and described by Hristescu (1944) as the "Gura Văii Series" it consists of pelites (grey marls and clays) and arenites (coarse, micaceous sandstone).

The presence of two tuff levels was noticed on the Muereasca Valley in the lower part of this formation as follows: a 75 cm coarse biotit tuff, above which, some 2.5 m stratigraphic higher there are two white dacitic interbedded tuffs (1.5 m and respectively 1.2 m). In respect with the petrography and the age, the former two tuffs correspond to the Bătrâni Tuffs from the East Carpathians Flysch Bend (Ştefănescu et al., 1992).

The rich nannofloral association (with *Reticulofenestra pseudoumbilica* and *Helicophaera ampliaperta*) identified in the pelites underlying these tuffs indicate the presence of the NN2b zone (Lower Burdigalian).

Institutul Geologic al României

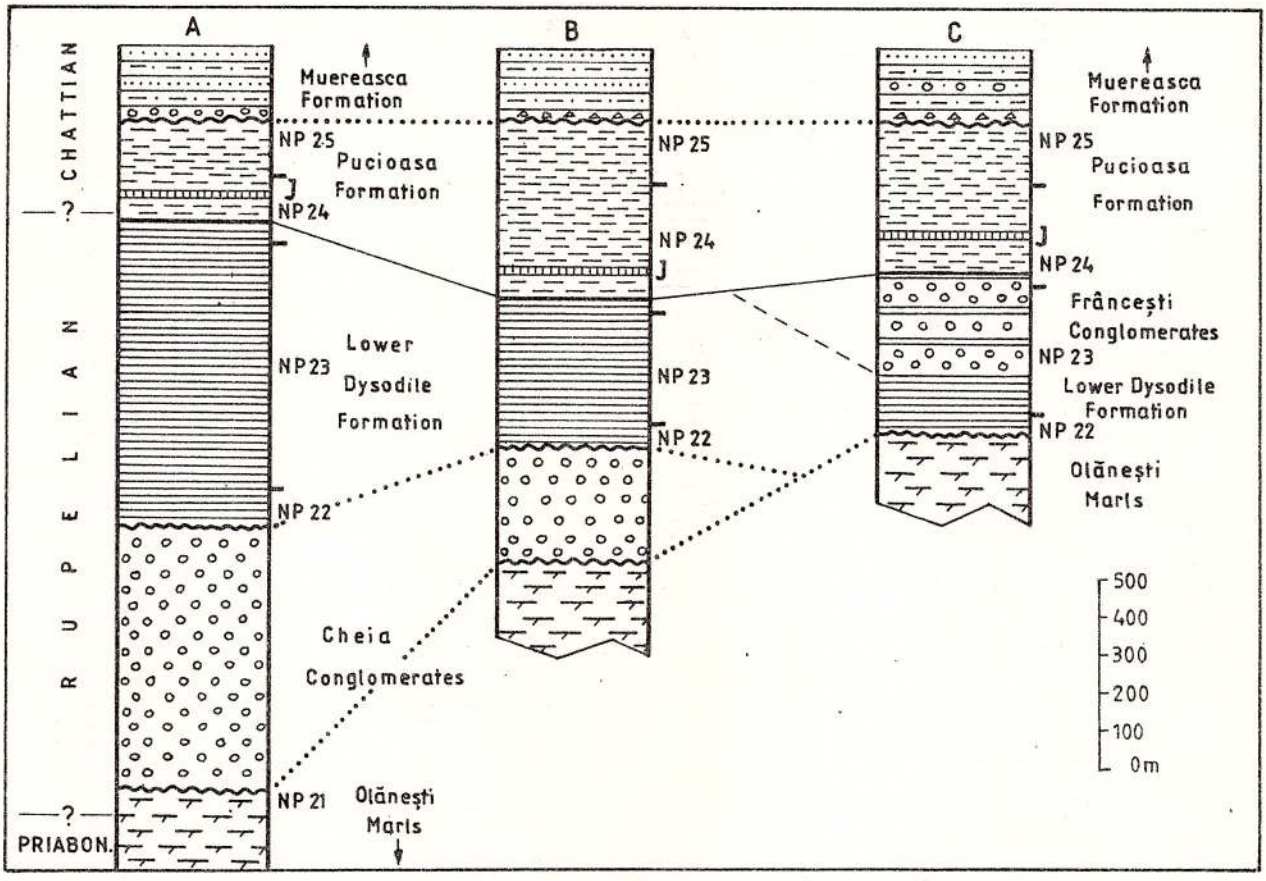


Fig. 1 – Corelarea formaţiunilor oligocene de pe văile Cheia (A), Olăneşti (B) şi Muereasca (C) – Depresiunea Getică. J-Calcarul de Jaslo.
Correlation of the Oligocene formations on the Cheia (A), Olăneşti (B) and Muereasca (C) Valleys – Getic Depression. J-Jaslo Limestone.

Institutul Geologic al României

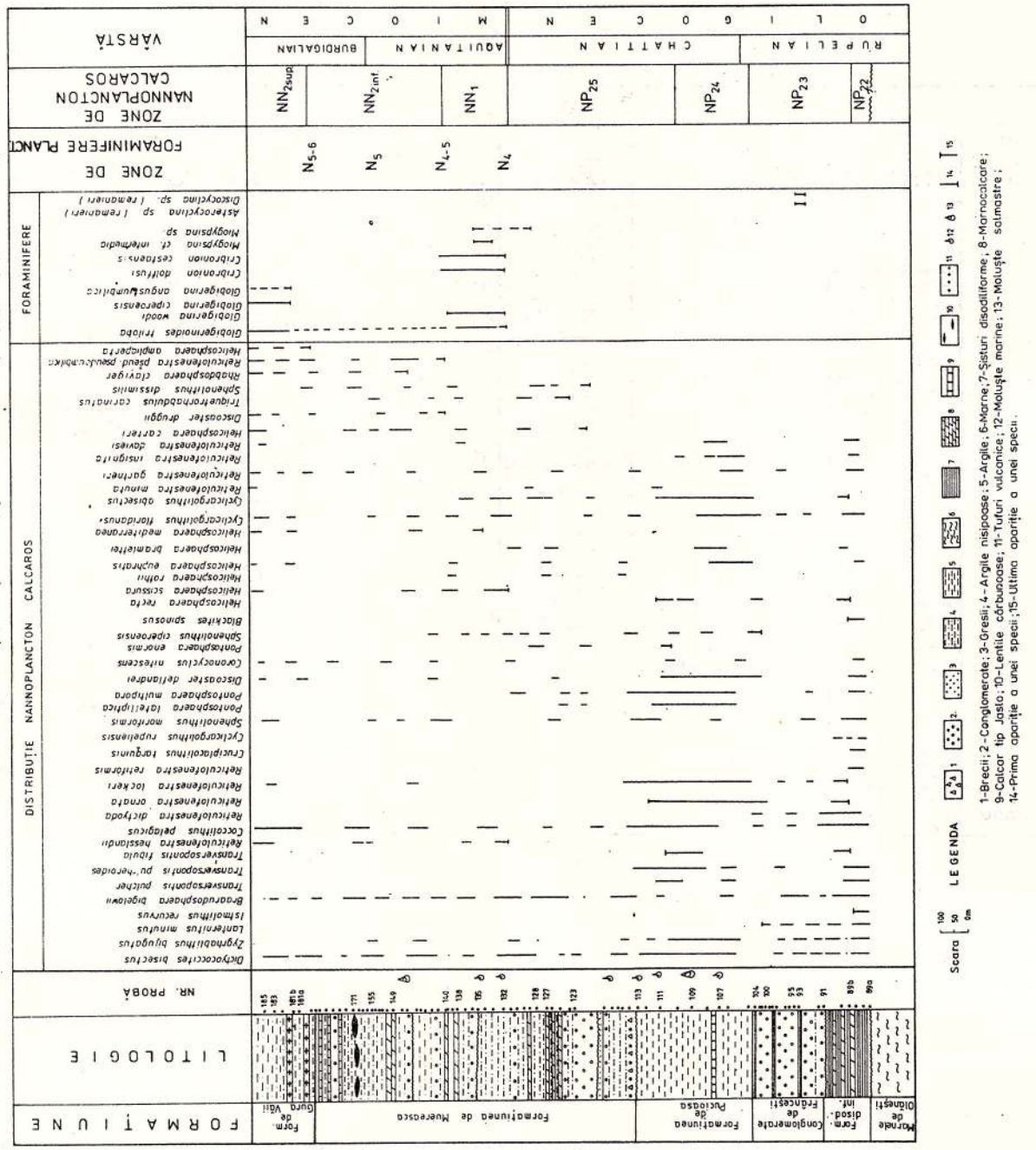


Fig. 2. – Biostratigrafia depozitelor Oligocen-Miocen inferioare de pe Valea Muereasca.
Biostratigraphy of the Oligocene-Lower Miocene deposits on the Muereasca Valley.
1 – Breccias; 2 – Conglomerates; 3 – Sandstones; 4 – Sandy clays; 5 – Clays, 6 – Marls; 7 – Dysodiolic Shales; 8 – Marly limestones; 9 – Jaslo type limestone; 10 – Caol lenses; 11 - Vulcanic tuffs; 12 – Marine molluscs; 13 – Brackish molluscs; 14 – First occurrence of species; 15 – Last occurrence of species.

Institutul Geologic al României

GRESII CRETACICE ŞI TERŢIARE DIN BAZINUL BÂSCA CHIOJDULUI (FLIŞUL EXTERN AL CARPAŢILOR ORIENTALI)
CRETACEOUS AND TERTIARY SANDSTONES FROM THE BÂSCA CHIOJDULUI BASIN (EASTERN CARPATHIANS FLYSCH BEND)

M. MELINTE, I. BĂCEANU

Depozitele studiate din Bazinul Bâsca Chiojdului aparţin Moldavidelor (sensul Săndulescu, 1984).

Din arealul mai sus menţionat două tipuri de gresii au fost descrise, până în prezent: Gresia de Fusaru şi o gresie masivă, conglomeratică (Popescu, 1958), ambele fiind considerate ca aparţinând Pânzei de Tarcău (prima din Faciesul Marnelor de Pucioasa cu gresii de Fusaru, cea de-a doua, din Faciesul de Slon).

Activitatea de cartare din cadrul Foii Bâsca Chiojdului, sc. 1:50.000 a evidenţiat că gresiile mai sus amintite au vârste diferite, aparţinând Miocenului inferior (Burdigalianului inferior), Oligocenului superior (Chattian) şi Cretacicului superior (Maastrichtian inferior) şi de asemenea unor unităţi tectonice diferite.

Gresia de Fusaru (Popescu-Voiteşti, 1911)

A fost identificată în Faciesul Marnelor de Pucioasa cu gresii de Fusaru (Pânza de Tarcău). La est de valea Porcarului (Fig.), au fost identificate trei intercalaţii de gresii masive tip Fusaru, cu grosimi cuprinse între 50–120 de metri. Gresiile sunt micacee, cenuşii sau alterate gălbui, cu un ciment argilos. La partea superioară aceste gresii prezintă o structură uşor convolută. În baza lor au fost identificate microconglomerate subţiri (20–40 cm), cu dezvoltare lenticulară.. Aceste microconglomerate au în componenţa lor elemente de cuarţ, fragmente de şisturi cristaline şi elemente de calcare sideritice înglobate într-un ciment argilos. Frecvenţa gresiilor masive descreşte gradat de la vest spre est, fiind înlocuite de un fliş grezos.

În valea Bătrâneasca (Fig.), au fost identificate trei intercalaţii de calcare laminitice tip Jaslo. Una dintre ele este plasată în baza gresiei masive, celelalte două fiind intercalate în gresia masivă de tip Fusaru.

Vârsta gresiei de Fusaru a fost stabilită pe baza nannoflorei identificată în pelitele cenuşii-negricioase intercalate în gresie.

Baza Gresiei de Fusaru este situată în zona de nannoplancton NP24 (din zonarea lui Martini, 1971), - Chattian inferior (partea superioară), în timp ce partea terminală aparţine subzonei NP25 a (zonarea Melinte, 1995), Chattian superior (partea inferioară).

The deposits of the Bâsca Chiojdului Basin belong to the Moldavian Nappes (sensu Săndulescu, 1984).

From the above mentioned area two types of oligocene sandstones, Fusaru Sandstone and a conglomeratic massive sandstone have been described (Popescu, 1958), both considered to belong to the Tarcău Nappe (the former to the Pucioasa Marls with Fusaru Sandstone Facies and the later to the Slon Facies).

The mapping activity for the Bâsca Chiojdului Sheet of the Geological Map of Romania, sc. 1:50,000, pointed out that the sandstones from this area are not only Oligocene, but they are different in age and more than this they belong to different tectonic units.

The Fusaru Sandstone (Popescu-Voiteşti, 1911)

It has been identified within the Pucioasa Marls with Fusaru Sandstone Facies (Tarcău Nappe). Three intercalations of massive Fusaru Sandstone, with thickness between 50–120 m were identified, eastward of Porcarului Valley.

The sands are micaceous, grey or yellowish altereted, with a clayey-limey ciment. At their upper part they show an inner structure slighly convolute. Some thin microconglomerates (20–40 cm), with a lenticular development were identified from the base of this sandstone. In the microconglomerates with a clayey ciment are included quartz grains, as well as crystalline schists and white sideritic limestones. The frequence of the massive sandstones gradually decreased from the west to the east, where they are replaced by a sandy flysch.

From the Bătrâneasca Valley three laminitic limestones Jaslo type intercalations have been identified. One of them is located at the base of the massive sandstones, while the other two are intercalated in.

The age of the Fusaru Sandstone has been established based on the nannoflora identified in the centimetric grey-blackish pelites intercalated in the massive sandstones.

The base of the Fusaru Sandstone belongs to the NP24 nannofossil zone (Martini's Zonation, 1971) - upper Lower Chattian, while the top belongs to the NP25 a (Melinte's Zonation, 1995) - lower Upper Chattian.

Institutul Geologic al României

Este de menţionat că toate nivelele de calcare laminitice tip Jaslo sunt situate în zona de nannoplancton NP24, în ele fiind observată o abundenţă remarcabilă a speciilor *Cyclicargolithus floridanus* şi *Reticulofenestra ornata*.

Gresia de Bâscioara (Melinte şi Băceanu, 1995)

Gresia de pe valea Bâscioara (Bâsca Mică) a fost descrisă de Popescu (1958) ca fiind o gresie conglomeratică, masivă, aparţinând, în accepţia autorului, Faciesului de Slon (brecii sedimentare, klipe sedimentare intercalate în intervalul Oligocen-Miocen inferior, în partea internă a Pânzei de Tarcău).

Studiile noastre au evidenţiat că Gresia de Bâscioara se dispune concordant peste partea superioară a formaţiunii de Vineţişu. Este de remarcat că în secţiunea văii Bâscioara, la 20 de m sub baza acestei gresii, au fost identificate, în Formaţiunea de Vineţişu, două intercalaţii de bentonite (ce ar putea proveni prin procese de argilizare a unor tufuri preexistente – Tuful de Vineţişu şi Tuful de Mlăcile, Ştefănescu et al., 1993).

Aceste tufuri au fost întâlnite şi în alte secţiuni din zona Flişului extern de la curbura Carpaţilor Orientali, la partea inferioară a Formaţiunii de Vineţişu.

Pe baza nannoplanctonului calcaros, în baza Tufului de Vineţişu a fost trasată limita Oligocen/Miocen (Melinte, 1993).

Gresia de Bâscioara este masivă, cenuşie- negricioasă, cu nivele de microconglomerate în bază, constituite din elemente de şisturi cristaline şi calcare sideritice, similare cu cele identificate în Gresia de Fusaru.

Este posibil ca sursa materialului din Gresia de Bâscioara să fie internă, la fel ca şi a Gresiei de Fusaru.

La partea superioară a Gresiei de Bâscioara au fost identificate intercalaţii centimetrice de pelite disodiliforme.

Asociaţiile nannofloristice prezenţa în pelitele intercalate în această gresie au evidenţiat prezenţa părţii superioare a zonei de nannoplancton NN2, corespunzătoare Aquitanianului superior-Burdigalianului inferior.

În arealul de dezvoltare al Gresiei de Bâscioara, s-a observat că Formaţiunea disodilelor superioare lipseşte. Acest fapt, corelat cu vârsta (Burdigalian inferioară) conduce la concluzia că Gresia de Bâscioara, probabil, înlocuieşte partea superioară a Formaţiunii de Vineţişu şi Formaţiunea disodilelor superioare.

Gresia de Bâscioara este acoperită discordant de Gipsul inferior.

Gresia de Malăiştea (Ştefănescu, 1978)

La vest de valea Porcarului, Popescu (1958) a descris în Vârful Gămălia, o gresie masivă, microconglomeratică, foarte asemănătoare cu cea prezentă în secţiunea văii Bâscioara, în partea internă a Faciesului de Slon.

It is to emphasize that all the laminitic Jaslo type limestones are situated in the NP24 nannofossil Zone (lower Upper Chattian). *Cyclicargolithus floridanus* and *Reticulofenestra ornata* blooms have been identified.

The Bâscioara Sandstone (Melinte and Băceanu, 1995)

The sandstone from the Bâscioara Valley (Bâsca Mică) was described (Popescu, 1958) as an oligocene conglomeratic massive sandstone, which belongs to the Slon Facies (a redeposited pelitic material, sedimentary breccia and sedimentary klippen interlayed at different Oligocene-Lower Miocene levels, in the innermost part of the Tarcău Nappe).

Our studies pointed out that the Bâscioara Sandstone conformably overlies the upper part of the Vineţişu Formation. It is to mention that, in the Bâscioara Valley section, 20 m below Bâscioara Sandstone bottom, two intercalations of bentonites have been identified within the Vineţişu Formation. These bentonites (Vineţişu and Mlăcile Tuffs, fide Ştefănescu et al., 1993) were observed in other sections from the lower part of the Vineţişu Formation and based on nannoflora, the Oligocene/Miocene boundary is situated just below the Vineţişu tuff (Melinte, 1993).

The Bâscioara Sandstone is massive, grey-blackish, microconglomeratic with quartz, crystalline schists and sideritic limestones grains, similar to those recorded from the microconglomerates from the Fusaru Sandstone. It is probably that the source of the material from the Bâscioara Sandstone is inner, as well as from the Fusaru Sandstone.

It is to mention that thin intercalations of pelites dysodilic type have been observed within the massive sandstone. All the nannoflora associations identified from these pelites are situated in the NN2 calcareous nannoplankton zone – Martini's zonation, 1971 (Upper Aquitanian-Lower Burdigalian).

In the area where the Bâscioara Sandstone developed the Upper Member of Dysodilic Shales did not occur.

This fact, correlated with the age (Lower Burdigalian) allows us to conclude that the Bâscioara Sandstone locally replaced the upper part of the Vineţişu Formation as well as the Upper Member of the Dysodilic shales.

The Bâscioara Sandstone is unconformably overlied by the Lower Gypsum.

The Malăiştea Sandstone (Ştefănescu, 1978)

West of the Porcarului Valley, Popescu (1958) identified in the Gămălia Hill the same oligocene massive sandstone from the Slon Facies, as was already described. This conclusion is proved by the above mentioned author based on the presence of the red pelites

Institutul Geologic al României

Studiile noastre au evidenţiat că această gresie este complet diferită de celelalte episoade arenitice ce aflorează în bazinul văii Bâscioara.

Gresia din Vârful Gămălia este fină, cenuşie-albicioasă, cu muscovit şi biotit. Nu au fost identificate nivelu de microconglomerate. Pelitele roşii intercalate la partea inferioară a gresiei masive au fost atribuite Cretacicului superior (Maastrichtian inferior), pe baza conţinutului de nannoplancton calcaros (zona CC24 din zonarea lui Sissingh, 1977).

Gresia descrisă mai sus este o gresie tip Mălăiştea, gresie ce a fost identificată în sud-vestul zonei flişului extern de la curbura Carpaţilor Orientali, la partea superioară a Pânzei Argilelor Rubanate (Ştefănescu, 1971).

Este de reţinut că în bazinul Bâsca Chiojdului, cercetările noastre au evidenţiat şi prezenţa Seriei Argilelor Rubanate, considerată de Ştefănescu (1970) ca fiind în baza Pânzei Argilelor Rubanate.

În concluzie, în bazinul Văii Bâsca Chiojdului au fost identificate Gresia de Bâscioara (Burdigalian inferior), Gresia de Fusaru (Chattian), ambele aparţinând Pânzei de Tarcău, precum şi Gresia de Mălăiştea (Maastrichtian inferior) din Pânza Argilelor Rubanate.

from the base of the sandstone, pelites which frequently occur within the Slon Facies.

Our studies pointed out that this sandstone is completely different from the other arenites outcropping from the Bâscioara Basin. The sandstone in the Gămălia Hill is massive, soft, grey-whitish, with muscovite and biotit. No microconglomerate levels have been identified. The red pelites interbedded from the lower part of the massive sandstone are Upper Cretaceous (Lower Maastrichtian) in age, according to the calcareous nannoplankton assemblages identified (CC24 zone from Sissingh's zonation, 1977).

In our opinion the sandstone from Gămălia Hill is Mălăiştea type, described as the youngest member of the Variegated Clays Nappe (Ştefănescu, 1971).

It is to mention that in the Bâsca Chiojdului basin we also identified the oldest member of the Variegated Clays Nappe (the Variegated clays Series, sensu Ştefănescu, 1970) as the eastern appearance of this tectonic unit.

In conclusion, the identified sandstones from the Bâsca Chiojdului Basin are different in age. The Fusaru Sandstone (Chattian in age) intercalated in the Pucioasa Marls and the Bâscioara Sandstone (Late Aquitanian-Early Burdigalian in age) both belong to the Tarcău Nappe. The Mălăiştea Sandstone (Early Maastrichtian in age) belongs to the Variegated Clays Nappe.

References

Melinte, M. (1993) Contribuţii la stabilirea limitei Oligocen-Miocen în Pânza de Tarcău din Bazinul Văii Buzăului, pe baza asociaţiilor de nannoplancton calcaros. *Rom. Journ. of Stratigraphy*, 75, p. 91–97, Bucureşti.

– , **(1995)** Changes in the nannofossil assemblages during the Oligocene-Lower Miocene interval in the Eastern Carpathians and Transylvania. *Rom. Journ. of Stratigraphy*, 76/7, Abstracts of the Xth RCMNS, p. 171–173.

Popescu, Gr. (1958) Contribuţii la stratigrafia flişului cretacic şi paleogen dintre V. Prahovei şi V. Buzăului, cu privire specială asupra V. Teleajenului. *St. cerc. geol.*, Acad. R.P.R., III, p. 3–4, Bucureşti.

Ştefănescu, M. (1971) Structura geologică a regiunii dintre valea Talei şi Valea Ialomiţei. *D.S. Inst. Geol.*, LVII, Bucureşti.

– **(1978)** Stratigrafia şi structura flişului cretacic şi paleogen dintre V. Prahovei şi V. Ialomiţei. Teza de doctorat, Universitatea Bucureşti.

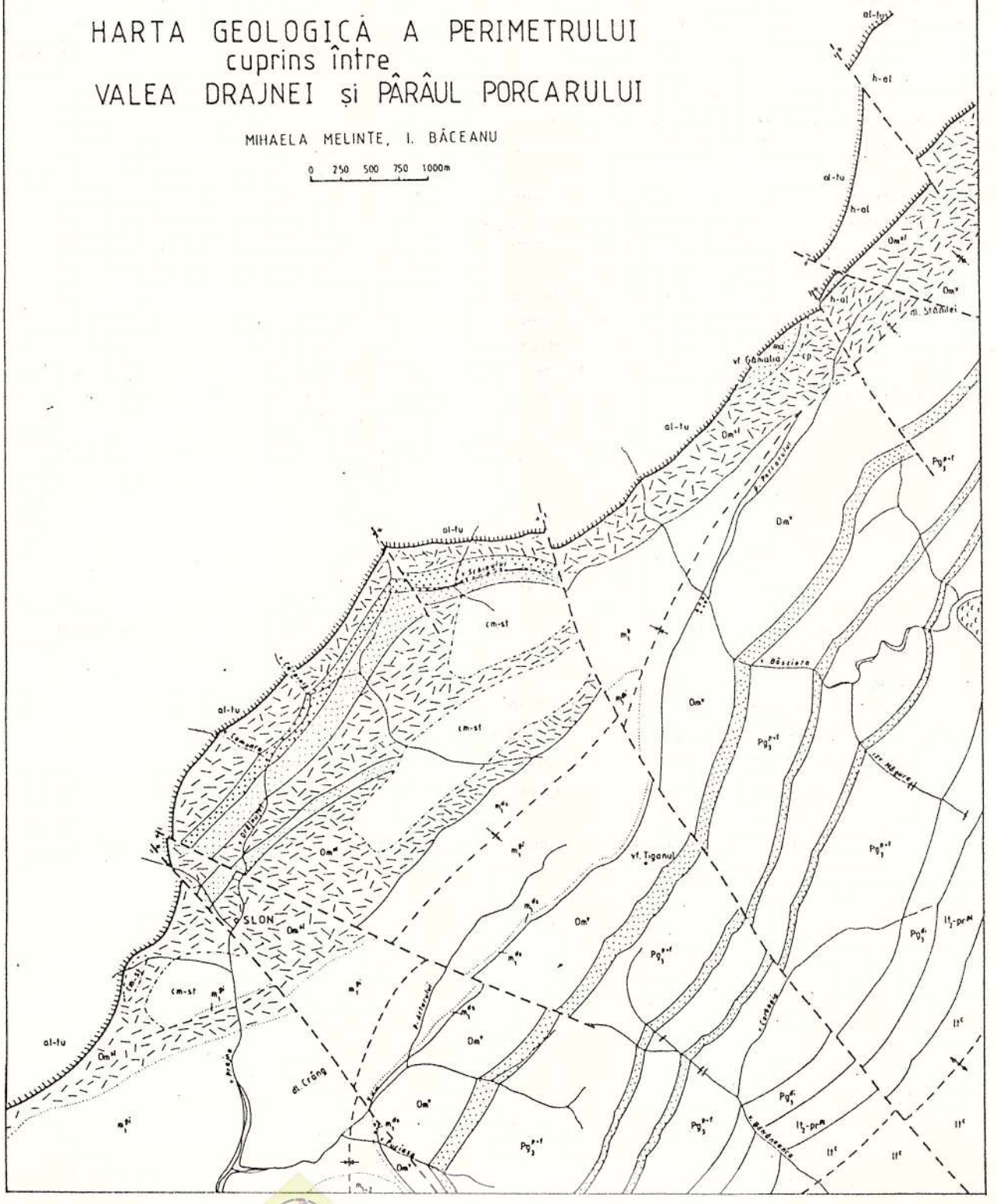
Institutul Geologic al României

GEOLOGICAL MAP BETWEEN DRAJNEI AND PORCARULUI VALLEYS

HARTA GEOLOGICĂ A PERIMETRULUI cuprins între VALEA DRAJNEI și PÂRÂUL PORCARULUI

MIHAELA MELINTE, I. BĂCEANU

0 250 500 750 1000m


al-tu
h-al
Om
Om¹
Om²
Om³
Om⁴
cm-st
m. Stânilei
vf. Gănaliu
vf. Țiganul
Băzioara
Porcarului
Drajnei
Măgura
Slon
Crâng
Pg₃ᵖ⁻ᶠ
Pg₃ᵖ⁻ᵗ
Pg₃ᵖ⁻ᵐ
Pg₃ᵖ⁻ᵉ
Pg₃ᵖ⁻ᵈ
Pg₃ᵖ⁻ᶜ
Pg₃ᵖ⁻ᵇ
Pg₃ᵖ⁻ᵃ
m₁ᵖ⁻ᵃ
m₁ᵖ⁻ᵇ
m₁ᵖ⁻ᶜ
m₁ᵖ⁻ᵈ
m₁ᵖ⁻ᵉ
m₁ᵖ⁻ᶠ
m₁ᵖ⁻ᵍ
m₁ᵖ⁻ʰ
m₁ᵖ⁻ⁱ
m₁ᵖ⁻ʲ
m₁ᵖ⁻ᵏ
m₁ᵖ⁻ˡ
m₁ᵖ⁻ᵐ
m₁ᵖ⁻ⁿ
m₁ᵖ⁻ᵒ
m₁ᵖ⁻ᵖ
m₁ᵖ⁻ʳ
m₁ᵖ⁻ˢ
m₁ᵖ⁻ᵗ
m₁ᵖ⁻ᵘ
m₁ᵖ⁻ᵛ
m₁ᵖ⁻ʷ
m₁ᵖ⁻ˣ
m₁ᵖ⁻ʸ
m₁ᵖ⁻ᶻ
m₂
II₂-prM
II₂-prM
II₂-prM

LEGEND

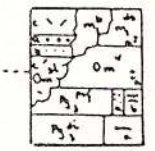
QUATERNARY — a | b — Alluvial deposits (a); Slides(b)

TARCAU NAPPE

MIDDLE MIOCENE
LOWER MIOCENE — m_{1+2} — Doftana Mollasse

LOWER MIOCENE — m_1^{gi} — Lower Gypsum

LOWER MIOCENE



Upper Dysodile Shales (m_1^{ds}), Tuffs (b)
Bâscioara Sandstone (m_1^{b})
Vinețișu Formation (Om_v), Tuffs (a)
Sion Facies (Om^{st}); Microconglomeratic Sandstones (a),
Pucioasa Beds + Fusaru Sandstones (b), Breccias (c)
Pucioasa Beds with Fusaru Sandstones (Pg_3^{p+f}): Massive Sandstones (a),
Lower Dysodile Shales (Pg_3^{d}), Tylawa Shales(a) Jaslo Limestones (b)

OLIGOCENE

PRIABONIAN
UPPER LUTETIAN — lt_2-pr — Plopu Formation

LUTETIAN — lt^c — Ciunget Facies

VARIEGATED CLAYS NAPPE

MAASTRICHTIAN
CAMPANIAN
SANTONIAN
CENOMANIAN

ma — Mălăistea Massive Sandstones
cp
cm-st } Variegated Clays Series

AUDIA NAPPE

ALBIAN
HAUTERIVIAN — h-al — Black Shales Series

MACLA NAPPE

TURONIAN
ALBIAN — al-tu — Macla Series

Geological boundary
Unconformity
Olistholit limit
Fault
Faulted anticline
Faulted syncline
Overthrusting

Institutul Geologic al României

VÂRSTA PÂNZELOR DE ŞARIAJ CU EPIMETAMORFITE ALE GRUPULUI TULGHEŞ ÎN RAPORT CU MASIVUL ALCALIN DITRĂU (CARPAŢII ORIENTALI)

THE AGE OF THE OVERTHRUST NAPPES WITH EPIMETAMORPHICS OF THE TULGHEŞ GROUP RELATED TO THE DITRĂU ALKALINE MASSIF (EAST CARPATHIANS)

M. MUREŞAN

În partea sudică a zonei cristalino-mezozoice, din Carpaţii Orientali, s-au evidenţiat mai multe pânze de şariaj cu metamorfite, a căror succesiune (de sus în jos) şi conţinut sunt redate mai jos:

1. *Pânza de Rarău* (grupul Bretila şi granitoidele de Hăghimaş- ambele entităţi , cu caracter mezometamorfic, revin Precambrianului; metamorfitele suportă depozitele triasic-cretacic inferioare din Munţii Hăghimaşului);

2. *Pânza de Bălan* (epimetamorfite terigene din formaţiunea Tg_3 a grupului Tulgheş, de vârstă cambriană), evidenţiată recent de Kräutner et al. (1990, 1991);

3. *Pânza de Belcina* (epimetamorfite terigene din formaţiunea Tg_4, a grupului Tulgheş şi corpul porfiroidelor de Mândra, intrus premetamorfic în această entitate);

4. *Pânza de Sadocut* (secvenţă din termenul Tg_3, cu două nivele de roci porfirogene, separate prin roci terigene);

5. *Pânza de Şumuleu* (epimetamorfite terigene din formaţiunea Tg_4);

6. *Pânza cuarţitelor negre cu mangan* (roci cuarţoase din formaţiunea Tg_2 şi Tg_1 ?);

7. *Pânza de Pietrosu Bistriţei* (formaţiuni terigene mezometamorfice din grupul Negrişoara şi porfiroidelor de Pietrosu Bistriţei, intruse premetamorfic în acestea), evidenţiată în Carpaţii Orientali de Balintoni şi Gheuca (1977, 1978);

8. *Pânza de Rodna* (mezometamorfite - roci carbonatice şi micaşisturi ale grupului Rebra, de vârstă precambriană, care suportă rocile filitoase ale formaţiunii de Izvorul Mureş, atribuită carboniferului inferior);

9. *Unitatea de Tomeşti* (roci ale grupului Bretila şi cuvertura lor permiană, triasică şi jurasică).

Şariajul dintre ultimele două unităţi , implicând şi depozite mezozoice, este alpin (austric, cf. Săndulescu, 1967, 1968, 1975). După Săndulescu (1975), stiva

Several overthrust nappes with metamorphics were pointed out in the southern part of the East Carpathians Crystalline-Mesozoic Zone, the succession (from top to bottom) and content of which are presented below:

1. *The Rarău Nappe* (Bretila Group and the Hăghimaş Granitoids – both entities of mesometamorphic character belong to the Precambrian). These metamorphic entities underlie the Triassic-Lower Cretaceous deposits from the Hăghimaş Mountains.

2. *The Bălan Nappe* (terrigenous epimetamorphics from the Tg_3 Formation of the Tulgheş Group, Cambrian in age), recently pointed out by Kräutner et al. (1990,1991).

3. *The Belcina Nappe* (terrigenous epimetamorphics from the Tg_4 Formation of the Tulgheş Group and the body of the Mândra Porphyroids, premetamorphically intruded in this entity).

4. *The Sadocut Nappe* (sequence from the Tg_3 term, with two levels of, separated by terrigenous rocks).

5. *The Şumuleu Nappe* (terrigenous epimetamorphics from the Tg_4 Formation).

6. *The Manganese Black Quartzite Nappe* (quartz rocks from the Tg_2 and Tg_1 ? Formations);

7. *The Pietrosu Bistriţei Nappe* (mesometamorphic terrigenous formations from the Negrişoara Group and the Pietrosu Bistriţei Porphyroids, remetamorphically intruded in these), pointed out in the East Carpathians by Balintoni and Gheuca (1977, 1978).

8. *The Rodna Nappe* (mesometamorphics – carbonatic rocks and micaschists of the Precambrian Rebra Group – that underlie the phyllites rhyolites and rhyolitic tuffs of the Izvorul Mureş Formation, assigned to the Lower Carboniferous);

9. *The Tomeşti Unit* (rocks of the Bretila Group and their Permian and Jurassic cover).

The overthrust between the last two mentioned units, involving also Mesozoic deposits, is Alpine

Institutul Geologic al României

metamorfitelor, situată deasupra acestui şariaj, aparţine corpului pânzei bucovinice (austrică) iar unitatea de Tomeşti ar reveni pânzei alpine subbucovinice; după noi, reprezintă o unitate infrabucovinică.

În stiva unităţilor cu metamorfite, situată deasupra unităţii de Tomeşti, lipsesc formaţiunile sedimentare, fapt care îngreunează mult stabilirea vârstei de formare a şariajelor dintre aceste entităţi tectonice. Un element de datare relativă este masivul alcalin Ditrău (MAD), localizat în şisturi cristaline şi considerat a avea vârsta de 130–135 m.a. (vârste izocrone K/Ar - Kräutner et al., 1976), corespunzătoare neocomianului. Prin referire la acest masiv (Streckeisen, Hunziker, 1974; Balintoni et al., 1983; Mureşan, 1981, 1983; Mânzatu, Jakab, 1986),s-a stabilit cu certitudine că, în proximitatea MAD, metamorfitele grupurilor Rebra, Negrişoara şi Tulgheş (în perioada respectivă, fiind considerat ca aparţinând unei singure unităţi tectonice) sunt afectate de masiv, rezultând că planele de şariaj dintre ele sunt mai vechi ca MAD.

Evidenţierea recentă, pe baza datelor de foraj, a mai multor pânze de şariaj, constituite din metamorfite ale grupului Tulgheş, impune necesitatea descifrării relaţiilor de vârstă relativă ale acestor unităţi cu MAD. Notăm că, în această tentativă apelăm (alături de alte argumente de ordin mineralogic şi petrografic), pentru prima dată, la prezenţa frecventă şi notabilă (de obicei, de ordinul zecilor şi chiar a sutelor de p.p.m.) a thoriului, în diferite secvenţe petrografice ale pânzelor de şariaj. Thoriul, legat cert geochimic de formarea MAD, a fost evidenţiat de Podoleanu et al. (1989, 1990, 1992), prin metoda carotajului gamma natural spectral (şi uneori prin determinări directe, în laborator, pe probe prelevate din foraje), efectuat în găurile de sondă ale locaţiilor 1, 3, 5, 6, 8, 24, 289, din regiunea Tulgheş-Hagota-Belcina. Adesea, prezenţa thoriului în metamorfite se materializează sub forma monazitului. Anomaliile thorifere sunt adesea asociate cu cele produse de uraniu şi de potasiu radioactiv (Podoleanu et al. 1989, 1990, 1992), legate genetic, de asemenea, de MAD.

1. *Pânza cuarţitelor negre cu mangan*, interceptată numai cu forajul 1 (amplasat în cătunul Hagota), în intervalul 939–994 m (partea finală a forajului), găzduieşte (în intervalul 968–970 m) un filon de roci holocristaline albitice cu biotit cloritizat, întâlnite şi în cuprinsul MAD.

2. *Pânza de Şumuleu* (care la suprafaţă nu vine în contact direct cu MAD), evidenţiată în multe foraje din regiunea Tulgheş-Hagota, este anteriaoară MAD, fapt demonstrat de prezenţa filoanelor microsienitice

(Austrian – acc. to Săndulescu, 1967, 1968, 1975). According to Săndulescu (1975), the pile of metamorphics situated over this overthrust belongs to the Bucovinian Nappe body (Austrian), and the Tomeşti Unit would belong to the Sub-bucovinian Alpine Nappe. In our opinion, it represents an Infrabucovinian unit.

The pile of metamorphic units, situated over the Tomeşti Unit, is devoid of the sedimentary formations, which makes much more difficult the establishment of the formation age of the overthrusts among these tectonic entities. A relative dating element is the Ditrău Alkaline Massif (DAM), located in crystalline schists, and considered to be 130–135 m.a. old (K/Ar isochron ages – H. Kräutner et al., 1976), corresponding to the Neocomian. Taking into consideration the relationships of this massif with the adjacent metamorphics (Streckeisen, Hunziker, 1974; Balintoni, 1981; Balintoni et al., 1983; Mureşan, 1981, 1983; Mânzatu, Jakab, 1986), it was established with certainty that in the proximity of the metamorphics of the Rebra, Negrişoara and Tulgheş Groups (in the respective period being considered to belong to a single tectonic unit) are affected by the massif, the overthrust planes appearing to be older than the DAM.

The recent pointing out based on drilling data of several overthrust nappes consisting of the metamorphics of the Tulgheş Group makes necessary the deciphering of the relative age relationships of these units with the DAM. It is to note that in this attempt (besides some other mineralogical and petrographic arguments) I had recourse for the first time to the frequent and notable presence (usually of the order of the tens and even hundreds of p.p.m.) of thorium in the different petrographic sequences of the overthrust nappes. Thorium, which is surely geochemically connected the the DAM genesis, was pointed out only by L. Podoleanu et al. (1989, 1990, 1992) through the spectral natural gamma core drilling method (and sometimes through direct determinations in the laboratory on samples collected from boreholes) carried out in boreholes 1, 3, 5, 6, 8, 24, 28 from the Tulgheş-Hagota-Belcina region. Thorium is often present within metamorphics as monazite. The thorium anomalies are often associated with those produced by the uranium and radioactive potassium (Podoleanu et al., 1989, 1990, 1992), genetically connected also with the DAM.

1. *The Manganese Black Quartzite Nappe*, intercepted only by borehole 1 (located in the Hagota locality) within the 939–994 m interval (terminal part of the borehole), hosts (within the 968–970 m interval) a vein of chloritized biotite albite holocrystalline rocke, encountered also in the DAM.

2. *The Şumuleu Nappe* (which does not contact directly at the surface the DAM), pointed out in several

Institutul Geologic al României

(forajele 5 şi 24), a andaluzitului (forajul 1), a granaţilor (forajul 3), a biotitului (brun-roşcat, proaspăt, adesea transversal faţă de şistozitate, forajul 1),a monazitului (forajul 5) şi a adularului (forajul 6). Anomaliile thorifere prezente în această unitate tectonică (forajele 5, 8 şi 24), confirmă acest punct de vedere.

3. Pânza de Sadocut, care nu prezintă la suprafaţă un contact direct cu MAD, este anterioară faţă de acesta, după cum reiese din datele de foraj din regiunea Tulgheş-Hagota; metamorfitele care o constituie sunt străbătute de filoane microsienitice (forajele 3, 5, 24, 29), conţin uneori monazit (forajul 5) şi provoacă anomalii thorifere (forajele 1, 3, 5, 6, 8, 24).

4. Pânza de Belcina, prezintă cele mai numeroase şi evidente dovezi ale anterioriţăţii ei faţă de MAD; metamorfitele care o alcătuiesc (formaţiunea Tg_4 şi porfiroidele de Mândra), la contactul cu MAD, sunt trnsformate în corneene cu andaluzit, corindon şi biotit (injectate arteritic în imediata vecinătate cu MAD) şi în "şisturi pătate"; în metamorfite, apar numeroase filoane de roci sienitice, mineralizaţii legate genetic de MAD (concentraţiile filoniene de sulfuri şi minerale cu lantanide, localizate cu precădere în porfiroidele de Mândra din zona Gherpotoc). În această unitate au fost puse în evidenă anomalii thorifere (forajele 1, 3, 8, 289), confirmate de conţinuturile ridicate de Th.

5. Pânza de Bălan, separată iniţial în forajele din regiunea Bălan (Kräutner et al., 1990, 1991) nu prezintă contacte directe cu MAD. În forajul 1 (amplasat la Hagota), s-au evidenţiat (în intervalul 8–169 m) probe cu Th şi anomalii gama thorifere (asociate cu anomalii gama uranifere şi potasifere) care atestă anterioritatea acestei unităţi faţă de MAD.

6. Pânza de Rarău, care nu prezintă contacte directe cu MAD a fost considerată (Streckeisen, Hunziker, 1974) ca fiind mai veche ca aceasta, pe baza prezenţei andaluzitului în unele roci gnaisice din zona de limită a pânzei de Rarău cu roci din pânza de Belcina;întrucât aceste roci cu andaluzit ar fi putut să aparţină iniţial porfiroidelor de Mândra, anterioritatea pânzei de Rarău nu poate fi demonstrată cu certitudine. Cantităţile de thoriu, evidenţiate în granitoidele de Hăghimaş şi micaşisturile unităţii de Rarău (străbătute de forajul 3, în intervalul 0–251 m), nedepăşind 20 p.p.m., pot reprezenta mai degrabă conţinuturile primare din rocile premetamorfice, decât o contaminare cu thoriu legată de MAD. Deci, pe baza datelor actuale, nu se pot stabili relaţiile de vârstă ale pânzei de Rarău faţă de MAD.

Întrucât sub şariajul unităţii de Pietrosu Bistriţei se află formaţiunea de Izvorul Mureş, atribuită carboniferului inferior (Mureşan, 1973), considerăm că şariajele dintre pânzele cu metamorfite din sudul

boreholes from the Tulgheş-Hagota region, is prior to the DAM, a fact demonstrated by the presence of the microsyenite veins (boreholes 5 and 24), andalusite (borehole 1), garnets (borehole 3), biotite (brown-russet in colour, fresh, often transversal in respect of schistosity – borehole 1), monazite (borehole 5) and adular (borehole 6). The thorium anomalies from this tectonic unit (boreholes 5, 8, 24) confirm this point of view.

3. The Sadocut Nappe, which does not contact directly the DAM at the surface, is prior to it, as indicated by the drilling data from the Tulgheş-Hagota region: the metamorphics constituting it are crossed by microsyenite veins (boreholes 3, 5, 24, 29), sometimes contain monazite (borehole 5). Thorium anomalies (boreholes 1, 3, 6, 8, 24) are also found in these metamorphics.

4. The Belcina Nappe shows the most numerous and obvious evidences indicating that it was prior to the DAM: the metamorphics constituting it (Tg_4 Formation and the Mândra Porphyroids) at the contact with the DAM are transformed into andalusite, corundum and biotite hornfels (arteritically injected in the immediate vicinity of the DAM) as well as "spotted schists"; the metamorphics are marked by the occurrence of numerous syenitic rock veins, mineralizations genetically connected with the DAM (the sulphide vein-like mineralizations and the lantanide minerals, prevailingly located in the Mândra Porphyroids from the Gherpotoc zone). High Th samples and thorium anomalies were pointed out in this unit (boreholes 1, 3, 8, 289).

5. The Bălan Nappe, initially separated in the boreholes from the Bălan region (Kräutner et al.,1990, 1991) does not show direct contacts with the DAM. In borehole 1 (situated at Hagota) gamma thorium samples anomalies (associated with gamma uranium and potassium anomalies) were pointed out, which attest that this unit was prior to the DAM.

6. The Rarău Nappe, which does not show direct contacts with the DAM, was considered (Streckeisen, Hunziker, 1974) to be older than this, based on the presence of andalusite in some gneissic rocks from the boundary zone of the Rarău Nappe with rocks from the Belcina Nappe. As these andalusite rocks might have initially belonged to the Mândra Porphyroids, the age of the Rarău Nappe cannot be demonstrated with certainty. The thorium quantities pointed out in the Hăghimaş Granitoids and the micaschists of the Rarău Unit (crossed by borehole 3, in the 0–25 m interval), which do not exceed 20 p.p.m., may rather represent the primary contents from the premetamorphic rocks than a contamination by thorium, connected to the DAM. Therefore based on the present data from the Tulgheş–Hagota–Belcina region the age relationships

Institutul Geologic al României

zonei cristalino-mezozoice (neluând în considerare şariajul pânzei de Rarău - din motivele expuse), au luat naştere după formarea acestei entităţi litostratigrafice şi înainte de punerea în loc a MAD.

of the Rarău Nappe with the DAM cannot be established.

As the overthrust of the Pietrosu Bistriţei Unit overlies the Izvorul Mureş Formation, assigned to the Lower Carboniferous (Mureşan, 1975), we considered that the overthrusts of the nappes with metamorphics from the southern part of the Crystalline-Mesozoic Zone (the Rarău Nappe overthrust being not taken into account for the above-mentioned reasons) were generated after the genesis of the Izvorul Mureş Formation and before the emplacement of the DAM.

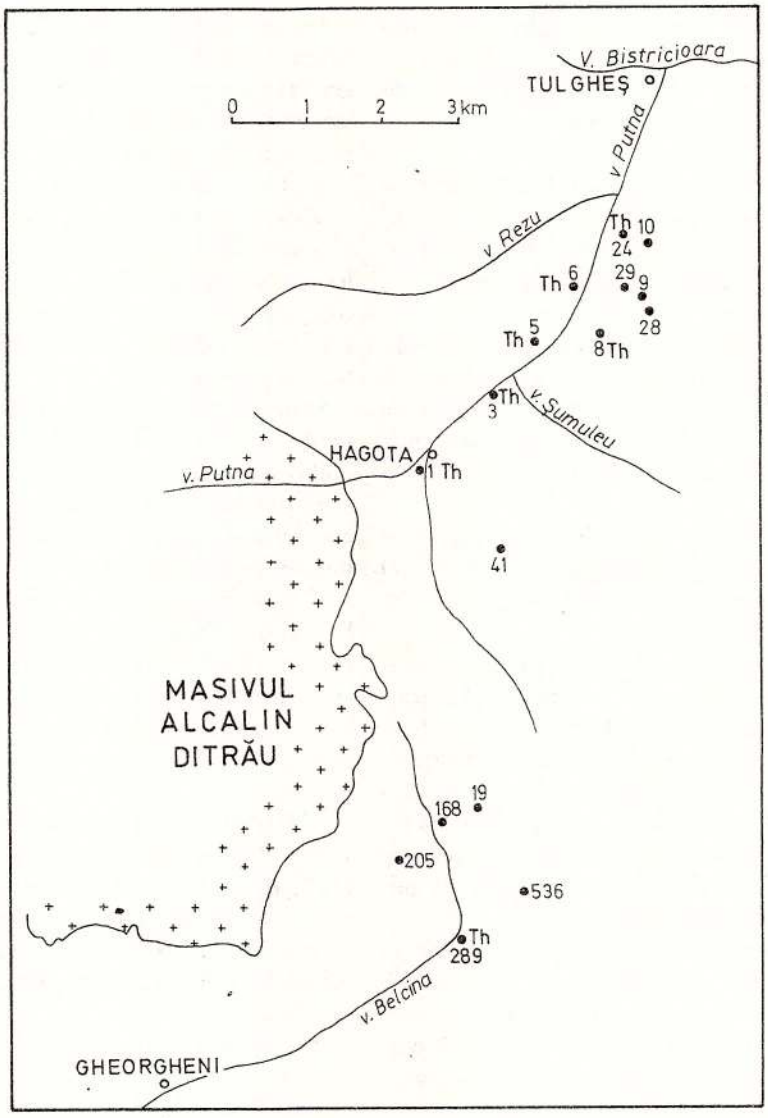


Fig.

Amplasarea principalelor foraje în regiunea Tulgheş–Hagota–Belcina. **Th**, forajele investigate geofizic pentru thoriu, uraniu şi potasiu; thoriu este prezent în toate coloanele litologice ale acestor foraje.

Location of the main boreholes in the Tulgheş-hagota-Belcina region. **Th**, boreholes investigated from the geophysical point of view for thorium, uranium and potasium; thoriu is present in all the lithological columns of these boreholes.

Institutul Geologic al României

STUDII LITOSTRATIGRAFICE ŞI BIOSTRATIGRAFICE ÎN DOBROGEA DE NORD
LITHOSTRATIGRAPHIC AND BIOSTRATIGRAPHIC STUDIES IN NORTH DOBROGEA

A. BALTREŞ, E. MIRĂUTĂ

Între anii 1993–1995 studiile geologice s-au concentrat asupra a trei formaţiuni: Formaţiunea de Niculiţel, Formaţiunea calcarelor nodulare şi cu bioturbaţii, Formaţiunea de Izvoarele.

1. Formaţiunea de Niculiţel

Această formaţiune este o entitate litostratigrafică alcătuită esenţial din roci bazice (pillow lava bazaltice şi rare dolerite şi gabbrodolerite intrusive) puse în loc în condiţii submarine. Vulcanismul efuziv submarin a alternat cu sedimentarea.

Rocile sedimentare sunt de tipul calcarelor cenuşii, stratificate, al breciilor bazaltice, epiclastice şi al epiclastitelor de calcare roşii cu amoniţi. Calcarele cenuşii, stratificate, care alcătuiesc corpuri cartabile, intercalate între bazalte, sunt debrite, turbidite şi pelagite calcaroase.

Conţinutul paleontologic (amoniţi, conodonte) al calcarelor asociate bazaltelor Formaţiunii de Niculiţel este caracteristic intervalului Spathian-Illyrian inferior.

Formaţiunea de Niculiţel ocupă o poziţie stratigrafică superioară Formaţiunii de Somova (Figura). Corelarea Formaţiunii de Niculiţel cu alte două formaţiuni nord dobrogene, aflate în afara influenţelor vulcanismului submarin, s-a făcut pe criterii litologice şi biostratigrafice. Contemporane cu Formaţiunea de Niculiţel au fost (a) Formaţiunea calcarelor nodulare şi cu bioturbaţii (Spathian-Aegean) şi Formaţiunea calcarelor cu cherturi (Aegean-Fassanian).

2. Formaţiunea calcarelor nodulare şi cu bioturbaţii

Această formaţiune constituie un bun reper litostratigrafic deoarece este răspândită atât în ariile cu faciesuri bazinale cât şi în cele de platformă carbonatică ale Triasicului nord dobrogean. Grosimea ei este de 60 m.

Formaţiunea este constituită din doi membrii: (a) cel inferior conţine calcare, uneori extins dolomitizate, care prezintă variate structuri sedimentare. Cele mai frecvente structuri sunt bioturbaţiile asociate suprafeţelor de omisiune. Rocile au în general o coloraţie roşie datorită produselor reziduale care s-au acumulat în legătură cu procesele de subsoluţie.

Between 1993 and 1995 the geologic studies were focused on three of the building blocks of North Dobrogea stratigraphy: the Niculiţel Formation, the Nodular and Bioturbated Limestone Formation and the Izvoarele Formation.

1. The Niculiţel Formation

This lithostratigraphic unit is composed essentially of basic rocks (pillow basalts with rare intrusive dolerites and gabbrodolerites), emplaced in submarine conditions, in a deep marine environment in which the submarine effusive volcanism alternated with sedimentary processes.

Some carbonate sediments were emplaced as mappable bodies of debrites, turbidites and pelagites several tens of meters thick.They stack in distinctive patterns. Other common rock types are the basaltic epiclastic breccias and isolated, large blocks of red, ammonite bearing limestones.

The fauna included in the red limestone blocks are Spathian to Bithynian in age. These blocks are located in lower position in the basaltic pile, in contract with the turbidite sheets situated at higher stratigraphic levels, containing Pelsonian to Lower Illyrian conodont and foraminifera associations. Spathian-Illyrian inferior.

The Niculiţel Formation overlies the Somova Formation and correlates with two other time-equivalent formations, namely the Nodular and Bioturbated Limestone Formation and the Cherty Limestone Formation (*pro parte*) (Figure), both developed in areas unaffected by submarine volcanism of the same sedimentary basin.

2. The Nodular and Bioturbated Limestone Formation

This formation represents a good lithostratigraphic marker as it spread both in basinal facies areas and in the carbonate platform ones, across North Dobrogea. The formation is 60 m thick. It is composed of two members, in ascending order. The lower member consists of red nodular limestones with various sedimentary structures, among which the bioturbations are prominent, being in relation to cyclic omission surfaces. The abundant iron hydroxides, as residual

Institutul Geologic al României

(b) Membrul superior, heterolitic, este constituit din alternanţe de calcare şi marne care au o coloraţie verde. Calcarele au caracter nodular, rezultat prin procese diagenetice timpurii (deformare plastică, activitatea endobentosului).

Poziţia stratigrafică a formaţiunii este limitată la intervalul Spathian superior-Aegean (Figura). Din această formaţiune provine fauna de amoniţi cu *Leiophyllites confucii* (DIEN.), *L. pradyumna* (DIEN.), *Japonites dobrogiacus* SIM., *Danubites celtitoides* KITTL, comună cu aceea a Tethysului asiatic. Asociaţia de conodonte din Formaţiunea calcarelor nodulare şi cu bioturbaţii aparţine zonei Timorensis. Prezenţa genului *Gladygondolella* în această asociaţie arată că în Dobrogea de Nord acesta apare începând cu baza Aegeanului.

3. Formaţiunea de Izvoarele

Formaţiunea de Izvoarele este o unitate litostratigrafică alcătuită din olistotrime, heterogene litologic şi ca vârstă, cuprinse într-o anvelopă sedimentară constituită din siltite, argile şistoase şi marne verzi şi violacee.

Olistotrimele sunt blocuri uriaşe (cel mai mare are 1 km lungime şi 350 m grosime), cu o alcătuire variată: calcare masive, albe; calcare nodulare, policrome; brecii epiclastice alcătuite din calcare şi riolite roşii; gresii violacee cu epiclaste riolitice; roci cu compoziţie similară complexului litologic al Formaţiunii de Niculiţel; calcare cu cherturi şi cu intercalaţii minore de bazalte. Rocile care compun olistotrimele sunt toate de vârstă triasică. Micile anomalii magnetice, paralele cu traseul de-a lungul căruia aflorează olistostrimele sunt probabil dovada prezenţei unor olistotrime bazaltice îngropate.

Formaţiunea de Izvoarele se aşterne peste Formaţiunea de Cataloi şi suportă gresiile grosiere ale Formaţiunii de Nalbant. Vârsta anvelopei olistotrimelor este carnian superioară şi precizează vârsta formaţiunii. Formaţiunea poate fi urmărită de-a lungul unui front cu traseu sinuos, între Dealul Sarica şi satul Enisala.

products of subsolution, are the cause of the generalized red and purple color of these rocks. The upper, heterolithic member consists of gray and green interbedded thin limestones and marls. The limestones are commonly nodular, as a result of early diagenetic processes (plastic deformation, activity of endobenthos).

Based on ammonite and conodont biostratigraphy, the formation is Upper Spathian-Aegean in age (Figure). The formation includes an ammonite fauna with *Leiophyllites confucii* (DIEN.), *L. pradyumna* (DIEN.), *Japonites dobrogiacus* SIM. *Danubites celtitoides* KITTL, of Asian affinity, as well as a conodont assemblage of the Timorensis Zone. This assemblage includes the genus *Gladygondolella* which occurs in North Dobrogea in the lowermost Aegean.

3. The Izvoarele Formation

This lithostratigraphic unit is composed of large olisthothrimmata included into a sedimentary envelope of green and purple siltstones, argillaceous shales and marls of Cataloi type.

The olisthothrimmata are huge blocks (the largest of these is one km long and 350 m thick), varying in lithology from place to place. These are also of a wide range of ages. Their envelope is Upper Carnian and determines the age of the formation.

The formation overlies the Cataloi Formation and is overlain by the coarse sandstones of the Nalbant Formation.

Various kinds of olisthothrimmata were mapped: white limestones, varicoloured nodular limestones, epiclastic breccias composed of limestone and red rhyolite clasts, variegated sandstones, all of Triassic age. Some are composed of Niculiţel type basalts, with Aegean-Pelsonian limestone enclaves. Another prominent type is composed of Ladinian cherty limestones.

The olisthothrimmata, occurring often as isolated hillocks, scattered on a low lying plain, can be followed along some tens of kilometers, between the Sarica Hill, and the Enisala locality, as a long narrow and sinuous string. A girdle of small magnetic anomalies, paralelling the outcropping olisthothrimmata were also probably produced by buried basaltic olisthothrimmata.

Institutul Geologic al României

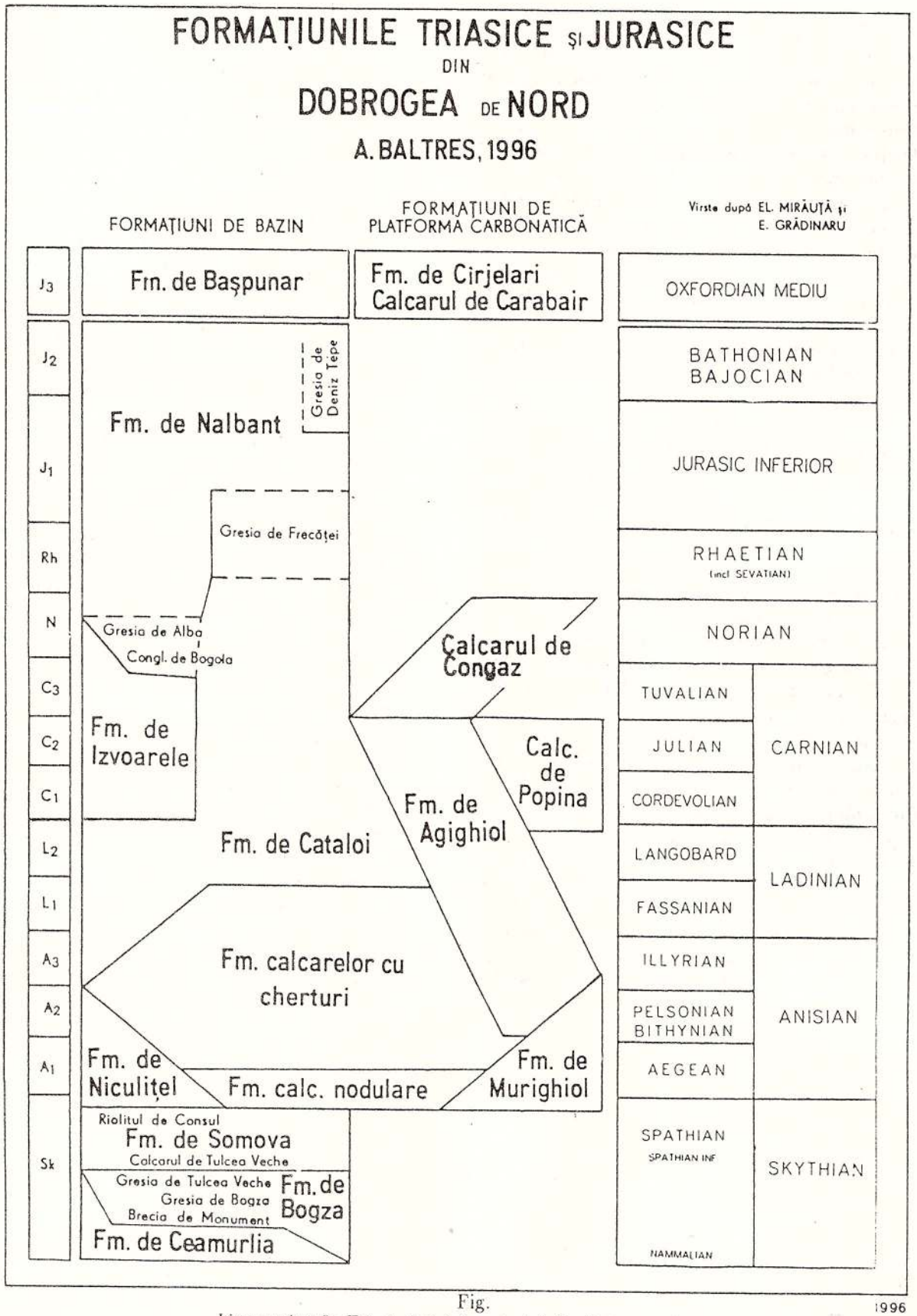


Fig.
Litostratigrafia Triasicului și Jurasicului din Dobrogea de nord
The Triassic and Jurassic lithostratigraphy of North Dobrogea

Institutul Geologic al României

DATE BIO- ŞI LITOSTRATIGRAFICE ASUPRA JURASICULUI SUPERIOR/ CRETACICULUI INFERIOR DIN UNITATEA DE VALANI, SISTEMUL PÂNZELOR DE CODRU (APUSENII DE NORD)
UPPER JURASIC/LOWER CRETACEOUS BIO-AND LITHOSTRATIGRAPHIC DATA OF THE VALANI NAPPE UNIT, CODRU NAPPE SYSTEM (NORTHERN APUSENI MTS)

G. IONESCU

Unitatea de Vălani deţine poziţia tectonică cea mai profundă în cadrul pânzelor de Codru din Munţii Apuseni de Nord. Partea de Triasic din succesiunea acesteia aminteşte faciesul de Codru în timp ce secvenţele de vîrstă Jurasic-Cretacic sînt apropiate faciesului de Bihor.

Au fost examinate cîteva secţiuni prin Jurasicul superior-Cretacicul inferior (Fig. 1,2). Depozitele carbonatice de vîrstă Tithonic-Bedoulian au fost acumulate pe un shelf carbonatic pe care se dezvoltau construcţii recifale semicontinue. Din Bedoulian locul lor a fost luat de acumularea de carbonatite argiloase hemipelagice la partea inferioară. Începând din Apţianul superior şi până în Albianul timpuriu au fost depozitate secvenţe detritice terestre şi marine de ape puţin adânci ca efect al fazei orogentice austrice.

Schimbările laterale de litologie între părţile vestică şi estică ale unităţii, reflectă diferenţele paleogeografice induse de faza tectogenetică kimmerică veche. Exondarea din timpul Berriasian- Valanginianului a condus la formarea bauxitelor în Unitatea de Bihor vecină. Această exondare a afectat doar partea de est a Unităţii de Vălani, în timp ce în partea de vest a continuat sedimentarea marină. Secvenţele kimmeridgian-tithonice cuprind biomicrite, intrabiomicrite şi pelmicrite şi au fost datate pe baza resturilor de *Saccocoma* la partea inferioară, în timp ce în stratele superioare apare o asociaţie de calpionele amintind de zona Crassicolaria, iar depozitele berriasiene conţin zona cu Calpionella alpina. Pentu membrul următor, atît asociaţiile de alge şi foraminifere cît şi rarele exemplare de *Calpionellopsis oblonga* recomandă prezenţa Berriasianului superior-Valanginianului. Asociat cu acestea mai apar spiculi de spongieri, alge (*Salpingoporella pygmea*) şi stomiosfere. Pentru sectorul estic al unităţii, diferentele paleogeografice au determinat formarea unor depozite puţin adânci, în faciesuri recifale şi perirecifale asociate. Schimbările laterale de litologie, ca rezultat al istoriei diferite dintre partea de est şi cea de vest a unităţii, sînt mai evidente pe intervalul Berriasian–Valanginin. Pe acest interval, partea de

The Vălani Nappe Unit holds the most profound tectonic position in the Codru Nappe System of the Northern Apuseni Mts. The Triassic part of its sequence resembles the Codru type of development, while the Jurassic-Cretaceous sequence is close to the Bihor facies.

Several Upper Jurassic - Lower Cretaceous sections were examined (Fig.1,2). The Tithonian-Bedoulian carbonate deposits were accumulated on open carbonate shelf with semicontinuous rim of reefal buildups. Since Bedoulian this was replaced by the accumulation of hemipelagic argillaceous carbonates in their lower part. During Late Aptian-Early Albian, detrital terrestrial and shallow marine sequences were deposited in response to the Austrian orogenic phase.

Lateral changes in lithology between western and eastern part of the unit reflect paleogeographic differences evoked by the Late Kimmerian tectogenetic phase. The Berriasian-Valanginian emergence led to the formation of bauxite in the neighbouring Bihor Unit. This emergence affected only the eastern part of the Vălani Unit, while marine sedimentation continued in its western part. The Kimmeridgian-Tithonian sequence of biomicrites, intrabiomicrites and pelmicrites is dated by *Saccocoma* sp. in its lower part, while a calpionellid assemblage resembling Crassicolaria Zone occurs in higher beds, since the Berriasian deposits contain the Calpionella alpina Zone. Foraminifera and algae assemblages and rare *Calpionellopsis oblonga* recommend the presence of the Upper Berriasian-Valanginian for the next member. Close to them may appear sponce spicules, algae (*Salpingoporella pygmaea*), and stomiosphaerides. For the eastern part of the unit, the paleogeographic differences have promoted the formation of shallower deposits of reefal type and associated peri-reefal ones. The lateral changes in lithology as a result of different history between the eastern face to western part of the unit, are more pregnant during the Berriasian- Valanginian interval. On this interval the eastern part suffered from the emergence that affected the entire Bihor carbonate

Institutul Geologic al României

est a suferit exondarea care a afectat şi întreaga unitate de Bihor în timp ce sedimentaţia marină pare să fi continuat în partea de vest. Pentru sectorul de vest, Berriasianul este reprezentat prin biomicrite şi dismicrite care conţin microfosile ale zonei Calpionella alpina, iar la partea superioară biomicritele berriasian superioare-valanginiene sînt datate pe baza asociaţiilor bogate în foraminifere, incluzînd *Trocholina delphinensis, Tr. alpina, Characee*, şi rare *Calpionellopsis oblonga*. Prezenţa caraceelor a necesitat un aflux de ape dulci cel puţin cu caracter episodic. Considerînd intervalul de timp în care exondarea a afectat unitatea de Bihor şi partea de est a unităţii de Vălani, acesta pare a fi mai redus pentru cea din urmă. Episoadele de tranziţie în facies lacustru şi salmastru, respectiv Formaţiunea Calcarelor cu Characee şi cea a Calcarelor cu Gasteropode care se dezvoltă în acoperişul bauxitelor din Unitatea de Bihor, lipsesc în acoperişul bauxitelor din cuprinsul unităţii de Vălani.

Din Barremian, sedimentarea s-a produs aproximativ în acelaşi cadru paleogeografic, care a funcţionat şi în timpul Tithonicului, prezentînd un caracter transgresiv evident în partea de est a unităţii. Formaţiunea calcarelor urgoniene, aparţine în principal intervalului Barremian-Bedoulian dar calcarele de tip urgonian mai apar ca intercalaţii în formaţiunea marnelor de Ecleja de deasupra. In cuprinsul Formaţiunii Calcarelor Urgoniene, pot fi separaţi trei membri. Indicele energetic precum şi conţinutul în bioclaste creşte din bază către partea superioară a acestora. Succesiunea variază de la faciesuri supratidale/intertidale la faciesuri lagunare şi self cu ape puţin adînci, şi dezvoltare locală a depozitelor de tip "patch reef" şi "back reef".

Din Apţian, sistemul depoziţional pur carbonatic este înlocuit cu unul mixt carbonatic-siliciclastic. Afluxul terigen creşte la partea superioară, iar ritmurile de sedimentare au un caracter ciclic neregulat. Au existat două momente principale de compensare a sedimentaţiei carbonatice, evidenţiate şi induse de oscilaţiile nivelului marin relativ. Dar sedimentarea de tip carbonatic devine improprie începînd din partea superioară a Albianului. Faza tectonică austrică a condus la reintinerirea reliefului din aria sursă a materialului, şi la creşterea dramatică a aportului de material terigen. Gresiile şi conglomeratele care apar pe acest interval, aparţin Formaţiunii de valea Girdanului. Oscilaţiile pozitive de la sfîrşitul Apţianului au condus la regresiunea ariei marine de sedimentare, către vest, pînă în Turonian. Ea a fost urmată de o eroziune puternică, ce a precedat şi accompaniat faza de compresiune şi mişcările de ridicare dinaintea Cretacicului superior.

platform and induced the development of the Bauxitic Formation in the Bihor Unit since the marine sedimentation seems to continue in the western part. The Berriasian is represented in the western part by biomicrites and dismicrites that contain the microfossils of the Calpionella alpina Zone, till the higher lying Upper Berriasian-Valanginian biomicrites are dated by the association of foraminifers that include *Trocholina delphinensis, Tr. alpina, Characeans* and rare *Calpionellopsis oblonga*. The Characeeans presence require a local influx of fresh waters. Considering the time span of emergence that affected the area of the Bihor Unit and partially the Vălani Unit, it seems to be reduced for the latter. The transitional episodes of lacustrian and brackish waters, the Characeeans Limestone Formation and the Gasteropods Limestone Formation respectively that occur at the top of bauxites in the Bihor Unit are absent on the Vălani Unit area.

Since the Barremian the sedimentation takes place almost in the same paleogeographic frame that functioned during the Tithonian, and shows an obvious transgressive character in the eastern part of the unit. The Urgonian Limestone formation belongs mainly to the Barremian-Bedoulian interval, but there are also two intercalations of this type inside the Aptian Ecleja upper lying formation. Three members were recognised in the Urgonian Limestone Formation. The Energetic index is rising upward throungh the three members and so is the bioclastic content of the deposits. The succession is ranging from supratidal/intertidal facies to lagoon and open shallow water shelf facies with local development of patch reef and back reef deposits.

During the Aptian, the purely carbonate deposition system is replaced by mixed carbonate-siliciclatic deposition. The terrigenous influx is rising upward, and the sedimentation rhythms have an irregular cyclic character. Two moments of compensation of the carbonate sedimentation are evidenced and induced by relative sea-level oscillations. But carbonate sedimentation became iproper since the upper part of Aptian. The Austrian tectonic phase lead to rejuvenation of the relief in the material source area and the terrigenous supply is dramatically increasing. The sandstones and conglomerates that occur in this interval belong to the Girdanu Formation. The positive oscillations at the end of the Aptian lee to regression of the marine sedimentation area through the west up to the Turronian. It was followed by a strong erosion that preceded and accompanied the compression phase and the rising movements before the Upper Cretaceous.

Institutul Geologic al României

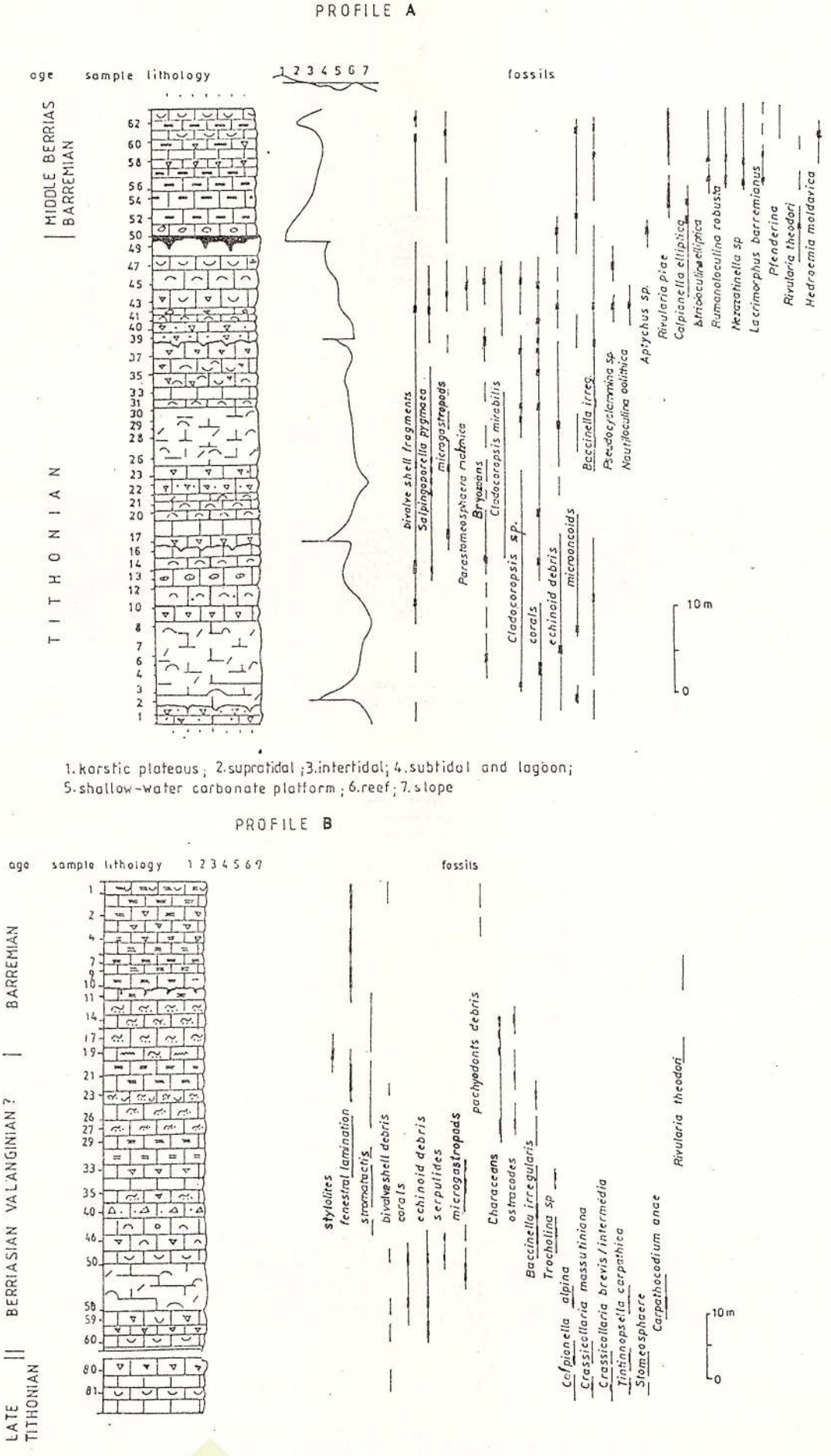


Fig. 1 – Micro- and lithostratigraphic profiles of the Upper Jurassic/Lower Cretaceous sequence of Vălani Unit at the locality Meziad – profile A, and on the right side of Strimbura Valley - profile B.

Institutul Geologic al României

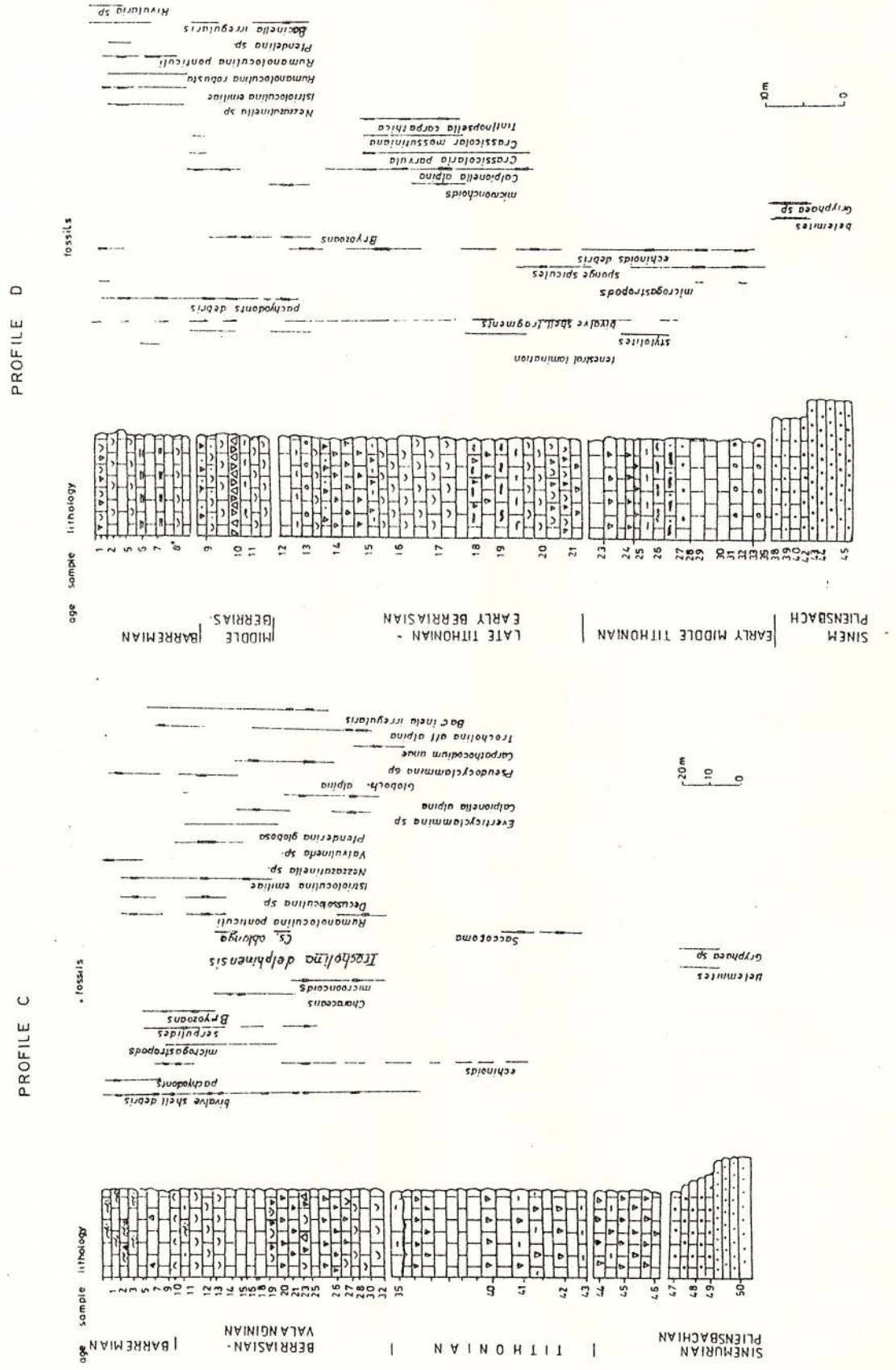


Fig. 2 – Micro- and lithostratigraphic profiles of the Upper Jurassic/Lower Cretaceous sequence of Vălani Unit, on the right side of Strimtura Valley, profiles D and E.

Institutul Geologic al României

DEPOZITELE SANTONIAN–MAASTRICHTIENE DIN SECTORUL DOBROGEAN AL PLATFORMEI MOESICE
SANTONIAN–MAASTRICHTIAN DEPOSITS IN THE DOBROGEAN SECTOR OF THE MOESIAN PLATFORM

J. ION

Depozitele senoniene aparţinând cuverturii sedimentare a sectorului dobrogean al Platformei Moesice, apar la zi în principal în partea de nord- est a compartimentului tectonic Dobrogea de Sud (în bazinul văii Caraşu şi anume de la localitatea Remus Opreanu spre est, între Palazu şi Ovidiu), şi ca apariţii izolate la Peştera, spre vest, şi în apropierea satului Lespezi, spre sud-vest. În compartimentul Dobrogea centrală ele apar la zi în malul lacului Sinoe. În foraje ele se cunosc în toată jumătatea estică a Dobrogei de Sud (Fig. 1a,b,c).

A existat opinia, chiar în lucrări relativ recente, că toate aceste depozite aparţin ca vârstă numai Santonian-Campanianului, respectiv Santonian - partea inferioară a Campanianului superior (Avram et al.,1993) reprezentat prin Formaţiunea de Murfatlar, depusă transgresiv şi posibil, local, cu sedimentele campanian superioare ingresive (Bărbulescu in Neagu, 1987). Prezenţa depozitelor maastrichtiene (Macovei & Atanasiu,1934) sau ale părţii inferioare a Maastrichtianului (Chiriac in Ianovici et al., 1961; Chiriac et al., 1977) a fost rareori menţionată.

Cercetările biostratigrafice făcute în ultimul timp asupra carotelor păstrate în litoteca IGR, au adus date noi privind stratigrafia şi distribuţia Senonianului din compartimentul tectonic Dobrogea de Sud. Într-o primă etapă (Iva et al., 1990; Ion, Iva in Petcu et al., 1989, 1992; Ion et al., sub tipar) s-a demonstrat/identificat (pe baza foraminiferelor, nannoplanctonului şi characeelor) prezenţa în partea de nord-est a acestui compartiment, a depozitelor maastrichtiene, transgresive, în facies continental-lacustru şi în facies marin. Ulterior au fost studiate, pe baza foraminiferelor (Ion, date inedite) carotele (păstrate în litoteca IGR) forajelor din tot compartimentul Dobrogea de Sud. În consecinţă, putem prezenta o nouă imagine/un nou model privind stratigrafia şi răspândirea depozitelor senoniene din Dobrogea de Sud.

După datele din foraje coroborate cu cele privind apariţiile la zi, succesiunea senoniană a Dobrogei de Sud este constituită din două secvenţe stratigrafice, una inferioară (1) aparţinând intervalului partea superioară a Santonianului inferior- partea inferioară a

The Senonian deposits belonging to the sedimentary cover of the Moesian Platform in the Dobrogean Sector crop out mainly in the north-eastern part of its South Dobrogea tectonic compartment (in the upper basin of the Cara[su Valley, from Remus Opreanu to the east; in the area Ovidiu-Palazu) and as isolated exposures in the southwestern part (north-east of Dobromir) and in the western part (at Pe[stera). In the Central Dobrogea compartment tney crop out around the shore of Lake Sinoe. In boreholes, Senonian series are present within the entire eastern half of the south tectonic compartment (see Figure 1 a, c).

Until recently it was believed that all these deposits werw only of Santonian -lower Late Campanian age (Avram et al., 1993) grouped into the Murfatlar Formation which starded transgressively and which included locally ingressive Upper Campanian rocks (B[arbulescu in Neagu, 1987). The presence of Maastrichtian deposits (Macovei & Atanasiu, 1934) or only of the lower part of the Maastrichtian (Chiriac in Ianovici et al., 1961; Chiriac et al., 1977) has been rarely reported.

Recent biostratigraphical studies of the cores preserved in the Drill Core Shed of the Geological Institute of Romania, has supplied new data concerning the stratigraphy and the distribution of the Senonian in the South Dobrogea tectonic compartment. First, transgressive marine and continental- lacistrine Maastrichtian deposits were identified/demonstrated (Ion, Iva in Petcu et al., 1989, 1992); Iva et al., 1990; Ion et al., in press) in the northeastern part of this compartment, based on the presence of foraminifera, calcareous nannoplankton and characea. Secondly, the biostratigraphical studies on the basis of foraminifera (Ion, inedita) found in cores (preserved in the IGR Drill Core Shed) of boreholes drilled in the entire area, supplied many new data. Consequently, we can present a new picture concerning the stratigraphy and distribution of the Senonian deposits from South Dobrogea.

Based on subsurface data, but in correlation whit the outcrop data the Senonian succession from South Dobrogea consists of two stratigraphic sequences (Fig. 1 b), the early (1) belonging to the upper Early

Institutul Geologic al României

Campanianului superior, alta superioară (2a şi 2b) de vârstă maastrichtiană.

(1) *Formaţiunea de Murfatlar* (Avram, Szasz, Drăgănescu in Ghenea et al., 1984; Avram et al., 1988) este formată din depozite marine, de 30-350 m grosime, aparţinând intervalului partea superioară a Santonianului inferior-partea inferioară a Campanianului superior (după Ion et al., sub tipar; Ion, date inedite). Ea este cunoscută, din aflorimente şi foraje, în jumătatea estică a Dobrogei de Sud. La est de o linie imaginară ce ar uni localităţile Medgidia, Bărăganu şi Tuzla, această formaţiune începe transgresiv cu depozite santoniene. Spre vest şi sud-vest de această linie, ea începe cu depozite aparţinând Campanianului superior.

Formaţiunea de Murfatlar din foraje are următoarea succesiune stratigrafică:

(a) Depozite (0-50 m grosime) formate din nisipuri/gresii cretoase şi glauconitice, marne şi argile. În aflorimnte aceste depozite conţin o asociaţie de foraminifre aparţinând părţii superioare a Santonianului inferior.

(b) Partea superioară a Santonianului inferior-Santonian superior, segment de depozite (15-200 m) cu creţe şi calcare cretoase, frecvent glauconitice şi cu silexuri. Este prezentă microfauna subzonelor Globotruncana bulloides şi G. arca, respectiv a părţii superioare a zonei Dicarinella asymetrica.

(c) Campanian inferior, segment de depozite (15-50 m) cu cretă şi calcare cu silexuri, uneori în partea superioară cu intercalaţii de argile şi în final cu o bară de calcar glauconitic. Conţine microfauna zonei Globotruncanita elevata.

(d) Campanian superior, segment de depozite (10-100 m) reprezentate prin cretă albă dar având uneori în partea inferioară intercalaţii de calcare sau de argile şi marne cretoase, iar în cea superioară intercalaţii de calcare. Baza segmentului poate fi uneori formată dintr-o bară de calcar sau de cretă grezoasă. Conţine microfauna zonei Globotruncana rugosa.

Pentru Formaţiunea de Murfatlar din aflorimente au fost descrise trei subdiviziuni litostratigrafice, a,b şi c. Primele două subdiviziuni corespund segmentului de depozite "a" din foraje, iar cea de-a treia segmentelor "b-c-d" din foraje.

(2a) *Formaţiunea de Nazarcea* (Iva, Ion, Melinte in Ion et al., sub tipar) este o serie continental-lacustră care aparţine părţii inferioare a Maastrichtianului inferior până la cea a întregului etaj. Ea este cunoscută numai în foraje şi numai în partea de nord-est a compartimentului Dobrogea de Sud (în regiunea Nisipari-Nazarcea) unde s-a depus pe o paleoridicare înconjurată de depozite marine ale Maastrichtianului. Urmează după o lacună de sedimentare care ocupă partea superioară a Campanianului superior, stă discordant pe Formaţiunea de Murfatlar (în zona de

Santonian-lower Late Campanian, the later (2 a and 2 b) to the Maastrichtian.

(1) *The Murfatlar Formation* (Avram, Szasz, Drăgănescu in Ghenea et al., 1984; Avram et al., 1988), is a marine series, 40-350 metres thick upper Early Santonian-lower Late Campanian in age (according Ion et al., in press; Ion, in this paper). It is known, in outcrops and boreholes, in the eastern half of South Dobrogea compartment. East of the line linking the localities Medgidia, Bărăganu and Tuzla, its sedimentation process started trasgressively during the upper Early Santonian. West and southwest of this line, it started during the Late Campanian.

The stratigraphic succession of subsurface Murfatlar Formation are: (a) Deposits (0-50 m thick) including glauconitic and chalky sandstones/sandy, clays and marls, which in outcrops contain an uppermost Early Santonian foraminiferal assemblage. (b) Upper Early Santonian-Late Santonian segment of deposits (15-200 m Thick), with chalks limestones, frequently with cherty and glauconitic intercalations. It contains microfauna of the Globotruncana bulloides and G. arca subzones, the upper part of the Dicarinella asymetrica Zone, respectively. (c) Early Campanian segment of deposits (15-50 m), containing chalky and limestones with cherty, occasionally interbedded with chalky shales in the upper part and in the top by a layer of glauconitic limestones. It presents the microfauna of the Globotruncanita elevata Zone.

(d) Late Campanian segment of deposits (10-100 m) with white chalk occasionally with intercalations of limestones, clays and chalky marls in the lower part and of limestones in the upper part. Sometimes, a layer of sandy limestone or sandy chalk is present at the base of this segment. These deposits contain the microfauna of the Globotruncana rugosa Zone.

In the outcrops of the Murfatlar Formation the "a, b and c" lithostratigraphic units have been separated. The first two units represent the "a segment" of deposits and the third, "b unit", represents the "b-c-d segments" described by us in boreholes.

(2 a) *Nazarcea Formation* (Iva, Ion and Melinte, in press) is a continental-lacustrine series which is lower Early Maastrichtian only, to the entire Early Maastrichtian in age. It is known only in boreholes and only in the northeastern part of the South Dobrogea compartment (in the Nisipari- Nazarcea area), where it was deposited on a palaeorise surrounded by the marine deposits of the Maastrichtian. Deposited following the upper Late Campanian stratigraphic gap, the Nazarcea Formation rests disconformably on the Murfatlar Formation or on older stratigraphic units. Upwards, it is followed by the marine Nisipari Formation, which in some place gradual substitute laterally this continental-lacustrine facies.

Institutul Geologic al României

margine a paleoridicării) sau pe depozite mai vechi şi suportă în continuitate de sedimentare Formaţiunea de Nisipari de care este şi substituită progresiv pe laterală. Are 20-40 m grosime iar succesiunea ei litostratigrafică tip (forajul 9) conţine în partea inferioară argile şi argile calcaroase la început roşii, apoi verzui şi în final policolore, iar în partea superioară argile şi argile caolinoase la început cenuşii cu pete gălbui sau roşcate apoi numai cenuşii. Dar uneori succesiunea acestei formaţiuni este reprezentată numai de argile policolore sau numai de argile cenuşii. Formaţiunea de Nazarcea conţine asociaţia de characee cu *Septoporella brachycera* (Iva in Iva et al., 1990 şi in Ion et al., sub tipar) cunoscută în Maastrichtianului din Franţa de sud şi în nordul Spaniei. Vârsta acestei formaţiuni a fost stabilită pe baza characeelor cât şi pe baza vârstei depozitelor Formaţiunii de Nisipari care o acoperă şi/sau o substituie progresiv.

(2b) *Formaţiunea de Nisipari* (Ion, Iva, Melinte in Ion et al., sub tipar) ocupă numai Maastrichtianul superior până la întreg Maastrichtianul. Este o serie marină cunoscută numai în foraje în regiunile de nord-est (regiunea Nisipari-Nazarcea), centrală (regiunea Bărăganu-Costineşti-Eforie Nord) şi de sud (regiunea General Scărişorenu-Cotul Văii-nord de Dobromir) din compartimentul tectonic Dobrogea de Sud. Grosimea ei variază între 30 şi 300 m, maximum atingând în extremitatea de sud a Dobrogei (la Cotul Văii). Ea stă în continuitate de sedimentare pe Formaţiunea de Nazarcea sau transgresiv pe cea de Murfatlar sau pe depozite mai vechi. În partea de est şi de sud a Dobrogei, începe cu depozite maastrichtian inferioare, iar progresiv către vest începe cu depozite din ce în ce mai noi ale Maastrichtianului.

În regiunea nord-estică şi cea sudică succesiunea stratigrafică a Formaţiunii de Nisipari are caractere relativ comune. Primele strate atribuite Maastrichtianului inferior sunt formate din gresii glauconitice friabile (1 m grosime) în regiunea de sud şi din (2-4 m) marne şi argile cretoase cenuşii şi gălbui cu litoclaste de calcar, în regiunea de nord-est; ele conţin microfauna zonei Globotruncana falsostuarti şi/sau a zonei Gavelinella complanata, ultima pentru foraminiferele bentonice calcaroase. Urmează, tot pentru Maastrichtianul inferior, crete sau calcare cretoase uneori grezoase, incluzând asociaţia de planctonice cu *Rugoglobigerina hexacamerata* sau cea a zonei Gav. complanata. Maastrichtianul superior este glauconitic, cu argile, marne nisipoase cretoase, nisipuri până la gresii friabile cretoase, gresii calcarose, calcare cretoase sau nisipoase masive. Conţine asociaţia de foraminifere bentonice a zonei Cibicides ekblomi şi/sau cea de planctonice cu *Globotruncanella minuta* aparţinând zonei Gansserina gansseri, urmate de planctonicele subzonei Abathomphalus mayaroensis.

The Nazarcea Formation is 20-40 m thick and its lithostratigraphic type succession (borehole 9) is represented by red, then greenish and finally polychrome clays (and? carbonaceous clays) in the lower part; grayish stained (with yellow and red), then only grayish, clays and kaolinitic clays in the upper part. But in other places it is only with polycrome or grayish clays. This formation contains (Iva in Iva et al., in press) an assemblage of characeans rich in *Septorella brachycera*, known from the Maastrichtian of southern France and northern Spain. The age of the Nazarcea Formation was argued on the basis of these characea and on the age of Nisipari Formation (Ion et al., in press).

(2b) *The Nisipari Formation* (Ion, Iva & Melinte in Ion et al., in press), Late Maastrichtian only, to entire Maastrichtian in age. It is a marine series known only from cores in the northeastern (Nisipari-Nazarcea), central (Bărăganu-Costineşti-Eforie Nord) and south (General Scărişoreanu- Cornu Văii-northeast Dobromir) areas of the South Dobrogean compartment. The thickness varies between 30 and 300 m the maximum being reached in the sothern extremity (Cotul Văii). There is either continuity of sedimentation between the Nisipari Formation and the underlying Nazarcea Formation, or transgressivity over the Murfatlar Formation and older stratigraphic terms. The deposition of the Nisipari Formation started in the Early Maastrichtian in the eastern part of the South Dobrogea compartment and gradually later and later westwards.

In the northeastern and southern areas, the stratigraphic successions are very similar. The basal Early Maastrichtian layers are glauconitic friable sandstones (1 m thick) in the southern area and yellowish or (2-4 m) grey chalky marls and clays with limestone pebbles in the northeastern area; they contain the planctonic foraminifera assemblage of Globotruncana falsostuarti Zone and/or benthic foraminifera assemblage of Gavelinella complanata Zone. Upwards, in the Early Maastrichtian, there follow chalk and chalky limestones, sometimes sandy, in which the assemblage with *Rugoglobigerina hexacamerata* (of Gansserina gansseri Zone) of the Gav. complanata Zone were recorded. The Late Maastrichtian is glauconitic, with clays, sandy chalky marls, friable chalky sandstones, carbonaceous sandstones, chalky or sandy massive limestones. They contain the benthic foraminifera assemblage of the Cibicides ekblomi Zone and/or planktonic foraminifera assemblage, with *Globotruncanella minuta*, of the Gansserina gansseri Zone followed by the assemblage of Abathomphalus mayaroensis Subzone.

In the central area, the Nisipari Formation succession is somewhat different, containing chalky limestones and chalk, which may be with cherty or glauconite in the Early Maastrichtian and sandy in the

Institutul Geologic al României

În regiunea centrală a compartimentului Dobrogea de Sud, Formaţiunea de Nisipari este reprezentată prin calcare cretoase şi cretă care în Maastrichtianul inferior pot conţine certuri sau pot fi glauconitice, iar la partea bazală pot fi grezoase. Este prezentă microfauna zonelor G. falsostuarti şi Gs. gansseri şi a subzonei Ab. mayaroensis.

Două transgresiuni marine, progresive, au fost identificate în sectorul sud-dobrogen al Platformei Moesice: una în timpul Santonian inferior-partea inferioară a Campanianului superior şi alta în timpul Maastrichtianului. Ele sunt separate prin regresiunea din timpul părţii superioare a Campanianului superior. (Prima transgresiune invadează progresiv (în special în timpul Santonianului inferior şi Campanianului superior) de la nord-est spre sud-vest, iar transgresiunea maastrichtiană avansează (cu etape bine marcate în partea inferioară şi superioară a Maastrichtianului inferior, partea inferioară şi superioară a Maastrichtianului superior) de la est către vest. Direcţia transgresiunilor demonstrează că seriile Santonian inferior pro parte-Maastrichtian din Dobrogea de Sud sunt genetic legate de Bazinul Mării Negre. Ele paleogeografic reprezintă depozitele de shelf ale acestui bazin.

Seriile santonian-maastrichtiene ale sectorului sud dobrogean al Platformei Moesice şi din partea de est a Platformei Moesice de pe teritoriul Bulgariei (Iolkicev, 1989) se aseamănă din punct de vedere al secvenţelor stratigrafice şi al bioevenimentelor date de foraminiferele planctonice şi bentonice (fide figura). Bioevenimentele index principale date de planctonice sunt aceleaşi şi cu cele din domeniul carpatic din România (Ion, 1993 emend 1995) şi din Bulgaria cât şi din toată Platforma Moesică de pe teritoriul Bulgariei (Vapţarova, 1978), de exemplu: prima apariţie a speciei *Globotruncana arca* are loc în Santonianul superior; prima apariţie a speciei *Globotruncanita elevata* marchează limita Santonian-Campanian, iar cea a spciei *Globotruncana rugosa* limita Campanian inferior-superior; prima apariţie a speciei *Globotruncana ventricosa* are loc în cadrul Campanianului inferior.

basal part. The G. falsostuarti Zone, Gs. gansseri Zone and Ab. mayaroensis Subzone were identified in this succession.

The age of the Nisipari Formation was argued on the basis of foraminifera (Ion in Ion et al., in press; Ion, in this paper).

Two marine transgressions were identified in the Dobrogean Sector of the Moesian Platform (Figure 1 a). One during the upper Early Santonian- lower Late Campanian and the other during the Maastrichtian, separated by the upper Late Campanian regression. The first transgression, progressed (especially during the Early Santonian and Late Campanian) from the northeast to the southwest, while the Maastrichtian transgression advanced (marked during lowe and upper Early Maastrichtian, lower and upper Late Maastrichtian) from east to west. The trend of transgressions demonstred that the upper Early Santonian-lower Upper Campanian and Maastrichtian series of the Dobrogean Sector of the Moesian Platform are genetically connected to the Black Sea Basin evolution. Palaeogeographicaly, they represent the shelf deposits of this basin.

The Santonian-Maastrichtian marine deposits of the Dobrogean Sector of the Moesian Platform are also closely related to the coeval deposits known on the east Bulgarian side of the same platform (Iolkicev, 1989) (Figure 1 b). Their stratigraphical sequences and associated bio-events marked by planctonic and benthic foraminifera are similar. The primary bioevents marked by planktonic foraminifera are the same with those known Romanian Carpathians (Ion, 1993-1995) and Bulgarian Carpathians and all Moesian Bulgarian Platform (Vapţarova, 1978), e.g.: the first occurrence of *Globotruncana arca* in the upper Late Santonian; the FO of *Globotruncanita elevata* marks the Santonian-Campanian boundary and of *Globotruncana rugosa* the Early-Late Campanian boundary; FO of *Globotruncana ventricosa* within the Early Campanian.

Institutul Geologic al României

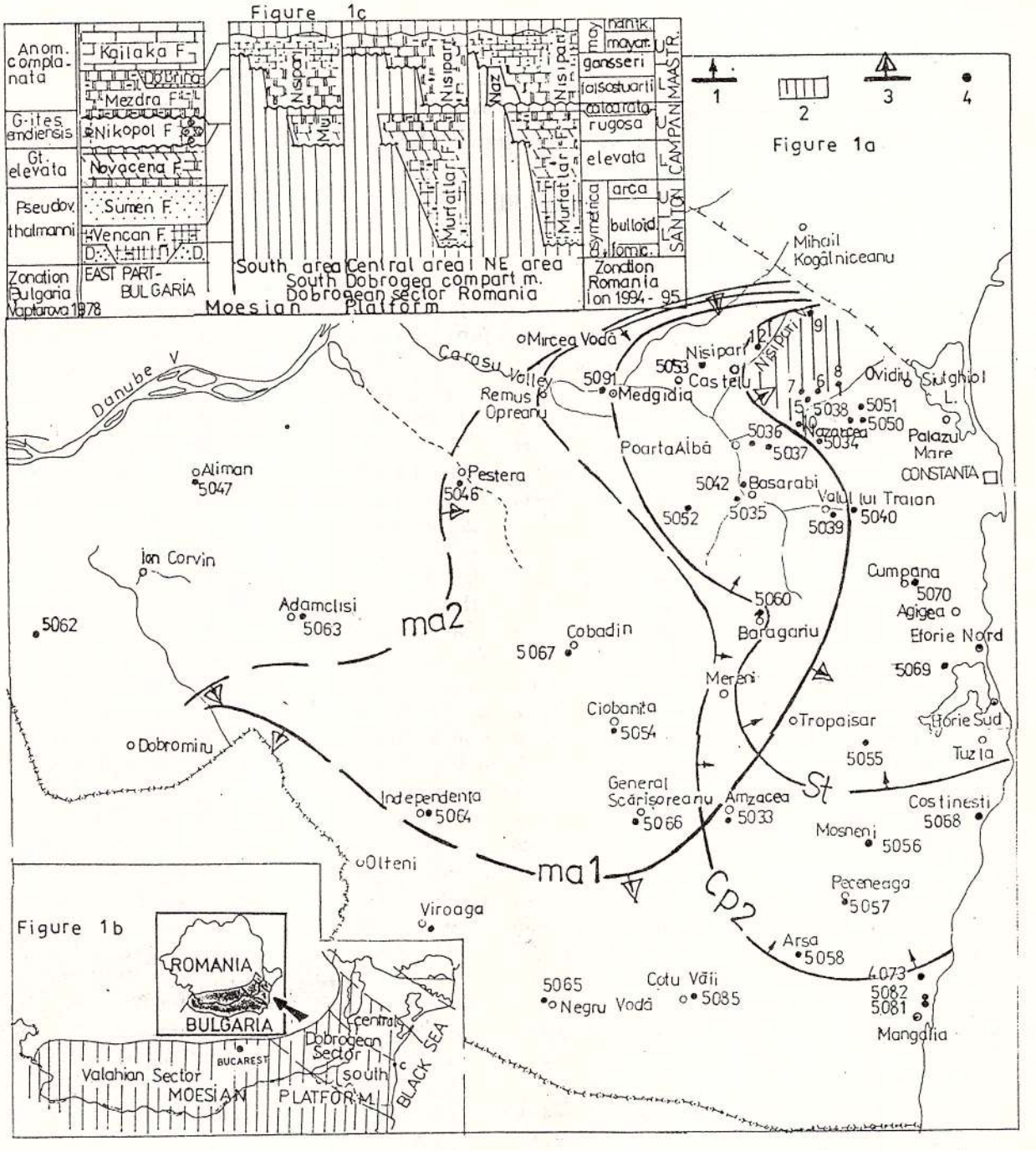


Fig. 1 - a. Etapele principale de înaintare a celor două transgresiuni şi arealul de distribuţie al depozitelor santonian inferioare pro parte- campanian superioare pro parte şi al celor maastrichtiene în Compartimentul Dobrogea de Sud al sectorului dobrogean al Platformei Moesice. 1, Formaţiunea de Murfatlar (marină); 2, Formaţiunea de Nazarcea (continental-lacustră); 3, Formaţiunea de Nisipari (marină); 4, foraje. b. Corelări stratigrafice, Santonian-Maastrichtianul din sectorul dobrogean-România şi cel estic-Bulgaria al Platformei Moesice. c. Harta cu localizarea Platformei Moesice, sectoarele şi compartimentele sale.

Fig. 1 - a. The principal moments of progressive advance of the transgression and the areal distribution of the Lower Santonian pro parte-Upper Campanian pro parte and of the Maastrichtian deposits in the South Dobrogea Compartment from the Dobrogean Sector of the Moesian Platform. 1, Murfatlar Formation (marine); 2, Nazarcea Formation (continental-lacustrine); 3, Nisipari Formation (marine); 4, Boreholes. b. Stratigraphical correlation, the Santonian-Maastrichtian from Dobrogean Sector-Romania and eastern part-Bulgaria of the Moesian Platform. c. Location map of the Moesian Platform, its sectors and compartment.

Institutul Geologic al României

DATE NOI DIN REGIUNEA LACU ROŞU - HĂGHIMAŞ
NEW DATA OF THE LACU ROŞU – HĂGHIMAŞ MASSIF AREA

D. GRIGORE

În regiunea Lacu Roşu (mt. Ghilcoş = Mt. Ucigaşu) din Masivul Hăghimaş, Carpaţii Orientali, există o importantă deschidere a "Formaţiunii cu Acanthicum", din România.

Această formaţiune este considerată termenul inferior al Pânzei de Hăghimaş (Transilvanide), care acoperă Pânza Bucovinică şi suportă masivul de calcare de Stranberg, în această regiune (Săndulescu, 1975).

Depozitele Kimmeridgian-Tithonicului inferior ale acestei formaţiuni sunt carbonatice şi detritic- carbonatice. În Kimmeridgianul inferior predomină faciesurile carbonatice cu o mare varietate litologică: calcare nodulare roşii şi verzui sau calcarenite stratificate cu intercalaţii subţiri marnoase. Secvenţa de roci kimmeridgian superior-tithonic inferioare este constituită din faciesuri detritic carbonatice: calcarenite, gresii calcaroase sau glauconitice, marne şi subordonat calcare nodulare, aportul terrigen crescând spre partea superioară a intervalului. Depozitele sunt caracterizate de variaţii laterale de facies cât şi de variaţii de grosime.

Pereţii vestici ai Ghilcoşului au oferit o faună bogată de amoniţi, ce a fost subiectul a numeroase studii stratigrafice şi paleontologice. Dintre autorii anteriori trebuie menţionaţi: Herbich (1866, 1878), Neumayr (1871, 1873), Preda şi Pelin (1962), Grasu (1971), Preda (1973), Săndulescu (1969, 1975), Dragastan (1975, 1980), Turculeţ (1980).

Recentele mele studii biostratigrafice au fost realizate în două tipuri de aflorimente: primul îl constituie pereţii vestice ai Ghilcoşului, afectaţi de falii transversale şi al doilea tip îl constituie blocurile alunecate, de diverse dimensiuni, acestea fiind deplasate pe distanţe mici de pereţi şi păstrează poziţia normală a stratificaţiei, dintre ele putându-se recolta o bogată faună de amoniţi, fiind mai accesibile decât pereţii Ghilcoşului.

În urma corelării biostratigrafice a profilelor analizate am putut separa mai multe asociaţii caracteristice zonelor Kimmeridgianului:

ZONA PLATYNOTA (Taxon Range Zone) - definită ca zonă de distribuţie a taxonului *Sutneria platynota* (REIN.), fosil întâlnit frecvent în acest interval.

In the Lacu Roşu area (Mt. Ghilcoş = Mt. Ucigaşu) from the Hăghimaş Massif - Eastern Carpathians,there is an important exposure of the "Acanthicum Formation" in Romania. This formation is considered the lower member of the Hăghimaş Nappe (Transylvanids), which overlies the Bucovinic appe and underlies the massive Stramberg limestones in this area (Săndulescu, 1975). The Kimmeridgian - Lower Tithonian deposits from this formation are carbonaceous and detrital-carbonaceous. In the Lower Kimmeridgian the carbonatic facies is dominant, with a large lithological variety: nodular red and green limestones or arenaceous limestones, bedded, with thin interbedded marls. The Upper Kimmeridgian- Lower Tithonian rock sequence is built up of detrital-carbonaceous facies: arenaceous limestones, carbonatic and glauconitic sandstones, marls, and subsequently nodular limestones; the terrigene fraction increasing at the upper part of this interval. All this rock sequence is characterized by lateral facies variations and thickness. Mt. Ghilcoş offered a rich Kimmeridgian- ammonitic fauna, that was the subject of many stratigraphical and paleontological studies. Previous authors have to be mentioned: Herbich (1866, 1878), Neumayr (1871, 1873), Preda and Pelin (1962), Grasu (1971), Preda (1973), Săndulescu (1969, 1975), Dragastan (1975, 1980), Turculeţ (1980).

My recent detalied biostratigraphic researches had been made in two types of outcrops: the western walls of Mt. Ghilcoş, affected by transversal faults and the small or big blocks, that had sliped from the ridge, very often with their beds in normal stratigraphical position; these blocks offered a big amount of paleontological data, being more accessible than the vertical walls.

Based on the biostratigraphical correlations, we found many ammonitic assemblages characteristic of the Kimmeridgian Zones:

PLATYNOTA ZONE (Taxon Range Zone) - the *Sutneria platynota* (REIN.) taxon is frequent in all this interval. The **Phylloceratidae** are dominant in this assemblage: *Calliphylloceras manfredi* (OPPEL), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORB.), *Holcophylloceras mediterraneum* (NEUM.), *Holcophylloceras polyol-*

Institutul Geologic al României

Asociaţia este dominată de **Phylloceratidae**: *Calliphylloceras manfredi* (OPPEL), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORB.), *Holcophylloceras mediterraneum* (NEUM.), *Holcophylloceras polyolcum* (BEN.); **Ataxioceratidae** -le sunt reprezentate de *Ataxioceras (Parataxioceras) inconditum* (FONT.). Acest interval este caracterizat de o mare densitate de fosile (30/dmc), pe o grosime stratigrafică de cca 50 cm, remarcându-se astfel o condensare stratigrafică la acest nivel.

ZONA HYPSELLOCYCLUM (Interval Zone) – poate fi definită ca zonă de inteval, în absenţa unui taxon index (*A. hypsellocyclum* sau *M. strombecki* şi este marcată în bază de extincţia *Sutneria platynota* (REIN.); limita superioară este marcată de prima apariţie a lui *Nebrodites hospes hospes* (NEUM.). Asociaţia din acest interval este săracă, fiind reprezentată de **Phylloceratidae**-le prezente şi în zona precedentă şi **Aspidoceratidae**: *A. uninodosum* (TOULA), *A. sesquinodosum* (FONT.); **Ataxioceratidae**: (*Progeronia* aff. *unicompta* (FONT.), *Orthosphinctes polygyratus* (REIN.)) şi **Lytoceratidae**: (*L. polycyclum camertinum* (CANAV.).

ZONA DIVISUM (Assemblage Zone) – este definită ca zonă de asociaţie taxonul index *Crussoliceras divisum* (QUENS.) fiind rar întâlnit. Limita inferioară este marcată de prima apariţie a lui *Nebrodites hospes hospes* (NEUM.), limita superioară fiind trasată la apariţia lui *Taramelliceras (T.) compsum compsum* (OPP.), odată cu creşterea abundenţei taxonului *Aspidoceras acanthicum* (OPP.).

Asociaţia este caracterizată de dezvoltarea grupului *Nebrodites*: *Nebrodites hospes hospes* (NEUM.), *N. agrigentinus agrigentinus* (GEMM.), *N. agrigentinus contortus* (NEUM.), la fel de bine ca şi a **Phylloceratidae**-lor: *Sowerbyceras lory* morpha *lory* (MUN.& CHL.) şi a grupului *Presimoceras*: *P.* aff. *fucinii* (CAN.); o dezvoltare maximă o cunoaşte şi grupul *Sutneria*: *S.* cf. *lorioli* ZEISS, *S. hoelderi* ZEISS, *S. eumela* (D'ORB.). **Aspidoceratidae**-le sunt reprezentate de: *A. acanthicum* (OPP.), *Orthaspidoceras uhlandi* (OPP.) and *Pseudowaagenia micropla* (OPP.); **Phylloceratidae**-le (*Calliphylloceras manfredi* (OPP.), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORB.), *Holcophylloceras polyolcum* (BEN.), *Phylloceras isotypum* (BEN.)) şi **Lytoceratidae**-le (*L. polycyclum* (*Neum.*), sunt în declin faţă de **Oppeliidae** care abundă acum, cu forme de talie mare (*Taramelliceras* aff. *trachinotum* (OPP.), *Taramelliceras* cf. *compsum* (OPP.)).

Secvenţa de roci cuprinsă în acest interval este de aproximativ 3 m grosime.

ZONA ACANTHICUM (Acme Zone) – este definită ca zona maximei abundenţe a taxonului *Aspidoceras acanthicum* (OPP.), taxon care dispare la mijlocul

cum (BEN.); the **Ataxioceratidae** are represented by *Ataxioceras (Parataxioceras) inconditum* (FONT.). This interval is characterized by a large number of fossils (30/dmc) at a max. 50 cm thickness of stratigraphical condensed layers.

HYPSELLOCYCLUM ZONE - is defined as an Interval Zone in the absence of the index taxon (*A. hypsellocyclum* (FONT.) or *M. strombecki* (OPP.)), delimited by the L.O. of *Sutneria platynota* and F.O. of the *Nebrodites* taxon. Within this interval the assemblage is poor and is represented by **Phylloceratidae** (*Calliphylloceras manfredi* (OPP.), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORB.), *Holcophylloceras polyolcum* (BEN.)), **Aspidoceratidae**: *Aspidoceras uninodosum* (TOULA), *Aspidoceras sesquinodosum* (FONT.); **Ataxioceratidae**: *Progeronia* aff. *unicompta* (FONT.), *Orthosphinctes polygyratus* (REIN.) and **Lytoceratidae**: *Lytoceras polycyclum camertinum* (CAN.).

DIVISUM ZONE (Assemblage Zone) - is defined as Assemblage Zone, the index taxon *Crussoliceras divisum* (QUENS.) being quite seldom found in sediments. The lower boundary of the zone is marked by the F.O. of the *Nebrodites* taxon: *Nebrodites hospes hospes* (NEUM.), and the upper boundary has been separated based on the F.O. of *Taramelliceras compsum* (OPP.) and the increassing of the *Aspidoceras acanthicum* (OPP.) species.The assemblage is characterized by the developing of the *Nebrodites* group: *Nebrodites hospes hospes* (NEUM.), *N. rhodanensis* ZIEGLER, *N. agrigentinus agrigentinus* (GEMM.), *N. agrigentinus contortus* (NEUM.), as well as the *Sowerbyceras lory* morpha *lory* (MUN.& CHL.) and *Presimoceras* sp.aff. *fucinii* (CAN.) species and of the *Sutneria* group: *S.* cf. *lorioli* ZEISS, *S. hoelderi* ZEISS, *S. eumela* (D'ORB.). The **Aspidoceratidae** are represented by: *Orthaspidoceras liparum* (OPP.), *Orthaspidoceras uhlandi* (OPP.), *Aspidoceras acanthicum* (OPP.) and *Pseudowaagenia micropla* (OPP.). The **Phylloceratidae** (*Calliphylloceras manfredi* (OPP.), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORB.), *Holcophylloceras polyolcum* (BEN.), *Phylloceras isotypum* (BEN.)) and the **Lytoceratidae** (*Lytoceras polycyclum* (*Neum.*), *Lytoceras polycyclum polycyclum* (NEUM)) are in decline but the large sized forms of **Oppelidae** (**Taramelliceras** aff. *trachinotum* (OPP.), *Taramelliceras* cf. *compsum* (OPP.)) are abundant now.

The rock sequence is of max. 3 m in thickness.

ACANTHICUM ZONE (Acme Zone) - is defined as an *Aspidoceras acanthicum* (OPP.) taxon range that reaches after a large abundance, its L.O. at the midst of this interval. In the lower part of the zone we have the L.O. of *Holcophylloceras polyolcum* (BEN.), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORB.), *Sowerbyceras lory* morpha *lory* (MUN. & CHL.), and the upper boundary

Institutul Geologic al României

acestui interval. Limita inferioară este marcată de prima apariţie a lui *Taramelliceras (T.) compsum compsum* (OPP.) şi de dispariţia **Phylloceratidae**-lor *H. polyolcum* (BEN.), *Sow. tortisulcatum* (D'ORB.),

Sow. lory (MUN.& CHL.); iar limita superioară fiind marcată de apariţia primului reprezentant al genului *Hybonoticeras*.

Asociaţia cuprinde: *Taramelliceras (T.) compsum compsum* (OPP.) mf. *compsum* (OPP.), *Taramelliceras compsum compsum* (OPP.) mf. *holbeini* (HERB.), *Taramelliceras pugile psedopugile* SARTI, *Aspidoceras* sp. aff. *longispinum* (OPP.), *Aspidoceras acanthicum* (OPP.) (cochilii de talie mare); din grupul *Nebrodites*: *N. agrigentinus contortus* (NEUM.), *N. favaraensis* (GEMM.) mf. *pasubiensis* SARTI; din grupul *Sutneria*: *S. eumela* (D'ORB.), *S.* cf. *lorioli* ZEISS, *S. hoelderi* ZEISS, *S. lorioli* ZEISS care, după un maximum în baza zonei, dispar. La partea superioară a zonei este întâlnit un nou reprezentant al **Lytoceratidae**-lor: *L. orsinii* GEMM..

Secvenţa de roci cuprinsă în acest interval este la fel de bine dezvoltată în grosime ca şi în precedenta (3 m).

Intervalul Zonelor EUDOXUS-BECKERI – intervalul corespunzător acestor biozone, cuprins în cca 4 m grosime stratigrafică include o succesiune de calcare şi calcarenite cenuşii, marne şi gresii glauconitice, cu o săracă faună fosilă, întâlnindu-se în special mulaje deformate în nivelele marnoase. Limita inferioară poate fi trasată la apariţia primului reprezentant din grupul *Hybonoticeras*; *H.* aff. *harpephorum* (NEUM.); limita superioară fiind trasată sub nivelul apariţiei lui *Ptychhophylloceras ptychoycum* (QUENS.). Speciile caracteristice întâlnite în acest interval sunt: *Hybonoticeras* sp. aff. *harpephorum* (NEUM.), *Hybonoticeras knopi* (NEUM.) şi *Sowerbyceras lory* mf. *pseudosilenum* SARTI, alături de brahiopodul *Pygope janitor*(PICT.) abundent pe tot intervalul.

Prezenţa Zonei BECKERI este atestată în regiune de autori anteriori (Neum.), prin existenţa unei asociaţii caracteristice.

Limita Kimmeridgian-Tithonic este trasată temporar datorită faunei sărace (până în prezent), unica indicaţie fiind dată de apariţia lui *Ptychophylloceras ptychoycum* (QUENS.), alături de *Hybonoticeras knopi* (NEUM.), *Lithacoceras* sp. aff. *ulmensis* (OPP.) şi *Sowerbyceras lory* mf. *pseudosilenum* SARTI, a cărui extincţie are loc în acest interval.

is marked by the F.O. of *Hybonoticeras*. The assemblage is: *Taramelliceras compsum compsum* (OPP.) morpha *compsum* (OPP.), *Taramelliceras compsum compsum* (OPP.) morpha *holbeini* (OPP.), *Taramelliceras pugile psedopugile* SARTI, *Aspidoceras* sp.aff. *longispinum* (OPP.), *Aspidoceras acanthicum* (OPP.), with large sized conchs; from the *Nebrodites* group are present : *N. agrigentinus contortus* (NEUM.), *N. favaraensis* (GEMM.) morpha *pasubiensis* SARTI, and from *Sutneria* group: *S. eumela* (D'ORB.), *S. lorioli* ZEISS, *S.* cf. *lorioli* ZEISS, *S. hoelderi* ZEISS, with a maximum abundance in the lower part of the zone, after which they become extinct. In the top a new member of the **Lytoceratidae:** *Lytoceras orsinii* GEMM. is to be found.

This rock sequence is as well developed as the previous one.

EUDOXUS - BECKERI Zones - the coresponding interval of these biozones, within a 4 meters thick sequence, includes a succession of arenaceous grey limestones, marls and glauconitic sandstones with poor faunal indications, especially ammonitic deformed imprints. The lower boundary is based on the F.O. of *Hybonoticeras* and the upper boundary of this rock sequence was considered at the F.O. of *Ptychhophylloceras ptychoycum* (QUENS.). The characteristic species which occur in this interval are: *Hybonoticeras* sp. aff. *harpephorum* (NEUM.), *Hybonoticeras knopi* (NEUM.) and *Sowerbyceras lory* morpha *pseudosilenum* SARTI as well as *Pygope janitor*(PICT.) brachipod (aboundant).

The BECKERI ZONE has been described in this region by previous authors who proved the existence of the index taxon: *Hybonoticeras beckeri* (NEUM.) and its assemblage.

The Kimmeridgian-Tithonian boundary is traced temporarily because of the unsufficient paleontological elements (at this moment), the only clue being the F.O. of the *Ptychophylloceras ptychoicum* (QUENST.) taxon beside *Hybonoticeras knopi* (NEUM.), *Lithacoceras* sp. aff. *ulmensis* (OPP.) and *Sowerbyceras lory* (MUN.& CHL.) morpha *pseudosilenum* SARTI (extinct now).

Institutul Geologic al României

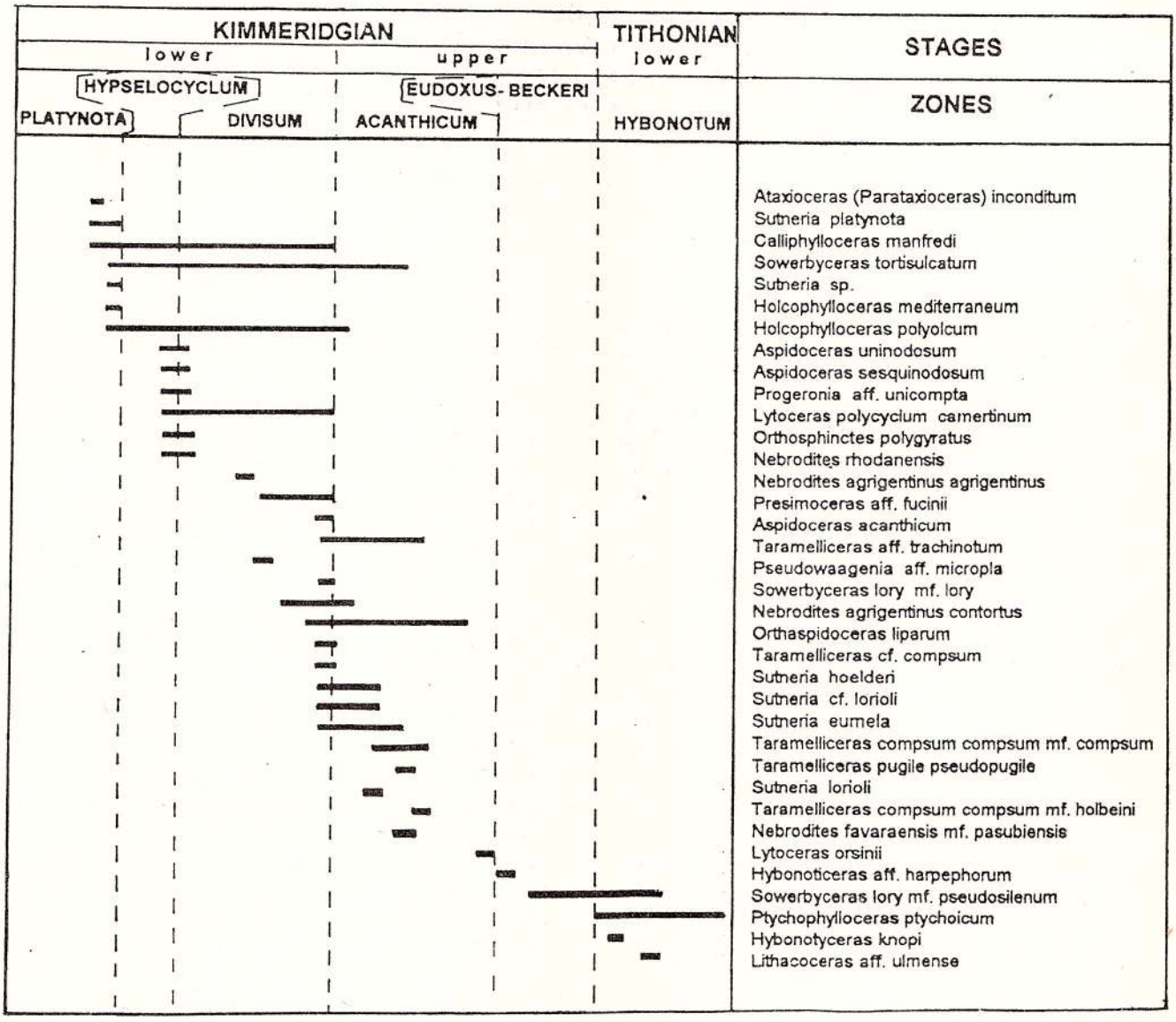


Fig.
Biostratigraphic view of the Kimmeridgian deposits in the Lacu Roşu area (by D. Grigore).
Biostratigraphic view of the Kimmeridgian deposits in the Lacu Roşu area (by D. Grigore).

Institutul Geologic al României

HIDROGEOLOGIA FORMAŢIUNILOR CUATERNARE DIN BAZINUL VALEA RÂMNA-VALEA PUTNA
HYDROGEOLOGY OF CUATERNARY DEPOSITS IN THE PUTNA-RÂMNA INTERSTREAM

P. CRĂCIUN, E. MOGOŞ, G. CIOBANU, ŞT. GRIGORESCU

Cercetările de teren şi analiza profilelor de sonde hidrogeologice din partea nord-estică a bazinului Dacic au condus la identificarea a două sisteme acvifere de adâncime în formaţiunea cuaternară.

Sistemul acvifer inferior este localizat în secvenţa superioară psamo-psefitică a complexului de Cândeşti-Frăţeşti (Pleistocen inferior) şi cuprinde ca suprafaţă atât zona piemontană cât şi arealul câmpiei. Se caracterizează prin presiuni de strat cu manifestare ascensională pe aproape întreg cuprinsul regiunii (nivel piezometric la adâncimi de 30–45 m în piemont şi 12–28 m în câmpie).

Sistemul acvifer superior cuprinde acviferele multistrat generate în orizonturi de nisipuri, pietrişuri şi bolovănişuri situate în câmpie la adâncimi de până la 120 m (Pleistocen superior). Imaginea dată de harta piezometrică întocmită indică o curgere subterană vest-est, către o zonă de drenaj natural situată pe valea Siretului. Această situaţie trebuie interpretată în sensul că aria actuală a văii Siretului reprezintă la nivelul depozitelor pleistocene o zonă de subsidenţă cu rol de acumulare a apelor subterane şi probabil o descărcare a acestora spre sud în aluviunile Dunării.

Făcând o estimaţie a capacităţii de scurgere subterană, după criteriul transmisivităţii, se constată că zona cu potenţial foarte crescut se plasează la est de o linie NE-SV care trece prin Focşani.

Din datele hidrochimice referitoare la complexul acvifer superior rezultă că pe întreaga regiune subsidentă caracterele chimice sunt neuniforme atât din punct de vedere al mineralizaţiei totale a apei, cât şi a tipurilor hidrogeochimice. Conţinutul mineral solid dizolvat are un ecart de variaţie semnificativ de la 500-1500 pgm (Fig.).

Concentraţii mici se întâlnesc pe marginea vestică a câmpiei piemontane joase, iar valorile maxime dispersează în regiunea câmpiei joase şi luncă.

Din punct de vedere al compoziţiei ionice se constată o participare complexă a mai multor ioni la definirea faciesului hidrochimic.

Field investigation and analysis of geologic well profiles in the north-eastern part of the Dacic Basin lead to the identification of two confined aquifer systems in Quaternary formation.

The lower aquifer system is developed in the Cândeşti-Frăţeşti sequence which is composed of sand, gravel and pebbles at the top.

This aquifer has been tapped by water wells drilled in different points of the high piedmont area and on the plain. It is an artesian aquifer over the whole areas of the plain.

The piezometric level is situated at depth ranging from 30 m to 45 m in the piedmont and from 12 m to 28 m on the plain.

The upper aquifer system comprises groundwater horizons located in a sand and gravel sequence at depths varying from 20 m to 28 m.

The piezometric map performed on the basis of field investigation suggests that the groundwater flow has a W-E direction, to a drainage zone near the Siret Valley. This area has to be interpreted as a subsidence zone for Pleistocene deposits where groundwater accumulates and from there it moves to the southeast discharging in the Danube alluvial deposits.

The spatial distribution of subsurface flow capacity, according to the transmissivity criterion, indicates a high potential zone to the east from conventional north-south line passing through the Focşani district.

Hydrochemical data regarding the upper aquifer have been used to elaborate some maps showing spreading of the total dissolved solids geochemical types of groundwater, and water hardness. All these characteristics are nonunformily distributed over the region (Fig.).

The smaller concentration (400 ppm) occurs on the west piedmont piedmont plain and the highest values (1500 ppm) are on the lower plain. It is to note a complex ions contribution in defining hydrogeochemical facies. The major anions are HCO_3^-, Cl^- and SO_4^{-2}, and the cations Ca^{2+}, Na^{+2} and Mg^{2+}. Four chemical types were distinguished CO_3H–Ca,

Institutul Geologic al României

Dintre anionii prezenţi sunt predominanţi HCO_3^-, Cl^- şi SO_4^{-2}, iar pentru cationi Ca^{+2}, Na^{+2} şi Mg^{+2}. Cu această constituţie s-au putut defini tipurile bicarbonatat calcic, bicarbonatat sodic şi clorurat sodic şi sulfatat sodic.

Pentru a se obţine unele informaţii asupra comportamentului rocilor acvifere în condiţii de exploatare îndelungată s-au efectuat încercări geomecanice pe probe de nisipuri cuaternare, prelevate din sonde, la adâncimi de 200–300 m. Rezultatele încercărilor au arătat că rocile acvifere se comportă elasto-plastic, punându-se în evidenţă deformaţii ireversibile ale volumului de pori, ceea ce conduce la diminuarea capacităţii acvifere. S-a studiat de asemenea şi variaţia coeficientului de compresibilitate al rocii acvifere în condiţiile unor detensionări ciclice, rezultând o diminuare a acestui parametru cu cca 60 % pe parcursul a cinci cicluri.

Cercetările pentru termoluminiscenţă s-au concretizat în construirea curbelor de strălucire naturală pentru şapte probe de silturi cuaternare. Aceste probe au dat semnal pozitiv de termoluminiscenţă, remarcându-se maximele ridicate în intervalul 400–460 ^{0}C.

CO_3H–Na, Cl–Na and SO_4–Na.

To get some information on the geomechanic behaviour of aquifer rocks some experimental tests have been performed. During the experiment the sample deformations were caused by the vertical stress which is analogous with hydrostatic pressure variations in natural aquifer systems.

The conclusion drawn is that in the case of several cyclic withdrawalls of groundwater, the porous rock compressibility is not linear and some irreversible deformations occur.

This phenomenon determined the reduction of the aquifer compressibility by 60 percent after five cycles.

Thermoluminescence research is focused on laboratory measurements on TL sensitivity of seven silt samples. They have been collected from Quaternary silt outcrops in the Romanian Plain. The natural TL curves drawn show a stable high peak in the temperature interval from 400–460 ^{0}C.

Institutul Geologic al României

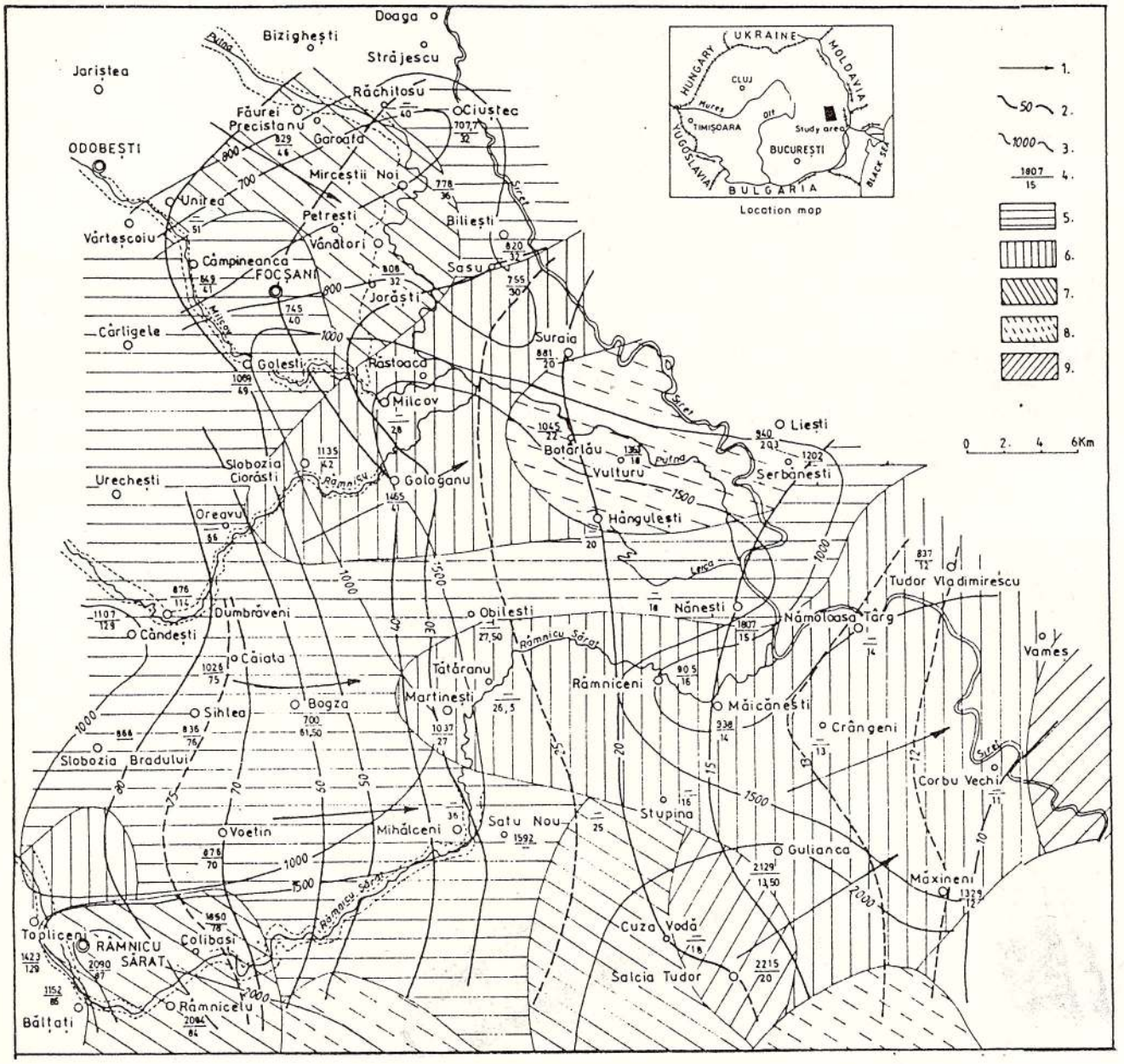


Fig.

Hidrogeological map of the Upper Pleistocene aquifer in the Putna-Râmnicu Sărat rivers plain. 1, Groundwater flow direction; 2, Piezometric head (m); 3, T D S ($mg.l^{-1}$); 4, T D S/Piezometric head ($mg.l^{-1}/m$); 5, HCO_3^- – Ca^{+2}; 6, HCO_3^- – Na^+; 7, Cl^- – Na^+; 8, SO_4^{-2}–Na^+; HCO_3^- – Mg^{+2}.

Harta hidrogeologică a acviferului pleistocen superior în interfluviul V. Putna-Râmnicu Sărat. 1, Direcţie de curgere; 2, Nivel piezometric (m); 3, Min. tot. ($mg.l^{-1}$; 4, Min. tot./Nivel piezometric ($mg.l^{-1}/m$; 5, HCO_3^- – Ca^{+2}; 6, HCO_3^- – Na^+; 7, Cl^- - Na^+; 8, SO_4^{-2} - Na^+; HCO_3^- - Mg^{+2}.

Institutul Geologic al României

ANALIZA PE MODELE DE SIMULARE A CARACTERISTICILOR HIDROGEOLOGICE ÎN PARTEA CENTRALĂ A BAZINULUI DACIC
AN ANALYSIS OF THE HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE CENTRAL PART OF THE DACIC BASIN, BASED ON SIMULATION MODELS

ŞT. GRIGORESCU, G. GRIGORESCU, R. MAFTEI, C. DINULESCU

În această eră post-industrială, când civilizaţia noastră caută cu asiduitate să cucerească spaţiul şi să modeleze timpul, noi constatăm cu îngrijorare că universul este limitat, că resursele cunoscute şi posibilităţile de regenerare sunt din ce în ce mai restrictive, că natura în fiecare segment ecologic prezintă sensibilităţi diferite.

Mediul în care trăim nu scapă de această regulă naturală iar poluarea atmosferică, maritimă sau fluvială nu cunoaşte frontiere.

Prin urmare, responsabilitatea fiecărui stat (şi în interiorul acestuia, a fiecărui operator industrial) de a nu se găsi într-o solitară, ci într-una solidară la care toate statele se găsesc legate între ele pe baze egale, apare ca determinantă în conservarea mediului de unde luăm resursele necesare vieţii.

În prezent, pentru un număr mare de regiuni ale globului, conjugarea factorilor geologici şi hidrogeologici favorabili permit alimentarea continuă a rezervoarelor subterane, pornind de la precipitaţii, care asigură un surplus de apă atât în acvifer cât şi în râurile care traversează formaţiunea acviferă.

Această schemă se aplică în România în cazul Bazinului Dacic, dar în mod egal pentru toate bazinele sedimentare cu climat temperat.

In this post-industrial era, when our civilisation searches with assiduousness to conquer the space and to model the time, it comes out that our universe is limited, that the resources known and the regenerated ones, are more limited, that our world is not alone, that the nature which surrounds us is diverse, continuously changing, sometimes unpredictable, and in each place of this world, in each season, in any ecological system, the nature presents original potentials.

Our environment is submitted to this natural rule and the atmosphere, sea or river pollution has no limit.

That is why, every country's responsibility (and within every industrial operator) is to adopt a policy of solidarity and not a separate one, tied on equal bases for the conservation of geological environment from which we are taking the necessary resources; thus it appears as decisive for the prevention and the control of geological risk phenomena.

Actually, for a great number of the world regions, the conjugation of favourable geological and hydrogeological factors permits the permanent supply of the underground reservoirs starting from the rain falls which provides permanent excess of water, both in aquifers and rivers which cross the aquifer formations.

This scheme is virtually used in Romania (the Dacic Basin case), but equally for all the sedimentary basins with temperate climate.

Consideraţii hidrogeologice regionale

Din corelarea litologică examinată în concordanţă cu sinonimizarea stratelor de lignit rezultă că există o serie de orizonturi acvifere cu dezvoltare areală mare, localizate în depozitele daciene şi romaniene inferioare şi cu discontinuităţi neuniforme în cele romanian mediu-superioare.

Regional hydrogeological considerations

In this stage, the researches carried out between Olt-Olteţ-Amaradia-Jiu (Dacic Basin), one of the most important from the viewpoint of water resources, have spotlighted an almost permanent level, in the entire Pliocene Basin of Oltenia, which generates the main aquifer (at regional scale), easy to recognize because it has as a substratum either (directly) Upper Pontian sandy marls, or (in the great to the majority of zones) a level of friable sands which overlie directly compact marls, with typical Pontian fauna, as it was observed

Institutul Geologic al României

În perimetrele cu cărbuni unde s-au separat ţinând seama de poziţia acestora faţă de principalele strate de cărbuni (Crăciun, 1984, Crăciun şi Grigorescu, 1989), acest criteriu s-a putut aplica relativ uşor pentru suprafeţe restrânse din cadrul perimetrelor miniere, unde sinonimizarea stratelor de cărbuni a fost în mod unic realizată ca urmare a existenţei unei reţele dese de foraje de exploatare. Însă problema corelării orizonturilor nisipoase între perimetrele de exploatare şi pe întreg arealul Olteniei conduce la dificultăţi greu de depăşit în etapa actuală pentru partea superioară a secvenţei cu cărbuni.

Prezentăm în tabelul de mai jos separarea orizonturilor acvifere în cadrul fiecărui perimetru potrivit rapoartelor asupra forajelor de exploatare şi a studiilor întreprinse.

Se constată că numărul cel mai mare de acvifere identificate apare în sectorul Jiu-Jilţ, situat pe aria avanfosei, în partea ei axială. În aria platformei acviferelor din depozitele dacian-romanian inferioare se reduc atât ca număr cât şi ca grosime.

Analizând dispunerea spaţială a nisipurilor din baza complexului cărbunos, respectiv din baza Dacianului, constatăm că ele reprezintă un orizont aproape continuu pe întregul bazin al Olteniei. Aceste nisipuri generează acviferul principal din baza complexului cu cărbuni. El se recunoaşte prin aceea că are ca substrat fie direct marnele nisipoase ponţiene superioare sau în cele mai multe sectoare un orizont de nisipuri slab coezive care stau direct pe marne compacte, cu faună ponţiană caracteristică.

Se admite că acviferul principal, situat în baza complexului cărbunos constituie şi reperul hidrogeologic regional faţă de care se poate raporta poziţia celorlalte acvifere, în special acelea situate între stratele principale de cărbuni.

on the outcrops of the Dacian Formation, which is the same with the supply area of this aquifer corroborated with the geological and geophysical information proceeded from the performed drillings (among Olt-Olteţ-Amaradia).

According to the lithological correlation which is examined in concordance with the synonymy of lignite beds, the existence of aquifer levels with large regional development is found, situated in the Dacian and Lower Romanian deposits, and with nonuniform discontinuities in the Middle-Upper Romanian deposits, in the coal-mining zones where these aquifers are separated in respect of to their position given by the main coal beds (Crăciun, 1984, Crăciun and Grigorescu-1989).

These criteria have been easily used for limited areas in the coal mining zones, where due to the density of exploitation boreholes, a good correlation of the coal beds was achieved. But the sandy level correlation problem in the exploitation perimeters and in the entire Oltenia area leads to problems which are difficult to surpass at this moment for the upper part of the coal sequence.

We will present a table with the aquifer levels as a part of every perimeter in keeping with the exploitation wells studies.

It comes out that the greatest number of aquifers which are identified is in the Jilţ-Jiu sector, which is situated in the centre of the foredeep area. Towards the platform area, the aquifers which are situated in the Dacian-Lower Romanian deposits, are reduced both in number and thickness.

Analysing the spatial arrangement of the sands from the coal complex base (Dacian base), we have established that they represent an almost permanent level on the entire Oltenia Basin. These sands generate the

Sinonimia cărbunelui local

The local coal synonymy

Level	Tărâia-Bistriţa	Amaradia-Tărâia	Mihăita-Işalniţa	Jiu-Jilţ
Upper aquifers	Overburden VI coal bed	Overburden V coal bed	Overburden VII coal bed	Overburden X coal bed
Medium aquifers	Intercalation III-V, I-II coal beds	Intercalation II-IV, I-II coal beds	Intercalation V-VI coal beds	Intercalation VII-VIII, V-VI, IV-V coal beds
Lower aquifers	Lay bed I coal bed	Lay bed I coal bed	Lay bed V coal bed	Lay bed IV coal bed

Pentru caracterizarea acviferului bazal s-au analizat datele forajelor hidrogeologice executate pentru zăcămintele de cărbuni, precum şi unele informaţii provenite de la forajele pentru alimentarea cu apă.

main aquifer from the coal complex base. We can acknowledge it by the fact that it has as substratum either, directly, the Upper Pontian sandy marls or, in the most sectors, a friable sand level which lies on compact marls with characteristic Pontian fauna.

Institutul Geologic al României

Distribuţia zonelor în care a fost investigat cu foraje acviferul menţionat este destul de neuniform pe acest areal. Perimetrele cu cele mai multe date se situează în nordul interfluviului Olt-Jiu şi în câteva zone din jumătatea sudică a Olteniei, cum sunt Işalniţa-Mihăiţă-Predeşti, Pieleşti-Ghercesti-Balş.

Dezvoltarea continuă a orizontului acvifer bazal justifică tendinţa de constituire a unei noi imagini cartografice regionale pentru suprafaţa piezometrică (fig.).

În partea nordică a regiunii configuraţia izopiezelor indică un drenaj natural în general de la NW-SE cu unele schimbări locale. Cotele maxime de peste 200 m se găsesc în zonele nordice şi nord-vestice. Spre confluenţa Jiu-Motru ele scad la cca 120 m.

Analizând dispunerea pe verticală a nivelelor piezometrice în cuprinsul zonei Jiu-Olt, în raport cu superpoziţia stratelor de nisipuri în care sunt generate acvifere, se constată două situaţii diferite. Astfel, în cea mai mare parte a regiunii suprafeţele piezometrice se suprapun concordant cu superpoziţia stratelor de nisipuri, în sensul că stratele de nisipuri superioare au nivele piezometrice mai ridicate decât cele inferioare.

Aceste condiţii se întâlnesc atât în perimetrele din apropierea zonelor de aflorare (Taraia-Bistriţa, Amaradia-Taraia, Jiu-Jilţ), cât şi în sectoarele sudice situate în acest interfluviu.

Se întâlnesc şi situaţii inverse (Mihăiţă-Işalniţa) în care acviferul bazal are cote piezometrice superioare acviferelor localizate între stratele V-VI şi acoperişul stratului VII.

În zona Işalniţa-Mihăiţă toate acviferele de adâncime (sub cca 40 m) se manifestă artezian. Pe valea Jiului, începând de la cca 15 km sud de Craiova spre Dunăre, caracterul artezian descreşte până la dispariţie.

Această afirmaţie este susţinută de situaţia unui foraj pentru alimentare cu apă la Tâmbureşti (cca 30 km sud de Craiova) unde nivelul piezometric pentru acelasi acvifer se găseste la cca 2o m adâncime, amplasamentul sondei fiind în zona de terasă joasă. Schimbarea caracterului artezian la sud de zona Işalniţa-Mihăiţă se datorează condiţiilor structural-tectonice din această regiune.

Din multitudinea acviferelor cunoscute s-a identificat acviferul bazal cu dezvoltare continuă care constituie un reper hidrogeologic pentru complexul de nisipuri din Dacian-Romanian.

Din cercetările cu foraje hidrogeologice efectuate în perimetrul Rovinari est şi Poiana, reiese că în zona văii Jiului cotele nivelului piezometric variază între 150 m (în sud) şi 177 m (sectorul nordic). Spre nord-est, valea Gilortului, sectorul Bratuia-Pojogeni-Tg. Cărbuneşti, suprafaţa piezometrică se ridică la cote de 215-225 m. Spre sud în zona Filiaşi, cotele piezometrice coboară

It is in general agreement that the main aquifer, which is situated in the coal complex base, constitutes the regional hydrogeologic marker, depending on which the situation of other aquifers refer, especially those which are situated between the main coal beds.

In order to characterise the lower aquifer, the hydrogeologic well information (for the coal deposits), as well as some information from the water supply wells were analysed.

The distribution of the zones where this aquifer was investigated is rather uniform in this area. The zones with most information is in the northern part of the area situated between the Olt and Jiu rivers and in some zones from the southern-half of Oltenia, such as: Işalniţa-Mihăiţă-Predeşti, Pieleşti-Ghercesti-Balş.

The continuous development of the lower aquifer justifies the necessity to create a new regional map of the piezometric surface (Fig.).

In the northern part of this region, the configuration shows a natural flowing, generally from NW to SE, with some local changes. The maximum piezometric elevation (over 200 m) is in the northern and north-western zones. At the Jiu-Motru confluence, this elevation is reduced to 120 m.

In analysing the vertical disposition of the piezometric levels in the Jiu-Olt area, in relation with the sand beds superposition (which are the aquifers in the study area), two different situations are observed.

In most of the region, the piezometric surfaces coincide with aquifers of the sand beds intercalations, meaning that the upper sand beds have higher piezometric levels than the lower ones.

These conditions are found both in the areas in which the aquifers outcrop, (near Tărâia-Bistriţa, Amaradia-Tărâia, Jiu-Jilţ) and in the southern sectors located in the Jiu and Olt interfluve.

There are also reverse situations (Mihăiţă-Işalniţa), where the lower aquifer has piezometric elevations higher than those of the aquifers situated between coal beds V and VI and the overburden of coal bed VII.

In the Işalniţa-Mihăiţă region, all the aquifers more than 40 m deep are artesian. In the Jiu Valley, from 15 km south of Craiova towards the Danube, the artesian nature of these aquifers, diminishes to disappearance.

This statement is supported by the water supply well, emplaced on the low terrace zone, in Tâmbureşti (about 30 km south of Craiova), where the piezometric level for the same aquifer is situated at the depth about 20 m. The changing nature of the aquifer, from confined to freatic, towards south of Işalniţa-Mihăită zone, is due to the tectonic and structural conditions of this region.

From the multitude of known aquifers, the lower aquifer is continuously represented in the region and is identified as a hydrogeological marker for the Dacian-

Institutul Geologic al României

la 121 m. Din această distribuţie reiese că în interfluviul Jiu-Gilort, curenţii acviferi în nisipurile geţiene urmează un drenaj natural sud-vest şi mai redus spre sud, cu gradienţii hidraulici mai accentuaţi în directia sud-vest decât spre sud.

În sectorul Gilort-Valea Cernei distribuţia cotelor piezometrice atestă un drenaj dinspre nord către sud, în partea nordică a zonei şi dinspre sud spre vest în restul ariei dintre cele două văi. În partea de nord poziţia suprafeţei piezometrice se situează între 270-310 m pe limita de aflorare a Geţianului şi coboară apoi spre sud la cote mai mici după cum urmează: 250 m (Lădeşti), 150 m (Bălceşti), 122 m (Filiaşi).

În ceea ce priveşte interfluviul Cerna-Olt, dispunem numai de câteva nivele piezometrice măsurate, care sunt insuficiente pentru interpretarea condiţiilor hidrogeologice ale acviferului bazal. Totuşi în mod orientativ am estimat în câteva puncte (Slatina, Drăgăşani, Mitrofani) dintre Cerna şi Olt, cotele piezometrice prin comparaţie cu situaţia cunoscută la est de Olt. Din alura izoliniilor de pe hartă rezultă că la vest de Cerna ar exista drenaj către Olt, însă cu gradienţi mai scăzuţi decât aceia din partea de nord a interfluviul Jiu-Olt.

Această caracteristică a curenţilor acviferi ar fi determinată de poziţia mai coborâtă a ariei de alimentare din zona vaii Oltului (Râureni-Budeşti) faţă de sectoarele de la vest de Olt unde apar depozite geţiene la suprafaţă.

Din examinarea distribuţiei izoliniilor, prin care se estimează presiunile hidrostatice ale orizontului bazal se constată că valorile subpresiunilor hidrostatice cresc de la nord spre sud (respectiv de la 100 m col. apă la 325 m col. apă), valorile maxime spre sud atinse pe un aliniament Filiaşi-sud-Bălceşti.

În ansamblu se constată câteva sectoare unde subpresiunile sunt mai mici de 150 m col. apă, ca de exemplu zona Rovinari-Poiana, sectorul de la est de Tg. Cărbuneşti şi Jupăneşti.

Totodată se observă dezvoltarea unei largi zone în sectorul delimitat astfel: Turceni-Gârbovu-Bărbăteşti-Bălceşti cu subpresiuni destul de mari de peste 250 m col. apă.

Pentru caracterizarea capacităţii de curgere în acvifer s-a realizat o zonare a transmisivităţii corespunzătoare grosimilor de nisipuri care au fost testate hidrogeologic prin foraje.

Întrucât există unele foraje care au testat parţial nisipurile bazale (dar pe o bună parte a grosimii lor) este de presupus ca în acele puncte valorile de transmisivitate să fie mai mari.

Romanian sand complex.

The study of the hydrogeological wells from the East Rovinari and Poiana region, shows that in the Jiu Valley zone, the piezometric elevations level is between 150 m (in the south) and 177 m (in the north). Towards the north-west, the Gilort Valley, in the Brătuia-Pojogeni-Tg. Cărbuneşti sector, the piezometric surface rises to 215-225 m. To the south, in the Filiaşi zone, the piezometic elevations descend to 121 meters. This distribution shows that between Jiu and Gilort rivers the groundwater flow in the Getian sands aquifer follow a south-west natural path, and to a less extent to the south. The hydraulic gradients are steeper in the south-west direction than in the south.

In the Gilort-Cerna Valley sector, the piezometric elevations distribution certifies a north to south flow in the northern sector of the zone and a north-east to south-west flow, in the rest of the zone. In the north, the piezometric surface is situated between 270 and 310 m, on the occurrence limit of the Getian, while in the south the elevations are lower: 250 m (Lădeşti), 150 m (Bălceşti), 122 m (Filiaşi).

As for the zone between the Cerna Valley and the Olt Valley, there are only few measured the piezometric levels, insufficient for the interpretation of the lower aquifer hydrogeological conditions. However, we made estimations in some places (Slatina, Drăgăşani, Mitrofani) situated between the Cerna and Olt Valleys, on the piezometric elevations by comparing them with the known situation from the east of the Olt Valley. The shape of lines on the map indicates that west of Cerna Valley there the existence of a flow towards the Olt Valley is possible but with gradients smaller than those from the northern zone, situated between the Jiu and Olt Valleys.

This aquifers current characteristic is determined by a lower position of the supply area in the Olt Valley zone (Râureni-Budeşti), versus the areas situated in the west of the Olt Valley, where the Getian deposits outcrop.

The isolines distribution (for the assessment of the hydrostatic pressures of the lower level), shows that the thickness of the wet column increases from north to south (from 100 to 325 m water column). The maximum values are in the southern region (a line between Filiaşi-South Bălceşti).

It occurs that in some areas, the wet water column is less than 150 m, as in the case of the Rovinari-Poiana zone, the sector east of Târgu Cărbuneşti and Jupăneşti.

At the same time, the development of a large zone with high hydrostatic pressures, over 250 m water column, is observed in the Turceni-Gârbovu-Bărbăteşti-Bălceşti sector.

Institutul Geologic al României

Valorile transmisivităţii variază în limite destul de largi de la câteva unitaţi la peste 100 m.p./zi, peste 50 m.p./zi în partea mediană a interfluviul Olt-Jiu, 10 m.p./zi pe valea Jiului, sectorul Işalniţa-Filiaşi-Barbatesti.

Rezultatele obţinute în cadrul cercetarilor efectuate (precizarea ariei de alimentare, identificare a acviferului reper, noua imagine cartografică regională a parametrilor hidrogeologici), conduce la îmbunătătirea gradului de cunoaştere, necesar strategiei de restructurare a activităţii de cercetare aplicativă în domeniul hidrogeologiei ambientale.

A transmissivity zonation was outlined, which corresponds to the thickness of the aquifers which were penetrated by wells tested to characterise the hydrologic parameters of the aquifer.

Since some wells did not penetrate the whole thickness of the lower sands, we may suppose that in those points, the transmissivity values are higher.

The transmissivity values vary from a few m^2/day to over 100 m^2 /day. In the central zone situated between the Olt and Jiu Valleys, the Işalniţa-Filiaşi-Bărbăteşti sector transmissivity values over 50 m^2/day are common.

The result of our studies (the explanation of the supply area, the knowledge of the marker aquifer, the new regional map drawing image of the hydrogeologic parameters) leads to the improvement of the degree of knowledge which is necessary to reshape the applied research activity in environmental hydrogeology.

Institutul Geologic al României

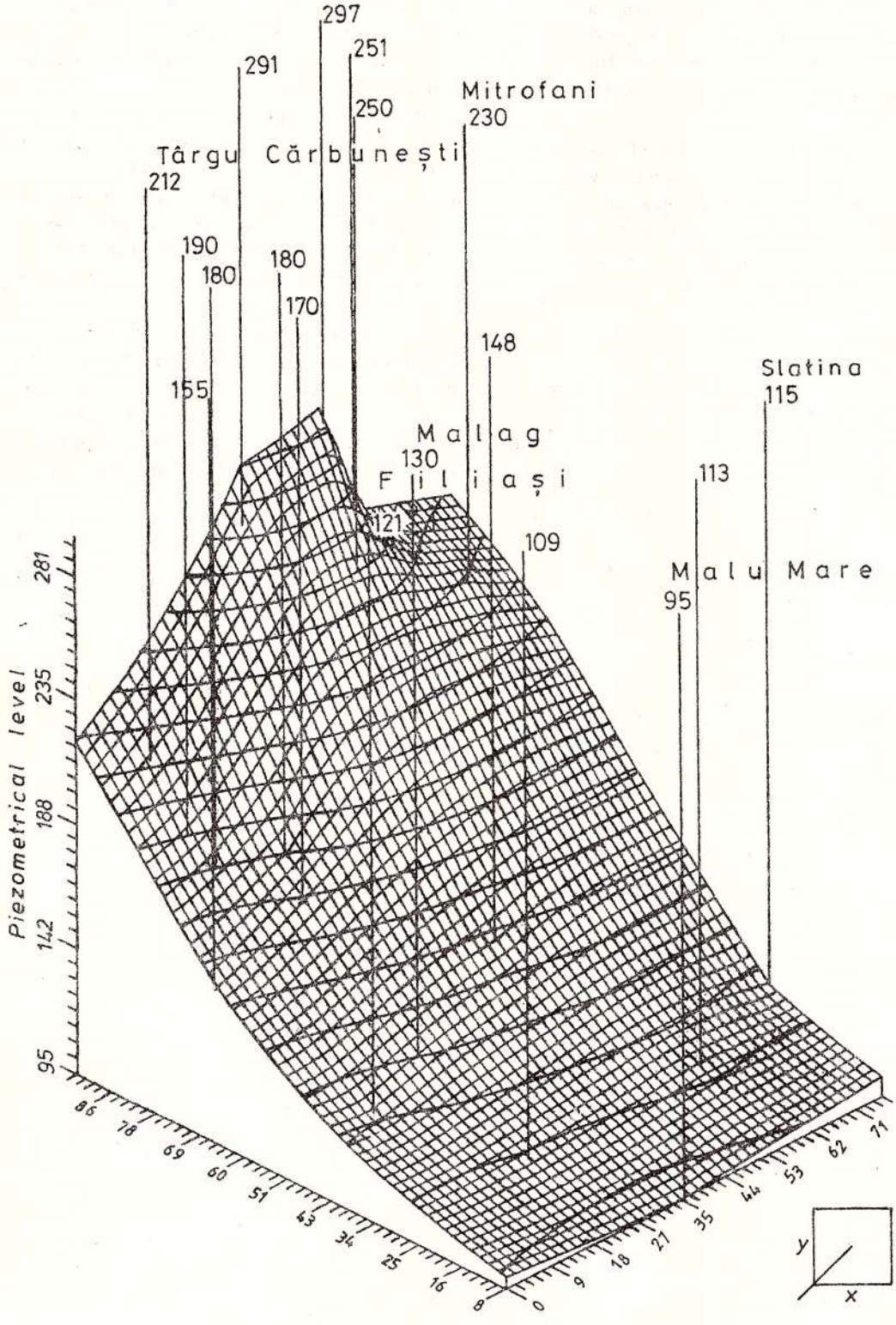


Fig.
Piezometric map

Institutul Geologic al României

MINERALE DE BISMUT DIN ROMANIA. ZONA VALEA SEACĂ
BISMUTH MINERALS IN ROMANIA. VALEA SEACĂ AREA

Gh. ILINCA, Şt. MARINCEA

Perimetrul studiat se găseşte în Munţii Bihor, în bazinul superior al Văii Seci, la sud de confluenţa cu Valea Galbenă. În aureola de contact a unui corp granodioritic de vârstă Paleocen-Ypresian, pe fondul unor calcare barremian-beduliene, se dezvoltă skarne calcice cu andradit (45,06 mol % grossular, 2,83 mol % pyralspite), grosular (27,38 mol % andratit, 3,33 mol % pyralspite), vezuvian, wollastonit, diopsid (5,32 mol % hedenbergit, 0,32 mol % johansenit), epidot, Fe-tremolit, clinoclor, stilbit, cuarţ şi calcit. Pe fondul neoformaţiilor metasomatice apar mineralizaţii poilimetalice complexe cu hematit, magnetit, pirotină, marcasită, pirită, cobaltină, gersdorfit, arsenopirită, galenă, blendă, sulfuri, sulfosăruri şi telururi de Pb (±Ag, Cu)/Bi, calcopirită, bornit, mackinawit, calcozină, digenit, covellină, molibdenit şi diverse minerale supergene (sulfaţi, carbonaţi, oxizi şi hidroxizi de Cu (=Fe).

Studiul a pus în evidenţă o bogată asociaţie de minerale de bismut, în marea lor majoritate necitate anterior în această ocurenţă: heyrovskyit, lillianit, cosalit, cannizarit, galenobismutină, aikinit, friedriechit, hammarit, krupkait, bismutină, hodrushit, cuprobismutină, wittichenit, matildit, bismut nativ, aleksit, tetradymit, joseit A, joseit B, hessit. Diagnosticul şi caracterizarea cristalochimică a fazelor bismutifere se bazează pe un număr însemnat de analize chimice cantitative realizate cu microsonda electronică în cadrul laboratorului de mineralogie al Muzeului Naţional de Istorie Naturală din Paris şi al Institutului de Muineralogie din Würzburg-Germania. Diversitatea asociaţiei menţionate se explică pe de-o parte prin faptul că stabilitatea sulfosărurilor este doar cu puţin superioară celei a sulfurilor elementare componente (Bi_2S_3, PbS, Ag_2S şi Cu_2S), iar pe de altă parte, prin faptul că cel mai frecvent ele se formează prin reacţia unei faze solide (ex. galenă, lillianit) cu soluţii ionice reziduale bogate în Bi (±Ag) sau Cu. Studiul microscopic al mineralizaţiei a permis precizarea contextului paragenetic în care se formează fazele bismutifere, în speţă, distingerea a cinci stadii de depunere endogenă relativ distincte din punct de vedere chimic:

(1) – *Fe* – secvenţa debutează cu hematit şi magnetic care se înlocuiesc reciproc, indicând un regim de fluctuaţie a fugacităţii oxigenului. Oxizii de Fe sunt

The studied area is located in the Bihor Mountains, in the upper basin of the Valea Seacă river, south of the confluence with the Galbena Valley. Within the contact zone between a granodiorite body of Palaeocene-Ypresian age and carbonate-bearing rocks of Barremian-Bedoulian age, there develop Ca-skarns with andradite (45.06 mole % grossularite, 2.83 mole % pyralspites), grossularite (27.38 mole % andradite, 3.33 mole % pyralspites), vesuvianite, wollastonite, diopside (5.32 mole % hedenbergite, 0.32 mole % johansenite), epidote, Fe-tremolite, clinochlore, stilbite, quartz and calcite. The metasomatic assemblages host a complex mineralization with hematite, magnetite, pyrrhotite, marcasite, pyrite, cobaltite, gersdorfite, arsenopyrite, galena, sphalerite, sulfides, sulphosalts and tellurides of Pb (±Ag, Cu)/Bi, chalcopyrite, bornite, mackinawite, chalcocite, digenite, covellite, molybdenite, and various secondary minerals (sulphates, carbonates, Cu±Fe oxides and hydroxides).

The study emphasized a quite rich assemblage of bismuth minerals, most of them previously not cited in this occurrence: heyrovskite, lillianite, cosalite, cannizzarite, galenobismutite, aikinite, friedrichite, hammarite, krupkaite, bismuthinite, hodrushite, cuprobismutite, wittichenite, matildite, native bismuth, aleksite, tetradymite, joseite A, joseite B, hessite. The diagnosis and the chemical characterisation of the Bi-bearing phases was based on a large number of microprobe analyses. The high diversity of the assemblage could be explained through the stability of the Bi-sulphosalts which is only slightly higher than that of the simple forming sulfides (Bi_2S_3, PbS, Ag_2S and Cu_2S). On the other hand, this wide variety seems to be justified by the fact that most frequently, the sulphosalts form through the reaction of a solid phase (e.g., galena, lillianite) with residual ionic solutions rich in Bi (±Ag, Cu). The microscopic study of the metallic assemblages revealed the paragenetic context of the bismuth phases, namely, five chemically distinct depositional stages:

(1) – *Fe-stage*. The sequence starts with magnetite and hematite, which replace each other, pointing to a variability in the oxygen fugacity regime. The Fe-oxides are replaced by pyrrhotite, marcasite and pyrite, suggesting a continuous increase of the sul-

Institutul Geologic al României

înlocuiţi de pirotină, marcasită şi pirită, sugerând o creştere continuă a fugacităţii sulfului. Pirotina este un polimorf hexagonal al $Fe_{1-x}S$ cu cca. 47,2 % proporţie atomică de Fe, ceea ce indică o temperatură de tranziţie pirotină-pirită de minimum 450°C;

(2) – *Co+Ni+As (±Fe)* – se depun sulfarseniuri de Co, Ni şi Fe (cobaltină, gersdorfit şi arsenopirită) relevând soluţii solide extinse care ating solvusurile corespunzătoare unor temperaturi de cristalizare de 450-500°C;

(3) – *Pb+Zn* – în acest stadiu se depun galenă şi blendă. Ambele minerale suferă transformări de compoziţie sau textură în stadiile următoare;

(4) – *Bi±Ag, Te* – depunerea începe cu sulfosăruri de Pb (±Ag)/Bi: heyrovskit, lillianit, cosalit, cannizzarit şi galenobismutină, raporturile reciproce de înlocuire sugerând o îmbogăţire progresivă în Ag şi Bi. Majoritatea acestor faze se formează prin substituţia metasomatică a galenei. Uneori galena prezintă conţinuturi de până la 2,5 mol % de matildit ($Ag_2Bi_2S_4$) care prezintă o scădere continuă către centrul granulelor, putând sugera o substituţie metasomatică centripetă. Tot acestui stadiu îi aparţin depunerile de bismut nativ şi telururi de Bi (±Pb) sau Ag aleksit, tetradymit, hessit, joseit A şi joseit B;

(5) – *Cu (±Fe, Mo)* – soluţii ionice având compoziţia unei soluţii intermediare (iss) bogate în Cu şi cu temperaturi în jurul a 250°C, depun calcopirită, bornit şi reacţionează cu fazele depuse anterior generând faze de compromis din punct de vedere chimic. Astfel, pe seama piritei se formează cubanit lamelar, pe seama blendei se formează segregaţii de difuzie cu calcopirită şi machinawit, pe seama sulfosărurilor dePb/Bi, iau naţere minerale ale seriei bismutină-aikinit ale căror compoziţii se concentrează în câmpurile aikinitului, friedriechitului, hammaritului, krupkaitului şi bismutinei. Compoziţiile identificate pentru fazele acestei serii relevă un grad scăzut de stoichiometrie, datorat unei rate rapide de răcire, şi totodată o tendinţă de îmbogăţire treptată în Cu pe măsura depunerii. Tot în acest stadiu se formează diverse sulfosăruri de Cu/Bi., în ordine: hodrushit, cuprobismutină, wittichenit, secvenţa acestora sugerând aceeaşi tendinţă de îmbogăţire în Cu.

Din punct de vedere textural, relaţiile paragenetice dintre fazele metalice citate sunt dominate de concreşteri myrmekitice binare sau multiple, de natură metasomatică (galenă-lilianit, heyrovskyit-cannizarit, bismutină-calcopirită, galenă-hammarit-wittichenit, galenă-aikinit-wittichenit-bornit, galenă-pirotină-calcopirită-bismut nativ-joseit A), concreşteri difuze (galenă-lillianit, heyrovskyit, galenobismutină), segregaţii de difuzie (calcopirită-blendă, calcopirită-bismutină), concreşteri de tip "fracture filling" (pirită-bismutină, calcopirită-pirită) şi concreşteri de dizol-

phur fugacity. Pyrhhotite is a hexagonal polymorph of $Fe_{1-x}S$ containing about 47.2% at. props. Fe, which could indicate that the phase transition pyrite-pyrrhotite took place at a minimum temperature of 400°C.

(2) - *Co+Ni+As (±Fe)* stage. Witnesses the deposition of Co-Ni-Fe sulfarsenides (cobaltite, gersdorfite and arsenopyrite) which reveal extended solid solutions. The solvi reach the points corresponding to formation temperatures of about 450-500°C.

(3) - *Pb+Zn stage.* Within this stage, mainly galena and sphalerite are deposited. Both minerals undergo compositional and textural changes during the following depositional stages.

(4) - *Bi±Ag, Te stage.* The deposition starts with Pb(±Ag)/Bi sulphosalts: heyrovskite, lillianite, cosalite, cannizzarite and galenobismutite. Their mutual relationships suggest a continuous enrichment in Ag and Bi. The majority of these phases form through the metasomatisation of galena. Most frequently galena shows matildite contents up to 2.5 mole % $Ag_2Bi_2S_4$, which decrease towards the centre of the grains, suggesting a centripetal metasomatic replacement. Native Bi and Bi (±Pb, Ag) tellurides: aleksite, tetradymite, joseite A, joseite B, are also deposited during this stage.

(5) - *Cu (±Fe, Mo)* stage. During this stage, ionic solutions having the composition of a Cu-rich intermediary solid solution (iss), and temperatures around 250°C, precipitated chalcopyrite and bornite, and reacted with previously deposited phases resulting in (a) lamellar cubanite formed on behalf of pyrite; (b) diffusion induced segregations of chalcopyrite in sphalerite; (c) minerals of the bismuthinite - aikinite series (aikinite, friedrichite, hammarite, krupkaite, bismuthinite), formed on behalf of Pb/Bi sulphosalts. Generally, the compositions of the bismuthinite derivatives show a low degree of stoichiometry, most probably due to a high cooling rate. The bismuthinite derivatives are also indicative for a continuous enrichment in Cu. The stage is also specific to the forming of various Cu (±Fe)/Bi sulphosalts such as: hodrushite, cuprobismutite, wittichenite, in a series suggesting again Cu-enrichment phenomena.

From a structural point of view, the paragenetic relations among the metallic phases are dominated by binary or multiple myrmekitic intergrowths, most of them of obvious metasomatic nature: galena-lillianite, heyrovskite - cannizzarite, bismuthinite-chalcopyrite, galena-hammarite-wittichenite, galena-aikinite-wittichenite-bornite, galena-pyrrhotite-chalcopyrite-native bismuth-joseite A. Other intergrowths could have a diffuse character, as in the case of galena-lillianite, galena-heyrovskite and galena-galenobismutite pairs. Other aspects are ascribable

Institutul Geologic al României

vare-depunere, cele mai frecvente. Subordonat, datorită unor fenomene de reîncălzire locală, apar reorganizări texturale epitaxice cu bornit, calcopirită, wittichenit, galenă şi aikinit.

to: (a) diffusion induced segregations (chalcopyrite-sphalerite, chalcopyrite-bismuthinite); (b) fracture filling intergrowths (pyrite-bismuthinite, chalcopyrite-pyrite); (c) dissolution-deposition textures. Subordinately, and most probably due to local re-heating effects, there occur local epitaxial intergrowths with bornite, chalcopyrite, wittichenite, galena and aikinite.

STUDIUL ACUMULĂRILOR DE SARE ŞI SĂRURI DE POTASIU
STUDY OF THE SALT AND POTASSIUM SALT ACCUMULATIONS

S. RĂDAN, I. VANGHELIE

Prezentul studiu constituie o abordare generală, fără a fi însă exhaustivă, a mineralogiei unor zăcăminte de sare şi săruri de potasiu, precum şi a compoziţiei mineralogice a fracţiunii argiloase asociate acestor zăcăminte. O serie de zăcăminte (12 acumulări de sare gemă şi una de săruri de potasiu) au fost studiate într-o etapă anterioară (Rădan et al., 1992). Cercetările actuale reprezintă o extindere a studiilor de mineralogie a sării pentru alte 12 acumulări de sare gemă şi una de săruri de potasiu şi de mineralogie a materialului argilos inclus în sare pentru 20 de acumulări.

Studiul mineralogic al sării geme a pus în evidenţă alături de halit, mineralul dominant, cantităţi mici de anhidrit şi/sau gips, decelabile prin analize difractometrice cu raze X, dar vizibile uneori şi la scară megascopică (Valea Sării, Predeal Sărari ş.a.). Frecvente în zăcămintele de sare gemă sunt şi calcitul şi dolomitul, concentrate de obicei în reziduul insolubil, alături de alte minerale de origine preponderent detritică (minerale argiloase, cuarţ, feldspaţi), remaniate din ariile emerse adiacente.

În ceea ce priveşte zăcămintele de săruri de potasiu, cele câteva probe provenite dintr-un foraj de la Cucuieţi-Vâlcele conţin cantităţi variabile de halit, silvină, kieserit, picromerit (schoenit) leonit, langbeinit şi kainit, întâlnite anterior şi la Tazlău însă într-o asociaţie mult mai complexă. Şi aici se constată că între mineralele de K şi Mg identificate ponderea majoră o au sulfaţii, ceea ce plasează aceste acumulări în grupa depozitelor halito-sulfatice, asemănătoare ca mineralogie cu zăcămintele sincrone de la Stebnik-Ucraina. Originea mineralelor poate fi primară (majoritatea) sau secundară, în ultima categorie intrând, de exemplu, anhidritul, format prin deshidratarea gipsului în timpul îngropării (metamorfism), depunerile de halit fibros (produs postum) întâlnite la P. Sărăţel-Jitia, Praid ş.a.

This paper is a general, not exhaustive approach of the mineralogy of some salt and potassium salt deposits and of the mineralogical composition of the argillaceous fractions included within these deposits. Thirteen occurrences (12 halite accumulations and 1 potassium salt accumulation) have been previously studied (Rădan et al., 1992). The present study represents a continuation of the mineralogical investigations for other twelve salt and one potassium salt accumulations and a mineralogical study of the argillaceous material included into salt for twenty accumulations.

The mineralogical study of the salt deposits pointed out, beside halite – the predominating mineral – small amounts of anhydrite and/or gypsum, detectable by X-ray diffractometric analyses, sometimes visible on megascopic scale, too (Valea Sării, Predeal Sărari, a.s.o.). Calcite and dolomite are frequently found in halite deposits, usually concentrated in the water-insoluble residuum, beside other minerals of mostly detrital origin (clayey minerals, quartz, feldspar), reworked from adjacent emerged areas.

As concerns the potasium salt deposits, some samples from the Cucuieţi-Vâlcele borehole contain variable amounts of halite, sylvite, kieserite, picromerite (schoenite), loenite, langbeinite and kainite, previously also found at Tazlău in a much more complex association. It is of note that among the K and Mg minerals, sulphates are predominating and consequently these accumulations are assigned to the halite-sulphatic deposits, similar as regards the mineralogy with the synchronous ore deposits at Stebnik-Ukraine. The origin of the minerals can be primary (most of them) or secondary, the latter category including anhydrite formed as a result of the gypsum dehydratation during the metamorphism, the fibrous halite depositions (postum product) found at Sărăţel Brook-Jitia, Praid, etc.

The mineralogy of the clayey fraction of the salt and potassium salt deposits stresses out the clear predomination of the reworking processes in comparison

Institutul Geologic al României

Mineralogia fracţiunii argiloase a depozitelor de sare şi săruri de potasiu sugerează o predominare netă a proceselor de remaniere în comparaţie cu cele de neogeneză. Astfel sarea miocen inferioară conţine în principal illit şi clorit, ceea ce reflectă aporturile estice din Vorland. Sarea miocen medie conţine, în afară de illit şi clorit, cantităţi variabile de smectit, corespunzând asociaţiei furnizate de aria carpatică. Cvasiabsenţa caolinitului confirmă ariditatea climei în care s-au format evaporitele şi este în concordanţă cu abundenţa unor minerale tipice remanierilor din arii în care predomină procese de alteraţie fizică.

Apariţia accidentală a unor conţinuturi notabile de caolinit este explicabilă tot prin procese de remaniere din depozite mai vechi, bogate în acest minerat, format într-o epocă anterioară în alte condiţii climatice. Este cazul sării din partea de nord-vest a Transilvaniei (Ocna Dej) vizibil influenţată de formaţiunile oligocene bogate în caolinit din zonă, probabil parţial emerse la vremea depunerii sării.

Abundenţa smectitului în unele zăcăminte (Slănic Prahova, Predeal-Sărari, Ocnele Mari) reflectă proximitatea nivelelor tufacee subiacente, apte să furnizeze mari cantităţi de smectit format prin halmiroliza materialului cineritic.

În sfârşit, absenţa smectitului în zăcămintele de la Praid şi Sovata, aparent surprinzătoare pentru depozitele aparţinând bazinului Transilvaniei, oferă un argument important privitor la începutul erupţiilor în lanţul vulcanic Călimani-Harghita. Sarea din această zonă s-a depus în Badenian într-o perioadă în care bazinul era supus direct influenţelor aporturilor din zona cristalino-mezozoică, lanţul vulcanic nefiind încă ridicat.

În ceea ce priveşte procesele de neoformare a mineralelor argiloase, existenţa unor interstratificaţii de tip corrensit (Tg. Ocna, Reghiu-Andreiaşu, Sările-Bisoca) şi rectorit (Tg. Ocna, Sările-Bisoca), precum şi a numeroaselor structuri interstratificate neregulat dovedeşte participarea în cantităţi variabile, dar subordonate, a mineralelor argiloase autigene la compoziţia mineralogică a argilelor asociate sărurilor.

Particularităţile modelelor de distribuţie puse în evidenţă sugerează posibilitatea corelării nivelelor evaporitice şi a evaluării vârstei lor în absenţa unor relaţii clare cu formaţiunile detritice înconjurătoare. Implicarea sării într-o tectonică plicativă complicată în Carpaţii Orientali şi fenomenele de diapirism fac practic imposibilă o apreciere argumentată a vârstei sării în unele cazuri, situaţie care poate fi uneori rezolvată prin cunoaşterea mineralogiei fracţiunii argiloase asociate. Astfel, sarea de la Sările-Bisoca, atribuită badenianului, pare a fi totuşi acvitaniană ţinând cont de mineralogia fracţiunii argiloase.

with the neogenesis ones. Thus, the Lower Miocene salt contains mainly illite and chlorite, that indicates eastern supplies from the Foreland. The Middle Miocene salt contains, beside illite and chlorite, variable amounts of smectite, corresponding to the typical clay mineral association from the Carpathian area. The quasiabsence of the kaolinite confirms the aridity of the climate in which the evaporites formed and it is in concordance with the abundance of some typical minerals (illite, chlorite) supplied from source areas dominated by physical alteration processes.

The accidental occurrence of significant contents of kaolinite can be explained also by reworking processes from older deposits rich in this mineral, previously formed under different climate conditions. This is the case of the salt in the north-western part of Transylvania (Ocna Dej) visibly influenced by Oligocene formations, rich in kaolinite in this area, probably partially emerged during the salt deposition.

The smectite abundance in some deposits (Slănic Prahova, Predeal Sărari, Ocnele Mari) indicates the proximity of the subjacent tufaceous levels able to supply large amounts of smectite formed by the halmirolysis of the cineritic material.

Finally, the smectite absence in the Praid and Sovata salt deposits apparently unusual for the deposits belonging to the Transylvania Basin, represents a significant argument concerning the beginning of the eruptions in the Călimani-Harghita volcanic chain. In this area salt deposited in the Badenian time span in a period in which the basin was influenced directly by supplies from the Crystalline-Mesozoic Zone, the volcanic chain being not uplifted.

As regards the neoformation processes of the clay minerals, the existence of mixed-layers of corrensite (Tg. Ocna, Reghiu-Andreiaşu, Sările-Bisoca) and rectorite type (Tg. Ocna, Sările-Bisoca), as well as of numerous random mixed-layers structures prove the participation in various amounts, but subordinately, of the authigene clay minerals in the mineralogical composition of the salt-related clays.

The peculiarities of the emphasized distribution patterns suggest the possibility of stratigraphic correlation of the evaporite sequences and their age evaluation in the absence of clear relationships with the detrital formations encompassing them. The implication of salt in the complex tectonics of the East Carpathians and the diapirism phenomena make almost impossible the determination of the salt age in certain cases; this situation can be sometimes solved by the identification of the clay mineral assemblages of the associated argillaceous fraction. Thus, the salt from Sările-Bisoca, referred to the Badenian, seems however, to be Aquitanian in age considering the mineralogy of the clayey fraction.

Institutul Geologic al României

TIPOMORFISMUL PRINCIPALELOR MINERALE METALICE ŞI DE GANGĂ ASOCIATE STRUCTURILOR VULCANICE NEOGENE MUNŢII METALIFERI
THE MAIN MINERAL TYPOMORPHISM RELATED TO NEOGENE VOLCANIC STRUCTURES METALIFERI MOUNTAINS

L. NEDELCU, E. ROŞU, L. ROBU, S. IAMANDEI, E. IAMANDEI,
C. COSTEA, Ş. ANASTASE, M. CIULAVU, C. UDRESCU, I. VANGHELIE

Studiile privind tipomorfismul asociaţiilor minerale (morfologice, geochimice, de incluziuni minerale şi izotopii sulfului) ne-au condus la o nouă imagine asupra evolutiei a două principale structuri metalogenetice compozite din Munţii Metaliferi: (1) structura porphyry copper-hidrotermală Valea Morii şi (2) structura hidrotermală si de brecii intrusive (?) Haneş.

1. Structura Valea Morii

În scopul stabilirii evoluţiei sistemului porphyry copper-hidrotermal Valea Morii au fost folosite ca minerale tipomorfe pirita, calcopirita, sfaleritul şi magnetitul.

Astfel, pirita prezintă trei tendinţe morfologice cu o distribuţie zonală similară cu zonalitatea alteraţiei hipogene, definind trei domenii de suprasaturaţie-temperatură (S-T) pentru sistemul "porphyry-copper".

Corelaţia dintre incluziunile minerale din pirită (calcopirită, magnetit ± hematit, rutil, carbonaţi de fier, cloruri complexe de tipul K-Cl-Fe) şi conţinuturile elementelor minore şi ale aurului din pirită, calcopirită, sfalerit şi magnetit a pus în evidenţă următoarea tendinţă de evoluţie a sistemului porphyry-hidrotermal Valea Morii (Fig. 1):

1. *Stadiul comagmatic* caracterizat de: (a) fluide hidrotermale cu salinitate şi temperatură ridicate de tipul topiturilor hidrosaline şi (b) o fază bogată în vapori, ambele coexistente cu topitura silicatică reziduală (Pintea, 1993). Procesele din acest stadiu, desfăşurate în zona potasică, sunt evidenţiate de tendinte C-O-P-{hkl} a morfologiei piritei si de domeniul S_R-T_R. Transportul aurului este presupus sub formă de complecşi $AuCl_2^-$.

2. *Stadiul hidrotermal* prezintă o evoluţie a fluidului caracterizat prin soluţii apoase diluate, cu salinităţi şi temperaturi mai scăzute. Fluidul respectiv este responsabil de formarea mineralizaţiei polimetalice şi aurifere din suita filoniană. În acest caz, transportul au-

The typomorph studies of the mineral assemblages (morphology, mineralogy, geochemistry, mineral inclusions, sulphur isotope data) led to a new evolutionary image of Valea Morii porphyry copper-hydrothermal structure and Haneş hydrothermal-intrusive breccia (?) structure two main metallogenetic composite structures of the Metaliferi Mountains.

1. Valea Morii Structure

Pyrite, chalcopyrite, sphalerite and magnetite were used as typomorph minerals for the evolution of the Valea Morii porphyry copper-hydrothermal system. Thus, pyrite displays three morphologic trends with a zonal distribution similar to hypogene alteration zonality, defining three supersaturation-temperature domains of the porphyry copper system.

The correlation among the mineral inclusions of pyrite (chalcopyrite, magnetite ± hematite, rutile, iron carbonates, K-Cl-Fe complex chloride), the trace element content and the gold concentration of the pyrite, chalcopyrite, sphalerite and magnetite, emphasized the following evolutionary trend of the Valea Morii porphyry copper-hydrothermal system (Fig. 1).

1. *A co-magmatic stage* characterized by: (a) high salinity-high temperature hydrothermal fluids of hydrous saline melt type and (b) a vaporous-rich phase type, both coexisting with silicate residual melt (Pintea, 1993). In the potassic alteration zone the processes of this stage are shown by the C-O-P-{hkl} pyrite morphologic trend and by the S_H-T_H domain. The gold transport is assumed as $AuCl_2^-$ complex.

2. *The hydrothermal stage* exhibits the evolution of dilute aqueous solution with lower salinities and temperatures. This fluid is responsible for the polymetallic and gold vein mineralization. In this case the gold transport was probable as $Au(HS)_2^-$ complex. A sericitic-argilitic alteration zonality, characterized by the C-O-P, C-O-P-{hkl} and C-P pyrite trends and

Institutul Geologic al României

rului s-a realizat probabil sub formă de complecşi tiode tipul $Au(HS)_2^-$. Acestui stadiu îi este, de asemenea, asociată o zonalitate de alteraţie sericito-argilitică caracterizată de tendinţele C-O-P, C-O-P-{hkl} şi C-P ale morfologiei piritei, precum şi de două domenii de suprasaturaţie-temperatură: (1) S_R-T_{R1}-S_S-T_{R1} şi ((2) S_M-T_S. Acest stadiu este legat de cel comagmatic şi, probabil, a fost controlat de deschiderea sistemului, urmată de destinderea adiabatică şi de formarea breciilor.

2. Structura Haneş

În structura hidrotermală şi de brecii intrusive Haneş au fost deduse trei domenii de suprasaturaţie-temperatură corespunzătoare zonelor de tendinţe morfologice ale piritei:

I. domeniul S_R-T_R suprapus zonei C-O-P-{hkl}, reprezentând două apexuri, bordate de zone de brecii care ar putea fi atribuite venturilor hidrotermale;

II. domeniul de tranziţie S_R-T_R/S_M-T_R, corespunzând zonei C-O-P şi apariţiei piritoedrului cu striuri pozitive şi negative, suprapus zonelor de brecie;

III. domeniul S_M-T_R corespunzând zonei C-P situată la partea superioară a structurii hidrotermale.

Toate aceste date au condus la schiţarea, cu un mare grad de aproximare, a unui model al procesului hidrotermal pentru structura Haneş (Fig. 2). Astfel, evoluţia procesului ar fi avut următoarele etape:

1. ascensiunea unor fluide cu suprasaturaţie şi temperatură ridicate (400–500^{0}C);

2. recurenţa proceselor de fierbere retrogradă, ca efect al destinderii adiabatice, având ca rezultat precipitarea repetată a unor secvenţe de sulfuri (pirită, sfalerit, calcopirită) şi unele reechilibrări succesive în cadrul sistemului ZnS-$CuFeS_2$-$Fe_{1-x}S$ (calcopirită, pirotină, tetraedrit, exsoluţii mono- şi multifazice de sfalerit; steluţe de sfalerit în calcopirită, echilibre izotopice ale sulfului);

3. echilibrarea sistemului calcopirită-cubanit urmată de formarea mackinawitului ca un efect al scăderii drastice a temperaturii (de la 400–500^{0}C la cca 200^{0}C);

4. evoluţia fluidului spre temperaturi scăzute (sub 100^{0}C) în ultimul stadiu, sugerată de o creştere subsecventă (structură arborescentă) a cristalelor micronice de pirită ("Fleur de silice", Le Ribault, 1975), specifică domeniilor sedimentare.

Transportul aurului este presupus sub forma complexului $Au(HS)_2^-$, datorită prezenţei în parageneza mineralelor argiloase a caolinitului, care presupune şi un pH în zona neutru-apropiat (Seward, 1984).

Precipitarea complexului cu aur a putut fi determinată de o descreştere a activităţii sulfului, uneori realizată de (1) fierberea şi precipitarea sulfurilor la

two supersaturation-temperature domains S_H-T_{H1}→S_L-T_{H1} and S_M-T_L is also associated. The hydrothermal stage is linked to the co-magmatic one, and probably, was controlled by the opening of the system, and accompanied by an adiabatic detente and a breccia formation.

2. Haneş Structure

At Haneş hydrothermal-intrusive breccia structure, three supersaturation-temperature domains, corresponding to pyrite morphologic trend zones, have been inferred:

I. S_H-T_H domain superposed to C-O-P-{hkl} zone, representing two apices bordered by breccia zones, which could be attributed to hydrothermal vents;

II. S_H-T_H/S_M-S_H transition domain corresponding to C-O-P zone and the appearance of the positive and negative striated pyritohedron and superposed to the breccia zones;

III. S_M-T_M domain corresponding to C-P zone situated at the upper part of the hydrothermal structure;

All these data permitted the outlining of a hydrothermal process model, with a great approximation degree (Fig. 2). The following evolutionary trend was presumed:

1. the ascension of some fluids of high supersaturation and temperature (400–500^{0}C);

2. the recurrence of the second boiling processes, as an effect of the adiabatic detente, having as a result the repeated precipitation of some sulphide sequences (pyrite, sphalerite, chalcopyrite) and some successive equilibrations in the Zn-S-$CuFeS_2$-$Fe_{1-x}S$ system (chalcopyrite, pyrrhotite, tetrahedrite, mono- and multiphases exsolutions in sphalerite; sphalerite stars in chalcopyrite; sulphur isotopic equilibrium);

3. the chalcopyrite-cubanite system equilibration followed by the mackinawite formation, as an effect of the drastic decrease of the temperature (from 400^{0}C to about 200^{0}C);

4. the fluid evolution towards a low temperature (below 100^{0}C) in the late stage, suggested by a subsequent growth (arborescent structure) of the pyrite micron crystals ("fleurs de silice" Le Ribault, 1975), specific to the sedimentary domains.

The gold transport is presumed as a simple hydrosulfide complex, like $Au(HS)_2^-$, due to the caolinite presence in the clay mineral paragenesis, that assumed a pH in the near-neutral region (Seward, 1984). The precipitation of the gold complex may be determined by the decrease of the sulphur activity, sometimes accomplished by (1) the boiling and the precipitation of the sulphides, at the lower part of the ore deposit, (2)

Institutul Geologic al României

partea inferioară a zăcământului; (2) diluţia fluidelor datorită apelor meteorice şi oxidarea la partea superioară a zăcământului.

Abrevieri: *T-temperatură; S-suprasaturaţie; R-ridicată; M-moderată; S-scăzută; C-cub; O-octaedru; P-dodecaedru pentagonal; {hkl}-forme cristalografice.*

the dilution of fluids due to the meteoric waters and oxidation, at the upper part of the deposit.

Abbreviations: *T-temperature; S-supersaturation; H-high; M-moderate; L-low; C-Cube; O-octahedron; P-pentagonal-dodecahedron; {hkl}-crystallographic forms.*

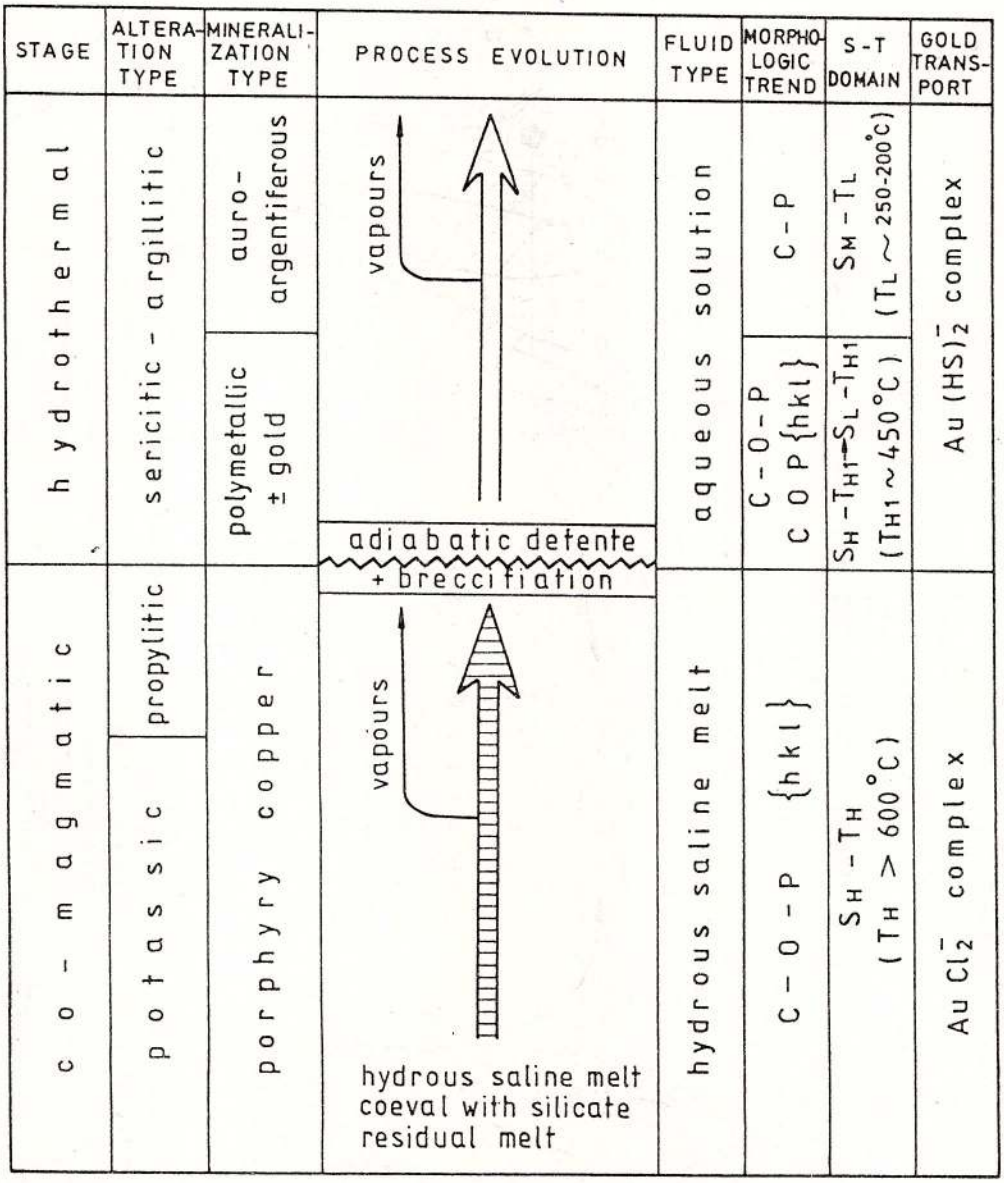


Fig. 1
Evoluţia metalogenetică a sistemului porphyry copper hidrotermal Valea Morii.
The metallogenetic evolution of the Valea Morii porphyry copper-hydrothermal system.

Institutul Geologic al României

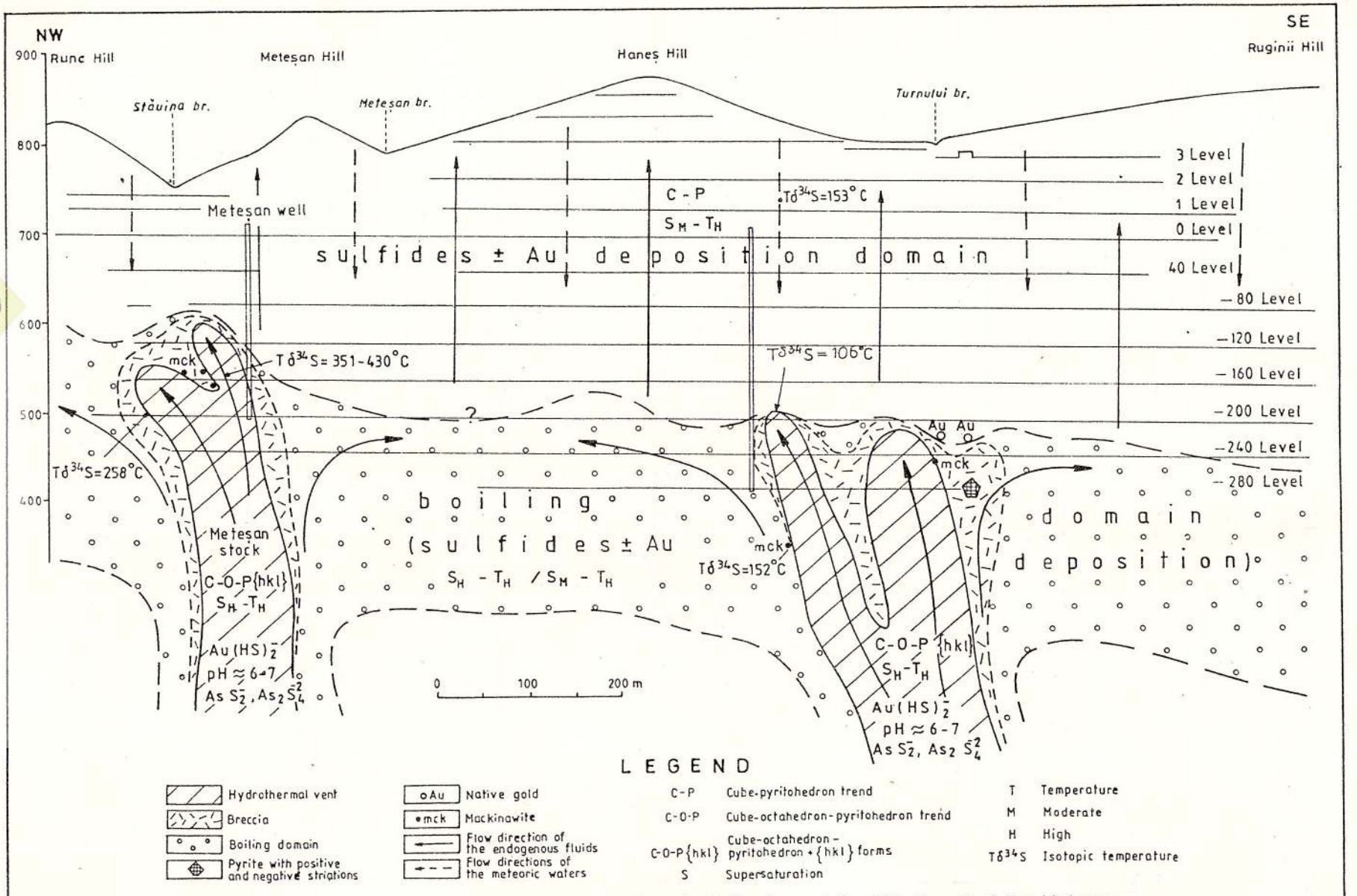


Figure 2 Hydrothermal process model in the straight plane of the Vein 11 and of the Metesan stock from Hanes structure

Institutul Geologic al României

STUDIU COMPARATIV AL UNOR MINERALE DIN ROCI DE VÂRSTĂ ŞI EVOLUŢIE DIFERITE. 2. GRANAŢII DIN SERIA (GRUPUL) REBRA
COMPARATIVE STUDY OF SOME MINERALS FROM ROCKS OF DIFFERENT AGE AND EVOLUTION. 2. GARNETS FROM THE REBRA SERIES (GROUP)

E. MOSONYI

Aceste studii sunt parte integrantă din cercetările efectuate asupra evoluţiei seriilor cristaline din partea sudică a Munţilor Rodna. Se bazează pe o serie de analize chimica cantitative la microsonda electronică, pe observaţii la microscop şi de teren.

În prima parte a studiului ne-am ocupat în principal cu caracterizarea biotitelor (uneori de mai multe generaţii) din seriile (grupurile) de Rebra, Cimpoiasa, Bretila din punctul de vedere a mai multor parametrii (conţinutul de Fe, Mg, TiO_2 ş.a.). Geotermometrul granat-biotit aplicat pentru perechea granat (zona marginală) şi biotit II, din micaşisturi şi gnaise ale seriei de Rebra a dat valori în general între 450–600^{0}C, corespunzător zonei almandin-staurolit a faciesului amfibolitic.

A doua parte a studiului se referă în principal la granaţii seriei (grupului) de Rebra. Aceştia sunt predominant almandinici, indiferent de compoziţia chimică a rocilor gazdă şi prezintă o mare varietate dimensională chiar în cadrul aceluiaşi eşantion. S-au efectuat analize chimice fie în 1–3 puncte (zona marginală şi centrală), fie de-a lungul unor profile (în cazul probelor de granat (D.P. şi G2).

Granaţii s-au format în general în două faze de blasteză ale evenimentului metamorfic M2 în condiţii prograde.

În prima fază a avut loc blasteza sincinematică a sâmburelui granaţilor de dimensiuni centimetrice şi blasteza dendritică a unora de dimensiuni milimetrice. În această fază blasteza stratificată a dat naştere unor structuri interne în "S" la granaţii mari (Z1), structuri materializate de şiruri de incluziuni de cuarţ, mice şi turmalină în cazul granatului din micaşistul D.P. şi de minerale opace (cu frecvenţă redusă) în cazul granatului din amfibolitul G2, datorită probabil vitezei de creştere care nu a fost aceeaşi pe tot arealul.

A doua fază de blasteză a granaţilor s-a desfăşurat postcinematic, prin supracreştere stratificată în jurul sâmburelui de granaţi anterior formaţi şi prin blasteza dendritică a unora milimetrici care compoziţional se aseamănă cu zona de supracreştere a granaţilor mai mari. În acest stadiu în profilul de zonare a celor doi

These studies are part of the researches carried out on the evolution of the crystalline series in the southern part of the Rodna Mountains. They are based on several quantitative chemical analyses on the microprobe, on microscopic and field observations.

The first part of the study deals mainly with the characterization of biotites (sometimes of several generations) from the Rebra, Cimpoiasa, Bretila Series (groups) from the point of view of several parameters (the Fe, Mg, TiO_2 contents etc.). The garnet-biotite geothermometer applied to the garnet (marginal zone) and biotite II pair from the micaschists and the gneisses of the Rebra Series indicated values generally ranging between 450–600^{0}C, corresponding to the almandine-staurolite zone of the amphibolite facies.

The second part of the study refers mainly to the garnets of the Rebra Series (group). These are prevailingly almandinic, irrespective of the chemical composition of the host rocks and range greatly in size even within the same sample. Chemical analyses were carried out either in 1–3 places (marginal and central zones) or along some sections (in the case of the D.P. and G2 garnet samples).

Garnets generally formed in two blastesis phases of the M2 metamorphic event under prograde conditions.

During the first phase the synkinematic blastesis of the core of the centimetric garnets and the dendritic blastesis of some millimetric garnets took place. In this phase the stratified blastesis gave rise to some "S"-shaped internal structures in the large garnets (Z1), represented by rows of quartz, mica and tourmaline inclusions in the case of the garnet within the D.P. micaschist and by opaque minerals (of low frequency) in the case of the garnet within the G2 amphibole, probably due to the varied growth speed throughout the area.

The second garnet blastesis phase took place postkinematically through stratified overgrowth round the core of the previously formed garnets and through the dendritic blastesis of some millimetric garnets that resemble the larger garnet overgrowth zone in point of

Institutul Geologic al României

granaţi mai mari analizaţi, se constată o diferenţă. La granatul D.P. în această fază are loc o creştere în condiţii prograde, reliefată de punctele analizate în zona structurală 2, proiectate pe diagrama MgO-FeO-MnO, compoziţia zonei 2 (Z2) ajungând în echilibru cu biotitul din paragenează (fapt ce a stat la baza geotermometriei granat-biotit). În cazul granatului G2 însă, în profilele de zonare ale elementelor (resp. componenţilor) se remarcă două tendinţe. Spre partea internă a zonei structurale 2, bogată în incluziuni, între milimetrii 2–3,5, existenţa zonalităţii normale indică condiţii prograde de metamorfism, însă spre partea exterioară zonalitatea se inversează. Această inversare este marcată atât de picurile în profilul compoziţional al Fe, Mg, Mn, cât şi de alura distribuţiei compoziţionale a Mn şi Ca din extremitatea granatului. Conform modelului de fracţionare-levigare a Mn în timpul coroziunii granatului (în condiţii retrograde) Mn eliberat va migra spre interiorul granatului îmbogăţind astfel în component spessartinic mijlocul zonei 2, În condiţii retrograde atât hornblenda verde-albăstruie, cât şi plagioclazul îşi vor reduce conţinutul de Ca, iar Ca disponibilizat va intra în structura calcitului nou format pe seama acestor minerale şi va îmbogăţi în acelaşi timp exteriorul granatului corodat marginal.

La granatul G2 se poate remarca un caracter mai domol al profilului de zonare al sâmburelui faţă de margine. Deoarece în literatură se menţionează formarea în condiţii prograde a unei zonalităţi accentuate în granaţii metapelitelor din zona almandinului, caracterul mai atenuat al alurii de distribuţie compoziţională din zona 1 a granatului D.P. s-ar putea explica printr-un proces de omogenizare compoziţională, datorată temperaturilor atinse de rocă în timpul metamorfismului prograd 550–600^{0}C. Aceste condiţii favorizează manifestarea efectivă a difuziei volumice în structura internă a granatului (Hollister, 1969). Alţi factori, ca de exemplu deformarea granatului şi f(O_2) se pare că nu au avut nici un efect asupra difuziei (granaţii analizaţi sunt nedeformaţi, iar incluziunile de ilmenit din granat indică prezenţa Fe^{2+} neoxidat).

Prin aplicarea pentru amfibolitul G2 a geotermometriei hornblendă-granat pentru perechea: porţiunea internă a Z2 din granatul G2 şi hornblenda verde-albăstruie parţial inclusă de marginea granatului G2, s-au obţinut temperaturi între 550–600^{0}C, pentru posibilul pic metamorfic atins de acest amfibolit.

Remarcăm de asemenea că în afara celor două faze de blasteză, subliniate de zonalitatea celor doi granaţi centimetrici analizaţi, în secţiuni subţiri se mai poate observa şi un al treilea stadiu de creştere sincinematică a granaţilor în M3, care se formează pe conturul corodat al granaţilor mai timpurii sub forma unor granule

composition. In this stage a difference is noticed in the analysed section of the two larger garnets. In the case of the D.P. garnet, during this phase growth took place under prograde conditions, pointed out by the points analyzed in the structural zone 2, which are plotted on the MgO-FeO-MnO diagram, the composition of zone 2 (Z2) reaching an equilibrium with the biotite from the paragenesis (a fact on which the garnet-biotite geothermometry was based. But in the case of garnet G2, in the sections analysed for the elements (components respectively), two tendencies are observed. Towards the inner part of the structural zone 2, rich in inclusions, the existence of the normal zonality between the millimetres 2–3.5 indicates prograde metamorphism conditions but zonality becomes reverse towards the outer zone. This reversal is marked both by peaks in the Fe, Mg, Mn contents and by the Mn and Ca compositional distribution in the garnet rim. According to the Mn fractionation-levigation pattern, during the garnet corrosion (under retrograde conditions) the released Mn migrates towards the interior of the garnet, thus enriching in spessartite the middle of zone 2. Under retrograde conditions both the green-bluish hornblende and the plagioclase are marked by a lowering in the Ca content, and the released Ca enters the structure of calcite, newly formed at the expense of these minerals, and concomitanty enriches the outer rim of the marginal corroded garnet.

In the case of G2 a smoother character, in the analysed section of the core in respect of the margin can be noticed. As in the relevant literature the formation under prograde conditions of a pronounced zonality in the garnets of the metapelites from the almandine zone is mentioned, the weaker character of the compositional distribution from the zone 1 of the D.P.S. garnet might be explained by a compositional homogenization process owing to the temperatures reached by the rock during the prograde metamorphism (550–600^{0}C). These conditions favour the actual manifestation of the volume diffusion in the inner structure of garnet (Hollister, 1969). Other factors, such as the deformation of garnet and f(0_2), do not seem to have any influence on the diffusion (the analysed garnets are undeformed, and the ilmenite inclusions within garnet indicate the presence of the unoxidized Fe^{2+}).

Through the application for the G2 amphibolite of the hornblende-garnet geothermometry for the pair: the Z2 inner portion within the G2 garnet and green-bluish hornblende, partly included by the margin of the G2 garnet, temperatures ranging between 550–600^{0}C were recorded for the possible metamorphic peak reached by this amphibolite.

It is to note that beside the two blastesis phases, underlined by the zonality of the two analysed centi-

Institutul Geologic al României

idiomorfe fără incluziuni, îmbrăcând aceste "insule" relicte de granaţi de generaţie mai veche. Informaţii chimice asupra granaţilor din M3 nu s-au obţinut încă.

metric garnets, in thin sections a third stage of syn-kinematic growth of garnets in M3 can be noticed, that form on the corroded outline of the early garnets as idiomorphic grains devoid of the early garnets as idiomorphic grains devoid of inclusions, enveloping these relict "islands" of older generation garnets. Chemical information on the garnets within M3 has not yet been obtained.

SEMNIFICAŢIA PETROGENETICĂ A MINERALELOR ACCESORII DIN GRANITOIDE (MASIVELE FURCĂTURA ŞI PETREANU)
PETROGENETIC SIGNIFICANCE OF THE ACCESSORY MINERALS FROM GRANITOIDS (FURCĂTURA AND PETREANU BODIES)

L. ROBU, I.N. ROBU, A. DOBRESCU, M. STOIAN, I. TIEPAC, V. TOMOŞOIU

În scopul descifrării factorilor care au influenţat şi controlat evoluţia geologică a masivelor Petreanu şi Furcătura, s-a efectuat un studiu asupra morfologiei şi cristalochimiei mineralelor accesorii (zircon, titanit, apatit, epidot, granat, magnetit, monazit), coroborat cu unele date de chimism (major, minor, REE) al petrotipurilor întâlnite şi al unor minerale (biotit, feldspat) prezente în proporţii mari, suficiente pentru a imprima caracteristici specifice fiecărui tip petrografic.

Datele mineralogice şi de chimism luate în considerare indică o sursă comună pentru ambele masive, (reziduală, constituită din plagioclazi şi cantităţi mici de granat şi piroxen), evoluând la diferite nivele ale crustei, cele două corpuri granitoide, Petreanu şi Furcătura, reprezentând etape diferite, succesive, de cristalizare ale aceleiaşi topituri.

Morfologia cristalelor de zircon, influenţată de variaţiile de chimism, temperatură şi adâncimea de evoluţie a topiturii, prezintă aspecte deosebite, dar nespecifice fiecărui masiv granitoid luat în considerare.

Astfel, adâncimile şi temperaturile evidenţiate sunt mai ridicate în partea vestică a masivului Petreanu şi scad treptat spre est-nord-est, încât în partea estică a masivului Furcătura au valorile cele mai scăzute.

Această distribuţie pe verticală şi orizontală indică adâncimi diferite de cristalizare pentru cele două corpuri granitoide, Furcătura reprezentând, de fapt, partea apicală a masivului Petreanu.

Procesul de topire parţială a fost amorsat, probabil, la baza crustei, de pătrunderea unui material mantelic, asimilat ulterior de topitura nou formată.

Evoluţia acesteia în timp şi spatiu s-a făcut lent, existând astfel posiblitatea unei relative omogenizări, singurele relicte observabile preluate de topitură fiind granaţi cu o componentă spessartinică redusă.

For emphasizing the factors which influenced and controlled the geological evolution of the Furcătura and Petreanu granitoid bodies, a study regarding the morphology and the crystallochemistry of identified accessory minerals (zircon, titanite, apatite, epidote, garnet, magnetite, monazite) was carried out in connection with some chemical data (major, minor, REE) of the observed petrotypes and some minerals , as biotite and feldspar, present in rocks in such proportions as to determine characteristic petrographic types.

Mineralogical and chemical data emphasized a common source for both massifs (residual one, composed of plagioclase and small quantities of garnet and pyroxene), evolving at different levels of the crust, the Furcătura and Petreanu granitoids representing different and successive stages of crystallisation of the same deep melt.

Zircon morphology, determined by chemical, temperature and depth variations of the melting area presents different aspects, but unspecific for each considered granitoid.

So, depth and temperature are much higher in the western part of the Petreanu massif and they decrease slowly to east-north-east, but in the eastern part of the Furcătura granitoid they became the lowest ones.

This vertical and horizontal distribution emphasized different crystallisation depths for the two granitoid bodies, the Furcătura body representing in fact the upper part of the Petreanu one.

The partial melting was probably started at the basal level of the crust, by penetration of mantelic material volume, later assimilated by the newly formed melt.

The evolution of the melting in time and space was slow, so that the possibility of relative homogenization of the melt exists; only few relicts had been observed, as garnets with a low spessartite component.

Institutul Geologic al României

Condiţiile fizice de evoluţie a topiturii, stabilite pe baza variaţiei morfologiei zirconului şi a cristalochimiei titanitului, epidotului şi granatului, sunt specifice unor topituri formate la adâncimi mari, având ca limită inferioară probabil zona dintre mantaua superioară şi crusta inferioară, care a evoluat până la nivel de crustă superioară.

Intervalul de temperatură stabilit este cuprins între 900^0 - 600^0C, pentru anbele masive, mai ridicat pentru Petreanu (900^0 - 600^0C), şi mai restrictiv pentru Furcătura (700^0 - 600^0C).

Intervalul de presiune corespunzător este asemănător ambelor masive, aproximativ 18-22 kb, iar fugacitatea O_2 şi H_2O variabile, dar ridicate în timpul evoluţiei topiturii.

Procesul evolutiv al topiturii se poate considera încheiat la partea superioară a crustei, aspectele petrografice actuale datorându-se unor procese ulterioare de migmatizare, amorsate probabil de manifestările în această arie a metamorfismului dinamic, care a creat condiţiile necesare desfăşurării acestora: căi de acces (fisuri, fracturi) şi temperaturi atât de ridicate, încât să mobilizeze componenta leucocrată a rocilor granitoide, formate în condiţiile menţionate mai sus.

The physical conditions of the melt evolution, established in connection with zircon morphology and titanite, epidote and garnet cristallochemistry are characteristic of a melt formed at great depths, having probably as lower limit the zone between upper mantle and crust, which evolved to upper crust level.

The temperature interval established for both granitoids varies between 900^0 - 600^0 C, but is higher for the Petreanu body (900^0 - 600^0 C) and lower for the Furcătura one (700^0 - 600^0 C)

The established pressure interval is the same for both massifs, about 18-22 kb, and fugacity of O_2 and H_2O is variable, but high during melt evolution.

The evolutionary process of melt could be considered to end at the upper part of the crust, the actual petrographic aspects being determined by the later migmatic processes, probably developed by dynamic metamorphism, which created the necessary conditions for their development: access ways (fissures, fractures) and high temperatures, so that the leucocratic component of the granitic rocks could be mobilized.

Institutul Geologic al României

STUDIUL MINERALOGIC AL ACUMULĂRILOR MANGANIFERE METAMORFOZATE DIN MUNŢII BISTRIŢEI, ZĂCĂMÂNTUL DADU
MINERALOGICAL STUDY OF THE METAMORPHOSED MANGANESE ACCUMULATION IN THE BISTRIŢA MTS, DADU DEPOSIT

P. HÂRTOPANU, I. HÂRTOPANU, C. CRISTEA, G. STELEA, C. UDRESCU

Zăcământul Dadu este cantonat de formaţiunea cuarţitelor negre (Tg_2) din seria de Tulgheş (Proterozoic superior-Cambrian inferior), serie tipic polimetamorfică. El se dezvoltă în partea de nord a câmpului minier Bistriţa, cuprinzând zona din imediata vecinătate a vârfului Dadu. Cercetările noastre au permis identificarea, în zăcământul Dadu, a circa 100 minerale, faţă de aproximativ 15 câte erau cunoscute până în prezent, situându-l astfel printre zăcămintele de Mn din lume cu complexitate mineralogică medie. Minereul primar de mangan este constituit din carbonaţi (predominant), silicaţi, mai puţin oxizi şi foarte puţin sulfuri. Carbonaţii sunt reprezentaţi prin: rodocrozit ferifer (o varietate de culoare gri şi alta de culoare brună), rodocrozit, Ca-rodocrozit, siderit, kutnohorit, Mn-calcit, calcit, dolomit, aragonit. Silicaţii sunt reprezentaţi prin spessartin (cu varietăţile: spessartin vechi metamorfic, spessartin-almandin, spessartin andraditic metasomatic şi spessartin-calderit), tefroit (tefroit ferifer vechi şi tefroit pur manganifer), Mn-humite (sonalit, alleghanyit), piroxmangit (metamorfic şi filonian), rodonit (metamorfic şi filonian), dannemorit vechi metamorfic, dannemorit format pe piroxmangit filonian şi dannemorit format pe clorit sau talc, amfiboli alcalini galbeni asociaţi cu rodonit, magnezioriebeckit manganifer (format prin metasomatoză sodică pe dannemorit), manganpyrosmalit (format prin metasomatoză asupra tefroitului şi rodonitului), bannisterit, friedelit şi clorite foarte variate, stilpnomelan manganifer brun, bemmenit. Oxizii de Mn şi Fe ("lower oxide") din zăcământul Dadu sunt: magnetitul, hematitul, ilmenitul, pirofanitul, hausmannitul. Dintre sulfuri apar pirita, pirotina, calcopirita, blenda, galena, alabandina şi unele sulfuri de Ni, Co, As, în cristale prea mici pentru a putea fi determinate. Alte minerale din minereul primar sunt: grafit, cuarţ, apatit, huebnerit, baritină, etc., arătate de asemenea în tabel. În ceea ce priveşte chimismul, piroxmangitul are MnO=40 % faţă de rodonit care are MnO=44 %; piroxmangitul are cca. 8 % FeO, pe când rodonitul are

The Dadu deposit occurs within the black quartzites formation (Tg_2) of the Tulgheş Series (Upper Proterozoic-Lower Cambrian), a typical polymetamorphic series. It is situated in the northern part of the Bistriţa mining area, in the close proximity of the Dadu peak. About 100 minerals have been identified as against 15 species previously known. This fact characterizes the Dadu deposit as a deposit of a medium mineralogical complexity. The primary Mn-ore consists predominantly of carbonates, silicates, lesser oxides and subordinately sulfides.

The carbonates are represented by grey and brown ferriferrous rhodochrosite, Ca-rhodochrosite, kutnohorite, Mn-calcite, calcite, dolomite, aragonite. The silicates are represented by spessartine (old metamorphic spessartine, metasomatic andradite-spessartine and spessartine-calderite), tephroite (old ferriferrous tephroite and pure tephroite), Mn-humites (sonolite, alleghanyite), pyroxmangite (metamorphic and vein), rhodonite (metamorphic and vein), dannemorite (old metamorphic or formed at the expense of the vein pyroxmangite, chlorite and talc), yellow alkali amphiboles (associated with rhodonote), manganiferous magnesioriebeckite (formed by Na-metasomatosis on dannemorite), manganpyrosmalite (formed by metasomatosis on the tephroite and rhodonite), brown manganiferous stilpnomelane, bemmentite. Mn and Fe oxides ("lower oxides") of the Dadu deposit are magnetite, hematite, ilmenite, pyrophanite, hausmannite. The sulphides are pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, galena, alabandite and some Ni, Co, As sulfides too small to be specifically determinated. Other minerals from primary ore are graphite, quartz, apatite, huebnerite, barite.

In respect to chemistry, the pyroxmangite has different major oxides (MnO=40 %, FeO = 8 % and CaO = 1,5 %) as against rhodonite with MnO = 44 %, FeO = 3 % and CaO = 3 %. Both minerals have Fe_2O_3 contents of about 1 %. Dannemorite has normal chemistry of this mineral species (FeO=15–16 %, MnO=17 %

Institutul Geologic al României

sub 3 % FeO. Rodonitul are un conţinut sensibil mai ridicat în CaO (cca. 3 %) faţă de piroxmangit (cca. 1,5 %). Ambele minerale au un conţinut în Fe_2O_3 în jur de 1 %. Chimismul dannemoritului se încadrează în valori normale pentru acest mineral (FeO=15–16 %, MnO=17 % şi MgO=10,90 %), cu semnalarea prezenţei Fe_2O_3 în jur de 3,5 %.

Geneza minereului primar a avut loc în trei etape: o etapă metamorfică, cea mai importantă, când prin metamorfism regional au rezultat principalele minerale manganifere din zăcământ, o etapă metasomatică (metasomatoza cu Fe^{3+}, Na, K, Cl, F, B) si o etapă hidrotermală, când au rezultat mineralele filoniene. Minereul primar, în special cel carbonatic, a fost supus unui proces intens de alterare, care a dus la dezvoltarea unei largi zone de oxidare, caracterizată prin concentrarea foarte mare a manganului. Mineralele specifice acestui minereu secundar sunt din grupa "higher oxides": nsutit, criptomelan, hollandit, coranadit, piroluzit, psilomelan, manganit, wad, goethit, lepidocrocit. Accidental mai apar, tot în zona de oxidare, anatasul şi jarositul.

Mineralele din zăcământul Dadu

I. *Carbonaţi*

1. Rodocrozit ferifer
2. Rodocrozit
3. Mg-rodocrozit
4. Ca-rodocrozit
5. Kutnohorit
6. Mn-calcit
7. Calcit
8. Siderit
9. Dolomit
10. Aragonit

II. *Silicaţi*

1. Tefroit pur
2. Tefroit ferifer
3. Spessartin
4. Spessartin-almandin
5. Spessartin-andradit
6. Spessartin-calderit
7. Sonolit
8. Alleghanyit
9. Piroxmangit
10. Rodonit
11. Inesit
12. Johannsenit
13. Manganhedenbergit
14. Dannemorit prismatic
15. Dannemorit fibros
16. Antofilit

and MgO=10,9 %), only the Fe_2O_3 content of about 3,5 % is to be noted.

The genesis of the primary ore took place in three stages: the metamorphic stage – the most important – resulting in crystalisation of the main manganese minerals of this deposit, by regional metamorphism, metasomatic stage (Fe^{3+}, Na, K, F, Cl, B, OH metasomatosis) and hydrothermal stage, when vein minerals have resulted. The primary ore, especially the carbonate one, suffered an intense alteration process. It led to the development of the large oxidation zone with a strong manganese concentration. The specific minerals of the secondary ore are "higher oxides": nsutite, cryptomelane, hollandite, coranadite, pyrolusite, psilomelane, manganite, wad, goethite, lepidocrocite. The anatase and jarosite accidentally appear in the oxidation zone, too.

Minerals of the Dadu deposit

I. *Carbonates*

1. Ferriferrous rhodochrosite
2. Rhodochrosite
3. Mg-rhodochrosite
4. Ca-rhodochrosite
5. Kutnohorite
6. Mn-calcite
7. Calcite
8. Siderite
9. Dolomite (Mn-dolomite)
10. Aragonite

II. *Silicates*

1. Pure tephroite
2. Ferriferous tephroite
3. Spessartine
4. Spessartine-almandine
5. Spessartine-andradite
6. Spessartine-calderite
7. Sonolite
8. Alleghanyite
9. Pyroxmangite
10. Rhodonite
11. Inesite
12. Johannsenite
13. Manganhedenbergite
14. Prismatic dannemorite
15. Fibrous dannemorite
16. Antophyllite

Institutul Geologic al României

17. Mn-tremolit
18. Mn-actinolit
19. Mn-egirin
20. Mn-augit
21. Magnesioriebeckit manganifer
22. Amfiboli alcalini galbeni
23. Clinozoizit
24. Biotit
25. Stilpnomelan
26. Ferostilpnomelan
27. Feristilpnomelan
28. Bannisterit
29. Manganpyrosmalit
30. Friedelit
31. Manganphlogopit
32. Manganophyllit
33. Muscovit
34. Pennantit
35. Ripidolit
36. Hissingerit
37. Clorit manganifer verde
38. Clorit manganifer brun
39. Schallerit
40. Bemnentit
41. Minnesotait
42. Talc
43. Neotokit
44. Greenalit
45. Albit
46. Microclin
47. Hyalophan
48. Celsian
49. Piemontit
50. Cloritoid (?)
51. Axinit (?)
52. Serpentină

III. *Oxizi*

A. Oxizi de temperatură relativ ridicată cu valenţe mici

1. Magnetit
2. Hematit
3. Ilmenit
4. Pyrophanit
5. Braunit
6. Jacobsit
7. Hausmannit
8. Rutil

B. Oxizi de temperatură scăzută cu valenţe mari

1. Nsutit
2. Cryptomelan
3. Pyrolusit
4. Manganit

17. Mn-tremolite
18. Mn-actinolite
19. Mn-aegirine
20. Mn-augite
21. Manganoan magnesioriebeckite
22. Yellow alkali amphiboles
23. Clinozoizite
24. Biotite
25. Manganoan stilpnomelane
26. Ferrostilpnomelane
27. Ferristilpnomelane
28. Bannisterit
29. Manganpyrosmalite
30. Friedelite
31. Manganphlogopite
32. Manganoan biotite
33. Muscovite
34. Pennantite
35. Ripidolite
36. Hissingerite
37. Green manganoan chlorite
38. Brown manganoan chlorite
39. Schallerite
40. Bementite
41. Minnesotaite
42. Talc
43. Neotocite
44. Greenalite
45. Albite
46. Microcline
47. Hyalophane
48. Celsian
49. Piemontite
50. Chloritoid (?)
51. Axinite (?)
52. Serpentine

III. *Oxides*

A. Lower oxides

1. Magnetite
2. Hematite
3. Ilmenite
4. Pyrophanite
5. Braunite
6. Jacobsite
7. Hausmannite
8. Rutile

B. *Higher oxides*

1. Nsutite
2. Cryptomelane
3. Pyrolusite
4. Manganite

Institutul Geologic al României

5. Hollandit
6. Coronadit
7. Ramsdellit
8. Psilomelan
9. Goethit
10. Lepidocrocit
11. Birnessit

IV. *Sulfuri*

1. Pirită
2. Pirotină
3. Calcopirită
4. Alabandină
5. Galenă
6. Sfalerit
7. Marcasită
8. Sulfuri de Ni, Co, As

V. *Alte minerale*

1. Baritină
2. Apatit
3. Mn apatit
4. Huebnerit
5. Monazit
6. Grafit
7. Cuarţ
8. Titanit
9. Turmalină
10. Anatas
11. Jarosit
12. Calcedonie şi opal

5. Hollandite
6. Coronadite
7. Ramsdellite
8. Psilomelane
9. Goethite
10. Lepidocrocite
11. Birnessite

IV. *Sulfides*

1. Pyrite
2. Pyrrhotite
3. Chalcopyrite
4. Alabandite
5. Galena
6. Sphalerite
7. Marcasite
8. Ni, Co, As sulfides

V. *Other minerals*

1. Barite
2. Apatite
3. Mn apatite
4. Huebnerite
5. Monazite
6. Graphite
7. Quartz
8. Titanite
9. Tourmaline
10. Anatase
11. Jarosite
12. Chalcedony and opal

Mineralogia complexă a zăcământului Dadu este consecinţa naturii materialului iniţial, premetamorfic, a condiţiilor PT ale metamorfismului (prograd şi retrograd), precum şi a fugacităţilor O_2, OH, CO_2, Cl, F, B. Acestea din urmă au variat în timp şi spaţiu având un rol important în formarea de noi minerale în minereu. De asemenea, metasomatoza cu Fe^{+3}, Na, K, a fost un factor important în geneza de noi faze minerale.

The complexity of the Dadu deposit mineralogy is due to the original bulk composition and the character – prograde and retrograde – of the metamorphism as well as to the O_2, OH, CO_2, Cl, F, B fugacities. The last ones, varied in time and space, were very important in the new ore mineral formation. The metasomatosis with Fe^{+3}, Na, K was an important contributor to new mineral phases, too.

Institutul Geologic al României

FILOSILICAŢII MAGNEZIENI DIN CORPURILE DE ULTRAMAFITE DIN CARPAŢII MERIDIONALI
Mg–PHYLLOSILICATES OF SOME ULTRAMAFIC BODIES FROM THE SOUTHERN CARPATHIANS

L.ROBU , M. MĂRUNŢIU, G. STELEA, I. VANGHELIE, V. TOMOŞOIU

Studiul filosilicaţilor magnezieni include clorite asociate unor corpuri de roci ultramafice din aria Carpaţilor Meridionali întâlnite în formaţiuni metamorfice, care aparţin atât Domeniului Getic cât şi celui Danubian .

În Domeniul Getic s-au făcut studii asupra cloritelor din ultramafitele de la Răşinari, Pârvova şi Marga, asociate Grupului Sebeş, iar în Domeniul Danubian, cele de la Urda, incluse în seria de Ielova.

În ambele cazuri, cloritele au fost generate în procese metasomatice, desfăşurate în cursul metamorfismului regional, la contactul dintre rocile gazdă şi rocile ultramafice, sau în interiorul acestora, cu intensităţi deosebite.

Asociaţiile minerale observate în zonele limitrofe entităţilor menţionate sunt de tipul: (1) Ca-amfibol+mice negre+clorit± talc± carbonaţi (Pârvova); (2) amfibol± mice negre+ clorit + talc ± carbonaţi (Marga); (3) amfibol +mice negre +clorit + minerale serpentinice (Răşinari); (4) amfiboli+mice negre +clorit (Urda).

În zonele de reacţie, mineralele menţionate pot fi intim asociate, sau constituite în zone mono- sau biminerale, cu dispunere paralelă, cu următoarea succesiune, de la exterior (roca înconjurătoare) spre interior (corpul de roci ultramafice): (1) mice negre (2) clorit +Ca-amfibol: (3) Ca-amfibol.

Datele de chimism au evidenţiat caracterul puternic magnezian al cloritelor, cu concentraţii interesante de Cr, Ni, V, mai ales în corpurile de la Răşinari şi Urda (Cr = 3000 ppm; Ni = 1400 ppm şi respectiv 3000 ppm; V= 110 ppm şi 115 ppm).

Compoziţia chimică corespunde termenului extrem magnezian al seriei clinoclor-chamosite, *clinoclorul*, pentru toate cloritele studiate, cu caracter slab aluminos pentru cele din corpul de la Pârvova. Structura este tri-trioctaedrică (Weiss, 1991), cu grad maxim de ocupare a poziţiilor octaedrice (vacanţe =0) pentru majoritatea cloritelor; excepţie fac cloritele din corpurile ultramafic de la Răşinari (vacanţa = 0.091), Urda (vacanţa = 0.339) şi o probă din ultramafitul de la Pârvova (vacanţa = 0.092).

Mg-phyllosilicates study includes chlorites associated with some ultramafic bodies from the Southern Carpathians area. These bodies had been met in crystalline formations of the Getic and Danubian Realms.

For the Getic Realm chlorites identified in the Răşinari, Pârvova and Marga ultramafic bodies, included in the Sebeş Group, and for Danubian one, the Urda ultramafite, included in Ielova Series have been studied. In both cases, chlorites were generated by metasomatic processes, developed during regional metamorphism, at the contact between country rocks and ultramafites, or inside these, with different intensities.

Mineral assemblages identified in the adjoining zones of the two mentioned entities are as follows:

(1) Ca-amphibole+black mica+chlorites+talc ± carbonate (Pârvova); (2) Ca-amphibole± black mica+chlorites+talc± carbonates (Marga); (3) Ca-amphibole+black mica+chlorites+ serpentine minerals (Răşinari);

– Ca-amphibole + black mica + chlorite (Urda)

Generally, the mentioned minerals and mineral assemblages had been met at the limit between ultramafites and country rocks, being (1) very closely associated with one another, or forming mono- and dimineral zones, with the same orientation, having the following succession: (1) black mica; (2) chlorites + Ca-amphibole; (3) Ca-amphibole.

The chemical data emphasized the high-Mg-character of the investigated chlorites, presenting interesting concentrations of Cr, Ni, V, especially for the chlorites from the Răşinari and Urda ultramafites (Cr = 3000 ppm; Ni = 1400 ppm and respectively 3000 ppm; V = 110 ppm and 115 ppm).

The chemical composition is characteristic of the high Mg-term of the clinochlor-chamosite series, *clinochlor*, for all investigated chlorites, with a low aluminous character for the chlorites from the Pârvova ultramafic body.

The chlorites emphasized a tri-trioctahedral structure (Weiss, 1991), with a high degree of filling of octahedral positions (vacancy = 0) for the majority of

Institutul Geologic al României

Substituţiile care au avut loc la nivel octaedric (Mg⟶Al sau Mg⟶Fe, Cr, Ni, Mn) au determinat variaţii ale principalilor parametri structurali calculaţi: b şi d_{001}.

Astfel, din calculul parametrului b au rezultat variaţii, în sensul creşterii valorice a acestuia odată cu creşterea conţinutului în Fe, Mn, Cr, Ni.

Se remarcă de asemenea o modificare valorică a parametrului b în funcţie de:

– asociaţie minerală; (1) valorile cele mai ridicate au fost calculate pentru cloritele ce se constituie în roci monominerale (cloritităle), indiferent de aspectul morfologic al acestora, microcristalin sau pegmatoid; (2) valori intemediare au fost obţinute pentru cloritele asociate micelor negre; (3) valorile cele mai mici sunt caracteristice pentru cloritele întâlnite în asociaţie cu Ca-amfibol.

– tipul petrografic al ultramafitului; (1) valorile cele mai ridicate aparţin cloritelor asociate corpului ultramafic de la Pârvova; (2) valori intermediare au cloritele din corpurile de la Răşinari şi Marga; (3) valorile cele mai mici au fost obţinute pentru cloritele analizate din corpul de la Urda.

Calculul parametrului d_{001} pe nivele structurale (tetraedric şi octaedric) a arătat variaţii valorice, generate de modificările cantitative ale Al, care, însă, în cazul cloritelor studiate nu sunt sistematice.

Studiul cloritelor din punct de vedere chimic şi structural a evidenţiat variaţii structurale la nivel octaedric, subliniate de chimism, determinate de:

– tipul petrografic al ultramafitului;

– natura rocii gazdă;

– modul de desfăşurare a proceselor metasomatice.

Nu au fost observate modificări chimice şi structurale determinate de variaţii morfologice.

chlorites; exceptions are chlorites from the Răşinari and Urda bodies and a sample from the Pârvova body, which have vacancies different by zero (0.091- Răşinari; 0.339- Urda; 0.092- Pârvova).

The substitutions which took place at the octahedral level (Mg⟶Al; Mg⟶Fe, Cr, Ni, Mn) had determined some variations of the main structural parameters, as b and d_{001}.

The calculation of b parameter emphasized some specific variations in all chlorites in the same sense: the b parameter value increases with the increasing of the Fe, Mn, Cr, Ni content.

The variation of b parameter is also determined by:

– mineral assemblage: (1) the highest values had been calculated for chlorites which are constituted in monomineral rocks (chloritites), irrespective of their morphological aspect, microcrystalline or pegmatoid; (2) intermediary values for chlorites associated with black mica; (3) low values for chlorites observed in association with Ca-amphibole;

– petrographic types of ultramafic body: (1) the highest values for chlorites met in the Pârvova ultramafite; (2)intermediary values for those from the Răşinari and Marga bodies; (3) the lowest values for the Urda ultramafic body.

The calculation of the d_{001} parameter at the structural levels (tetrahedral and octahedral ones) emphasized some value variations, determined by the Al quantitative variations, which are not systematic for the studied chlorite.

The chemical and structural study of chlorites pointed out some structural variations at the octahedral level, emphasized by the chemical changes determined by: (1) the petrotype of ultramafic body; (2) the country rocks; (3) the development of the metasomatic processes.

No chemical and structural changes had been determined by the morphological variations.

References

Weiss, K. (1991) Interpretation of chemical composition and X-Ray diffraction patterns of chlorites. *Geologica Carpathica*, 42, 2.

Institutul Geologic al României

FILOSILICAŢI MAGNEZIENI ŞI MINERALE ASOCIATE ÎN UNELE CORPURI ULTRAMAFICE DIN CARPAŢII MERIDIONALI (CORPUL ULTRAMAFIC DE MARGA)
MG–PHYLLOSILICATES AND ASSOCIATED MINERALS IN SOME ULTRAMAFIC BODIES FROM THE SOUTHERN CARPATHIANS (MARGA UTRAMAFIC BODY)

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

Introducere

Acest studiu îşi propune o investigare mineralogică a corpului ultramafic de la Marga, în strânsă legătură cu procesele metasomatice care l-au afectat, şi care i-au modificat conţinutul mineralogic iniţial.

Corpul ultramafic de la Marga este unul din numeroasele corpuri ultramafice din Carpaţii Meridionali, inclus ca lentilă, în formaţiunile cristalofiliene ale Seriei de Sebeş-Lotru.

Seria de Sebeş-Lotru formează una din cele mai importante componente ale soclului pânzei getice.

Limitele dintre corpul ultramafic şi rocile înconjurătoare sunt relativ bine conturate, prezentând uneori evidente aspecte tectonice.

Rocile ultramafice iniţiale au fost intens afectate de procese metasomatice, determinate şi intreţinute de faze diferite ale metamorfismului regional. Nu au fost observate minerale relicte. Mineralele şi asociaţiile minerale identificate indică o adaptare retrogradă a contextului mineralogic iniţial.

Datele necesare pentru stabilirea chimismului mineralelor şi a caracteristicilor structurale au fost obţinute folosind (1) analize chimice de silicaţi, (2) date de difractie de raze X şi (3) date de absorbtie in IR.

Mineralele investigate sunt urmatoarele: talc, clorit, flogopit, tremolit, dolomit, albit, cuarţ şi pirita.

Talc

A fost observat ca: (1) constituent principal al rocilor cu talc; (2) umplutura unor filonaşe sau mici lentile în rocile cu talc; (3) principal substituent al agragatelor macro sau microgranulare de clorit sau amfibol. Analizele chimice au indicat termenul extrem magnezian al seriei talc-pirofilit, pentru toate probele, cu conţinuturi mici de Al, Fe_2^+, Fe_3^+ şi urme de Mn, Ti, Cr, Ni, Ca. Caracteristicile structurale nu evidenţiază procese însemnate de substituţie între (1)

Introduction

This study deals with the mineralogical investigation of the Marga ultramafic body connected to metasomatic processes, which affected it and changed its initial mineralogical content.

The Marga ultramafic body represents one of few ultramafic bodies from the Southern Carpathians, being included as lens, in the Precambrian crystalline formations of the Sebeş-Lotru Series.

The Sebeş-Lotru Series forms one of the most important geological components of the basement of the Getic Realm.

The limits between the ultramafic body and the country rocks are very clear, sometimes with obvious tectonic aspects.

The initial ultramafic rocks are highly affected by metasomatic processes determined and maintained by the different phases of the regional metamorphism. No relict minerals of the initial ultramafic body have been observed.

The identified minerals and the emphasized mineral assemblages point out a retrograde adaptation of the minerals from the Marga ultramafic body.

All data necessary for establishing the mineral chemistry and structural features were obtained using (1) powder chemical analyses, (2) X-Ray diffraction data and (3) IR absorption ones.

The investigated minerals are: talc, chlorite, phlogopite, tremolite, dolomite, albite, quartz and pyrite.

Talc

It was observed as: (1) the main constituent of talc bearing rocks; (2) vein fillings or small lenses in talc-bearing rocks; (3) the main substituent mineral for micro- and macro-crystalline chlorite and amphibole aggregates. Chemical analyses point out for all samples a typical Mg end-member composition in the talc-pyrophyllite series, with minor Al, Fe_3^+, Fe_2^+, content and Mn, Ti, Cr, Ni, Ca as trace elements.

Institutul Geologic al României

Si şi Al la nivel tetraedric, sau (2) Mg şi Fe_2^+, Fe_3^+, Mn, Ni, Cr în lanţurile octaedrice. Spectrele de absorbţie în IR confirmă aceste modificări structurale, indicând în acelasi timp legăturile existente între gruparea oxidril şi cationii octaedrici. Astfel, în regiunea 3400-3800 cm^{-1} au fost înregistrate trei benzi de absorbtie caracteristice: 3676, 3660, 3440 cm^{-1}, care pot fi atribuite conexiunii dintre OH^- şi 3Mg, $2MgR^{2+}$, si Mg^2R^{2+} (Winkins and Ito., 1967, fide Bailey, 1988).

Clorit

Cloritul este prezent in cele mai multe asociaţii minerale ca: (1) mineral de substituţie pentru flogopit şi amfibol; (2) mineral substituit de talc. Au fost observate două importante aspecte morfologice: (1) microcristalin, (1a) constituind roci monominerale (cloritite), sau (1b) component al matricei rocilor cu talc şi carbonat; (2) macrocristalin, în apropierea zonelor filoniene. Datele cristalochimice definesc o structură de tip tri-trioctaedric (Weiss, 1991), având suma cationilor octaedrici cuprinsă între 6.000 şi 5.000 şi vacanţe între 1.000 şi 0.000. Este evident caracterul puternic magnezian al cloritelor, determinat de predominanţa cationilor de Mg în poziţii octaedrice, comparativ cu cei de Al, Fe_3^+, Fe_2^+, Ni,Cr. Aceasta ilustrează termenul clinoclor al seriei clinoclor-chamosite, în care fenomenele de substitutie pe nivele octaedrice, între Mg şi alţi cationi di- sau trivalenţi, sunt foarte puţin prezente.

Caracteristicile chimice şi structurale sunt bine reliefate de benzile de absorbtie în IR la frecvenţe specifice de 460, 660, 950, 990, 342 şi 3560 cm^{-1}, atribuite vibraţiilor de tip stretching pentru legături de tip Si-O-Mg; Si-O- AlIV; Si-O-Si şi (Fe,Mg)-OH; Fe_{OH} (Marel şi Beautelspracher, 1976).

Datele de difracţie RX sunt asemanatoare celor specifice cloritelor de tip Ia.

Flogopit

Macro şi microscopic a fost observat sub două aspecte şi anume: (1) roci monominerale, constituite exclusiv din lamele de flogopit bine evidenţiate, transparente, de culoare brun-roşcat, cu aceeaşi orientare, determinată de gradul de tectonizare al rocii; (2) asociat cu cloritul, în agregate microgranulare. Caracteristicile chimice şi structurale au evidenţiat termenul magnezian, flogopitul, al seriei micelor negre, cu puţine fenomene de substituţie, între cationii de Mg şi cei bivalenţi (Fe_2^+, Mn, Ni), trivalenţi (Al, Fe_3^+, Cr) sau tetravalenţi , distribuiţi pe nivele octaedrice. Cationii interstructurali, reprezentati prin K, Na şi Ca completează numai parţial aceste poziţii.

Conexiunile dintre (1) nivelele structurale tetraedrice-octaedrice; (2) cationii octaedrici şi gru-

The crystal structure of talc, emphasised a minor substitution process between (1) Si and Al in the tetrahedral chains, and (2) Mg and Fe_3^+, Fe_2^+, Mn, Ni and Cr, in octahedral layers.

Infrared absorbtion spectra confirm this crystal structure, but at the same time point out the existent connections between the OH group and octahedral cation configurations.

So, in the 3400-3800 cm^{-1} region, three characteristic absorbtion bands, about 3676, 3660, 3440 cm^{-1} exist and can be ascribed to OH co-ordinated to 3Mg, $2MgR^{2+}$ and Mg^2R^{2+} (Wilkins and Ito, 1967, fide Bayley, 1988)

Chlorite

The chlorite is present in most mineral assemblages as (1) a substitutent mineral for phlogopite ert and amphibole; (2) a mineral substituted by talc.

Two important morphological aspects were observed: (1) microcrystalline, (1a) constituting monomineral rocks (cloritites); (1b) in the matrix of some talc+carbonate-bearing rocks; (2) macrocrystalline, nearby the vein zone.

Crystallochemical compositions define a tri-trioctahedral structural type (Weiss, 1991), containing the sum of octahedral cations, between 6.000 and 5.000, and the vacancies between 1.000 and 0.000.

The strong Mg-character of chlorites is evident given by the Mg-cations predominance in octahedral position, comparatively with Al, Fe_3^+, Fe_2^+, Ni, Cr.

This illustrates the clinochlore term of the clinochlore-chamosite series, with very few substitution phenomena between Mg and other di- and trivalent cations in the octahedral sites.

These chemical and structural features are very well emphasised by the IR absorption bands at the characteristic frequency of 460, 660, 950, 990, 3420 and 3560 cm^{-1}, ascribed to stretching vibrations Si-O-Mg; Si-O-Al_{IV}; Si-O-Si; or stretching ones (Fe, Mg)-OH; Fe-OH (Marel and Beutelspracher, 1976).

X-Ray powder diffraction data are similar with Ia chlorite type.

Phlogopite

Two macro and microscopic aspects had been observed: (1) monomineral rocks, constituted from well emphasized, transparent, brown-reddish flakes, with the preferential orientation, determined by the tectonic fabric of the rocks; (2) associated with chlorite, in microcrystalline aggregates.

Chemical and structural characteristics emphasised a phlogopite term, with a few substitution phenomena, between Mg and di - (Fe_2^+, Mn, Ni), tri - (Al, Fe_3^+, Cr) and tetravalent (Ti) cations, scattering on the oc-

Institutul Geologic al României

pările OH^- ; (3) interacţiunea existenta între cationii aceluiaşi nivel structural, sunt redate in spectrele de absorbţie în IR.

În domeniul de frecvenţă 550-850 cm^{-1} au fost înregistrate vibraţii ale legăturilor Mg-O-Si sau Fe, Mg, -Al_{VI} O-Si-O-Al; între 816-820, 720-722, 686-690 cm^{-1} s-au evidenţiat legaturi de tipul, Si-O-Al_{IV} (Scubican, Roy, 1961), iar la frecvenţe mai mari 3441 şi 3720 cm^{-1}, vibraţii de tip "stretching" determinate de interacţiunea dintre MgR^{2+}+OH şi $3Mg^{+}OH^{-}$.

Relaţiile spaţiale existente între plane reticulare, evidenţiate de date de difracţie RX indică un flogopit de tip $2M^2$.

Tremolit

Într-o singură zonă a corpului ultramafic de la Marga au fost identificaţi amfiboli ca: (1) roci monominerale; (2) cristale bine individualizate în roci cu talc şi clorit, prezentând două stadii diferite de substituţie prin talc (2a) parţiale , când aceste procese sunt observate numai în zonele marginale ale cristalelor sau pe planele de clivaj; (2b) totale, când întreg cristalul este substituit de clorit şi/sau talc.

Chimismul este caracteristic unui amfibol calcic,de tip tremolit (Leake, 1978, fide Velden, 1981). Studiile structurale ale amfibolilor calcici au indicat o structura monoclinică, cu simetrie C2/m, determinată de aranjamentul spaţial al celor patru unitaţi structurale majore, T, C, B şi A. Cele două lanţuri tetraedrice sunt constituite în majoritate din cationi de Si şi, într-o mai mica masură, din Al (0.015-0.245). Cationii octaedrici ai grupului C, repartizaţi pe nivelele M(1), M(2), M(3), reprezentaţi prin Mg, Fe_2^+, Fe_3^+, Ti, Mn, în proporţii variabile ($Fe_3^+Fe_2^+$, Ti, Mn∈l şi Mg=4.372-4.390), sunt grupaţi pe nivele octaedrice, ca 3Mg, 2Mg Fe_2^+, $Mg2Fe_2^+$, în jurul gruparii OH^-. Această configuraţie structurală a fost identificată în spectrele de absorbţie în IR, care prezintă benzi de absorbţie caracteristice la 3680, 3660, 3650 si 3630 cm^{-1}, determinate de vibraţii "stretching" ale celor trei entitaţi menţionate mai sus. Nivelul M4, situat la limita dintre lanţurile octaedrice şi tetraedrice , este completat de cationi de Ca (1514-1.803), Mg (0.483-0.144) şi Na (0.053-0.084). Nivelul A este parţial ocupat de Na (0.032-0.114) şi K (0.00-0.032). Poziţia O_3 este predominant ocupată de OH^- şi parţial completată de O^{2-} şi F. Această configuraţie este rezultatul: (1) prezenţei elementelor volatile în mediul de cristalizare; (2) caracterului oxidant al acestuia ; (3) proceselor de oxidare, post-cristalizare, care au implicat reacţii de oxidare-dehidroxilare.

Dolomit

Dolomitul este carbonatul identificat în (1) roci cu

tahedral levels.

The inter-layer cations, represented by K, Na and Ca, fill only partially this structural level.

The connections between (1) tetrahedral and octahedral structural levels; (2) the octahedral cations and OH groups, and (3) the interactions between the cations of the same structural levels are presented in the IR absorption spectra.

In the 550-850 cm^{-1} domain had been registered the vibrations of the Mg-O-Si or Fe, Mg, AlVIO-Si-O-Al; Si- O-AlIV at 816-820; 720-722; 686-690 cm^{-1} (Stubican, Roy, 1961), and much higher frequency, 3441 and respectively 3720 cm^{-1}, the stretching vibrations, determined by the interaction between MgR^{2+}+OH- and Mg3+OH-.

The spacing relations between some reticular planes, emphasised by X-Ray diffraction pattern, show a 2M2 phlogopite type.

Tremolite

A single zone of the Marga ultramafic body includes amphiboles, as (1) monomineral rocks; (2) large developed crystals in talc+ chlorite bearing rocks, presenting two different substitution stages by talc, (2a) partial ones, when talc substitution metasomatic processes are observed only in marginal zones of the crystals or on clivage planes; (2b) total ones, when the whole crystals are substituted by talc and/or chlorites.

Chemical features of considered amphiboles are characteristic for calcic amphibole group, indicating a tremolite term (Leake, 1978, fide Velden, 1981).

Structural studies of the calcic amphiboles pointed out a monoclinic structure, with space group symmetries C2/m, determined by the arrangement of four major structural units, T, C, B and A.

The tetrahedral double chains are mostly filled by Si-tetrahedral cations and subordonalely by Al (0.015-0.245).

The octahedral cations of C group scattered on M(1), M(2), M(3) sites are represented by Mg, Fe_2^+, Fe_3^+, Ti, Mn, in variable proportions (Fe_3^+, Fe_2^+, Ti, Mn∈l and Mg = 4.372-4.390) and are grouped in the octahedral cation configurations as 3Mg, 2Mg Fe_2^+, $Mg2Fe_3^+$, around a hydroxyl group.

This structural configuration was identified in IR absorption spectra, which present characteristic absorption bands at 3680, 3660, 3650 and 3630 cm^{-1}, determinated by stretching vibration of the three above mentioned entities.

The M4 site, situated at the junction of octahedral layers and tetrahedral chain, is filled by Ca (1514-1.803), Mg (0.483-0.144) and Na (0.053-0.084).

The A site is partially occupied by Na (0.032-0.114) and K (0.00-0.032).

Institutul Geologic al României

talc şi clorit, sau (2) filonaşe, prezentând un aspect masiv, fiind în asociaţie cu talc, cuarţ, albit.

Caracterul puternic magnezian este ilustrat de (1) analizele termo-diferenţiale (CO_2-$MgCO_3$/CO_2-$CaCO_3$; 1, Todor, 1972) şi (2) datele de difracţie RX (raportul intensitaţilor calcitului (3.03 A) si dolomitului (2.88 A) este egal cu 9/1).

Albit

A fost identificat în asociaţii minerale filoniene de tip albit+dolomit+talc+cuarţ, şi caracterizat, prin datele de difracţie de RX, ca albit de temperatură scăzută.

Cuarţ

Cuarţul a fost întâlnit, în asociaţie cu dolomit şi albit, ca umplutură a unor filoane.

Pirita

Pirita este diseminată într-o arie foarte restrictivă, incluzînd (1) roci cu talc şi clorit sau (2) roci cu cuarţ şi feldspat, sub formă de (1) cristale individuale, sau (2) agregate policristaline, constituite din cristale concrescute neregulat. Aspectele morfologice sunt asemănătoare în ambele entităţi menţionate mai sus :habitus cubic, cristale anizotrope ($a \neq b \neq c$), striuri groase, uniforme, egal distribuite pe suprafaţa feţelor.

Aceste caracteristici morfologice indică un mecanism de creştere a feţelor "strat dupa strat", la temperaturi de aproximativ de 400^0C şi o suprasaturaţie moderată a componenţilor (Murowichich, Barnes, 1987). Metasomatism: sistem, faze, mecanisme şi reacţii minerale Toate modificările hidrometasomatice evidenţiate au avut loc între două entităţi petrografice diferite: corpul ultramafic şi roci cuarţo-feldspatice, în prezenţa H_2O, CO_2, F, S, sub controlul parametrilor termo-dinamici.

Aceste procese metasomatice au determinat apariţia unor faze minerale noi şi a unor asociaţii minerale specifice fiecarui moment, aşa încât echilibrul sistemului considerat să fie asigurat continuu.

Astfel, au fost evidenţiate câteva faze evolutive distincte:

1 - apariţia tremolitului şi flogopitului, ca faze metasomatice minerale noi, determinate de interacţiunea dintre sistemul inţtial ultramafic şi volatile (H_2O+ F), însoţite de cationi de K, Ca, Al.

Nu au fost observate relaţii interminerale între tremolit şi flogopit, astfel încât acestea ar putea fi faze simultane sau succesive. Nu sunt indicii privind contextul mineralogic iniţial ultramafic, acesta fiind substituit de noi faze metasomatice.

2 - apariţia cloritului, ca o nouă fază de echilibru, datorită modificării parametrilor fizico-chimici ai sistemului: (1) diminuarea temperaturii şi presiunii şi (2) modificarea soluţiilor metasomatice (existenţa catio-

The O3 position is predominantly occupied by OH and only partial by O2- and F. The O3 identified configuration is the result of (1) presence of volatile elements in the crystallisation environment (2) the oxidant character of this one, and (3) post-crystallisation oxidating metasomatic processes, involving oxidation-dehydroxylation reactions.

Dolomite

Dolomite is the carbonate type identified in (1) talc+chlorite-bearing rocks, (2) some veins, with massive aspect, together with talc+quartz+albit.

Mg-high character of dolomite is emphasised by differential thermal analysis (CO_2-$MgCO_3$/CO_2-$CaCO_2$ 1, Todor, 1972), and X-Ray diffraction data (X-Ray intensity ratio between calcite (3.03A) and dolomite (2.88A)=9:1).

Albite

Albite was identified in vein mineral assemblages as albite ± dolomite ± talc ± quartz, and its structural characteristics, as low albite, were emphasised by its X-Ray powder diffraction pattern.

Quartz

Quartz was met in dolomite ± albite association, as filling some veins.

Pyrite

Pyrite is disseminated in a restricted area, including talc+chlorite bearing rocks and quartz-feldspar ones, as (1) individual crystals, (2) polycrystalline aggregates, constituted from irregular intergrowth crystals.

Morphological aspects are the same in two above mentioned entities, cubic and anizotropic crystals ($a \neq b \neq c$), rough uniform stripes, equally distributed on the surface of the faces.

These ones point out a "step by step" growth mechanism of the faces, at the temperature about 400^0C, and moderate superconcentration of the components (Murowichick, Barnes, 1987).

Metasomatism: Systems, phases, mechanisms and mineral reactions

All hydrometasomatic exchanges took place between two different petrographical entities, ultramafic body and quartz-feldspar rocks, in the presence of H_2O, CO_2, F, S, under control of the thermodynamic parameters.

These metasomatic processes determined the appearance of the new mineral phases and new mineral associations, so that a permanent equilibrium of the metasomatic system to be assured.

Institutul Geologic al României

nilor liberi de Fe_3^+, Fe_2^+, Al), ceea ce a determinat o instabilitate a tremolitului şi flogopitului;

3 - apariţia talcului şi dolomitului, datorită unei noi modificări a condiţiilor de echilibru, cînd în sistem sunt introduse CO_2 şi cationi de Ca;

4-ultima fază de evoluţie, reprezentată de fluide (H_2O+CO_2) şi cationi liberi ca Mg, Si, Al, Ca, Fe_3^+,Fe_2^+, se încheie odată cu apariţia asociaţiilor minerale de tip filonian.

Este evident că în timpul proceselor metasomatice au avut loc două tipuri de reacţii: (I) reacţii care implică numai H_2O, când CO_2 şi alte elemente sunt (1) absenţe, (2) componente inerte in fluid, (3) în cantitate insuficientă pentru a se implica în reacţii (astfel de reacţii sunt menţionate la punctele 1 şi 2);(II) reacţii implicând atât H_2O cât şi CO_2, care sunt menţionate la punctele 3 si 4.

O fază aparte este reprezentată de pirită, când în sistemul metasomatic este prezent S, dar acest moment este foarte scurt ca timp si foarte restrictiv ca arie.

Concluzii

Mineralele identificate, asociaţiile minerale observate şi evolutia metasomatică a corpului de la Marga conduc la câteva concluzii generale:

- în timpul transformărilor metasomatice care au afectat corpul ultramafic de la Marga, majoritatea speciilor minerale cristalizate în procese metasomatice s-au format datorită existenţei unor faze fluide, bogate în H_2O, care au putut fi continuu îmbogaţite prin: (1) un nou aport de fluid sau, (2) reacţii de dehidroxilare ale mineralelor hidratate, în special a amfibolilor;

- o evidenta îmbogăţire a fazelor fluide în CO_2 ân stadiile finale ale proceselor metasomatice, când apar rocile cu carbonaţi;

- un caracter oxidant permanent al mediului de cristalizare, evidenţiat de prezenţa cationilor de Fe_3^+ în toate fazele silicatate;

-succesiunea fazelor minerale si asociaţiile minerale identificate reflectă o adaptare retrogradă polifazică a sistemului iniţial la condiţii de presiune şi temperatură mai coborîtă;

-lipsa unor relicte minerale ca faze minerale iniţiale, în corpul ultramafic de la Marga, nu a permis o evaluare a evoluţiei premetamorfice, dar este posibil ca unele momente metasomatice să implice citeve faze minerale initiale, anhidre, dominante, cum ar fi olivina şi/sau piroxenii;

- considerând condiţiile de echilibru, stabilite pentru (1) tremolit+clorit+orthopiroxen, şi (2) minerale serpentinice, în alte corpuri ultramafice din aceeaşi arie (Mărunţiu, 1984), la temperaturi, variind intre 700°C şi 750°C (1) şi 400°C (2), şi presiuni de aproximativ

So, some distinct evolutionary phases have been distinguished:

1-the appearance of tremolite and phlogopite, as new metasomatic mineral phases, determined by reaction between the initial ultramafic system and H_2O+F, together with some ions concentrations as K, Ca, Al.

No mineralogical relations exist between tremolite and phlogopite, so that they could be simultaneous or successive phases.

No indications about the initial mineral content of the ultramafic body exist, as it was substituted by new mineral metasomatic phases;

2-the appearance of chlorite, as a new metasomatic equilibrium phase, due to exchanges of the physicochemical parameters, (1) the diminution of the temperature and the pressure, and (2) the modification of the composition of metasomatic solution (the existence as free cations of Fe_3^+, Fe_2^+, Al^{3+} determined an instability of tremolite and phlogopite;

3 - the appearance of talc and dolomite, due to a new change in the equilibrium conditions, when in the system were introduced CO_2 and Ca cations;

4 - the last evolutionary phase is represented by the fluids (H_2O+CO_2) and some free cations, as Mg, Si, Al, Ca, Mg, Fe_3^+, Fe_2^+, which had been finished when a vein mineral association was formed.

It is evident that during the development of the metasomatic processes two types of reactions have been involved: (I) reactions involving only H_2O, when CO_2 and other elements are (1) absent, (2) an inert component of the fluid,(3) an insufficient quantity to participate in reactions (some examples of this type are mentioned, as points 1 and 2); (II) reactions involving both H_2O and CO_2, which were mentioned as points 3 and 4.

A different phase is represented by pyrite, when in the metasomatic system is S present, but this metasomatic moment is very short in time and very restrictive as area.

Conclusions

The identified minerals, observed mineral assemblages and metasomatic evolution of the Marga ultramafic body emphasize some general conclusions:

- during the metasomatic exchanges which affected the Marga ultramafic body, the majority of the metasomatic mineral species were formed due to the existence of fluid phase, rich in H_2O, which could be continually enriched by (1) a new addition of fluid, or (2) dehydroxylation reactions of the hydrated minerals, especially, Ca-amphiboles;

- an evident enrichment of the fluid phase in CO_2 in the final stages of the metasomatic processes, when carbonate bearing rocks appear;

Institutul Geologic al României

6 kbari şi respectiv 4 kbari, procesele metasomatice din corpul ultramafic de la Marga s-au desfăsurat la temperaturi mai mici de 750^0C şi mai ridicate decât 400_0C, şi într-un intreval de presiune cuprins între 6-4 kbari.

- a permanent oxidant character of the metasomatic environment, emphasized by the presence of Fe_3^+ cations in all silicate phases;

- the succession of the mineral phases and identified mineral associations reflect a retrograde, polyfazic adaptation of the initial mineral system to lower temperature and pressure conditions;

- lack of mineral relicts of the initial mineral phases, in the Marga ultramafic body, did not allow an evaluation of the premetasomatic evolution, but it is possible that the different metasomatic stages involve especially some anhydrous phases, as olivine, pyroxene;

- considering the equilibrium conditions established for: (1) tremolite+chlorite+orthopyroxene, and (2) serpentine minerals, in other ultramafic bodies from the same area (Mărunţiu, 1984), at temperature, varying between 700^0C-750^0C (1) and 400^0C (2), and pressure about 6 kbars, and respectively 4 kbars, the metasomatic processes developed in the Marga ultramafic body at temperatures lower then 750^0 C and upper then 400^0C, and in the pressure interval about 6-4 kbars.

References

Bayley, S. W. (1988) Hydrous phyllosilicates, *Reviews in Mineralogy,* 19.

Marel, H.W. and Beautelspracher, H. (1976) Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay Minerals and their Admixture. Elsevier Pub.

Măruntiu, M. (1984) Studiul geologic complex al rocilor ultramafice din Carpaţii Meridionali. Teza de doctorat, Universitatea Bucureşti.

Murowchich, J.B., Barnes, H.L. (1987) Effects of temperature and degree of supersaturation on pyrite morphology. *Am Mineral.*, 72, p. 1241–1250.

Stubican, V and Roy, R (1961) Isomorphous substitution and infrared spectra of the layer lattice silicates. *Am. Mineral.*, 47, p. 32–51.

Todor, D.N. (1972) Analiza termică a mineralelor Ed. Tehnica, Bucureşti, 280p.

Veblen, D. R. (1981) Amphiboles and other hydrous Pyriboles. *Reviews in Mineralogy,* 9A.

Weiss, K. (1990) Interpretation of chemical composition and X-Ray diffraction patterns of chlorites. *Geologica Carpathica*, 42, 2.

Institutul Geologic al României

POSIBILITĂŢI DE VALORIFICARE A CROMITULUI DIN ZONA BENIA–BREAZA
UTILISATION POSSIBILITIES OF THE CHROMITE FROM BENIA–BREAZA

I. ENE, L. CRISTACHE, C. RUSU, I. NIŢULESCU, D. ION

Perimetrul Benia este situat pe teritoriul comunei Breaza (judeţul Suceava) la cca. 30 km NV de oraşul Câmpulung Moldovenesc, în partea de NE a României.

Din punct de vedere geologic, acest perimetru este situat în partea nordică a sinclinalului extern Rarău-Breaza aparţinând zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali care are în constituţia sa un fundament cristalin şi o cuvertură sedimentară mezozoică.

În această zonă au fost puse în evidenţă 4 corpuri de ultrabazite serpentinizate. Acestea afloreză în sectoare diferite şi constituie roca gazdă pentru cromitele care apar sub formă de benzi (decimetrice), noduli şi lentile.

Această mineralizaţie a fost cercetată preliminar prin două şanţuri şi un puţ, materialul rezultat fiind depozitat într-o haldă.

S.C. Geomold S.A. a prelevat din această haldă o probă de 190 kg şi a solicitat Institutului Geologic al României efectuarea unui studiu, pe această probă, din punct de vedere mineralogic, precum şi stabilirea posibilităţilor de valorificare a acestor cromite.

Această probă este constituită în exclusivitate din fragmente compacte de cromit slab impurificate cu cuiburi şi filonaşe de serpentină şi clorite. Compoziţia mineralogică a probei este următoarea : 90% cromit (crompicotit); 5–6% serpentină; 2–3% clorite; sub 1% alte minerale (oxizi de Fe, oxizi de Fe-Ti, sulfuri de Fe-Ni; minerale argiloase).

Masa de cromit este foarte neuniformă datorită gradului diferit de cataclazare (de la fisuri rare până la fisurare foarte puternică) şi impurificării cu silicaţi. Masa fragmentelor apare constituită din granule omogene de cromit (de dimensiuni milimetrice) cimentate într-o masă de granule putenic zdrobite (ajungând până la fineţe micronică); cimentul poate fi monomineral (particule de cromit) sau complex (cromit asociat cu serpentină şi clorite).

The Benia perimeter is situated within the Breaza village territory (Suceava county) , some 30 km NW of Câmpulung Moldovenesc town, in the north-eastern corner of Romania.

From the geological point of view, this perimeter is located on the northern part of the Rarău-Breaza external syncline that belongs to the northern part of the Crystalline - Mesozoic Zone (crystalline basement with Mesozoic sedimentary cover) of the Eastern Carpathians.

Four serpentinized ultrabasite bodies have been found out in the Benia-Breaza zone. They outcrop in different sectors and represent the host rocks of chromites that appear as decimetric bands, nodules and lenses.

This mineralization has been preliminary investigated through two grooves and one shaft, the resulted material being deposited in a pile.

S.C.Geomold S.A. Câmpulung-Moldovenesc picked up a sample (≈ 190 kg) from this pile and requested the Geological Survey of Romania to make a study on the sample from the mineralogical point of view as well as to establish some possibilities for utilisation of these chromites.

The sample consists solely of chromite compact fragments with slight serpentine and chlorite impurities forming little veins or nests. The mineralogical composition of the sample is the following: 90% chromite (chrompicotite); 5–6% serpentine; 2–3% chlorite; less than 1% other minerals (Fe oxides, Fe-Ti oxides; Fe-Ni sulphides, clay minerals).

The chromite mass shows a different degree of cataclasis (from rare to dense cracks) and also some silicate impurities. The fragments of chromites consist of chromite homogeneous grains of millimetric resolution cemented by a highly crushed mass (down to micronic resolution); the cement is both monomineral (chromite grains) and complex (chromite in association with serpentine and chlorite) .

Institutul Geologic al României

Compoziţia chimică a spinelului cromifer din probă este următoarea :

The chemical composition of the chromium spinel from the sample is the following:

55.03% Cr_2O_3; 12.34% Fe_2O_3 (Cr_2O_3 : Fe_2O_3 = 4.46); 14.66% Al_2O_3; 12.11% MgO (Al_2O_3 : MgO = 1.21); 2% alte elemente (other elements).

Analiza granulometrică a probei a indicat că diametrul mediu al celor mai mari fragmente este de 100 mm şi că doar 6% din masa probei este sub 10 mm.

Caracteristicile chimice şi granulometrice ale probei nu corespund tuturor condiţiilor de calitate cerute de consumatorii produselor miniere de crom , conţinuturile de Fe_2O_3, CaO, P fiind prea mari, iar raportul Cr_2O_3 : Fe_2O_3 fiind prea mic. Cu toate acestea consumatorii au declarat că ar putea folosi un astfel de produs în amestec cu produse similare dar de calitate superioară.

Un produs de calitate superioară poate fi obţinut numai prin sfărâmarea fragmentelor pentru dezasocierea crompicotitului (de silicaţi şi de magnetit) şi separarea crompicotitului prin metode de preparare mecanică.

S-a studiat posibilitatea obţinerii unui asemenea produs după sfărâmarea probei la 1 mm, metodele de preparare fiind fie separarea magnetică, fie concentrarea pe masă, urmată de separarea magnetică. Cele mai bune rezultate au fost obţinute prin separare magnetică.

Fluxul tehnologic de preparare cuprinde următoarele etape: sfărâmarea la 1 mm; îndepărtarea fracţiei sub 0,04 mm (prin clasare pneumatică); separare magnetică uscată în două trepte - în prima treaptă se îndepărtează (ca produs magnetic în câmp de 500 Gauss) particulele conţinând magnetit, iar în a doua treaptă se îndepărtează (ca produs nemagnetic în câmp de 5 500 Gauss) silicaţii.

Produsul final, reprezentând 80,4% din alimentare, conţine:

Screen analysis of the sample indicated that the average diameter of the biggest fragments is 100 mm and that 6% from the sample mass is below 10 mm.

The chemical and size characteristics of the sample do not correspond to all the qualitative specifications requested by consumers for chromium mining products particularly: Fe_2O_3, CaO, P are too big and Cr_2O_3 : Fe_2O_3 is too small. In spite of this the consumers declared they could use such a product blended with some other similar products but of a superior quality.

A product of superior quality could be obtained only by crushing the fragments to liberate the chrompicotite (from silicate minerals and magnetite - bearing fragments) and recovering it by beneficiation methods.

An attempt has been made by crushing the sample under 1 mm, the beneficiation methods being either magnetic separation or table concentration followed by magnetic separation. The best results have been obtained by magnetic separation.

The beneficiation flowsheet comprises the following steps: crushing under 1 mm; elimination of the < 0,04 mm fraction (by pneumatic classification); dry magnetic separation into two stages - firstly to throw by (as a magnetic product in a 500 Gauss field) the magnetite - bearing particles, and secondly to throw by (as a nonmagnetic product in a 5500 Gauss field) the silicates.

The final product, representing 80.4% from the feed, contains :

52.7% Cr_2O_3; 17% Fe_2O_3(Cr_2O_3 : Fe_2O_3 = 3.1); 13.1% Al_2O_3; 14.55% MgO (Al_2O_3 : MgO = 0.9); 2.6% SiO_2; 0.73% CaO; 0.11% S; 0.005% P.

Extracţia de Cr în acest produs este de 80,4%.

Simultan cu acest produs se mai obţin trei produse secundare (magnetic, nemagnetic, fracţia fină). Produsul magnetic, reprezentând 9,8% din brut, conţine:

Cr recovery in this product is 80.4%.

In concurrence with this product three secondary products were obtained (magnetic, nonmagnetic, fine fraction). The magnetic product, representing 9,8% from the feed, contains:

49.3% Cr_2O_3; 20.7% Fe_2O_3; 12.2% Al_2O_3; 12.9% MgO; 4.5% SiO_2; 0.7% CaO; 0.15% S; 0.009% P.

Produsul nemagnetic, care reprezintă 1,2% din alimentare, conţine :

The nonmagnetic product, representing 1,2% from the feed, contains:

3.33% Cr_2O_3; 4.54% Fe_2O_3; 7.73% Al_2O_3; 16.3% MgO; 36.58% SiO_2; 0.85% CaO; 1% S; 0.004% P; 12.2% P.C.(L.I.)

Institutul Geologic al României

Fracţia fină (< 0,04 mm), reprezentând 11,7% din alimentare, conţine:

The fine fraction (< 0,04 mm), representing 11.7% from feed, contains:

43.1% Cr_2O_3; 4.54% Fe_2O_3; 11.5% Al_2O_3; 16.3% MgO; 10.5% SiO_2; 1.1% CaO; 0.15% S; 0.007% P.

Produsul final corespunde din punct de vedere chimic condiţiilor de calitate impuse de consumatori, dar trebuie aglomerat înainte de utilizare.

The final product correspondes to the chemical specifications of the consumers but it is necessary to agglomerate it before utilisation.

Cromitul din zona Benia-Breaza, reprezentat prin proba cercetată, poate fi utilizat fie fără a fi preparat – dar în amestec cu sorturi comerciale de cromit – fie după preparare; în ultimul caz, produsul obţinut este de foarte bună calitate din punct de vedere chimic dar trebuie aglomerat.

Deoarece în România nu există altă sursă de cromit, zona Benia-Breaza trebuie cercetată din punct de vedere geologic pentru cunoaşterea dimensiunilor acestei mineralizaţii.

The studied chromites from Benia - Breaza zone, represented by studied sample, could be utilised either without beneficiation but blended with better sorts of chromite commercial products or after beneficiation ; in the latter case the obtained product - chemically of high quality - has to be agglomerated.

As there is no other chromite source in Romania, the Benia-Breaza zone has to be geologically investigated to find out the dimensions of this mineralization.

Institutul Geologic al României

RECUPERAREA AURULUI ŞI A FELDSPATULUI POTASIC DE LA ROŞIA-MONTANĂ
RECOVERY OF BOTH GOLD AND POTASSIUM FELDSPARS FROM ROŞIA-MONTANĂ DEPOSIT

I. ENE, M. BORCOŞ, C. RUSU, I. NIŢULESCU, D. ION, L. CRISTACHE

Zăcământul de la Roşia-Montană, în trecut foarte bogat în aur liber şi exploatat intensiv, se exploatează în prezent doar pentru aurul fin diseminat în roca gazdă – dacit – care este intens pirităzată şi alterată hidrotermal. Cercetările efectuate de I.G.R. au demonstrat că zăcământul poate fi deasemenea o importantă sursă de feldspat potasic.

Minereul extras, supus preparării prin flotaţie, reprezintă o mineralizaţie cu conţinut scăzut de Au-Ag localizată intr-o structură vulcanică dacitică. Roca dacitică, în zona centrală a zăcământului , a fost intensiv adularizată, sericitizată, cloritizată, argilizată, silicifiată şi pirităzată. Mineralele melanocrate (amfiboli, piroxeni, biotit), feldspatul plagioclaz (albit, oligoclaz) şi parţial ortoclazul au fost substituite de adular, hidromice, caolinit, cuarţ şi pirită. Astfel compoziţiile chimică şi mineralogică au fost modificate esenţial; conţinutul de K_2O din dacit a crescut de la 4–5% la 9–10% în detrimentul conţinuturilor de Na_2O, CaO şi MgO.

Compoziţia chimică a minereului extras este:

The Roşia-Montană deposit, very rich and intensively mined for native gold accumulations in the past, is now exploited for only the finely disseminated gold in the host rock – dacite – which is intensely pyritized and hydrotermally altered. The researches carried out by the Geological Survey of Romania proved that the ores could be an important source for potassium feldspars, too.

The run-of-mine ore, processed by flotation, is a low grade Au-Ag mineralization located in a dacitic volcanic structure. The dacitic rock was, in the central zone of the deposit, intensively adularized, sericitized, chloritized, argillized, silicified and pyritized. Melanocratic minerals (amphiboles, pyroxenes, biotite), plagioclase feldspars (albite, oligoclase) and partly orthoclase were substituted by adularia, hydromicas, kaolinite, quartz and pyrite. Thus the chemical (but also mineralogical) composition is essentially modified; K_2O content of dacite grew up from 4–5% to 9–10% to the detriment of Na_2O,CaO and MgO contents.

The chemical composition of the crude ore is:

0.8–1.3 g/t Au; 11–19 g/t Ag; 2.5–3% S; 66–70% SiO_2; 13–15% Al_2O_3; 9–10% K_2O; 1.5–3% Fe; 0.15–0.2% Na_2O.

Compoziţia mineralogică a minereului brut este: 65–70% feldspat potasic alterat (inclusiv 20–25% hidromice şi caolinit); 25–30% cuarţ; 5% pirită; 0,12% magnetit; alte minerale (goethit, calcopirită, galenă, blendă, sulfosăruri de Ag, Au).

Compoziţia chimică a sterilului de flotaţie este aproape similară cu cea a minereului brut, modificarea cea mai importantă fiind conţinuturile mai scăzute de Au (0,3–0,5 g/t); Ag (8–11 g/t), S (1,1–1,3%) şi Fe (1–1,5%).

Roca dacitică mineralizată are o structură tipic porfirică (feldspat potasic şi fenocristale de cuarţ într-o masă microcristalină de cuarţ şi feldspat potasic, raportul fenocristale : masă microcristalină fiind 1:2,3) Fenocristalele de feldspat potasic sunt formate din ortoclaz mai mult sau mai puţin substituit de sericit, adular şi pirită. Masa microcristalină este constituită din ortoclaz parţial argilizat şi sericitizat, adular, cuarţ şi pirită.

The mineralogical composition of the crude ore is: 65–70% altered potassium feldspars (inclusively 20–25% hydromicas and kaolinite); 25–30% quartz; 5% pyrite; 0.12% magnetite; a.s.o.(goethite, chalcopyrite, galena, sphalerite, Ag-sulfosalts, Au).

The chemical composition of the flotation tailing is quite similar to that of crude ore, the most important modification being the lowered contents of Au (0.3–0.5 g/t), Ag (8–11 g/t), S (1.1–1.3%) and Fe (1–1.5%).

The mineralized dacitic rock has a typical porphyritic structure (potassium feldspar and quartz phenocrysts in a microcrystalline quartz-feldspar mass, the ratio phenocrysts: microcrystalline mass being 1:2.3). Potassium feldspar phenocrysts are constituted from orthoclase more or less substituted by sericite, adularia, and pyrite. The microcrystalline groundmass is constituted from partly argillized and sericitized orthoclase, adularia, quartz and pyrite.

Institutul Geologic al României

Gradul de asociere al minereului este determinat de dimensiunile granulelor de minerale utile: aur, sulfosăruri de argint şi feldspat potasic. Aurul este prezent atât ca incluziuni micronice (10–50 μm) în pirită, calcopirită, cât şi ca "aur liber" în gangă.

Studiul mineralogic a condus la următoarea concluzie : pentru obţinerea unei recuperări cât mai mari, atât pentru metalele preţioase cât şi pentru feldspat este necesară o măcinare foarte avansată (sub 0,1 mm sau chiar sub 0,05 mm), consecinţă a asocierii fine a mineralelor utile din minereu. Deoarece în instalaţia de flotaţie de la Roşia Montană se realizează o fineţe de măcinare de 45–50% sub 0,07 mm (55–60% sub 0,1 mm) recuperarea de Au are o valoare scăzută (sterilul conţine 0,4 g/t Au).

Pe baza studiului mineralogic al minereului brut şi al sterilului de flotaţie, cercetările tehnologice au condus la elaborarea unui flux de preparare pentru recuperarea atât al aurului cât şi al feldspatului potasic de la Roşia Montană. Acest flux tehnologic cuprinde următoarele etape : sfărâmare şi măcinare sub 0,1 mm; flotaţia piritei aurifere; deşlamare; flotaţia mineralelor care conţin Fe; flotaţia feldspatului. Produsele finale sunt concentrat de pirită auro-argentiferă şi concentrat de feldspat potasic.

În laborator, extracţia de aur in concentratul de pirită obţinut din minereul brut este mai mare cu 10 procente decât extracţia obţinută în instalaţia industrială; conţinutul de Au al sterilului obţinut în laborator este de 0,15–0,2 g/t. Din sterilul instalaţiei industriale s-a obţinut un concentrat de pirită auriferă care conţine 12,2 g/t Au şi 110 g/t Ag (extracţia de metale preţioase este de 47,7% pentru aur şi 17% pentru argint); acest produs reprezintă 1,1% din masa de steril reprelucrat.

Concentratul de feldspat potasic obţinut atât din minereul brut cât şi din sterilul instalaţiei industriale de preparare reprezintă 25–30% din masa prelucrată şi conţine :

The association degree of the ore is determined by grain size of the valuable minerals: gold, silver-sulfosalts and potassium feldspars. The gold is present as both micronic inclusions (10–50 microns) in pyrite, chalcopyrite, and "free gold" in gangue mineral.

The mineralogical study has led to the following conclusion : the best recoveries of both precious metals and feldspars require a very fine comminution (below 0.1 mm or even under 0.05 mm), the consequence of the very fine associations of the valuable minerals from the ore. As the grinding finess of the ore in the Roşia Montană flotation plant is 45–50% under 0.07 mm (55–60% below 0.1 mm) this is the cause of low gold recovery in the industrial plant (whose tailing contains some 0.4 g/t Au).

Based upon the mineralogical study, both on crude ore and flotation tailing, the technological researches have led to a flowsheet for recovery of both gold and feldspars from the Roşia Montană deposit. This flowsheet comprises the following steps: crushing and comminution below 0.1 mm; flotation of gold bearing pyrite; desliming; flotation of Fe bearing mineral; feldspar flotation. The final products are Au-Ag pyrite concentrate and potassium feldspar concentrate.

In the laboratory stage, the gold recovery in pyrite concentrate from crude ore is bigger (10 pts) than in industrial plant; the gold content of laboratory flotation tailing is 0.15–0.2 g/t. From the industrial plant tailing, a gold bearing pyrite concentrate was obtained, whose contents are 12.2 g/t Au and 110 g/t Ag (precious metal recoveries are 47.7% for gold and 17% for silver); this concentrate represents 1.1% from the reprocessed tailing.

The potassium feldspar concentrate - obtained from both crude ore and industrial plant tailing - has a recovery of 25–30% and contains:

13% K_2O; 0.2% Na_2O; 0.3% Fe_2O_3; 16.7% Al_2O_3; 67.5% SiO_2.

Acest concentrat a fost testat cu bune rezultate şi ar putea fi folosit în industria ceramicii precum şi în cea a maselor plastice.

În vederea îmbunătăţirii calităţii produselor obţinute prin micşorarea conţinutului de Fe au fost studiate[1] metode biotehnologice. Au fost utilizate diferite bacterii şi fungi capabile să reducă şi/sau să dizolve Fe din sulfuri sau minerale oxidice. Majoritatea bacteriilor utilizate aparţin genurilor *Bacillus* şi *Pseudomonas*; majoritatea fungilor aparţin genurilor *Aspergillus* şi *Penicillium*. Conţinutul de Fe al produselor a scăzut de la 0,3% la 0,15%.

This concentrate has been tested with good results so it could be used in ceramics and plastics industries.

In order to improve the quality of the obtained products by lowering the iron contents the biological methods were studied[2]. Different bacteria and fungi capable of reducing and/or dissolving iron from sulphide/oxide minerals were used. Most of the bacteria were related to the genera *Bacillus* and *Pseudomonas* and most of the fungi were related to the genera *Aspergillus* and *Penicillium*. The iron content of the products was lowered from 0.3% to 0.15%.

[1] Institutul de Biologie – Bucureşti

[2] Institute of Biology – Bucharest

Institutul Geologic al României

VALORIFICAREA SIENITULUI NEFELINIC DIN ZONA DITRĂU
BENEFICIATION OF NEPHELINE SYENITE FROM DITRĂU ZONE

I. ENE, C. RUSU, I. NIŢULESCU, D. ION

În România, în complexul rocilor metamorfice din Carpaţii Răsăriteni , există un masiv de roci alcaline de vârstă jurasică, ce aflorează pe o suprafaţă de 120 km^2. În zona centrală a acestui masiv a fost pusă în evidenţă, prin foraje şi lucrări miniere, pe o zonă de 25 km^2 , un complex de roci sienitice alcaline în interiorul căruia apar corpuri de sienite nefelinice ale căror lungimi şi lăţimi sunt de 300 m, respectiv 50 m.

Rezervele omologate de sienite nefelinice din acest zăcământ sunt de peste 100 Mt. Compoziţia chimică a acestor rezerve este următoarea :

In the metamorphic rocks complex of Eastern Carpathians, Romania, there is an alkaline rocks massif of Jurassic age which crops out on an area of 120 km^2. In the central zone of the massif a complex of alkaline syenite rocks has been pointed out by drillings and mining works on an area of 25 km^2; within it there are several bodies of nepheline syenite whose length and width are of 300 m and 50 m respectively.

The proven reserves of the nepheline syenite deposit are of more than 100 Mt. The chemical composition of these reserves is:

54–57% SiO_2; 20–25% Al_2O_3; 8–10% Na_2O; 5–6% K_2O; 3–5% Fe_2O_3; 0.5–1% CaO

Compoziţia mineralogică a acestor reserve este: 50–60% feldspaţi (albit, microclin); 20–30% nefelin; 5–10% biotit; 2–3% sodalit, cancrinit şi zeoliţi; 2–3% hidromice şi minerale argiloase; 2–4% amfiboli şi pirox-eni; 1–2% magnetit; 1,5% mi-nerale accesorii (ilmenit, sfen, apatit, zircon, calcit, epidot, pirită, calcopirită).

Sienitul nefelinic prezintă o textură fie masivă, pegmatitică, fie gnaisică. Dimensiunea medie a granulelor este de 1–10 mm.

Silicaţii mafici (biotit, amfiboli) provin în principal din şisturile metamorfice, biotitice, ce apar frecvent în cadrul masivului alcalin.

În general, sienitele nefelinice prezintă slabe transformări hidrotemale, feldspaţii alcalini şi nefelinul fiind substituite uneori de sodalit, cancrinit, zeoliţi, mice (muscovit, paragonit) şi minerale argiloase (caolinit), mineralele ferifere suferind puternice transformări, ca dizolvarea, hidratarea silicaţilor şi oxidarea sulfurilor de fier formând impregnaţii cu hidroxizi de fier în masa feldspatului alcalin.

Repartiţia mineralogică a principalelor componente chimice este după cum urmează:

– silicea (SiO_2) este prezentă exclusiv în silicaţi;

– alumina (Al_2O_3) apare în părţi egale atât în feldspaţii alcalini şi nefelin, cât şi în silicaţii hidrataţi (sodalit, cancrinit, mice, minerale argiloase);

– alcaliile (Na_2O, K_2O) sunt prezente în principal în silicaţii de aluminiu, raportul K_2O : Na_2O fiind de aproape 0,5;

– fierul este prezent în diferite minerale, mai ales în magnetit şi biotit , ca şi (în conţinuturi scăzute) în pirită şi goethit;

The mineralogical composition of these reserves is: 50–60% feldspars (albite, microcline); 20–30% nepheline; 5–10% biotite, 2–3% sodalite, cancrinite, and zeolites; 2–3% hydromicas and argillaceous minerals; 2–4% amphiboles and pyroxenes; 1–2% magnetite; 1.5% accessory minerals (ilmenite, titanite, apatite, zircon, calcite, epidote, pyrite, chalcopyrite).

The nepheline syenite shows either massive, pegmatitic or gneissic textures. The average grain size is of 1–10 mm.

The mafic silicates (biotite, amphiboles) derived mostly from the metamorphic biotite schists frequently occurring within the alkaline massif.

Generally, the nepheline syenites present weak hydrotermal transformations, the alkaline feldspars and nepheline being substituted sometimes by sodalite, cancrinite, zeolites, micas (muscovite, paragonite) and clay minerals (kaolinite), ferrous minerals suffering strong alterations as leaching, hydrations of silicates and oxidation of iron sulphides, forming impregnations with iron hydroxides in the alkali feldspar mass.

The mineralogical repartition of the main chemical components is as follows:

– silica (SiO_2) is present exclusively in silicates;

– alumina (Al_2O_3) appears in equal parts both in alkali feldspars and nepheline, on the one hand, and hydrated silicates (sodalite, cancrinite, micas, clay minerals) on the other;

– alkalis (Na_2O, K_2O) are mainly present in aluminium silicates, the ratio K_2O : Na_2O being almost 0.5;

Institutul Geologic al României

– sulful este prezent în sulfuri , dar şi în anumiţi alumosilicaţi (cancrinit, sodalit).

Sienitele nefelinice de la Ditrău prezintă caracteristici chimice şi mineralogice similare cu cele ale zăcămintelor de sienite nefelinice de la Blue Mountain (Canada) şi Stjernoy (Norvegia).

Pentru a obţine un produs comercial din minereul brut este necesară înlăturarea mineralelor cu conţinut de fier şi măcinarea produsului la dimensiunea specifică (0,1–0,5 mm pentru industria sticlei; sub 0,04 mm pentru industria ceramicii; sub 0,03 mm ca filer în industria vopselelor; sub 0,6 mm - conţinut ridicat de fier - pentru producţia de sticlă colorată) .

Trei fluxuri tehnologice au fost testate în fază laborator pentru obţinerea de produse comerciale. Fluxurile sunt : a) separare magnetică uscată; b) flotaţie urmată de separare magnetică; c) separare magnetică uscată urmată de tratament chimic (procedeul H^+).

Principalele rezultate obţinute prin preparare mecanică a sienitului nefelinic sunt după cum urmează:

– prin separare magnetică uscată, după măcinarea la 0,25 mm se poate obţine un produs (nemagnetic) conţinând 0,1–0,15% Fe_2O_3 a cărui recuperare este de 65%;

– prin flotaţie urmată de separare magnetică se poate obţine un produs conţinând 0,07% Fe_2O_3 a cărui recuperare este de 59%.

Prin fluxul tehnologic combinat au fost obţinute următoarele produse: feldspat conţinând 0,07% Fe_2O_3 a cărei recuperare este de 48%; alumină de înaltă puritate a cărei recuperare este de 0,07%; silice coloidală conţinând 0,06% Fe_2O_3 a cărui recuperare este de 0,04%; săruri de potasiu a căror recuperare este de 0,02%.

Cel mai ieftin flux tehnologic este cel uscat, deci acest flux a fost încercat la scară pilot. În linii generale, acest flux constă din: sfărâmare la sub 1 mm; măcinare la 0,3 mm; desprăfuire; separare magnetică; clasare pneumatică la 0,2 mm; măcinare fină a fracţiei sub 0,2 mm la 0,06 mm. Produsul final a cărui recuperare este de 62% are următoarea compoziţie chimică :

– iron is present in various minerals, mostly in magnetite, and biotite as well as (subordinately) in pyrite and goethite;

– sulphur is present both in sulphides and certain aluminosilicates (cancrinite, sodalite).

Nepheline syenites from Ditrău present similar chemical and mineralogical characteristics to the nepheline syenites deposits from Blue Mountain (Canada) and Stjernoy (Norway).

In order to obtain a commercial product from crude ore it is necessary to avoid the Fe bearing minerals and to grind the product down to the specific grain sizes (0.1–0.5 mm for the glass industry; < 0.04 mm for the ceramic industry; < 0.03 mm as a filler in paint industry; < 0.6 mm - high iron content - for coloured glass production).

Three technological flowsheets have been tested at the laboratory scale for obtaining the commercial products. The flowsheets are: a) dry magnetic separation; b) flotation followed by magnetic separation; c) dry magnetic separation followed by chemical treatment (H^+ method).

The main results obtained from the mechanical beneficiation of the nepheline syenite are as follows:

– by dry magnetic separation after grinding at 0.25 mm it is possible to obtain a (nonmagnetic) product containing 0.1–0.15% Fe_2O_3 whose recovery is of 65%;

– by flotation followed by magnetic separation it is possible to obtain a product containing 0.07% Fe_2O_3 whose recovery is of 59%.

By the combined flowsheet, the following products were obtained: feldspar, containing 0.07% Fe_2O_3 whose recovery is of 48%; high purity alumina, whose recovery is of 0.07%; colloidal silica containing 0.06% Fe_2O_3 whose recovery is of 0.04%; K salts whose recovery is of 0.02%.

The cheapest flowsheet is the dry one, so this flowsheet has been tested at the pilot plant scale. This flowsheet, generally, consists of: chrushing to < 1 mm; comminution to 0.3 mm; dedusting; magnetic separation; pneumatic classification at 0.2 mm; fine grinding of < 0.2 mm fraction to < 0.06 mm. The final product, whose recovery is of 62%, has the following chemical composition :

56.09% SiO_2; 0.18% Fe_2O_3; 20.71% Al_2O_3; 7.8% Na_2O; 4.2% K_2O; 3.71% CaO; 1.57% MgO; 0.1% TiO_2; 5.29% P.C.(L.I.)

Cele două produse comerciale obţinute sunt: a) fracţia 0,2–0,5 mm, a cărei recuperare este de 31%, pentru industria sticlei; b) fracţia sub 0,04 mm , a cărei recuperare este de 31%, pentru industria ceramicii, dar la fel de bine şi ca filer pentru mase plastice, cauciucuri şi vopsele. Cele două produse au fost testate cu bune rezultate de doi posibili consumatori români.

The two commercial products obtained are: a) the 0.2–0.5 mm fraction, whose recovery is of 31%, for the glass industry; b) the < 0.04 mm fraction, whose recovery is of 31%, for the ceramic industry as well as a filler for plastics, rubbers and paints. The two products have been tested with good results by two Romanian potential consumers.

Institutul Geologic al României

ASUPRA POSIBILITĂŢILOR DE UTILIZARE A ZGURII DE LA UZINA METALURGICĂ COPŞA MICĂ
ON THE POSSIBILITIES OF UTILISATION OF THE SLAG FROM COPŞA MICĂ METALLURGICAL PLANT

C. RUSU, I. ENE, S. DIMA, I. NIŢULESCU, D. ION

În România, concentratele de Pb şi Zn - alcătuite în principal din galenă şi blendă - sunt prelucrate prin procedeul I.S.P. (Imperial Smelting Process) la uzina metalurgică din Copşa Mică. Produsele finale ale acestei prelucrări sunt plumbul şi zincul brut; zgura este un produs steril.

Zgura rezultată poate fi răcită fie brusc în apă (zgură granulată), fie lent în atmosferă.

Laboratorul nostru a studiat posibilitatea valorificării acestor două tipuri de zgură.

A) Zgura granulată are următoarea compoziţie chimică :

In Romania, the Pb–Zn concentrates – composed mainly of galena and sphalerite – are processed by I.S.P. (Imperial Smelting Process) technology at Copşa Mică metallurgical plant. The final products of this processing are the crude lead and the crude zinc; the slag is a waste product.

The resulting slag can be cooled either suddenly by water (granulated slag) or slowly in the atmosphere.

The possibility of beneficiation of these two slag types has been checked in our laboratory.

A) The granulated slag has the following chemical composition:

0.8% Cu; 0.8% Pb; 9% Zn; 0.93% S; 33.92% Fe; 18.24% SiO_2; 10.11% CaO; 5.8% Al_2O_3; 2.02% MgO; 0.8% TiO_2; 0.49% P_2O_5; 0.42% K_2O; 0.21% Na_2O; 0.2% MnO; 0.16 g/t Au; 9.48 g/t Ag.

Compoziţia mineralogică a acestei zguri este: ≈ 90% silicaţi complecşi amorfi de Fe, Zn, Ca, Al, Mg; 6% oxizi de fier (1% magnetit, 5% wustit); ≈ 1% pirită; 1% sulfuri secundare de Cu; sub 1% zincit; ≈ 0,5% diverse.

Răcirea bruscă a acestei zguri conduce la apariţia unei mase alcătuită din silicaţi complecşi amorfi care includ granule micronice (sub 15–20 μm) de alte minerale. Concreşterile micronice dintre aceste componente fac imposibilă separarea lor prin metode de preparare mecanică chiar şi în cazul unei măcinări foarte avansate.

Laboratorul nostru a studiat posibilitatea folosirii acestei zguri ca material de îngreunare a fluidelor de foraj pentru că zgura are o densitate relativ ridicată (3,89 g/cm^3). Încercările au arătat însă că zgura are caracteristici reologice - coloidale nefavorabile (vâscozitate şi abrazivitate mare a fluidului) ceea ce ar putea produce dificultăţi în timpul forării.

B) Zgura răcită lent are următoarea compoziţie chimică:

The mineralogical composition of this slag is: ≈ 90% amorphous complex silicates of Fe, Zn, Ca, Al, Mg; 6% iron oxides (1% magnetite, 5% wustite); ≈ 1% pyrite; 1% secondary Cu sulphides; less than 1% zincite; ≈ 0.5% others.

The sudden cooling of this slag led to the appearance of amorphous complex silicates that include micronic grains (less than 15–20 μm) of other minerals. The micronic intergrowths between these components make impossible their separation by mechanical processing methods even in the case of a very fine grinding.

Our laboratory studied the possibility of using this slag as weighed material for drilling fluids as the slag has a quite high density (3.89 g/cm^3). But the tests showed that the slag has unfavourable rheological-colloidal features (high viscosity and abrasivity of the fluid), that might cause difficulties during drilling.

B) The slowly cooled slag has the following chemical composition:

1.65% Cu; 3.05% Pb; 7.23% Zn; 2.70% S; 23.14% Fe; 22.80% SiO_2; 24.91% CaO; 5.07% MgO; 8.04% Al_2O_3; 0.40% TiO_2; 0.57% Na_2O; 0.44% K_2O; 2.3 g/t Au; 60.3 g/t Ag.

Compoziţia mineralogică a acestei zguri este: ≈ 80% silicaţi complecşi de Fe, Zn, Ca, Al, Mg; 11% magnetit; ≈ 5% blendă; ≈ 0,5% zincit; ≈ 1% sulfuri secundare

The mineralogical composition of the slag is: ≈ 80% complex silicates of Fe, Zn, Ca, Al, Mg; 11% magnetite; ≈ 5% sphalerite; ≈ 0.5% zincite ; ≈ 1%

Institutul Geologic al României

de Cu ± cupru nativ; ≈ 2% pirită şi pirotină; sub 0,5% galenă, oxid de Pb.

Răcirea lentă a zgurii topite a permis o cristalizare relativ grobă a noilor minerale. Dimensiunile granulelor principalelor sulfuri metalice sunt de la cîţiva microni până la 0,2–0,3 mm, dar majoritatea lor fiind sub 50 μm . De aceea, încercările de flotaţie necesită o măcinare avansată a materialului datorită concreşterilor foarte fine dintre minerale.

Concentratul de la flotaţie conţine:

secondary Cu sulphides ± native copper; ≈ 2% pyrite and pyrrhotite; less than 0.5% galena, Pb oxide.

The slow cooling of the smelted slag permitted a quite large crystallization of the new minerals. The grain dimensions of the base metal sulphides are from a few microns up to 0.2–0.3 mm, but their majority is less than 50 μm. Therefore, the flotation tests require an advanced comminution of the material due to very fine intergrowths of the minerals.

The flotation concentrate contains :

13.7% Zn; 10.3% Cu; 5.33% Pb; 8.5% S; 14.5 g/t Au; 215 g/t Ag.

Recuperarea metalelor preţioase şi a principalelor metale în acest concentrat este: 83,8% pentru Au; 45,4% pentru Ag; 83% pentru Cu; 25,5% pentru Zn; 23,2% pentru Pb.

Acest concentrat poate fi prelucrat în cuptorul Walz pentru recuperarea plumbului şi zincului. Metalele preţioase (Au, Ag) şi cuprul rămân în clinker. Pentru recuperarea acestora, clinkerul poate fi prelucrat în continuare în cuptoare cu flacără.

The precious and base metal recoveries in this concentrate are: 83.8% for Au; 45.4% for Ag; 83% for Cu; 25.5% for Zn; 23.2% for Pb.

This concentrate can be processed in Walz kiln for lead and zinc recovery. The precious metals (Au, Ag) and the copper remain in the clinker. The clinker can be further processed in flame kilns for their recovery.

Institutul Geologic al României

SPRE O CONDUCERE INTELIGENTĂ A PROCESELOR TEHNOLOGICE DE FLOTAŢIE
TOWARDS AN INTELLIGENT CONTROL OF THE TECHNOLOGICAL FLOTATION PROCESS

D. G. COJOCARIU

Sistemul de conducere inteligentă a proceselor tehnologice de flotaţie, reprezentat ca un automat fuzzy finit probabilistic şi aparţinând clasei sistemelor expert cognitive libere de model, este singurul sistem de conducere care rezolvă problemele induse de necesitatea luării deciziei în condiţii de incertitudine. Lucrarea prezintă filozofia autorului care fundamentează proiectarea unor astfel de sisteme de conducere.

Procesul tehnologic de flotaţie (p.t.f.) este caracterizat printr-o topologie complexă cu structură polifuncţional coerentă în care funcţiile umane de conducere şi cele de exploatare tehnologică a p.t.f. sunt integrate în aşa numitul sistem "om - maşină" (Cojocariu, 1995). Sarcinile acestui sistem sunt: (1) menţinerea coerenţei structurii polifucţionale a p.t.f. faţă de influenţe endogene şi/sau exogene - o sarcină a sistemului de conducere inteligentă (SCI), şi (2) conducerea tehnologică a exploatării p.t.f. - sarcina sistemului distribuit de conducere convenţională (SDCC).

Reprezentarea: (a) p.t.f. ca structură polifuncţională coerentă; (b) cunoaşterii asupra p.t.f., şi (c) problemelor de instruire în conducerea p.t.f., sunt paşi în proiectarea unui SCI.

Reprezentarea p.t.f. ca structură polifuncţional coerentă depinde de descrierea topologică a p.t.f. (Cojocariu, 1993) ale cărei principale concepte sunt:

– operatorul tehnologic de condiţionare a tulburelii (o.t.c.) şi operatorul tehnologic de flotaţie (o.t.f.), ambii definiţi ca obiecte abstracte în sensul lui Zadeh al noţiunii (Zadeh, 1969);

– curentul de proces definit ca un segment de timp al unor parametri fizici, de care este dependentă performanţa unui p.t.f., minus/plus incidenţa curenţilor de proces în o.t.c. sau o.t.f., şi funcţia caracteristică care explicitează aceste incidenţe.

În termenii limbajelor de ordinul întâi ale logicii matematice, un o.t.c. sau o.t.f. este un predicat de ordinul întâi.

Funcţionarea defectuoasă a unui sau a mai multor o.t.f. este datorată funcţionării defectuoase a unui sau a mai multor o.t.c., astfel încât p.t.f. este o structură polifuncţională descrisă în termenii stărilor funcţiei de

The system of intelligent control of the flotation technological processes, represented as a finite probabilistic fuzzy automaton and pertaining to the class of model - free cognitive expert systems, is the only control system solving the problems induced by the necessity of decision taking in circumstances of uncertainty. The paper presents the author's philosophy that substantiates the design of such control systems.

The technological flotation process (t.f.p.) is characterised by a complex topology with polyfunctionally coherent structure in which the human functions of control and those of technological running of the t.f.p. are integrated in a so called "man - machine" system (Cojocariu, 1995). The tasks of this system are: (1) the maintenance of the coherence of the t.f.p.'s polyfunctional structure against endogenous and/or exogenous influences - a task of the intelligent control system (ICS), and (2) the technological control of t.f.p.'s running - the task of the distributed system of the conventional control (DSCC).

The representation of: (a) the t.f.p. as coherent polyfunctional structure; (b) the knowledge on t.f.p., and (c) learning problems in t.f.p. control, are steps in designing of a ICS.

The t.f.p.'s representation as polyfunctionally coherent structure depends upon the topological description of t.f.p. (Cojocariu, 1993) principal concepts of which are:

– the technological pulp conditioning operator (t.c.o.) and the technological flotation operator (t.f.o.), both defined as abstract objects in the Zadehs sense of the notion (Zadeh, 1969);

– the process stream defined as a time segment of some physical parameters upon which the performance of t.f.o. depends, the minus/plus incidence of process streams in t.c.o. or t.f.o., and the characteristic functions explaining those incidences.

In terms of the first order languages of the mathematical logic, a t.c.o. or t.f.o. is a first order ternary predicate.

The disfunction of one or many t.f.o. is due to the disfunction of one or many t.c.o., so that the t.f.p. is a polyfunctional structure described in terms of states

Institutul Geologic al României

structură ataşată fiecărui o.t.c. şi ale funcţiei totale a structurii polifuncţionale a p.t.f.. Coerenţa structurii polifuncţionale a p.t.f. este definită printr-o propoziţie logică prin care, în esenţă, se postulează că dacă cel puţin unul dintre o.t.c. funcţionează defectuos, atunci, într-o stare dată a p.t.f., cel puţin unul dintre o.t.f. funcţionează defectuos, şi reciproc.

Se demonstrează că orice structură polifuncţională a unui p.t.f. corect proiectat din punct de vedere fizic satisface definiţia condiţională a coerenţei lexicografice (Gheorghe, 1979) relativ la toţi o.t.c.. Este formulată o propoziţie logic-matematică care formalizează această proprietate. Coerenţa lexicografică a p.t.f. a permis:

– demonstrarea existenţei componentului minimal al structurii unui p.t.f. cu proprietatea de modul în sensul lui Bodin al noţiunii (Bodin, 1969); acest modul este denumit operaţie unitară de flotaţie şi este structura staţionar optimală/suboptimală a oricărui p.t.f.;

– descrierea funcţiei totale a p.t.f. ca produs cartezian al funcţiilor de structură ale tuturor o.t.c., care conduc p.t.f. de la o stare dată la o anumită stare a funcţiei totale.

Cunoaşterea asupra p.t.f., împreună cu atributele sale psihice şi epistemologice formalizate adecvat, este directorul principal al SCI. Relativ la acest director, SCI este un *sistem expert cognitiv liber de model* şi lucrează ca supervizor al SDCC.

Sistemul cognitiv care găzduieşte reprezentările formale ale cunoaşterii este de tipul sistemelor de producţie, în care cunoaşterea este distribuită ca piese de cunoaştere în următoarele componente: (a) contextul; (b) baza de reguli - cunoaşterea procedurală, şi (c) procesorul de decizie al rezolvării conflictelor.

În context cunoaşterea asupra p.t.f. poate fi reprezentată prin mai sus menţionata propoziţie condiţională a coerenţei polifuncţionale, folosind o uşoară modificare a reprezentării cunoaşterii prin hiperreţele (Georgescu, 1985). Cunoaşterea asupra funcţiei de structură a o.t.c. şi asupra funcţiei totale de structură este produsă prin proceduri de recunoaşterea formelor.

Sistemul de recunoaştere a formelor realizează o corespondenţă biunivocă a observaţiilor măsurabile asupra p.t.f.. Aceasta este diagnoza evenimentelor primare asignate pentru un p.t.f. dat. Datorită informaţiei în general incomplete, relativ la procesele de diagnoză şi control, p.t.f. este un mediu în schimbare aleatoare iar sistemul de recunoaştere a formelor este un sistem instruibil (clasificator de forme, predictor sau controler) care interacţionează cu p.t.f.. Problema instruirii în CI al p.t.f. este redusă la găsirea succesivă a unei funcţii de optimizare. Forma explicită a acestei funcţii, dedusă asimilând un automat fuzzy finit probabilist pentru procesul de diagnoză a p.t.f., este dată într-o lucrare anterioară a autorului (Cojo-

of the structure function attached to each t.c.o. and the total function of the polyfunctional structure of. t.f.p.. The coherence of the polyfunctional structure of t.f.p. is defined through a logical sentence by which it is essentially postulated that if at least one of the t.c.o. is disfunctionally operating, then, in a given state of t.f.p., at least one of the t.f.o. is disfunctionally operating, and reciprocally.

It has been demonstrated that any polyfunctional structure of a physically faultlessly designed t.f.p. satisfies the conditional definition of the lexicographic coherence (Gheorghe, 1979) regarding all the t.c.o.. A logical mathematical sentence formalising this property has been formulated. The lexicographic coherence of t.f.p. has permitted:

– to demonstrate the existence of the minimal component of the structure of a t.f.p. with the module property in the Bodin's sense of the notion (Bodin, 1969); this module is termed as unitary flotation operator, and is the stationary optimal/suboptimal structure of any t.f.p.;

– the description of the t.f.p.'s total function as Cartesian product of all t.c.o.'s structure functions conducting the t.f.p. from a given state to a specific state of the total function.

The knowledge on t.f.p., together with its psychological and epistemological adequately formalised attributes, is the main directory of the ICS. As against this directory, the ICS is a *model - free cognitive expert system* and works as supervisor of the DSCC.

The cognitive system housing the knowledge formal representations is of production system type, in which the knowledge is distributed as knowledge pieces in the subsequent constituents: (a) the context, (b) the base of rules - the procedural knowledge, and (c) the conflict solving decision processor - the strategic knowledge.

In the context the cognition about a t.f.p. can be represented by the aforesaid conditional polyfunctional coherence sentence, using a slight modification of hypernetwork representation of the knowledge (Georgescu, 1985). The knowledge about the t.c.o.'s structure function and the total structure function is produced through pattern recognition procedures defined in the frame of the learning problem of the IC of the t.f.p..

The system of pattern recognition realises a one-to-one mapping of the measurable observations on the t.f.p.. This is the diagnosis of the primary events assigned to a given t.f.p.. Due to generally incomplete information, with regard to the diagnosis and the control processes, the t.f.p. is a medium in an aleatory changing and the pattern recognition system is a learning system (pattern classifier, detector, predictor or control device) which interacts with the t.f.p.. The learning problem in the IC of t.f.p. is reduced to the

Institutul Geologic al României

cariu, 1995). În acest fel, problema instruirii în CI este rezolvată fie printr-n algoritm de optimizare de tip "Branch and Bound" fie, alternativ, prin metode care utilizează modele Markov (McLaren, 1964) sau algoritmi liniari de instruire (Walz, Fu, 1965).

Piesele de cunoaştere procedurală ale bazei de reguli sunt reguli de producţie asistate de modele cauză - efect de forma "arborilor de avarie" (Fussel, 1973). Arborii de avarie formează o pădure, folosind corelarea cauzelor cu observaţiile prin conectorii logici AND, OR, TRUE, FALSE.

Strategia de rezolvare a conflictelor. Arborii de avarie sunt autonomi în context, de unde autonomia regulilor de producţie. Astfel corespondenţele dintre context şi baza de reguli sunt "fuzzy", lucru care generează conflicte de prioritate între mai multe instanţe condiţionale ale aceleiaşi reguli de producţie sau între reguli de producţie diferite. Aceste conflicte sunt rezolvate prin procese de decizie care ţin de procesorul de decizie.

Cunoaşterea strategică este compusă din politici care rezolvă regulile de producţie individuale pentru fiecare input informaţional posibil.

successive finding of some optimising function. The explicit form of this function, derived by assuming a finite probabilistic fuzzy automaton for the t.f.p.'s diagnosis process, is given in an author's previous work (Cojocariu, 1995). In this way, the learning problem in IC of t.f.p. is achieved through a "Branch and Bound" optimising algorithm or, alternatively, through methods using Markov models (McLaren, 1964) or linear reinforcement algorithms (Walz, Fu, 1965).

The procedural knowledge pieces of the base of rules are production rules assisted by cause - effect models like "fault trees" (Fussel, 1973). A forest is formed by the fault trees, using the correlation of causes with observations through the logical connectors AND, OR, TRUE, FALSE.

Conflict solving strategy. The fault trees are autonomous in the context, hence the autonomy of the rules as well. So, the correspondences between the context and the base of rules are "fuzzy", a fact which generates priority conflicts among many conditional instances of the same production rule or among different rules. These conflicts are solved by the decision processes pertaining to the decision processor.

The strategic knowledge is composed of the politics solving the individual production rules for each possible informational input.

În concluzie

(i) Conducerea inteligentă a proceselor tehnologice de flotaţie este conceptibilă cu tehnici ale inteligenţei artificiale, bazate pe teoria securităţii sistemelor complexe cât şi pe teoria sistemelor instruibile.

(ii) Sistemul de Conducere Inteligentă prezentat este un *automat fuzzy finit probabilist* care, prin propria sa organizare, aparţine clasei *sistemelor expert cognitive libere de model.* SCI lucrează ca sistem supervizor al conducerii manuale umane sau a sistemului existent de conducere automată convenţională.

(iii) Cu mici modificări, SCI poate fi utilizat ca sistem de asistare cu calculator a proiectării cercetărilor tehnologice de flotaţie.

In conclusion

(i) The intelligent control of the technological flotation processes is conceivable with the artificial intelligence techniques, based on the theory of complex structure reliability as well as on the learning system theory.

(ii) The presented Intelligent Control System is a finite probabilistic fuzzy automaton and, by its self - organisation, pertains to the class of *model free cognitive expert systems.* The ICS works as a supervisory system of the human manual control or of the existing automatic conventional control system.

(iii) With slight modifications, the ICS can be used as a system of computer assisted design of the flotation technological researches.

References

Bodin, L. D. (1969) Optimisation procedure for the analysis of coherent structures. *IEEE T - Reliability,* R-18, vol.2.

Cojocariu, D. G. (1993) The development of a self-learning control system of the technological flotation processes. *Technical Report A8a-1993,* Geological Institute of Romania (in Romanian).

— **(1995)** Diagnosis and control system of the technological flotation processes. *Proceedings of the Int. Symp. "Technologies for processing of scarcely dressing ores",* Baia Mare, May 17–19, 1995, 2: 291–298 (in Romanian).

Institutul Geologic al României

Fussell, J. Y. (1973) A formal methodology for fault tree construction, *Nuclear Sci. Eng.*, 52: 421–423.

Georgescu, I. (1985) Artificial intelligence fundamentals. Edit. Acad. Rom., Bucureşti.

Gheorghe, A. V. (1979) Systems Engineering. Models and computational techniques. Edit. Acad. Rom., Bucureşti.

McLaren, R. W. (1964) A Markov model for learning systems operating in an unknown environment. *Proceedings of the National Electronics Conf.*, 20.

Zadeh, L. A. (1969) The concepts of system, subsystem and state in system theory. In Zadeh.L.A. and E. Polak eds., *System Theory.* New York: McGraw Hill.

Waltz, M. D., K. S. Fu. (1965) A heuristic approach to reinforcement learning control systems, *IEEE Trans. Automatic Control*, AC-10: 390–398.

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI DE VALORIFICARE A MINEREURILOR DE METALE NEFEROASE DIN ROMÂNIA PRINTR-O NOUĂ TEHNOLOGIE EFICIENTĂ ŞI NEPOLUANTĂ (MINEREURILE FIN CONCRESCUTE PIRITOASE DIN M-ŢII MARAMUREŞULUI ŞI BISTRIŢEI)

RESEARCHES ON THE PROCESSING OF THE ROMANIAN NON-FERROUS ORES THROUGH A NEW EFFICIENT, NON-POLLUTING TECHNOLOGY (PYRITE ORES WITH FINE INTERGROWTHS FROM MARAMUREŞ AND BISTRIŢA MTS)

S. DIMA, G. DOLMANIAN, L. ILIESCU, N. FLORIA, M. FIERBÂNTU, A. BALABAN, D. ION, A. PĂRPĂRIŢĂ, T. VELEA, V. PREDICA, C. RĂDULESCU, D. TĂNASE

Prepararea minereurilor complexe piritoase fin concrescute cu conţinut de Pb, Cu, Zn şi S reprezintă una dintre cele mai complicate probleme ale valorificării minereurilor. Singura metodă de cercetare care poate veni în discuţie este flotaţia, dar aplicarea acesteia ridică probleme deosebite datorită caracteristicilor mineralogice ale acestor mineralizaţii.

În consecinţă, cu toată importanţa rezervelor de metale neferoase şi preţioase reprezentate de acest tip de minereuri pe plan mondial, valorificarea lor este în prezent redusă, fapt care a condus la efectuarea de cercetări susţinute pentru stabilirea unor tehnologiii alternative mai avantajoase economic.

O astfel de tehnologie este flotaţia colectivă a sulfurilor de metale neferoase, după depresarea piritei, cu obţinerea unui concentrat colectiv Pb+Cu+Zn, urmând ca separarea metalelor din acest concentrat să aibă loc fie printr-o metodă hidrometalurgică, fie printr-un flux combinat de hidrometalurgie şi flotaţie.

În România, pentru viitor, principala rezervă de Pb, Cu şi Zn este constituită din mineralizaţii complexe, piritoase fin concrescute de origine vulcano-sedimentare (tip kuroko). Numai în bazinul Borşa-Vişeu se estimează un potenţial de minereuri polimetalice de acest tip de peste 90 milioane tone, cu conţinuturi de 1,3–2,4% Pb; 0,5–0,8% Cu; 2,9–3,4% Zn; 20–30% S; 0,3–1 g/t Au; 40–50 g/t Ag.

Valorificarea unuia din aceste minereuri (Burloaia, Gura Băii, Leşu Ursului) a fost nesatisfăcătoare până în prezent, atât din punct de vedere al recuperărilor de metale, cât şi al calităţii concentratelor, acestea neputând fi prelucrate decât parţial, prin procedeele pirometalurgice folosite în ţară, o mare cantitate de concentrate fiind stocată atât la producător, cât şi la consumator.

Stabilirea unei tehnologii mai eficiente pentru valorificarea acestor minereuri fiind deosebit de acută,

The processing of pyrite complex ores with fine concretions of non-ferrous metal sulphides represents one of the most difficult problems of the mineral dressing. The flotation is the sole conceivable technology, but this application poses specific questions owing to mineralogical features of these ores.

Therefore, in spite of the world-wide extent of the non-ferrous and precious metals deposits represented by this kind of ores, their beneficiation is scanty till now. This fact led to unceasing investigations for setting down economically more profitable technologies.

Such a technology is the pyrite depressing followed by the bulk non-ferrous sulphides flotation of a Pb+Cu+Zn concentrate and continuing with the separation of metals from the bulk concentrate either through hydrometallurgical processing or through hydrometallurgical-flotation combined processing of this concentrate.

In the future, the pyrite complex and finely interlocked ores of volcano-sedimentary origin (of kuroko type) is the principal Romanian mineral resource for Pb, Cu and Zn. For example, solely in the Borşa–Vişeu basin potentialities of this kind of polymetallic ores of more than 90 milions tones with contents of 1,3–2,4% Pb; 0,5–0,8% Cu; 2,9–3,4% Zn; 20–30% S; 0,3–1 g/t Au; 40–50 g/t Ag are estimated.

Up till now these ores (e.g. Burloaia, Gura Băii, Leşu Ursului) have been unsatisfactorily beneficiated as regards both the metal recoveries and the concentrate quality and, also, as regards the partial extractions of metals from concentrates by pyrometallurgical processes which are now in use in Romania. In these circumstances, a lot of concentrates have been stocked at the producers as well as at the consumers.

The acuteness of setting down of a more efficient technology for the beneficiation of these ores led to the stating of a five year project of dressing and hydromet-

Institutul Geologic al României

a fost stabilit pe o perioadă de 5 ani un program de cercetări şi preparare şi hidrometalurgie în colaborare cu I.M.N.R.-S.A.

În perioada 1992–1994 au fost prevăzute şi efectuate cercetări de flotaţie colectivă de Pb+Cu+Zn cu mineralizaţiile: Dealu Bucăţii Est; Secu Colbu Est; Cornu Nedeii; Măcârlău; Gura Băii; Puiu Suhărzel şi Mănăila Impregnaţii. Conţinuturile în elemente utile a acestor probe au fost: 0,4–1,5% Pb; 0,4–1,44% Cu; 0,97–3,32% Zn; 8–33% S; 0,5–0,82 g/t Au; 44–76 g/t Ag.

Din punct de vedere mineralogic sunt de remarcat următoarele caracteristici generale:

– toate mineralizaţiile studiate au avut un grad foarte redus de alterare, peste 95% din Pb, Cu şi Zn fiind legate de minerale sulfuroase;

– cu excepţia minereului Mănăila Impregnaţii, toate celelalte mineralizaţii conţin 50–60% sulfuri, predominantă fiind pirita (30–50% din masa minereului). Gradul de asociere al minereurilor este foarte înaintat fiind impus de forma şi dimensiunile de metale neferoase ce alcătuiesc cimentul granulelor de pirită, acesta variind în limite foarte largi 5–10 microni până la 0,1 mm.

Cercetări de preparare

Cercetările de preparare au stabilit, pentru fiecare minereu în parte fluxurile tehnologice cele mai adecvate, care să permită atât realizarea unor recuperări cât mai ridicate de metale în concentratele colective de Pb+Cu+Zn, cât şi realizarea unei selectivităţi cât mai mari în separarea sulfurilor de metale neferoase de sulfurile de fier.

Aceste fluxuri tehnologice, cât şi regimurile de reactivi folosite sunt influenţate în principal de gradul de asociere al mineralelor utile, reporturile dintre conţinuturile de sulfuri de fier şi de metale neferoase, precum şi de raportul relativ dintre diferitele sulfuri neferoase.

În principiu fluxurile tehnologice cuprind următoarele faze:

– măcinarea minereului brut la o fineţe de 69–85% – 0,074 mm (funcţie de minereul specific supus prelucrării);

– depresarea în procesul măcinării a sulfurilor de fier cu cantităţi mari de cianură la un pH ridicat (pH=10-11) realizat cu var;

– reactivarea cu sulfat de Cu a blendei depresată de cianură împreună cu pirita;

– flotaţia primară a concentratului colectiv de metale neferoase după colectarea sulfurilor acestor metale cu Xantat amilic şi reactivi spumanţi;

– remăcinarea concentratului colectiv primar la o fineţe de 80–90%–0,03 mm, în prezenţa cărbunelui activ pentru absorbţia colectorului şi spumantului pre-

allurgical researches, in co-operation with I.M.N.R. Bucharest.

In the years 1992–1994 Pb+Cu+Zn bulk flotation investigations were projected and accomplished on samples drawn from the Dealu Bucăţii East, Secu Colbu East, Çornu Nedeii, Măcărlău, Gura Băii, Puiu Suharzel and Mănăila ore bodies (for the last ore body, the sample was one of the impregnation type). The contents of valuables of these samples have been: 0,4–1,5% Pb; 0,4–1,44% Cu; 0,97–3,32% Zn; 8–33% S; 0,5–0,82 g/t Au; 44–76 g/t Ag.

On the mineralogical side, the following general characteristics are remarkable:

– all the studied mineralizations have had a very low alteration grade, over 95% from Cu, Pb and Zn contents, being bound with sulphurous minerals;

– except the Mănăila impregnation sample, all the others contain 50–60% sulphides, the pyrite being the prevailing one (30–50% by weight);

– the very advanced mineral association grade, which is varying within very wide limits (from 5–10 microns up to 0,1 mm), is imposed by the shape and the sizes of the non-ferrous metal minerals constituting the cement of the pyrite grains.

Dressing researches

. By dressing researches the technological flow sheets have been set down, for each ore in part, which are most adequate in the sense of permitting as high as possible both metal recoveries in Pb+Cu+Zn bulk concentrate and selectivities of the separation of non-ferrous metal sulphides from iron sulphides.

This technological flow sheets as well as the chemical running conditions are most sensitive to the association grade of valuable minerals, to the ratios of iron sulphide contents and those of non-ferrous sulphides, and, also, to the relative ratio between different non-ferrous sulphides.

In the main, the technological flow sheet includes the following successive operations:

–The ore grinding to a fineness of 69–95% – 0,074 mm, depending on the specific ore under processing;

– The depressing, simultaneously with the ore grinding, of iron sulphides with large amounts of cyclanide at high pH values (pH=10–11) achieved with lime;

– The activation, with copper sulphate, of sphalerite which had formerly been depressed by cyanide together with the pyrite;

– The collector (amyl xanthate) and frother (Dowfroth 250) flotation pulp conditioning and the rougher flotation of the bulk non-ferrous sulphides concentrate;

– The regrinding of the rougher bulk concentrate to a fineness of 80-96%–0,03 mm in the presence of the active carbon (for collector and frother desorbtion)

Institutul Geologic al României

zenţi în concentratul colectiv şi cu cantităţi suplimentare de depresanţi pentru sulfurile de fier (var, cianură);

– două trepte de reflotare, în mediu puternic depresant pentru pirită, realizat cu cianură la pH=9–11;

– reactivarea cu acid sulfuric a piritei cu xantat amilic şi spumant (Dowfroth 250);

– reflotarea, dacă este cazul, a concentratului de pirită. Prin tehnologiile elaborate în funcţie de raporturile relative dintre conţinuturile de sulfuri de metale neferoase între ele, şi dintre acestea şi sulfurile de Fe au fost obţinute următoarele rezultate:

– concentrate de Pb+Cu+Zn cu conţinut de 6–15% Pb; 5–24% Cu; 14–29% Zn şi 27–33% S cu recuperări de 84–91% Pb; 92–95% Cu; 92–95% Zn şi 16–25% S;

– concentrate de pirită au conţinuturi de 44–46% S cu recuperări de 68–80% S;

– recuperările totale de sulf în cele două concentrate au fost de 80–95%.

Faţă de tehnologia clasică (flotaţia diferenţială), tehnologiile elaborate pot prezenta avantaje deosebite pentru domeniul minier prin reducerea costului de investiţie şi prelucrare, creşterea gradului de valorificare a minereului cu 10–17%, cu posibilitatea diminuării sensibile a poluării.

Cercetări hidrometalurgice

Cercetările pentru stabilirea posibilităţilor de prelucrare hidrometalurgică a concentratului colectiv de Cu+Pb+Zn au fost efectuate pe o probă de concentrat obţinut prin flotarea minereurilor Dealu-Bucăţii şi Cornu Nedeii.

Conţinuturile medii ale acestui concentrat au fost de: 13,4% Pb; 8,6% Cu; 27,3% Zn; 39,5% S şi 13,9% Fe.

Din punct de vedere mineralogic concentratul a fost constituit din cca. 43% blendă; 15,5% galenă; 25% calcopirită; 14% sulfuri de fier (în mare majoritate pirită) şi cca. 4% minerale de gangă.

Analiza granulometrică a concentratului a indicat că cca. 65% din acesta are o fineţe sub 40 microni. Cercetările de laborator efectuate cu scopul recuperării metalelor neferoase din concentratul colectiv cu caracteristicile menţionate mai sus au condus la elaborarea unei tehnologii care cuprinde următoarele faze:

– Solubilizarea cuprului şi zincului din concentratul complex în autoclavă sub presiune de oxigen la o temperatură de 200°C, presiune parţială a oxigenului de 16 atm, timp de 2,5–3 ore şi un raport L:S=6:1;

– Solubilizarea plumbului din reziduu rezultat de la autoclavă cu soluţii concentrate de NaCl (300 g/l NaCl) la temperatura de 90°C timp de o oră, raport L:S=15:1; pH=1–1,5;

– Precipitarea plumbului din soluţie de NaCl prin neutralizarea de carbonat de sodiu, la pH=7, temperand additional amounts of iron sulphide depressant (cyanide, lime):

– Two cleanings of the reground rougher bulk concentrate in an alkaline (pH=9–11) cyanidic medium which is very strongly depressing the pyrite flotation;

– The reactivation of the pyrite with sulphuric acid, followed by the rougher flotation of the pyrite concentrate;

– The cleaning of the rougher pyrite concentrate.

When these technologies were being applied, the obtained results were:

– Pb+Cu+Zn concentrates with contents of 6–15% Pb; 5–24% Cu; 14–29% Zn and 27–33% S at recoveries of 84–91% Pb; 92–95% Cu; 92–95% Zn and 16–22% S;

– pyrite concentrates with contents of 44–46% S at recoveries of 68–80% S.

The total sulphur recoveries in the two concentrates were of 80–95%.

Confronted by the standard technology (the differential flotation), the technologies worked out are able to offer specific advantages for mining field such as the cutting down of the investment and prime costs, the increase by 10–17% of the ore beneficiation grade and the sensible diminution of pollution.

Hydrometallurgical researches

The researches for setting down the possibilities of hydrometallurgical processing of the Cu+Pb+Zn bulk concentrate were performed on a sample of concentrate obtained through the flotation of Dealu Bucăţii and Cornu Nedeii ores respectively.

The average contents of this concentrate were of 13,4% Pb; 8,6% Cu; 27,3% Zn; 39,5% S and 13,9% Fe. The mineralogical composition was: about 43% sphalerite; 15,5% galena; 25% chalcopyrite; 14% iron sulphides (mostly as pyrite) and about 4% gangue minerals.

The size analysis of the concentrate indicated the about 65% of its weight was under 40 microns.

The laboratory researches performed to extract the non-ferrous metals from the bulk concentrate with the above-mentioned characteristics led to the setting down of a technology which comprises the following stages:

– The rendering soluble of copper and zinc from the complex concentrate in an autoclave in oxigen environment, under the following conditions: temperature - 200°C; processing duration - 2,5–3 hrs; partial oxygen pressure - 16 atm; L:S ratio - 6:1.

– The rendering soluble of lead from the autoclave residuum, with NaCl concentrated solutions, under the following conditions: concentration of the NaCl solution - 300 g/l; temperature - 90°C; processing duration - 1 h; L:S ratio - 15:1; pH=1–1,5;

– The lead precipitation from NaCl solution through

Institutul Geologic al României

ratura 40°C, timp de o oră;

– Topirea reducătoare a carbonatului de Pb în amestec cu carbonat de Na şi cocs metalurgic în cuptor rotativ scurt la o temperatură de 900–950°C, timp de 1,5 ore;

– Neutralizarea soluţiilor acide rezultate de la autoclavă la pH=1,8–2, cu carbonat de calciu (varianta 1) sau prafuri volatile zincoase (varianta 2) la temperatura de 50°C, timp de o oră;

– Extracţia cuprului în soluţie cu solvenţi organici, ca extractant, s-a utilizat solventul ACORGA la un raport FU:FA=3:1;

– Evaporarea sub vid a soluţiilor de sulfat de cupru, la temperatura de 45–50° şi vid - 700 mm Hg, când are loc cristalizarea sulfatului de cupru;

– Oxidarea Fe^{2+} la Fe^{3+} şi precipitarea lui din soluţia rezultată după extracţia cuprului cu solvenţi organici. Oxidarea s-a realizat cu azotit de sodiu şi aer la temperatura de 70°C, timp de o oră. Precipitarea Fe s-a realizat prin hidroliză la pH=3,8–4 prin adăugarea de carbonat de calciu. Depunerea hidrolitică a fierului a înlesnit şi purificarea concomitentă, avansată a soluţiei de arsen;

– Cementarea cuprului şi a cadmiului din soluţie s-a făcut cu praf de zinc la un exces de 30% timp de 30 minute;

– Electroliza zincului din soluţiile rezultate după purificare. În urma prelucrării concentratelor complexe prin tehnologia propusă, vor rezulta:

– *produse principale* (valorificabile direct): sulfat de cupru sau cupru electrolitic, plumb metalic, zinc electrolitic;

– *produse secundare:*

– reziduu feros, care poate fi prelucrat în continuare în amestec cu cenuşa la uzinele de valorificare a cenuşilor de pirită;

– cement Cu–Cd–Zn, care se recirculă în industria plumbului şi zincului sau se prelucrează pentru separarea cadmiului, iar cuprul şi zincul se recirculă în proces;

–.*produse secundare – deşeu:*

– turtă feroasă – se haldează;

– sulfat de calciu-gips, care parţial poate fi folosit în construcţii, restul se haldează.

Din datele obţinute la faza de laborator (fără a se face un bilanţ de materiale pe întreg fluxul tehnologic), ţinând cont şi de recirculări, rezultă că metodele utile Cu, Pb, Zn din concentratul complex Dealu Bucăţii pot fi valorificate în proporţie de: min. 95% pentru cupru; min. 95% pentru zinc; min. 82% pentru plumb.

Ţinând seama de rezultatele deosebit de favorabile obţinute până în prezent în laborator, atât în domeniul preparării, cât şi al prelucrării hidrometalurgice a concentratelor colective, se impune ca cercetările să fie continuate şi verificate în faza pilot, întrucât noua

neutralisation with sodium carbonate, in the conditions of: temperature - 40°C; processing duration - 1 h; pH=7;

– The reducing melting of the lead carbonate in mixture with sodium carbonate and blast-furnace coke, in a short rotary melting furnace, at a temperature of 900–950° C, during 1,5 hrs;

– The neutralisation of autoclave acid solutions at pH=1,8–2 , with calcium carbonate (in the first variant) or volatile zincous powder (in the second variant) at a temperature of 50°C, during 1 h:

– The copper extraction in solution with organic solvents: the ACORGA solvent was utilised at a ratio FU:FA=3:1;

– The vacuum evaporation of copper sulphate solutions at a temperature of 45–50 °C and a vacuum of - 700 mm Hg, while the crystallization of copper sulphate occurs;

– The oxidation of Fe^{2+} to Fe^{3+} and the precipitation of the latter from the solution resulted after the copper extraction, in the following conditions: oxidizer - sodium nitrite in air environment; temperature - 70°C; oxidation duration - 1 h;

The Fe precipitation performed by hydrolysis at pH=3,8–4 with calcium carbonate addition was also facilitated by the accompanying purification of arsenic solution.

– The copper and cadmium cementing form solution, with zinc powder at an excess of 30%, during 1/2 h;

– The zinc electrolysis from the solutions resulted after the purification.

The processing of the complex concentrates through the proposed technology, can produce the following outcomes:

– *main (directly marketable) products:*

– copper sulphate or electrolytic copper; metallic lead; electrolytic zinc;

– *secondary products:*

– ferrous residuum which can be carrying on processing together with the ashes in the pyrite ashes processing plants;

– Cu-Cd-Zn cement which is recycling in lead and zinc metallurgy or processing for cadmium separation while copper and zinc are recycling into the process;

– *waste products:*

– waste dumped ferrous cake;

– calcium sulphate (gypsum), can be partially used in building, the leavings are dumping as waste.

From laboratory data (the material balance over the entire technological flowsheet is not included), taking the recyclings into account, it follows that the Cu, Pb, Zn valuable metals of the Dealu Bucăţii complex concentrate can be rendering profitable in minimum extents of 95% for copper, 95% for zinc and 82% for lead.

Institutul Geologic al României

tehnologie poate prezenta o soluţie viabilă din punct de vedere tehnologic şi economic, atât pentru valorificarea minereurilor fin concrescute şi piritoase din Munţii Maramureşului şi Bistriţei, cât şi pentru minereuri similare, din punct de vedere chimico-mineralogic şi al genezei, din străinătate.

It seems obvious that the here presented new technology is a viable technological and economic solution for the beneficiation of both native pyrite ores with fine concretions and the foreign ores similar from the chemical-mineralogical and genetic view points. Consequently, the carrying and the validation of this technology at the pilot scale is indispensable.

Institutul Geologic al României

ATLASUL PALEONTOLOGIC AL CRETACICULUI INFERIOR
THE PALEONTOLOGIC ATLAS OF THE LOWER CRETACEOUS

E. AVRAM, E. ANTONESCU, M. MELINTE

Acest atlas a fost gândit, chiar de la începutul elaborării sale (1991/1992) să răspundă la două cerinţe principale: (1) să ofere un inventar complet al speciilor citate în literatura românească de specialitate şi care se regăsesc în colecţiile vizitabile din România (incluzând revizuirea, descrierea conform cerinţelor actuale şi figurarea acestora), ca bază pentru interpretările de ordin stratigrafic şi structural, în viitor; (2) să constituie un ghid pentru identificarea, în condiţii de teren, a materialului paleontologic nou recoltat. în plus, să prezinte cunoştinţele cele mai noi asupra distribuţiei paleogeografice a speciilor în cadrul sectorului carpatic al Domeniului Tethys.

Pentru a îndeplini aceste cerinţe, în primul capitol al atlasului a fost prezentată localizarea geografică, pe unităţi structurale majore, a punctelor/ariilor care au oferit macrofosile eocretacice; grupele taxonomice la nivel de subordin, superfamilie, familie şi gen au fost prezentate pe scurt, reliefându-se caracterele lor esenţiale, în timp ce, la nivelul specie şi subspecie ele au fost descrise pe larg, cu sinonimie, caractere specifice/subspecifice stabilite pe baza exemplarelor tip, reprezentanţii lor din România, observaţii scurte privind interpretarea lor în literatură şi comparaţia dintre specimenele româneşti şi cele tip şi, de asemenea, cele mai noi cunoştinţe cu privire la intervalele de ocurenţă şi distribuţia lor geografică.

A fost revizuit întregul inventar de fosile eocretacice păstrat în colecţiile Institutului Geologic al României şi ale universităţilor din Bucureşti, Iaşi şi Cluj; pe lângă acestea, pentru elaborarea atlasului a fost folosit materialul paleontologic nepublicat al autorilor, dar şi acela oferit de numeroşi colegi din institut, de la Universitatea din Bucureşti şi de la întreprinderea "Prospecţiuni"S.A., al căror aport a fost menţionat în capitolele corespunzătoare.

Întrucât paleontologii existenţi la Institutul Geologic al României au putut să realizeze, prin cercetările proprii, doar capitolele asupra palinomorfelor (E. Antonescu), nannofosilelor (M. Melinte) şi cefalopodelor (E. Avram), pentru alte grupe de fosile, cum sunt: brachiopodele, gasteropodele şi aptychii, capitolele respective au fost elaborate de specialişti de la Universitatea din Bucureşti (prof. Aurelia Bărbulescu, prof. Ioana Pană) şi de la Universitatea Iaşi (prof. Ilie Turculeţ).

This ATLAS was thought from the beginning (1991/1992) to respond to two needs: (1) to give a complete inventory (including the revision, the modern description and figuration) of the species cited in Romanian literature and still preserved in repositories, as a ground to future stratigraphic and structural interpretations; (2) to be o guide for the field geologists in identifying the new records of paleontologic material. Besides, to present the newest knowledge upon the paleogeographic distribution of the species within the Carpathian segment of the Tethyan Domain.

For supplying these needs, in the first chapter of the Atlas was presented the geographical position of the macrofossiliferous sites within the main structural units of the Romanian territory; the suborder, superfamily, family and genus-group taxa were briefly characterised by emphasizing their essential features, while the species and subspecies-group taxa were largely described, with their synonymies, their specific/subspecific features (taking into consideration the type specimens), their Romanian representatives, short comments concerning both the interpretation of these taxa in literature and the comparison of the Romanian individuals with the holotypes, and also, the up-to-date knowledge about their range and geographical distribution. The entire inventories of the Lower Cretaceous fossils preserved in the repositories of the Geological Institute of Romania, of the University of Bucharest, the universities of Iaşi and Cluj were revised; besides, unpublished macrofossils of the authors and of several colleagues from the institute, the University of Bucharest and of the enterprise "Prospecţiuni" S.A. (carefully mentioned within the corresponding chapters) were also used to elaborate the Atlas.

As the paleontologists of the Geological Institute of Romania could accomplish by their specialities only the chapters on palynomorphs, nannofossils and cephalopods, for some other fossil-groups, such as the brachiopods, the gastropods and the aptychi, the respective chapters were supplied by specialists from the University of Bucharest (prof. Aurelia Bărbulescu, prof. Ioana Pană) and from the University of Iaşi (prof. Ilie Turculeţ).

Institutul Geologic al României

În ultimii doi ani au fost elaborate părţile III şi IV ale atlasului, cuprinzând capitolele în care sunt prezentate grupe din Palynomorpha (27 genuri şi 74 specii[1]), dintre care 15 sunt noi), Nannofosile (12 familii, cu 27 genuri şi 37 specii[2]), Gastropoda (5 familii, cu 13 genuri şi 25 specii, dintre care 7 sunt noi) şi Cephalopoda (întregul subordin *Ancyloceratina*, reprezentat în România prin 16 familii, cu 50 genuri/ subgenuri şi 165 specii/subspecii[3], dintre care 11 sunt noi).

In the last two years, the parts III and IV of the Atlas were elaborated, including chapters on Palynomorpha (by Emanoil Antonescu: 27 genera and 74 species[1], 15 of them being new), on Nannofossils (by Mihaela Melinte: 12 families, with 27 genera and 37 species[2]), on Gastropods (by Ioana Pană: 5, families, with 13 genera and 25 species, 7 of them being new) and on Cephalopoda (by Emil Avram: the whole s.o. *Ancyloceratina*, represented in Romania by 6 families, with 50 genera/subgenus and 165 species/subspecies[3], 11 of them beihg new).

[1] Toate speciile de palynomorfe provin din colecţia autorului, fiind recoltate din Munţii Apuseni de Sud (SA), din flişul carpatic (C), Platforma Moesică sub Câmpia Română (RP) şi din Dobrogea de Sud (SD): (lista fosilelor descrise se regăseşte în subsolul versiunii engleze).

[1] All the inventoried palynomorph species come from the author's collection, recorded in the Southern Apuseni Mts (SA), Carpathian flysch (C), Moesian Platform under the Romanian Plain (RP) and in South Dobrogea (SD):

Asbeckiasporites wirti V. DER BRELIE: Middle Albian (C); *Auritulinasporites* sp: Aptian (SD); *Biretisporites potoniei* DELCOURT & SPRUMONT, Berriasian (SD); *Cardioangulina* sp.: Berriasian (SD); *Cardioangulina* ? sp. 1+2: Berriasian + Aptian (SD); *Clavifera triplex* BOLCHOVITINA: Aptian (SD), Upper Albian (C); *Concavissimisporites* sp. cf. *C. giganteus* DÖRING: Berriasian (SD); *C.? informis* DÖRING: Berriasian, Aptian (SD); *C.* sp. cf. *C. informis* DÖRING: Aptian (SD); *C. penolaensis* DETTMANN: Berriasian, Aptian (SD); *C. verrucosus* (DELCOURT & SPRUMONT), DELCOURT, DETTMANN & HUGHES: Aptian (SD); *Cythidites australis* COUPER: Berriasian (SD); *Deltoidospora* sp. cf. *D. Diaphana* WILSON & WEBSTER: Berriasian (SD); *D.* ? *germanica* DÖRHÖFER: Berriasian (SD); *D.* ? spp.: Berriasian, Aptian (SD); *Dictyophyllidites harrisi* COUPER: Berriasian, Aptian (SD); *D. pectinataeformis* (BOLKHOVITINA) DETTMANN: Berriasian (SD); *Foraminisporites jurrassicus* WCHULZ: Berriasian (SD); *Gleicheniidites* sp. *A*: Uppermost Albian (C); cf. *Gleicheniidites bulbosus* KEMP: Barremian (C): *G. carinatus* (BOLCHOVITINA) BOLCHOVITINA: Lower Albian (C); *G.* cf.*cercinidites* (COOKSON) DETTMANN: Berriasian (SD); *G. delcourti* DÖRING: Aptian (SD); *G.* cf. *latifolius* DÖRING: Aptian (SD); *G. minor* DÖRING: Aptian (SD); *G. senonicus* ROSS: Aptian (SD); *G. umbonatus* (BOLCHOVITINA) BOLCHOVITINA: Aptian (SD); *Impardecispora apiverrucata* (COUPER) VENKATACHALA, KAR & RAZA: Berriasian (SD); cf. *Impardecispora* ? sp.: Berriasian (SD); *I. dettmanniae* n. sp.: Berriasian (SD); *I. elegans* n. sp.: Berriasian (SD); *I.* sp. cf. *I. elegans*: Berriasian (SD); *I.* cf. *gibberula* (KARA-MURZA) VENKATACHALA, KAR & RAZA: Berriasian (SD); *I. grandis* n. sp.: Berriasian or Aptian ? (SD); *I. purverulenta* (VERBITSKAIA) VENKATACHALA, KAR & RAZA: Aptian (SD); *I. obscura* n. sp.: Berriasian (SD); *I. superba* n. sp.: Berriasian (SD); *Leptolepidites psarosus* NORRIS: Berriasian (SD); *L.* sp. cf. *L. psarosus* NORRIS: Berriasian (SD); cf. *Leptolepidites* ? sp.: Berriasian (SD); cf. *Matonisporites* sp.: Berriasian (SD); *Obtusisporites canadensis* POCOCK: Berriasian (SD); *O. junctum* (KARA-MURZA) POCOCK: Aptian (RP); *Ornamentifera echinata* (BOLCHOVITINA) BOLCHOVITINA: Lower-Middle Albian (C); *Osmundacidites major* DÖRING: Berriasian (SD); *Psilosporites* sp. cf. *P. notensis* COOKSON & DETTMANN: Aptian (SD); *P. trichopapilosus* (THIERGART) DELCOURT & SPRUMONT: Aptian (SA); *P.* sp. cf. *P. verus* DELCOURT & SPRUMONT: Aptian (SD); cf. *Polycingulatisporites liassicus* SCHULZ: Berriasian (SD); *Polypodiaceiosporites foveolatus* (COUPER) KEMP: Aptian (SD), Albian (C); *Rubinella* sp.: Beriasian (SD); *Stereisporites* sp. cf. *S. psilatus* (ROSS) THOMSON & PFLUG: Berriasian-Aptian (SD); *Todisporites major* COUPER: Aptian (SD); *Transbaculisporites grandiosus* DÖRING: Berriasian (SD); *Trilobosporites aequiverrucosus* DÖRHÖFER: Berriasian or Aptian ? (SD); *T. aornatus* DÖRING: Berriasian (SD); *Trilobosporites* fsp. *A*: Berriasian (SD); *T.* cf. *canadensis* POCOCK: Aptian (SD); *T. convolutus* n. sp.: Aptian (SD); *T.* cf. *domitus* NORRIS: Berriasian (SD); *T. doringii* n. sp.: Aptian (SD); *T. extremis* n. sp.: Berriasian or Aptian ? (SD); *T. fensomi* n. sp.: Berriasian (SD); *T. granulatus* DÖRING: Berriasian or Aptian ? (SD); *Trilobosporites ?* sp. *C.*: Aptian (SD); *T. hannonicus* (DELCOURT & SPRUMONT) POTONIE: Aptian (SD); *T. hughesii* n. sp.: Berriasian (SD); *T. lantziae* n. sp.: Aptian (SD); *T. magnificus* n. sp.: Berriasian (SD); *T.* ? *primigenius* n. sp.: Berriasian (SD); *T. pustulosus* n. sp.: Berriasian (SD); *T. simplex* n. sp.: Berriasian (SD); *Undulatisporites* spp.: Berriasian-Aptian (SD); cf. *Vastisporites vastiformis* DÖRING: Berriasian (SD).

Institutul Geologic al României

==========

[2] Taxonii de nannofosile provin din colecţia autoarei; ele au fost întâlnite în flişul carpatic, în regiunea Sviniţa, Reşiţa şi/ sau Dobrogea de Sud şi sunt cosmopolite (C), tethysiene (T) sau chiar boreale (B), ultimele recunoscute numai în intervalul zonei cu *Saynoceras verrucosum* din Valanginianul superior; (lista fosilelor descrise se regăseşte în subsolul versiunii engleze).

==========

[2] The nannofossil taxa come also from the author's collection; they were met in the Carpathian flysch, Sviniţa, Reşiţa and/or South Dobrogea areas and are cosmopolitan (C) and Tethyan (T), but also Boreal (B), the last ones recognised exclusively in the early Upper Valanginian rock-sequence of the *Saynoceras verrucosum* zone.

Family Ellipsagelosphaeraceae: *Watznaueria barnesae* (BLACK, IN BLACK & BARNES) PERCH-NIELSEN: Upper Jurassic-Uppermost Cretaceous (C); *W. britannica* (STRADNER) REINHARDT: Tithonian-Cenomanian (C); *W. ovata* BUCKRY: Valanginian-Aptian (C); *W. fossacinta* BUCKRY: Upper Jurassic-Barremian (C); *Cyclagelosphaera margerellii* NOEL: Upper Jurassic-Cretaceous (C); *C. deflandrei* (MANIVIT) PERCH-NIELSEN: Kimmeridgian-Lower Hauterivian (T). **Family Biscutaceae**: *Biscutum constans* (GORKA) BLACK: Upper Jurassic-Paleocene (C); *Crucibiscutum salebrosum* (BLACK) JAKUBOWSKY (B); *C. hayi* (BLACK) JAKUBOWSKI (B); *Serbiscutum primitivum* (THIERSTEIN) FILEWICZ et al. in WIND & WISE (B). **Family Microrhabdulaceae**: *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE: Cretaceous (C); *L. bollii* THIERSTEIN: Lower Hauterivian-Lower Barremian (T). **Family Crepidolithaceae**: *Calcicalathina oblongata* THIERSTEIN: Upper Valanginian-Lower Barremian (T). **Family Ahmuelleraceae**: *Vekshinella stradneri* ROOD et al.: Upper Jurassic-Cretaceous (C). **Family Chiastozygaceae**: *Chiastozygus litterarius* GARTNER: Aptian-Maastrichtian (C); *Tegumentum stradneri* THIERSTEIN: Berriasian-Barremian (T); *T. striatum* KÖHTE CRUX (B). **Family Eiffelithaceae**: *Eiffelithus windii* APPLEGATE & BERGEN: Uppermost Berriasian-Barremian (C); *Rhagodiscus angustus* (STRADNER) VERBEEK: Upper Aptian-Cenomanian (C); *Zeughrabdotus erectus* (DEFLANDRE) REINHARDT: Upper Jurassic-Cenomanian (C); *Z. embergeri* (NOËL) PERCH-NIELSEN: Middle Jurassic-Cretaceous (C); *Z. sisyphus* (GARTNER) CRUX (B). **Family Cretarhabdaceae**: *Cretarhabdus angustiforatus* (BLACK) BUCRY: Upper Berriasian-Maastrichtian (C); **Family Podorhabdaceae**: *Perrisocyclus plethotretus* (WIND & CEPEK) CRUX: Upper Valanginian-Barremian (C); *Cruciellipsis cuvillieri* (MANIVIT) THIERSTEIN: Berriasian-Hauterivian (T); *Hemipodorhabdus gorkae* (REINHARDT) GRÜN in GRÜN & ALLEMANN (B); *Speetonia colligata* BLACK: Uppermost Berriasian-Baremian (T); *Microstaurus chiastus* (WORSLEY) GRÜN IN GRÜN & ALLEMANN: Berriasian-Cenomanian (C); *Grantarhabdus medii* BLACK: Valanginian-Aptian (C). **Family Braarudosphaeraceae**: *Braarudosphaera regularis* BLACK: Aptian-Coniacian (C). **Family Polycyclolithaceae**: *Polycostella beckmannii* THIERSTEIN: Lower-Berriasian (T); *P. senaria* THIERSTEIN: Upper Berriasian (T); *Hayesites bulbus* THIERSTEIN: Hauterivian-Aptian (T); *Rucinolithus irregularis* THIERSTEIN: Aptian-Albian (T); *Eprolithus antiquus* PERCH-NIELSEN (B); *E. floralis* (STRADNER) PERCH-NIELSEN: Aptian-Campanian (C); *Assipetra infracretacea* (THIERSTEIN) ROTH: Upper Valanginian-Maastrichtian (C). **Family Stephanolithaceae**: *Diazomatolithus lehmannii* NÖEL: Upper Jurassic-Uppermost Cretaceous (T).

[3] Reprezentanţii din România ai so.**Ancyloceratina** au fost recoltaţi din Munţii Apuseni de Nord (NA), Munţii Apuseni de Sud (SA), unităţile transilvane din Munţii Perşani (T), din zonele Sviniţa şi Reşiţa (S/R) ale Carpaţilor Meridionali, din regiunile Dâmbovicioara (D) şi Braşov (Bv), din flişul Carpaţilor Orientali (C) şi din Platforma Moesică sub Câmpia Română (RP) sau în Dobrogea de Sud (SD); (lista fosilelor descrise se regăseşte în subsolul versiunii engleze).

[3] The **Ancyloceratina** representatives in Romania were recorded in the Northern Apuseni Mts (NA), Southern Apuseni Mts (SA), Transylvanian units of the Perşani Mts (T), Sviniţa and Reşiţa zones (S/R) of the South Carpathians, Dâmbovicioara (D) and Braşov (Bv) regions, Carpathian flysch (C) and Moesian Platform under the Romanian Plain (RP) or in South Dobrogea (SD).

Family Bochianitidae: *Protancyloceras* sp.: Valanginian (T); *Bochianites neocomiensis* D'ORBIGNY: Upper Valanginian (T, R, S, RP); *B. oosteri* SARASIN & SCHÖNDEL-MAYER: Upper Valanginian (T, D, R); *B.* cf. *renevieri* (OOSTER): Lower Hauterivian (S); *B. goubechensis* MANDOV: Upper Valanginian (S).

Institutul Geologic al României

Family Ancyloceratidae: *Crioceratites duvali* LEVEILLE: Hauterivian (SA, RP), Lower Hauterivian (R, S) and Upper Hauterivian (C); *C.* cf. *duvali sarasini* (SARKAR): Hauterivian (S); *C. matsumotoi* (SARKAR): late Lower Hauterivian-early Upper Hauterivian (S, D); *C. quenstedti* (OOSTER): Upper Hauterivian (SA, S); *C.* n. sp. aff. *C. loryi* (SARKAR): Hauterivian-Lower Barremian (S); *C. loryiformis* n. sp.: late Lower Hauterivian (S); *C. piveteaui* (SARKAR): Lower Hauterivian (S); *C. nolani* (KILIAN): Upper Hauterivian (D, S, C); *C.* ? *nolani elegans* (D'ORBIGNY): Barremian (SA, D, S); *C. basseae* (SARKAR): Upper Valanginian ?-Upper Hauterivian (D, Bv, S, C); *C. tritubercula tus* (SARCAR); Upper Hauterivian (S); *C. sornayi* (SARCAR): Upper Hauterivian (S); *C. majoricensis* (NOLAN): late Lower Hauterivian (S); *C.* cf. *binelli* (ASTIER): Upper Hauterivian (SA, S); *C.* aff. *kraptshenensis* DIMITROVA: Upper Hauterivian (D); *C. emerici* LEVEILLE: Uppermost Hauterivian-Lower Barremian (T, D, Bv, S); *C.* n. sp. aff. *C. emerici* LEVEILLE: early Upper Barremian (S); *C. thiollierei* (ASTIER): Upper Hauterivian-Lower Barremian (D, S); *C.* ? *munieri* (SARASIN & SCHÖNDELMAYER): Upper Hauterivian (SA, D); *C.* ? *irregularis* n. sp.: early Upper Barremian (S); *C.* ? *monotuberculatus* n. sp: late Lower Hauterivian (S); (non *C. uhligi* SIMIONESCU = gastropod); *Himantoceras trinodosum* THIEULOY: Upper Valanginian (D, Bv); *Moutoniceras varusense* (D'ORBIGNY): late Lower Barremian (C); *Balearites balearis* (NOLAN): Upper Hauterivian (S); *Paracrioceras* cf. *orbignyi* (MATHERON): early Upper Barremian (S); *P.* cf. *barremense* (KILIAN): early Upper Barremian (S); *P. dolloi* (SARKAR): early Upper Barremian (S); *P.* sp. (= ? *Crioceras precrassispinum* (ROCH): early Upper Barremian (S); *Parancyloceras meridionale* n. sp.: Uppermost Barremian (D); *Karsteniceras* aff. *beyrichi* (KARSTEN): Lower Barremian (C); *K. pumilum* (UHLIG): Lower Barremian (D, S, C); *K. subtile* UHLIG: Lower Barremian (D, S, C) *K.* cf. *balernaense* RIEBER: Lower Barremian (C); *Leptoceras brunneri* (OOSTER): Uppermost Berriasian-Lower Valanginian (SA, R), Barremian (C); *L.* aff. *studeri* (OOSTER): Berriasian-Valanginian boundary (R); *L. sapunovi* (NIKOLOV): Lowermost Valanginian (R); *L. brunneriforme* n. sp.: Lower Barremian (D, S); *L. svinitense* n. sp.: Lower Barremian (S); *L. carpathicum* n. sp.: Lower Barremian (S); *Eoleptoceras wrighti* MANOLOV: Lower Barremian (S); *(E.)* cf. *parvulum* (UHLIG): Lower Barremian (D, S, C); *E. (E.)* aff. *fragile* (UHLIG): Lower Barremian (C); *Eolicteroceras silesiacum* VASICEK, WIEDM: Lower Barremian (S); *Hamulinites munieri* (NICKLES): Uppermost Hauterivian-Lowermost Aptian (D); *H. nicklesi* n. sp.: Uppermost Hauterivian (D); *Veleziceras* aff. *saharievae* (MANOLOV): Lower Barremian (S); *Veleziceras* sp.: Lower Barremian (S); *Acrioceras (A.)* aff. *tabarelli* (ASTIER): Upper Hauterivian-Lower Barremian (C, S); *A.* ? (? *A.*) cf. *karsteni* HOH.) UHLIG; Upper Barremian (C); *A.*? *(? A.) silesiacum* (UHLIG): Lower Aptian (C); *A. (A.) seringei* (ASTIER): Upper Hauterivian (S); *A. (Paraspinoceras) jourdani* (ASTIER): Upper Hauterivian (T, D, Bv, S); *A. (P.) pulcherrimum* (D'ORBIGNY): Upper Hauterivian (T, D, S), Lower Barremian (C); *A. (Pretacrioceras) ornatum alpinum* SARKAR: Uppermost Hauterivian (T); *A. (P.) sarkari* n. sp.: Upper Hauterivian (S); *A. (?P.)* aff. *breistrofferi* SARKAR: Upper Barremian (S); *A. (Aspinoceras)* aff. *dilatatum* (D'ORBIGNY): Upper Hauterivian-Lower Barremian (S); *A.* ? n. sp. aff. *Ancyloceras matheronianum* (D'ORBIGNY): Upper Bedoulian (NA); *Ancyloceras* cf. *vandenheckii* ASTIER: early Upper Barremian (D, S); *A. mojsisowicsi* (HAUG): early Upper Barremian (D); *Audouliceras muscelensae* nom. nov (= *A. thomeli* AVRAM, nomen preocupatum): Lower Bedoulian (D); *Lithancylus tirolensis* CASEY: Upper Barremian (D, S); *Dissimilites dissimilis* (D'ORBIGNY): late Lower Barremian (D, C); *D. trinodosus* (D'ORBIGNY): early Upper Barremian (D, S); *D.* cf. *brestakensis* (DIMITROVA): Barremian (D); *D. subalternatus* (BRESKOVSKI): Middle Barremian (D); *Drosinulites* n. sp.: Barremian (D, S); *Australiceras* sp. ex gr. *A. gigas* (SOWERBY): Bedoulian (D); *Ammonitoceras* n. sp. aff. *A. lahuseni* (SINZOW): Gargasian (NA); *Helicancylus* cf. *aequicostatus* (GABB): Upper Bedoulian (NA, C); *Hamiticeras* sp.: Upper Bedoulian (C); *Toxoceratoides royerianus* (D'ORBIGNY): Bedoulian (D, C); *T. emericianus* (D'ORBIGNY): Bedoulian (D), Gargasian (C); *T.* aff. *starkingi* (ANDERSON): Lower Bedoulian (D); *T. depressus* n. sp.: Lower Bedoulian (D). **Family Heteroceratidae**: *Colchidites* ? sp.: Upper Barremian (D, S); *Imerites giraudi* (KILIAN): Upper Barremian (D, S); *I. giraudi multicostatus* TOVBINA: Upper Barremian (S); *Eristavia dichotoma* (ERISTAVI): Upper Barremian (D, S); *E.* sp. aff. *tvishiensis* KAKABADZE: Upper Barremian (D); *Argvethites godoganiensis* ERISTAVI: Barremian-Aptian boundary (D); *A.* cf. *lashensis* ROUCHADZE: early Upper Barremian (S); *Simionescites princeps* AVRAM: Lower Bedoulian (D); *S. simionescui* AVRAM: Lower Bedoulian (D). **Family Hemihoplitidae**: *Pseudothurmannia* cf. *angulicostata* (D'ORBIGNY): Uppermost Hauterivian (S) (the examples cited from the Carpathian flysch are not identifiable); *P.* aff. *mortilleti* (PICTET & LORIOL): Uppermost Hauterivian (D); *P.* cf. *catulloi* (PARONA): Uppermost Hauterivian (S); *P. picteti* SAKAR (=*P. provencalis* WIEDMANN): Uppermost Hauterivian (D, S); *P. grandis* (BUSNARDO): Uppermost Hauterivian (D); *P. biassalense* DIMITROVA: Uppermost Hauterivian (S); *P. belimelense* DIMITROVA: Uppermost Hauterivian (S); *P.* cf. *pseudomalbosi* (SARASIN & SCHÖNDELMAYER): Uppermost Hauterivian (S); *P. simionescui* SARKAR: Uppermost Hauterivian (D); *Hemihoplites* cf. *heberti* (FALLOT): Upper Barremian (C). **Family Deshayesitidae:** *Turkmeniceras longicostatum* TOVBINA: Uppermost Barremian ? (S); *Prodeshayesites bodei* (v. KOENEN): Lowermost Bedoulian (S); *P. Pseudokiliani* CASEY: Lowermost Bedoulian (C); *Deshayesites weissiformis* BOGDANOVA: Lower Bedoulian (D); *D. weissi* (NEUMAYR & UHLIG): Lower Bedoulian (D, S); *D. luppovi* BOGDANOVA: Lower Bedoulian (D); *D. planicostatus*: Lower Bedoulian (D); *D. oglanlensis* BOGDANOVA: Lower Bedoulian (D); *D. forbesi* CASEY: Lower Bedoulian (D); *D. gracilis* CASEY: Lower Bedoulian (D); *D. multicostatus* CASEY: Lower Bedoulian (D); *D. latilobatus* (SINZOW): Lower Bedoulian (D, S); *D. planus* CASEY: Lower Bedoulian (D, S); *D. planus pyritosus* CASEY: Lower Bedoulian (D); *D. pygmaeus* CASEY: Lower Bedoulian (D);

Institutul Geologic al României

D. saxbyi CASEY: Lower Bedoulian (D); *D. normani* CASEY: Lower Bedoulian (D); *D. topleyi* CASEY: Lower Bedoulian (D); *D. euglyphus*: Lower Bedoulian (D); *D. bogdanovae* n. sp. (= *D. consobrinus* D'ORB., in BOGDANOVA, 1979): Lower Bedoulian (D); *D. similis* BOGDANOVA: Lower Bedoulian (D); *D. borowae* UHLIG: Lower Aptian (C); *D. involutus* SPATH: Lower Aptian (C); *D. flexuosus* CHIRIAC: Lower Aptian (SD); (*D. mirabilis* CASEY, *D. consobrinoides* (SINZOW) and *D.* aff. *strigosus* CASEY, cited in Romanian literature are not identifiable or are missing in repositories); *Dufrenoyia notha* CASEY: Upper Bedoulian (NA, C); *D. scalata* CASEY: Upper Bedoulian (NA); *D. dufrenoyi* (D'ORBIGNY): Upper Bedoulian (C); *D. praedufrenoyi* CASEY: Upper Bedoulian (NA, C); *D. discoidalis* CASEY: Upper Bedoulian (NA; C); *D. transitoria* CASEY: Upper Bedoulian (C); *D. mackesoni* CASEY: Upper Bedoulian (C); (*D. furcata* (SOWERBY), cited from the Carpathian flysch is based on unidentifiable examples). **Family Douvilleiceratidae**: *Paraspiticeras guerinianum* (UHLIG): Uppermost Hauterivian (D, S); *P. pachyciclum* (UHLIG): Upper Hauterivian (S); *P. percevali* (UHLIG): ? Barremian (D); *Procheloniceras albrechtiaustriae* ((HOH.) UHLIG): Lowermost Aptian (D); *P. amadei* (HOH.) UHLIG: Barremian-Aptian boundary (S); *P. sporadicum* (ROUCHADZE) : Lowermost Aptian (D); *Cheloniceras cornuelianum* (D'ORBIGNY): Lower Aptian (NA); *C. seminodosum* (SINZOW): ? Lower Aptian (C); *C. quadratum* CASEY: Lower Aptian (NA); *Megatyloceras pershanense* PAULIUC & GRĂDINARU: Lower Aptian (C); *M. ramadanicum* (CHIRIAC): Lower Aptian (SD); *Epicheloniceras martini* (D'ORBIGNY): Middle Aptian (NA); *Parahoplites grossouvrei* JACOB (= *D. borowae* in PATRULIUS, 1969): Middle Aptian (C); *P. multicostatus* SINZOW: Middle Aptian (C); (*P. steinmanni* JACOB, *P. subcampichei* SINZOW and *P. grassouvrei* JACOB, cited in literature, belong to other genera or were not met in repositories); *Acanthohoplites aschiltaensis* ANTHULA: Middle Aptian (C); *A. aschiltaensis rotundatus* SINZOW: Uppermost Aptian (SD); *A. laticostatus* SINZOW: Aptian (C); *A. multispinatus* (ANTHULA): Upper Aptian (R, S, C) (*A. trautscholdi* SIM., BAC. & SOR. and *A.* ex gr. *bergeroni* SEUNES, cited from the Carpathian flysch were not met in repositories); *Immunitoceras uhligi* (ANTHULA): Uppermost Aptian (NA, SD); *Nolaniceras nolani* SEUNES: Upper Aptian (C); *N.* ? *nolani crassus* SINZOW: Upper Aptian (C); *Colombiceras (C.) tobleri discoidalis* (SINZOW): Bedoulian (NA, C); *C. (C.) subpeltoceratoides* (SINZOW): Upper Bedoulian (NA, C); *C. (C.) sinzowi* KASANSKI: early Middle Aptian (C); *C. (Egoianiceras) angulatum* EGOJAN: Upper Bedoulian (C); *C. (E.) multicostatum* AVRAM: Upper Bedoulian (NA, C); *Hypacanthoplites milletianus* (D'ORBIGNY): Lowermost Albian (SD); *H. nolaniformis* (NATZKY) GLAZUNOVA: Upper Aptian (SA); *H. simmsi* (FORBES): Uppermost Aptian (SD) (*H. discoidalis* CHIRIAC is unidentifiable); *Douvilleiceras mammillatum* (SCHLOTHAIM): late Lower Albian (SD); *D. alternans* CASEY: late Lower Albian (SD); *D. inaequinodum* (QUENSTEDT): late Lower Albian (R) (= *D. mammillatum* in MUTIHAE, 1970) (*D. monile* (SOWERBY) and *S. inaequicostatum* CHIRIAC are too fragmentary or eroded for a good identification).

Institutul Geologic al României

REGIUNEA SVINIŢA – ARIE DE REFERINŢĂ PENTRU STUDIILE PALEONTOLOGICE/BIOSTRATIGRAFICE
SVINIŢA REGION – A REFERENCE AREA FOR THE PALEONTOLOGIC/BIOSTRATIGRAPHIC STUDIES

E. AVRAM

Dintre toate ariile deja protejate sau doar propuse pentru a fi protejate în studiul geologic realizat pentru "Parcul National Porţile de Fier" (raport nepublicat, păstrat în arhiva IGR, Bucureşti), regiunea Sviniţa este cea mai importantă datorită bogăţiei în fosile şi continuităţii stratigrafice a depozitelor sale jurasice şi cretacice. Aceste depozite se aştern, în discontinuitate, peste formaţiuni paleozoic superioare şi sunt păstrate doar pe arii restrânse în împrejurimile satului Sviniţa (unde formează un monoclin cu cădere spre sud-vest, către malul Dunării), apoi imediat către nord, la Zelişte (în compartimentul nordic, ridicat, al faliei Sviniţa), apoi în vârful munţilor, la Ravnişte, şi, în sfârşit, în sectorul Munteana-valea Sirinia, unde ele sunt cutate şi incomplete (fig. 1).

După datele actuale, principalele puncte fosilifere din regiunea Sviniţa sunt situate după cum urmează:

– în depozite jurasic inferioare, mai precis în intercalaţiile grezoase-argiloase ale succesiunii, în principal detritice, în facies de Gresten, la Munteana, unde au fost recoltaţi amoniţi, belemniţi şi brachiopode;

– în depozitele jurasic medii (Bathonian-Callovian inferior) de pe pârâul Saraorski, unde stratul fosilifer, gros de cca. 15 cm şi foarte bogat in amoniţi, este încadrat de calcare oolitice feruginoase; acest punct este singurul protejat oficial (rezervaţie geologică) din întreaga regiune;

– în depozitele jurasic superioare (până la Tithonicul inferior), constând din calcare nodulare cu intercalaţii de radiolarite, bine expuse la nord şi nord-est de satul Sviniţa, până la pârâul Saraorski; acestea au oferit mai ales macrofosile kimmeridgiene şi tithonic inferioare: amoniţi, belemniţi şi brachiopode;

– în depozitele tithonic terminal-cretacic inferioare din jurul localităţii Sviniţa, constând dintr-o formaţiune calcaroasă, cu accidente silicioase (în facies Majolica), de vârstă tithonic superior-hauteriviană, urmată de o entitate litostratigrafică calcaroasă-marnocalcaroasă-marnoasă, de vârstă hauterivian superior-apţian inferioară, la partea ei superioară, de asemenea detritică (Fig. 2); secvenţa valanginian-

Among all the already protected or only proposed to be protected areas by the geological study for the "Iron Gates National Park" (unpublished report, archives of the G.I.R., Bucharest), Sviniţa region is the most important for its almost continuous and rich in fossils Jurassic and Cretaceous deposits. These deposits lie unconformably on the Upper Paleozoic formations and are preserved in the Sviniţa village area (as a monoclyne, falling south-westwards, to the Danube bank), then immediately northwards, at Zelişte (compartment uplifted north of the Sviniţa fault), afterwards on the top of the mountains, at Ravnişte, and finally, in the Munteana-Sirinia Valley areal, where they are folded and incomplete (Fig. 1).

As known up to day, the main fossiliferous sites in the Sviniţa region are located as follows:

– in the Lower Jurassic deposits, namely in the sandstone-clayey interbeds of the mainly detrital succession of Gresten facies, at Munteana, where ammonites, belemnites and brachiopods were recorded;

– in the Middle Jurassic (Bathonian-Lower Callovian) ones, on the Saraorski Valley, where a very rich in ammonites fossiliferous bed, some 15 cm thick, is hosted by a ferruginous oolithic limestone; this site is the only officially protected in the whole region;

– in the Upper Jurassic (up to the Lower Tithonian) deposits, consisting of nodular limestones with radiolarite interbeds, well exposed north and northeast of the Sviniţa village up to the Saraorski Valley; they yielded especially Kimmeridgian and Lower Tithonian macrofossils: ammonites, belemnites and brachiopods;

– in the Uppermost Tithonian and Lower Cretaceous rock-sequence around the Sviniţa village, consisting of an Upper Tithonian-Lower Hauterivian calcareous-cherty formation (of Majolica facies), followed by an Upper Hauterivian-Albian limy-marlstone-marly lithostratigraphical unit, in its upper part also detrital (Fig. 2); the Valanginian-Lower Aptian deposits are generally macrofossiliferous, but very rich in ammonitres and belemnites in the Hauterivian-Lower Aptian interval; microfossil

Institutul Geologic al României

apţian inferioară este în general macrofosiliferă, dar fosilele (mai ales amoniţi şi belemniţi) sunt deosebit de frecvente în intervalul Hauterivian-Apţian inferior; asociaţii de microfosile (dinoflagellate, nannofosile, radiolari şi tintinnide) au fost, de asemenea, evidenţiate, cele mai multe dintre acestea în depozitele pelagice de vârstă tithonic superior-hauteriviană.

Regiunea satului Sviniţa, la sud de falia omonimă, a fost preferată pentru studiile biostratigrafice asupra Cretacicului datorită prezenţei aici a unor succesiuni mai complete, mai continui şi lipsite de deranjamente tectonice sau depoziţionale. În acest areal au fost propuse ca rezervaţii geologice/paleontologice două secţiuni: pe pârâul Tiganski şi pe pârâul Vodiniciki (=Morilor), dar nici una dintre acestea nu a fost recunoscută oficial, ca atare, până în prezent.

În ultimii ani regiunea satului Sviniţa a fost luată în considerare ca arie de referinţă pentru corelare de facies (pelagic) şi biostratigrafică, de către proiectul IGCP nr. 262 "Corelarea Cretacicului din domeniul Tethys", secţiunile-referinţă fiind stabilite astfel: în versantul din dreapta pârâului Murguceva (notat "M" în fig. 2), de-alungul şoselei Orşova-Sviniţa între văile Iordumovacia şi Vodiniciki (Hw în aceeaşi figură) şi pe pârâul Vodiniciki (V), unde este bine expusă succesiunea berriasian-hauterivian inferioară (în M) şi respectiv berriasian-apţian bazală (în Hw şi V).

Mai mult, grupul de lucru asupra etajului Barremian din cadrul Subcomisiei Internaţionale asupra Cretacicului (IUGS) a acceptat ca în regiunea satului Sviniţa să fie stabilită o secţiune-tip pentru limita dintre etajele Hauterivian-Barremian. În acest sens, cu acordul Academiei Române/Secţia de Ştiinţe Geonomice, se fac în prezent demersuri pentru obţinerea aprobărilor oficiale ca una dintre secţiunile geologice din regiune, care traversează limita menţionată, să fie deschisă studiilor biostratigrafice şi paleomagnetice internaţionale.

assemblages (of dinoflagellates, nannofossils, radiolarians and tintinnids) were also emphasized, most of them in the Upper Tithonian-Hauterivian pelagic deposits.

For the biostratigraphic studies on the Lower Cretaceous, the Sviniţa village area south of the Sviniţa fault was preferred because of its successions more complete, continuous and deprived of tectonic and sedimentary disturbances. There, two geologic/paleontologic protected sections were proposed: the former, on the Tiganski Valley and the latter on the Vodiniciki (Morilor) Valley, but none of them was accepted up to now.

In the last years, the Sviniţa village area was taken into consideration as a reference area for pelagic facies and biostratigraphic correlations by the IGCP Project 262 "Tethyan Cretaceous Correlations", the reference sections being chosen on the right side of the Murguceva Valley (noted M in the figure 2), along the Orşova-Sviniţa highway between the Iordumovacia and Vodiniciki valleys (Hw in the same Figure) and on the Vodiniciki Valley (V), where the Berriasian-Lower Hauterivian (M) and, respectively, the Berriasian-Lower Aptian (Hw, V) succession is better exposed.

Moreover, the working group on the Barremian stage of the International Subcommission on Cretaceous (IUGS) accepted the Sviniţa village area as a candidate for the type-section of the Hauterivian-Barremian stage boundary.

With the agreement of the Romanian Academy of Sciences/Dept of Geonomic Sciences, the official approvals are to be obtained, to make one of the sections there crossing the Hauterivian-Barremian boundary ready for international biostratigraphic and paleomagnetic studies.

Institutul Geologic al României

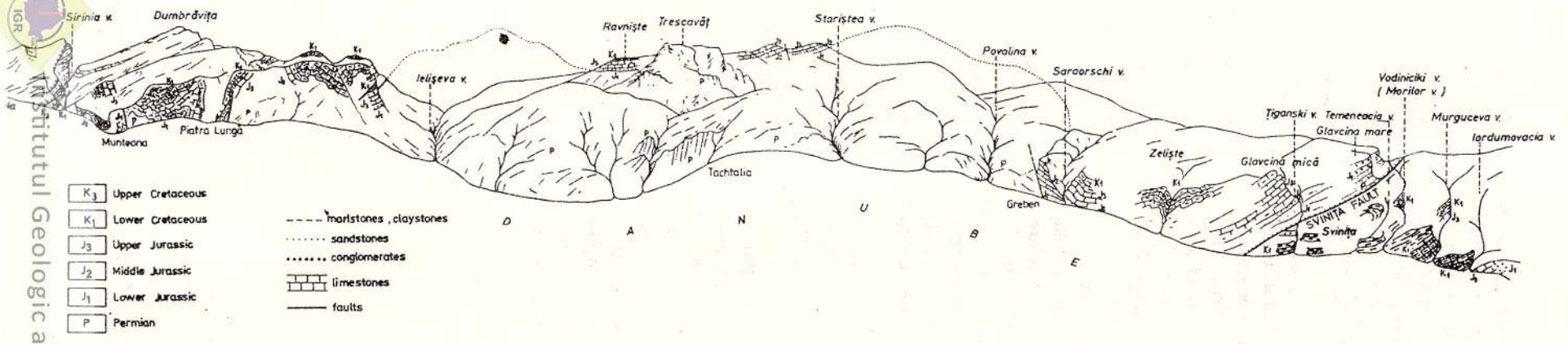


Fig. 1 – Vedere panoramică asupra versantului stâng al Dunării între Sviniţa şi Cozla (după Codarcea et al., 1961, modificat).
Panoramic view of the left slope of the Danube between Sviniţa and Cozla (after Codarcea et al., 1961, modified).

Institutul Geologic al României

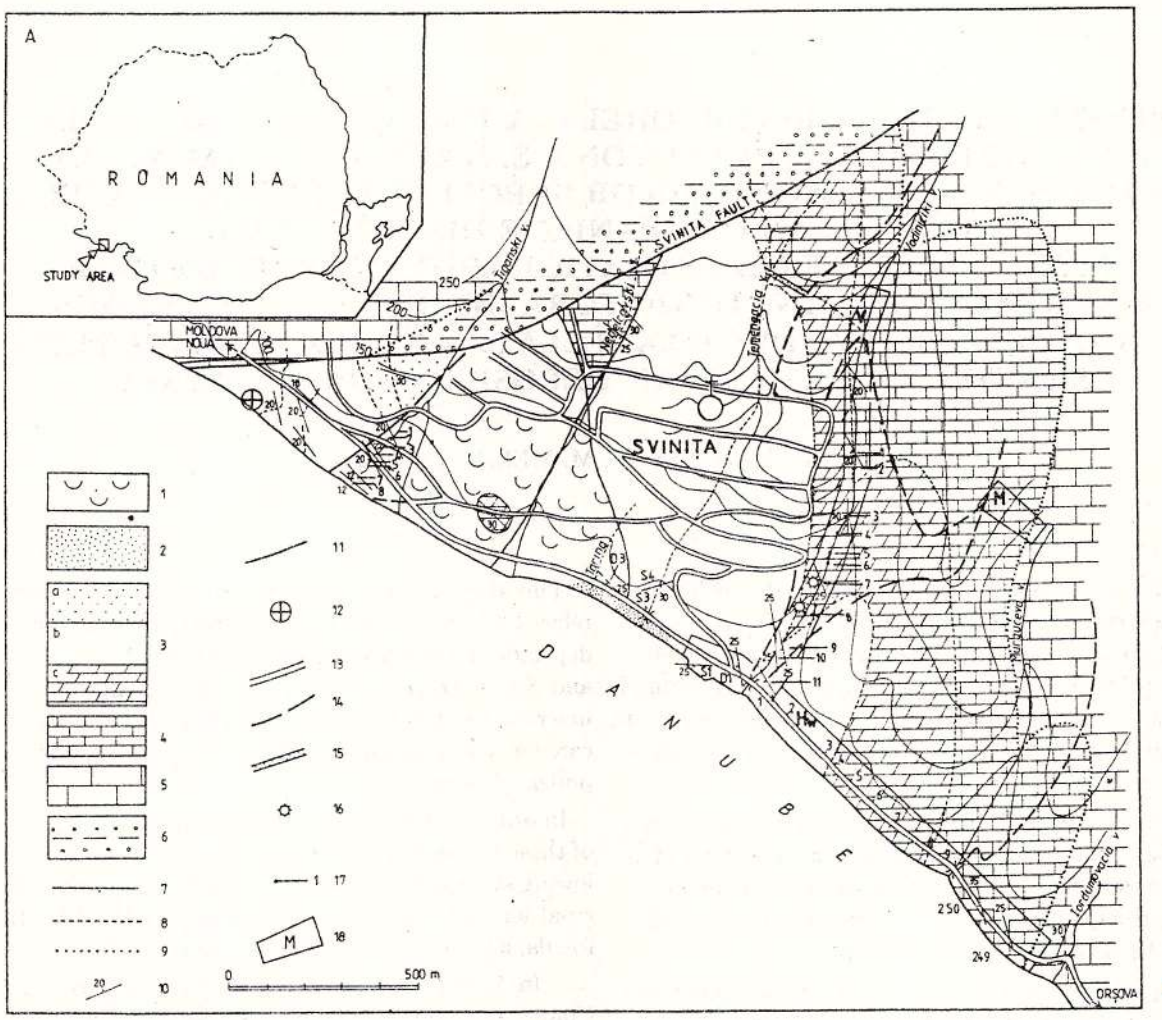


Fig. 2 – Harta geologică a regiunii satului Sviniţa (după Avram, 1994). Legenda: 1, depozite cuaternare (gravelite); 2, depozite neogene; 3, Formaţiunea de Sviniţa: a, Subformaţiunea de Tiganski (Apţian superior-Albian, gresii marnoase şi marne grezoase de culoare cenuşiu închis), b, Subformaţiunea de Temeneacia (Barremian-Apţian inferior, marnocalcare cu intercalaţii de marne şi argile), c, Subformaţiunea de Vodiniciki (Hauterivian superior-Barremian bazal, calcare argiloase cenuşii, stratificate, lipsite de accidente silicioase, cu intercalaţii progresiv mai frecvente către partea superioară, de marnocalcare şi marne); 4, Formaţiunea de Murguceva (Berriasian-Hauterivian inferior, calcare argiloase cenuşii stratificate, cu accidente silicioase; 5, depozite jurasice (până la Tithonicul inferior); 6, depozite permiene; 7, limită între depozite cuaternare; 8, limită normală între formaţiuni; 9, limită de discontinuitate stratigrafică; 10, poziţie de strat; 11, falie, 12, biserica veche a satului; 13,şosele/străzi; 14, cărări; 15, şant; 16, mori de apă; 17, nivele fosilifere; 18, suprafeţe selectate pentru studiile biostratigrafice. A, Poziţia regiunii Sviniţa pe teritoriul României.

Fig. 2 – Geological map of the Sviniţa village area (after Avram, 1994). Legend: 1, Quaternary deposits (gravelites); 2, Neogene deposits; 3, Sviniţa Formation: a, Tiganski Member (Upper Aptian-Albian dark grey marly sandstones and sandy marlstones), b, Temeneacia Member (Barremian-Lower Aptian marlstones, with marly and clayey interbeds), c, Vodiniciki Member (Upper Hauterivian-Lowermost Barremian bedded grey-clayey chertless limestones, with progressively more frequent upward marly limestones and marlstone/marly interbeds); 4, Murguceva Formation (Berriasian-Lower Hauterivian bedded grey cherty clayey limestones); 5, Jurassic deposits (up to the Lower Tithonian); 6, Permian deposits; 7, boundary of the Quaternary deposits; 8, normal boundary between formations; 9, disconformities; 10, bed positions; 11, faults; 12, the old church of the village; 13, roads/streets; 14, paths; 15, ditch; 16, water-mills; 17, fossiliferous layers; 18, areas selected for the biostratigraphic studies. A, Location of the Sviniţa region within the Romanian territory.

Institutul Geologic al României

BIOSTRATIGRAFIA INTERCORELATĂ PE BAZA MACROFAUNEI, FORAMINIFERELOR PLANCTONICE, NANNOPLANCTONULUI CALCAROS, DINOFLAGELATELOR ŞI POLENULUI ÎN DEPOZITELE SANTONIAN-CAMPANIENE DIN ROMÂNIA

INTERCORRELATED BIOSTRATIGRAPHY ON THE BASIS OF MACROFAUNA PLANCTONIC FORAMINIFERA, CALCAREOUS NANNOPLANKTON, DINOFLAGELLATE AND POLLEN FOR THE SANTONIAN-CAMPANIAN DEPOSITS FROM ROMANIA

J. ION, E. ANTONESCU, M. MELINTE, L. SZASZ

Acest studiu este o primă tentativă de realizare a unei biostratigrafii intercorelate pe baza macrofaunei (Szasz), foraminiferelor planctonice (Ion), nannoplanctonului calcaros (Melinte), dinoflagelatelor şi polenului (Antonescu) în depozitele santonian-campaniene din Carpaţii Meridionali, Carpaţii Orientali şi Dobrogea de Sud.

Pentru definirea limitelor şi subdiviziunilor celor două etaje în depozitele din România au fost recunoscute/nou stabilite următoarea succesiune de bioevenimente principale şi auxiliare, intercorelate/combinate, oferite de aceste organisme fosile (fig.):

– Depozitele coniaciene şi ale Santonianului bazal lipsesc în Dobrogea de Sud. În Carpaţi limita Coniacian-Santonian este incert caracterizată din punct de vedere biostratigrafic. Ea ar fi situată sub sau deasupra nivelelor cu *Parapuzosia daubreei*, iar palinologic ar putea fi marcată de prima apariţie a genului *Isabelidinium* şi a speciei *Suemeghipollis triangularis*. Partea superioară a Coniacianului superior şi cea bazală a Santonianului inferior sunt caracterizate prin aceeaşi asociaţie de foraminifere planctonice aparţinând zonei Dicarinella asymetrica sau/şi respectiv subzonei Contusotruncana fornicata. Din punct de vedere al nannoplanctonului, această limită este situată în intervalul dintre prima apariţie a speciei *Micula concava* şi/sau *Lithastrinus grillii* şi prima apariţie a speciei *Reinhardtites anthophorus*.

– În partea relativ mediană a Santonianului inferior, în Carpaţi şi Dobrogea de Sud, are prima apariţie *Globotruncana bulloides* (marcând limita inferioară a subzonei G. bulloides), apoi *Contusotruncana manaurensis* urmată de *Globotruncana linneiana*. În Carpaţi aceste evenimente date de foraminiferele planctonice au fost întâlnite în strate cu nannoplanctonul zonei R. anthophorus, iar în Dobrogea de Sud în strate cu macrofauna incluzând *Micraster coranquinum*, *Gibbaster belgicus*, *Echinocorys vulgaris*, etc.

This study is a first attempt at achieving an intercorrelated biostratigraphy for the Santonian-Campanian deposits of the East Carpathians, South Carpathians and South Dobrogean domains of Romania based on macrofauna (Szasz), planktonic foraminifera (Ion), calcareous nannoplankton (Melinte), dinoflagellate and pollen (Antonescu).

In order to define the boundary and the subdivisions of these two stages in the deposits of Romania, the following succession of the intercorrelated combined principal and auxiliary marker bioevents offered by these fossils, are recognised/newly-established (see figure):

– In South Dobrogea, the Coniacian bazal-Lower Coniacian deposits are lacking. In the Carpathians, the Coniacian-Santonian boundary is uncertainly biostratigraphically characterised. It lies below or above the levels with *Parapuzosia daubreei* and palynologically it could be marked by the first occurrence of the dinoflagellate genus *Isabelidinium* or of the pollen species *Suemeghipollis triangularis*, these two events marking also the lower boundary of two synchronous zones which characterise the whole Santonian. Concerning the planktonic foraminifera, the uppermost part of the Upper Coniacian and the basal Lower Santonian are characterised by the same assemblage, of the Dicarinella asymetrica Zone and/or of the Contusotruncana fornicata Subzone respectively. Based on the nannoplankton, this boundary is situated in the interval between the first occurrence of *Micula concava* and/or *Lithastrinus grillii* and the first occurrence of *Reinhardtites anthophorus*.

– In the relative middle part of the Lower Santonian, in the Carpathians and South Dobrogea is reported the successive first occurrence of *Globotruncana bulloides* (event which marks the lower boundary of the G. bulloides Subzone), then of *Contusotruncana manaurensis* and then of *Globotruncana linneiana*. In the Carpathians, the strata with these bioevents include

Institutul Geologic al României

– Limita Santonian inferior-Santonian superior în ambele domenii de sedimentare poate fi marcată prin ultima apariţie a speciei *Marginotruncana paraconcavata* (sensul Porthault, 1967). În Carpaţi această specie lipseşte începând cu stratele care urmează, incluzând topul range-ului speciei *Texanites collignoni*, sau în Dobrogea de Sud conţinând macrofauna santonian superioară cu *Inoceramus muelleri, I. muelleri recklingensis, I. muelleri* div. ssp., *I.* cf. *platycephalus, I. simpsoni, Offaster pilula, Isomicraster* cf. *stelleyi.*

– Urmează, în cadrul Santonianului superior, o succesiune de bioevenimente: prima apariţie a speciei *Lucianorhabdus cayeuxii* (marcând limita inferioară a zonei L. cayeuxii, pentru nannoplancton), apoi cea a speciei *Globotruncana arca* (marcând limita inferioară a subzonei G. arca, pentru foraminiferele planctonice) împreună cu *Globotruncanita stuartiformis*, urmează imediat prima apariţie a speciei *Globotruncana orientalis* dintre foraminiferele planctonice şi apoi cea a nannoplanctonului *Calculites obscurus* (marcând limita inferioară a zonei C. obscurus împreună, în Carpaţi, cu *Orastrum campanensis.* În ceea ce priveşte numai nannoplanctonul, în Carpaţi specia *Eprolithus floralis* este prezentă şi deasupra primei apariţii a speciei *Calculites obscurus*, pe când în Dobrogea de Sud ea dispare odată cu acest eveniment; primele specimene de *Aspidolithus parcus parcus* se cunosc în ambele domenii de sedimentare începând din primele strate cu nannoplanctonul zonei C. obscurus.

– Mai sus, în partea superioară a Santonianului superior, în ambele domenii persistă asociaţia de foraminifere a subzonei G. arca şi respectiv a părţii terminale a zonei D. asymetrica, nannoplanctonul zonei C. obscurus, dinoflagelatele zonei Isabelidinium spp. şi/sau polenul zonei S. triangularis.În Carpaţii Meridionali, pentru partea superioară a Santonianului superior din punct de vedere al macrofaunei se cunosc stratele cu *Baculites incurvatus*, urmate de stratele cu asociaţia santonian superioară cu *Micraster fastigatus* şi *M. coranquinum* şi apoi de cele cu asociaţia părţii terminale a Santonianului superior incluzând *Inoceramus (Platyceramus) platinus*, inocerami din grupul *I. (Sphenoceramus) lingua-angustus-patootensiformis, I. (Cordiceramus) bueltensis arnoldi, Hauericeras gardeni, Pachydiscus* cf. *cayeuxi.* Toate aceste strate conţin şi foraminiferele, microflora şi nannoflora arătată mai sus. Este de notat însă că ultimele specimene (in situ?) de *Eprolithus floralis* au fost întâlnite în stratele cu *M. fastigatus*; stratele cu *I. platinus* şi *I. (S.)* ex. gr. *lingua-angustus-patootensiformis*, sunt în facies fără *Dicarinelle concavata* şi *D. asymetrica* (facies fără "concavate").

– Limita Santonian-Campanian, în Carpaţi şi Dobrogea de Sud, este marcată prin ultima apariţie a speciei *Dicarinella asymetrica* şi/sau prin prima

also the nannofossils of the Reinhardtites anthophorus Zone and in South Dobrogea the macrofauna with *Micraster coranquinum, Gibbaster belgicus, Echinocorys vulgaris*, etc.

The Lower-Upper Santonian boundary in both domains could be determined by the last occurrence of *Marginotruncana paraconcavata* (sensu Porthault, 1967) foraminiferal species, which takes place within the median part of the D. asymetrica Zone/lower part of the G. bolloides Subzone, and in the Carpathians within the strata including nannofossils of R. anthophorus Zone, too. In the Carpathians, beginning with the levels which in our case contain the top of the *Texanites collignoni* species range, and in South Dobrogea beginning with the first levels with the Upper Santonian macrofauna containing *Inoceramus muelleri* div. spp., *I. muelleri recklingensis* etc., the species *M. paraconcavata* does no longer exist..

There follows within the Upper Santonian the successive first occurrence of *Lucianorhabdus cayeuxii* (event that marks the lower boundary of the L. cayeuxii Zone of nannofossils) then of *Globotruncana arca* (marking the lower boundary of G. arca Subzone of foraminifera), together with *Globotruncanita stuartiformis*, then of *Globotruncana orientalis* followed by *Calculites obscurus* (event which marks the lower boundary of the C. obscurus Zone of nannofossils) together with *Orastrum campanensis* in the Carpathians. Concerning the nannofossil only, in the South Dobrogea the last occurrence of *Eprolithus floralis* is concomitently with the first occurrence of *C. obscurus*, while in the Carpathians this species persists (in situ?) above this appearance: the first specimens of *Aspidolithus parcus parcus* are known in both domains within the first levels containing *C. obscurus.*

– Higher, in the upper part of the Upper Santonian, in both domains, persist the foraminifera of the terminal part of the D. asymetrica Zone and/or of the G. bulloides Subzone respectively, nannofossils of the C. obscurus Zone and, known only in the Carpathians, the microflora of Isabelidinium spp. Zone and/or of S. triangularis Zone. In the Carpathians, for the upper part of the Upper Santonian are reported the strata with *Baculites incurvatus* followed by the strata with the Upper Santonian assemblage including *Micraster fastigatigus* and *M. coranquinum* and finally the strata with the terminal Upper Santonian macrofauna including *Inoceramus (Platyceramus) platinus*, and *Inoceramus (Sphenoceramus)* ex. gr. *lingua-angustus-patootensiformis.* All these strata include the microfauna, microflora and nannoflora mentioned above. It is worth noting that the last (in situ?) *Eprolithus floralis* has been recorded in the strata with *M. fastigatus*; the strata with *I. (Pl.) platinus* and *I. (S.)* ex. gr. *lingua-angustus-patootensiformis* are in facies devoid

Institutul Geologic al României

apariţie a speciei *Globotruncanita elevata*. Dar primul eveniment este complementar iar cel de-al doilea este principal (marcând limita inferioară a zonei Gt. elevata) deoarece există şi faciesuri fără "concavate". În corelare cu aceste evenimente date de foraminiferele planctonice, din punct de vedere al nannoplanctonului această limită este situată în cadrul zonei C. obscurus. Pe baza microflorei nu avem încă nici un criteriu pentru definirea ei.

– În cadrul părţii inferioare a Campanianului inferior, cu foraminiferele zonei Gt. elevata, în ambele domenii de sedimentare a fost identificată prima apariţie a nannoplanctonului *Aspidolithus parcus constrictus* (marcând debutul zonei A. parcus constrictus). În Carpaţi acest eveniment a fost întâlnit în depozitele care urmează deasupra stratelor cu *I. (Pl.) platinus* şi *I. (S.)* ex. gr. *lingua-angustus-patootensiformis* aparţinând Santonianului terminal.

– În Carpaţi urmează în cadrul părţii superioare a Campanianului inferior cu foraminiferele zonei Gt. elevata şi nannoplanctonul Zonei A. parcus constrictus, un prag palinologic dat de prima apariţie a speciei *Pseudopapilopollis praesubhercynicus* şi a genului *Triporopollenites, Subtriporopollenites, Proteacidites*, ca pollen (evenimente ce marchează limita inferioară a zonei Ps. praesubhercynicus), ca şi a dinoflagelatelor aparţinând speciilor *Dinogymnium euclaense* şi . *D. majus* (evenimente ce marchează limita inferioară a zonei Odontochtina operculata) şi genului *Chatangi-*

of *Dicarinella asymmetrica* and *D. concavata* (without "concavates").

– The Santonian-Campanian boundary in the Carpathians and South Dobrogea is marked by the last occurrence of *Dicarinella asymetrica* and/or by the first occurrence of *Globotruncanita elevata*.

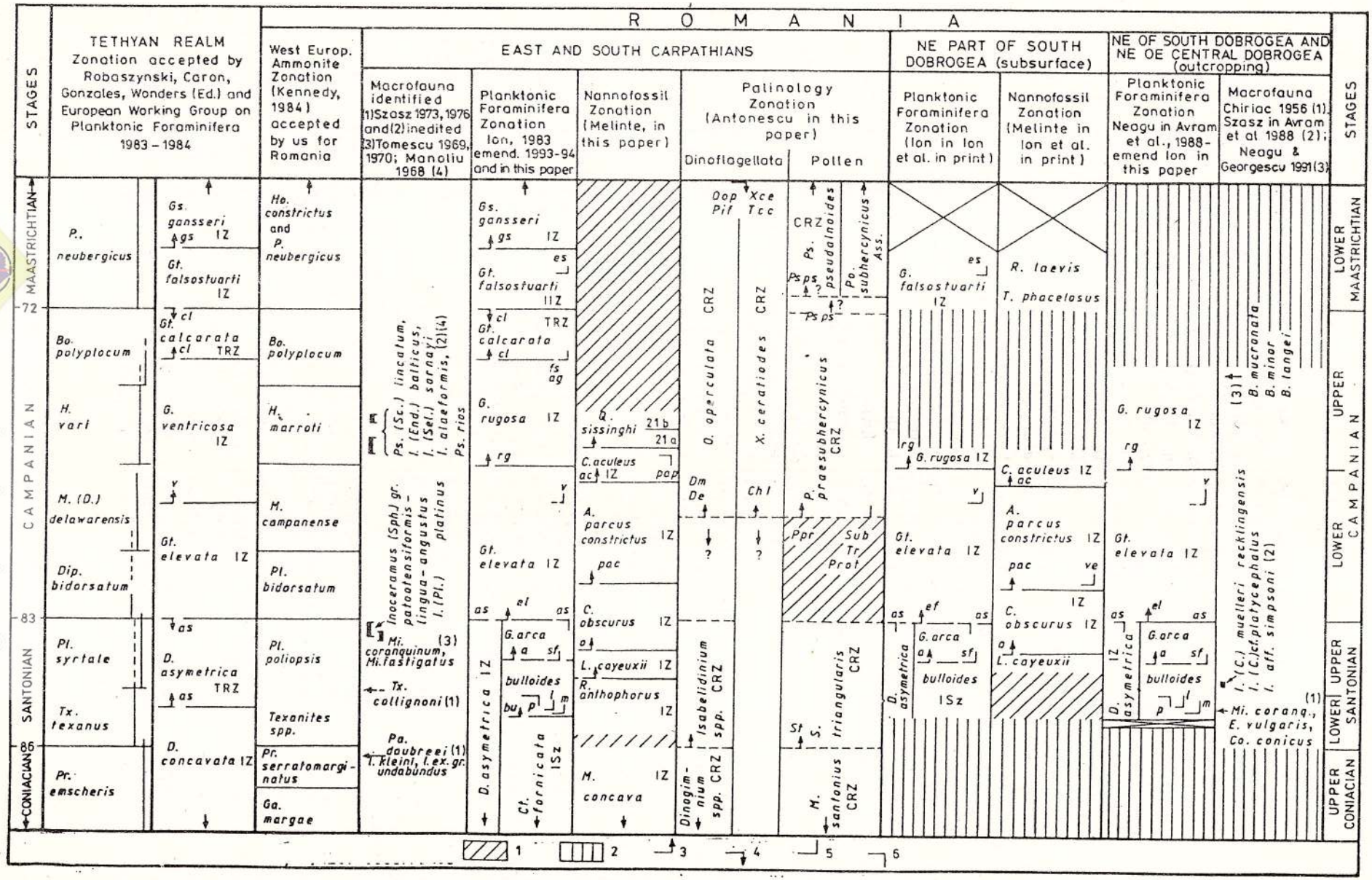
But the former foraminiferal event is complementary and the latter is principal (and marks the lower boundary of the Gt. elevata Zone) there existing also facies without "concavates". By intercorrelation with these bioevents, in point of view of the nannoplankton this boundary lies within the Calculites obscurus Zone. Concerning the microflora it is not specified yet.

– Within the lower part of the Lower Campanian strata with the foraminifera of the Gt. elevata Zone, in both domains is reported the first occurrence of *Aspidolithus parcus constrictus*. In the Carpathians this nannofossil event has been recorded in the deposits including *Gt. elevata* assemblage, situated above of the terminal Upper Santonian strata with *I. (Pl.) platinus* and *I. (S.)* ex. gr. *lingua-angustus-patootensiformis*.

– In the Carpathians within the upper part of the Lower Campanian containing the foraminifera of the Gt. elevata Zone a palynological change is marked by the first occurrence of the pollen species *Pseudopapilopollis praesubhercynicus* and of the genera *Triporopollenites, Subtriporopollenites, Proteacidites*, (events which mark the lower boundary of the Ps.

Fig. – Intercorrelated biostratigraphy of the Santonian and Campanian in the East and South Carpathians and South Dobrogea (Romania) based on macrofauna, planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton, dinoflagellates and pollen (Ion et al., in this study):
1, Not investigated; 2, Hiatus. Boundary marker bioevent for zone and sobzone: 3, First occurrence; 4, Last occurrence. Auxiliary marker bioevent: 5, First occurrence; 6, Last occurrence.
Key to fossil symbols. Macrofauna: B, *Belemnitella*; Bo, *Bostrychoceras*, Co, *Conulus*; Dip, *Diplacmoceras*; E, *Echinocorys*; H, *Hoplitoplacenticeras*;Ho, *Haploscaphites*; Ga *Gauthiericeras*; I, *Inoceramus*; Mi, *Micraster*, M (D), *Menabites (Delavarella)*; P, *Pachydiscus*; Pa, *Parapuzosia*; Pl., *Placenticeras*; Pr, *Protexanites*; Ps, *Pseudoxybeloceras*; Tx, *Texanites*. Planktonic foraminifera: Ct, *Contusotruncana*; fo, *Ct. fornicata*; 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*; l, *G. linneiana*; o, *G. orientalis*; rg, *G. rugosa*; v, *G. ventricosa*; Gt, *Globotruncanita*; cl, *Gt. calcarata*; el, *Gt. elevata*; sf, *Gt. stuartiformis*; Gs, *Gansserina*; Gs, *Gs. gansseri*; M, *Marginotruncana*; p, *M. paraconcavata*. Calcareous Nannoplankton: A, *Aspidolithus*; pac, *A. parcus constrictus*; pap, *A. parcus parcus*; Ca, *Calculites*; o, *C. obscurus*; C, *Ceratolithoides*; ac, *C. aculeus*; ve, *C. verbeekii*; fl, *Eprolithus floralis*; M, *micula*; L, *Lucianorhabdus*; cy, *L. cayeuxii*; R, *Reinhardtites*; an, *R. anthophorus*; Q, *Quadrum*; si, *Q. sissinghii*. Dinoflagellates: D, *Dinogymnium*; De, *D. euclaense*; Dm, *D. majus*; Ch, *Chatangiella*; I, *Isabelidinium*; O, *Odontochitina*; Oop, *O. operculata*; Pif, *Palaeohystrichophora infusorioides*; Tcc, *Trichodinium castaneum*; X, *Xenascus*; Xce, *X. ceratioides*. Pollen: M, *Megatriopollis*; Po, *Pompeckjoidaepollenites*; P, *Pseudopapilopollis*; Ppr, *P. praesubhercynicus*; Ps, *Pseudotrudopollis*; Psps, *Ps. pseudalnoides*; Prot, *Proteacidites*; S, *Suemeghipollis*;St, *S. trianggularis*; Sub, *Subtriporopollenites*; Tr, *Triporopollenites*.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

ella împreună cu diferite specii de *Isabelidinium* (evenimente marcând limita inferioară a zonei Xenascus ceratioides).

– În Carpaţi şi Dobrogea de Sud urmează în cadrul părţii foarte superioare a Campanianului inferior prima apariţie a speciei *Globotruncana ventricosa* (specimene foarte rare), dintre foraminifere, şi a speciei *Geratolithoides aculeaus* dintre nannoplancton (eveniment care marchează limita inferioară a zonei C. aculeus).

– Limita Campanian inferior-Campanian superior, în ambele domenii de sedimentare este marcată prin prima apariţie a speciei *Globotruncana rugosa*, dintre foraminifere (eveniment ce marchează limita inferioară a zonei G. rugosa). În Carpaţii Meridionali acest bioeveniment are loc puţin înaintea unor strate cu macrofauna campanian superioară cu *Inoceramus alaeformis, I. (Endocostea) balticus, I. (Selenoceramus) sornayi, I. sagensis, Belemnitella mucronata*, sau în baza stratelor incluzând macrofauna cu *Pseudoxybelloceras riossi, Ps. (Scyphoceras) lineatum, I. (E.) balticus, I. (Platyceramus) artigesi, I. alaeformis, I.(S.) sornayi, Saghalinites* sp., *Desmophylites phyllimorphus, Pachydiscus* sp. Adminând acest criteriu şi prin intercorelare, această limită este situată din punct de vedere palinologic în cadrul părţii inferioare a zonelor de dinoflagelate *O. operculata* sau *X. ceratioides*, sau a zonei de polen Ps. praesubhercynicus; din punct de vedere al nannoflorei ea se află în cadrul zonei C. aculeus.

– În ambele domenii, în partea foarte inferioară a Campanianului superior cu foraminiferele zonei G. rugosa şi nannoflora zonei C. aculeus au loc două evenimente date de nannofloră, şi anume ultima apariţie a speciei *A. parcus parcus* urmată de prima apariţie a speciei *Quadrum sissinghii* (eveniment ce marchează limita inferioară a zonei Q. sissinghii). În Carpaţi aceste evenimente au fost întâlnite în stratele campanian superioare cu *Pseudoxybelloceras riossi, Ps. (S.) lineatum*, etc.

În Carpaţi stratele părţii superioare a Campanianului superior, din punct de vedere al foraminiferelor planctonice, sunt caracterizate prin prezenţa "range"-ului total al speciei *Globotruncanita calcarata* (–el definind zona Gt. calcarata); în baza acestor strate, în cadrul lor au prima apariţie speciile *Globotruncana falsostuarti* şi *G. aegyptiaca*. În Dobrogea de Sud lipsesc depozitele părţii superioare a Campanianului superior, ultimele depozite campaniene cunoscute sunt cu *Belemnitella mucronata, B. langei, B. minor* şi foraminiferele zonei G. rugosa.

praesubhercynicus Zone), as well as of the dinoflagellate species *Dinogymnium euclaense* and *D. majus* (events which mark the lower boundary of the Odonthochitina operculata Zone) and of the genus *Chatangiella* and diverse species of *Isabelidinium* (events marking the lower boundary of the Xenascus ceratioides Zone).

– In the Carpathians and South Dobrogea, within the uppermost Lower Campanian are reported the first occurrence of *Globotruncana ventricosa* (very rare specimens) and of nannofossil species *Ceratolithoides aculeaus* (this event marking the lower boundary of the C. aculeus Zone).

– The Lower Campanian-Upper Campanian boundary in both domains is marked by the first occurrence of *Globotruncana rugosa*, (event which defines the lower boundary of the G. rugosa Zone of foraminifera). In the South Carpathians this bioevent takes place a little before some strata with the Upper Campanian macrofauna including *Inoceramus alaeformis, I. (Endocostea) balticus, I. (Selenoceramus) sornayi, I. sagensis, Belemnitella mucronata*, or in the base of the strata including the Upper Campanian macrofauna with *Pseudoxybelloceras riossi, Ps. (Sciphoceras) lineatum, I. (Platiceramus) artigesi, I. (E.) balticus, I. alaeformis, I.(S.) sornayi.* Admitting this criterion, by intercorrelation this boundary is palynologically situated within the lower part of the *O. operculata* or of the *X. ceratioides* dinoflagellate zones and of the Ps. praesubhercynicus pollen zone; based on nannoplankton it lies within the C. aculeus Zone.

– For the lowermost part of the Upper Campanian with foraminifera of G.rugosa Zone, in both domains are reported the last occurrence of *Aspidolithus parcus parcus* followed at least in the Carpathiana by the first occurrence of *Quadrum sissinghii.* In the Carpathians these two nannofossil events have been recorded in the Upper Campanian strata with *Ps. riossi, Ps. (S.) lineatum*, etc., mentioned above.

– In the Carpathians, concerning the foraminifera the upper part of the Upper Campanian strata are characterised by the total range of *Globotruncanita calcarata* (the Gt. calcarata Zone); beginning within these strata the species *Globotruncana falsostuarti* and *G. aegyptiaca* have the first occurrence. This interval has not been studied based on the nannoplankton. In respect of the microflora, in this strata persists the assemblage of the O. operculata or of the X. ceratioides dinoflagellate Zones, or of the Ps. praesubhercynicus Zone of pollen. In South Dobrogea the deposits of the upper part of the Upper Campanian are lacking.

Institutul Geologic al României

Pentru depozitele santonian-campaniene din România nu s-a putut face o biozonare pe baza macrofaunei aceasta fiind cunoscută numai în foarte puţine locuri şi numai ca apariţii izolate, punctiforme.

Exceptând zonele Gt. calcarata şi D. asymetrica, restul zonelor şi subzonelor de foraminifere planctonice prupuse pentru Santonian-Campanianul din România sunt noi definite/redefinite de Ion, unele dintre ele în acest studiu (subzonele G. arca şi G. bulloides). Dar lor le corespund zone sincrone şi omonime dar cu alte definiţii sau numai sincrone, din alte părţi ale domeniului Tethys.

Scara zonală pe baza nannoplanctonului propusă de Melinte în acest studiu atât pentru Carpaţi cât şi pentru Dobrogea de Sud conţine unele zone din scările generale stabilite pentru Tethys, altele din Carpaţii de Vest şi zona C. obscurus cu definiţia emendată în acest studiu.

Scările zonale de dinoflagelate şi de polen, stabilite până în prezent numai în depozitele din domeniul carpatic, au fost realizate de Antonescu în acest studiu şi conţin zone complet noi. Este de notat că zona Ps. praesubhercynicus de polen este de utilitate în faciesurile marine şi continentale; zona O. operculata de dinoflagelate este pentru faciesurile de şelf iar zona X. ceratioides este pentru faciesurile marine de larg.

Based on the macrofauna no zonation could be made for the Santonian-Campanian deposits of Romania; it has generally been reported as few and isolated occurrences.

Excepting the Gt. calcarata and D. asymetrica Zones, the zones and subzones of planktonic foraminifera scalé proposed for the Santonian-Campanian deposits from Romania are newly defined/redefined by Ion, some of them in this study (G. bulloides and G. arca subzones). But some synchronous-homonymous or synchronous zones differently defined from other parts of the Tethys correspond to them.

The calcareous nannoplankton zonal scale proposed by Melinte in this study for the Carpathians and South Dobrogea contains some zones from the general scales established for Tethys, other from the West Carpathians and the C. obscurus Zone with definition emended in this study.

The dinoflagellate and pollen zonal scales established only in the Carpathian domain, are achieved by Antonescu in this study and contain completely new zones. It is to note that Ps. praesubhercynicus Zone, of pollen, is for the biostratigraphy in the continental and marine facies: the O. operculata Zone, of dinoflagellate, is for shelf facies, and X. ceratioides Zone is for open sea facies.

Institutul Geologic al României

STUDIUL COMPARATIV AL ASOCIAŢIILOR DE DIATOMEE DE VÂRSTĂ SARMAŢIANĂ DIN BAZINUL DACIC ŞI BAZINUL ZARAND ŞI IMPLICAŢIILE PALEOGEOGRAFICE ŞI PALEOECOLOGICE

COMPARATIVE SARMATIAN DIATOM ASSEMBLAGES FROM GETIC AND ZARAND AREAS AND THEIR PALEOGEOGRAPHIC AND PALEOECOLOGIC IMPLICATIONS

S. PESTREA

Prezentul studiu este o contribuţie la corelarea depozitelor de vârstă sarmaţiană din domeniile Pannonic şi Dacic, utilizând asociaţiile de diatomee. Sunt prezentate de asemenea rezultatele interpretării asociatiilor de diatomee din punct de vedere paleoecologic.

Au fost analizate două secţiuni de referinţă pentru cele două domenii: secţiunea Carand (Bazinul Zarand) pentru domeniul Pannonic şi secţiunea Ocnele Mari pentru domeniul Dacic. La Carand, Valea Gropoiului deschide în succesiune completă depozitele aparţinând Volhynianului superior-Basarabian constituite din andezite în bază, urmate de o alternanţă de diatomite, argile diatomitice şi tufite.

La Ocnele Mari, secţiunea Valea Sărată traversează depozitele de vârstă sarmaţiană constituite dintr-o succesiune de argile diatomitice şi tufite.

Aceste depozite au fost datate Volhynian superior-Basarabian pe baza asociaţiilor de silicoflagelate (Dumitrică, 1977), moluşte (Papaianopol, 1977) şi foraminifere (Popescu, 1986).

Analiza biostratigrafică de detaliu a secţiunii Carand a permis stabilirea următoarelor zone de asociaţii de diatomee:

a) pentru Volhynian superior: asociaţia cu *Surirella striatula*, asociaţia cu *Triceratium pentagonum* şi asociaţia cu *Stictodiscus hungaricus-Zygoceros hungaricus*.

b) pentru Basarabian: asociaţia cu *Coscinodiscus sarmaticus-Coscinodiscus doljensis*.

La Ocnele Mari au fost puse în evidenţă numai depozitele Basarabianului caracterizate prin asociaţia cu *Coscinodiscus sarmaticus-Coscinodiscus doljensis*. Spectrul microfloristic conţine în mare parte aceeaşi asociaţie descrisă la Carand, dar mai puţin diversificată.

Fenomenul de comunicare episodică între cele două domenii, Panonic şi Dacic este marcat de prezenţa speciilor endemice panonice *Stictodiscus hungaricus* PANT., *Zygoceros hungaricus* PANT., *Hemiaulus biharensis* PANT., înregistrate şi în depozitele atribuite Basarabianului de la Ocnele Mari.

The present study is a contribution to the correlation between the Dacic and Pannonian basins as well as between these basins and the Tethys realm. Our purpose is also the paleoenvironmental reconstructions using diatom assemblages. Basic information has been provided by the analysis of two sections belonging to the two distinct realms occurring on the Romanian territory: Carand section (Zarand basin) in the Pannonian and Ocnele Mari section in the Dacic realm.

The Zarand basin was a gulf on the eastern border of the Pannonian realm. In the Gropoiului Valley section, the Sarmatian deposits consist mainly of andesite flows, bedded diatomaceous clays, diatomites and tuffites.

At Ocnele Mari, in the Dacic basin, in the Valea Sărată section, Sarmatian deposits consist of white marls, bedded diatomaceous clays and intercalated tuffites. The above-mentioned deposits have been dated as Upper Volhynian-Basarabian in age on the basis of their contained sillicoflagelata (Dumitrică, 1977), foraminifera (Popescu, 1986) and molluscs (Papaianopol, 1977).

Biostratigraphic analysis of Carand section reveals the following diatom assemblages zones: a) for the Upper Volhynian: Surirella striatula assemblage Zone, Triceratium pentagonum assemblage zone and Stictodiscus hungaricus-Zygoceros hungaricus assemblage zone; for the Basarabian: Coscinodiscus sarmaticus-Coscinodiscus doljensis assemblage zone.

At Ocnele Mari, only the Basarabian deposits were identified by the presence of the Coscinodiscus sarmaticus-Coscinodiscus doljensis assemblage zone; this assemblage contains the same association described at Carand, but less diversified.

The discontinous communications between the Pannonian and Dacic realms are marked by the presence of some Pannonian species: *Stictodiscus hungaricus* PANT., *Hemiaulus biharensis* PANT., *Zygoceros hungaricus* PANT. in the Basarabian deposits from Ocnele Mari.

Institutul Geologic al României

Asociaţiile de diatomee întâlnite la Carand prezintă un caracter complex oferind trei tipuri distincte:

a) *Diatomee comune aparţinând ariei Paratethysului Central.*

Acest spectru microfloristic este constituit din specii cu distribuţie largă cunoscute în depozitele cu diatomee din Miocenul Mediu: *Coscinodiscus sarmaticus* PANT., *Coscinodiscus doljensis* PANT., *C. impressus* HAJOS., *C. rugulossus* HAJOS., *Surirella biharensis* PANT. Aceste specii sunt considerate specii normal-marine şi sunt citate în depozitele de aceeaşi vârstă din Ungaria (Hajos, 1986) şi din Cehoslovacia (Hajos, Rehakova, 1974).

b) *Diatomee de tip Pannonic.*

Izolarea parţială a domeniului Panonic în timpul Sarmaţianului a permis apariţia unor specii endemice, din care citam: *Stictodiscus hungaricus* PANT., *Zygoceros hungaricus* PANT., *Hemiaulus biharensis* PANT. Este interesant de remarcat că aceste specii sunt atribuite domeniului normal marin (Pantocsek, 1889, Hajos, 1986).

c) *Diatomee de tip Indo-Pacific.*

Studiul de detaliu al asociaţiilor de diatomee de la Carand a pus în evidenţă existenţa a şase nivele caracterizate prin taxoni tipic marini. Fiecare nivel conţine spectre distincte calitativ. Astfel, de la bază spre partea superioară, primul nivel este dominat de *Thalassionema nitzschioides* GRUN., al doilea de *Biddulphia aurita* LYNGB., al treilea de *Thalassionema nitzschioides* GRUN. şi al patrulea de *Coscinodiscus marginatus* EHR. (în Volhynian superior) şi pentru Basarabian, de *Thalassiothrix longissima* CL. şi *Coscinodiscus stellaris* ROPER.

Compoziţia acestui tip de diatomee reflectă puternice afinităţi cu asociaţiile de diatomee din domeniul Indo-Pacific descrise de J. Barron (1973, 1975) în formaţiunile atribuite Mohnianului Mediu din California. Nivelele cu statholite şi myside întâlnite în depozitele de vârstă sarmaţiană din Paratehysul Central par să se situeze la acelaşi nivel stratigrafic cu depozitele ce conţin statolithe şi myside din Mohnianul Mediu, California (Popescu, 1974–1975).

La Ocnele Mari au fost identificate numai cele două nivele cu *Thalassiothrix longissima* CL. şi respectiv *Coscinodiscus stellaris* ROPER aparţinând Basarabianului.

Marea sensibilitate a diatomeelor la condiţiile de paleomediu a permis stabilirea curbelor de paleotemperatură şi de paleosalinitate pentru secţiunea de la Carand.

În ceea ce priveste condiţiile de paleosalinitate, asociaţiile de diatomee de vârstă volhynian superior-basarabian indică o alternanţă de nivele normal-marine, marin salmastre şi salmastre.

Trebuie remarcată prezenţă unui mare număr de

In Carand section, three distinct types of diatoms are present:

a) *Common type of Central Paratethys diatoms* consisting of species with a large distribution known in the Middle Miocene diatomaceous deposits: *Coscinodiscus sarmaticus* PANT., *Coscinodiscus doljensis* PANT., *C. impressus* HAJOS, *C. rugulossus* HAJOS, *Surirella biharensis* PANT. It is worth mentioning that these characteristic Sarmatian diatom taxa are normal marine planktonic species according to Hajos Rehakova (1974), Hajos (1986).

b) *Pannonian type diatom assemblage.*

The partial isolation of the Pannonian realm allowed the evolution of some endemic species such as: *Stictodiscus hungaricus* PANT., *Zygoceros hungaricus Pant.*, *Cerataulus boryanus* PANT. It is interesting to note that these species indicate a normal marine to brackish water conditions according to Pantocsek (1889) and Hajos (1986).

c) *Indo-Pacific type diatom assemblage.*

The Carand section offers six levels of marine diatom taxa: four levels in Volhynian and two levels in Basarabian. Each level consists of different qualitative diatom spectrum. From the base to the upper part, the first level is dominated by *Thalassionema nitzschioides* GRUN., the second by *Biddulphia aurita* LYNGB., the third by *Thalassionema nitzschioides Grun.* and the fourth by *Coscinodiscus marginatus* EHR. (in the Upper Volhynian), and for the Basarabian by *Thalassiothrix longissima* CL. and by *Coscinodiscus stellaris* ROPER.

The composition of the Indo-Pacific type diatom assemblage reveals strong affinities to the Indo-Pacific diatom assemblages described by Barron (1976) in the Middle Mohnian from California. The statolithe and Missids levels encountered in Sarmatian deposits from the Central Paratethys seems to be at the same stratigraphic level with the statolithe and missids deposits from the Middle Mohnian in California (Popescu, 1974–1975).

At Ocnele Mari, only the two marine levels of Basarabian age were recognized.

The great sensitivity of diatoms to the paleoenvironmental conditions allowed us to trace detailed curves for paleosalinity and paleotemperature conditions in Carand section.

Concerning the paleosalinity conditions, the Upper Volhynian-Basarabian diatom assemblages indicate alternative normal marine, marine- brackish and brackish levels.

It is remarkable the occurrence of a large number of distinctly normal marine planktonic species such as: *Coscinodiscus lineatus* EHR., *C. marginatus* EHR., *C. obscurus* EHR., *C. oculus-iridis* EHR., *Actinocyclus curvatulus* JAN., *Actinocyclus ehrenbergii* RALFS,

Institutul Geologic al României

specii planctonice marine, din care citãm: *Coscinodiscus lineatus* EHR., *C. marginatus* EHR., *C. obscurus* EHR., *C. oculus-iridis* EHR., *Actinocyclus curvatulus* JAN., *A. ehrenbergii* RALFS., *Asteromphallus robustus* CASTR., *Asterolampra marylandica* EHR., *Stephanopsis turris* EHR., (Barron, 1981, 1986; Andrews, 1976; Abbott, 1979; Hajos, 1986) .

În depozitele atribuite Volhynianului au fost înregistrate mai multe nivele marin-salmastre caracterizate prin nota dominantă a speciilor bentonice motile: *Navicula radiosa* KUTZ., *N. pennata* A. SM., *N. cari* EHR., *N. forcipata* GREV. şi specii bentonice epifitice: *Rhopalodia musculus, R. gibba* EHR., *Achnanthes brevipes* AG., *Amphora proteus* GREG., *A. coffaeiformis* KUTZ., *A. holsatica* HUST. (Peragallo, 1889; Hajos, 1986).

În Basarabian, nivelele marin-salmastre sunt evidenţiate prin abundenţa speciilor bentonice: *Mastogloia baldjickiana* GRUN., *M braunii* GRUN., *M smithii* THW., *M. pethoeii* PANT. (Hajos, 1986).

Se remarcă de asemenea ocurenţa unor specii aparţinând genurilor *Pinnularia, Cymbella, Gomphonema* şi citate ca specii de apă dulce (Hajos, Rehakova, 1974): *Cymbella lanceolata* var. *fossilis* PANT., *C. leptoceeros* GRUN. *C. ventricosa* GRUN., *Gomphonema bohemicum* REICH., *G. olivaceum* KUTZ., *Pinnularia major* KUTZ., *P. scytica* PANT.

Interpretările paleoclimatice folosind asociaţiile microfloristice se bazează în general pe specii cu spectru de temperatură cunoscut. Spre deosebire de alte grupe de microfosile planctonice, multe din speciile de diatomee au o largă distribuţie pe scară cronostratigrafică, fiind cunoscute şi în asociaţiile de diatomee actuale. De aceea, datele ecologice oferite de speciile "long-ranging" pot fi utilizate pentru reconstituirile de paleomediu (Barron, 1973, 1983).

Utilizând maximum de abundenţă în specii marine de tip Indo-Pacific înregistrat la anumite nivele în secţiunea Carand, au fost puse în evidenţă două momente de influenţă nord-boreală: primul a fost identificat in Volhynhianul superior şi este atestat de un nivel imbogătit în specia *Biddulphia aurita* LYNGB. şi al doilea, la partea superioară a depozitelor de vârstă basarabiană, sugerat de abundenţa speciei *Thalassiothrix longissima* CL.

Se remarcă de asemenea prezenţa taxonilor de influenţă subtropicală *Thalassionema nitzschioides* GRUN., *Thalassiosira decipiens* GRUN., *Coscinodiscus stellaris* ROPER.

Mulţumiri

Doresc să-mi exprim recunostinţa domnului Dr. Paulian Dumitrică pentru amabilitatea de a-mi oferi spre studiu colecţia sa de preparate de la Carand şi pentru încurajarea în studiul diatomeelor. Aduc mul-

Asteromphallus robustus CASTR., *Asterolampra marylandica* EHR., *Stephanopyxis turris* EHR., according to: Barron (1981, 1986), Andrews (1976), Abbott (1979), Hajos (1968, 1986).

A few normal marine to brackish levels were pointed out in the Upper Volhynian. They are characterized by the dominance of benthic motile species such as: *Navicula radiosa* KUTZ., *N. pennata* A.S., *N. cari* EHR., *N. forcipata* GREV., and benthic epiphytic species such as: *Rhopalodia musculus, R. gibba* EHR., *Achnanthes brevipes* AG., *Amphora proteus* GREG., *A. coffaeformis* KUTZ. *A. holsatica* HUST., according to Peragallo (1889), Hajos (1986).

In Basarabian the normal marine to brackish levels are recognized by the abundance of benthic species: *Mastogloia baldjickiana* GRUN., *M. braunii* GRUN., *M. smithii* THW. var. *lacustris, M. pethoeii* PANT. according to Hajos, Rehakova, 1974.

It is to note the occurrence of some *Pinnularia, Cymbella* and *Gomphonema* species reported as fresh-water species: *Cymbella lanceolata* var *fossilis* PANT., *C. leptoceros* GRUN., *C. ventricosa* GRUN., *Gomphonema bohemicum* REICH., *G. olivaceum* KUTZ., *Pinnularia major* KUTZ., *P. scytica* PANT. (Hajos, Rehakova, 1974).

Paleoclimatic interpretations using floral assemblages are generally based on species with known temperature affinities. In contrast to other plankton groups, many diatom species are relatively long ranging. Therefore, the known ecologic distribution of living long-ranging species may be used to interpret paleoenvironments (Barron, 1973, 1983).

Using the abundance peaks of marine taxa recorded in the diatom assemblage of Indo- Pacific type recorded in Carand section, two moments of north-boreal influence were pointed out: the first, in the Upper Volhynian supported by a level enriched in *Biddulphia aurita* LYNGB. and the second one, at he upper part of Basarabian deposits, supported by the abundance of *Thalassiothrix longissima* CL. Some warm water indicators taxa were also recorded: *Thalassionema nitzschioides* GRUN., *Thalassiosira decipiens* GRUN., *Coscinodiscus stellaris* ROPER.

Acknowledgements

I would like to express all my gratitude to Dr. Paulian Dumitrică who kindly offered me his Carand slides collection and also encouraged my studies on diatoms. I would like to thank also Dr. Gh. Popescu for helpful discussions concerning Paratethys Middle Miocene biostratigraphy and for critical review of the manuscript.

Institutul Geologic al României

ţumiri domnului Dr. Gh. Popescu pentru discuţiile deosebit de utile privind biostratigrafia Miocenului Mediu din domeniul Paratethys şi de asemenea pentru revizuirea critică a manuscrisului.

References

Abbott, W. (1979) Middle Miocene marine diatoms from the Hawthorn Formation within the Ridgeland, South Carolina and Georgia. *Micropal.*, 25, 3, p. 225–271.

Andrews, G. (1976) Miocene marine diatoms from the Choptank Formation, Calvert County, Maryland. Geol Survey Prof. Paper no. 910, p. 1–25.

Barron, J. (1973) Late Miocene-Early Pliocene paleotemperatures for California from marine diatom evidence. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 14, p. 277–291.

— **(1975)** Late Miocene-Early Pliocene marine diatoms from Southern California. *Paleontographica*, 151, 4–6, p. 97–170.

— **(1976)** Revised Miocene and Pliocene diatom biostratigraphy of Upper Newport Bay, California. *Marine Micropal.*, 1, p. 27–63.

— **(1981)** Late Cenozoic Diatom biostratigraphy and paleoceanography of the Middle Latitude Eastern North Pacific. In *Rep. of D.S.D.P.*, 63, p. 150–538.

— **(1983)** Paleotemperature oscilations in the Middle and Late Miocene of the North-Eastern Pacific. *Micropal.*, 29, 2, p. 150–181.

— **(1985)** Late Eocene to Holocene Diatom Biostratigraphy of the Equatorial Pacific Ocean, Leg. 85. In *Rep. D.S.D.P.*, 85, p. 413–945.

Dumitrică, P., Papaianopol, I. in Marinescu et al. (1977) Raport, Arh. I.G.R.

Hajos, M. (1968) Die Diatomeen der Miozänen-Ablagerungen des Matravorlandes. *Geol. Hungarica. Ser. Paleontologica*, 37, p. 1–401.

— **, Rehakova, Z. (1974)** Fossile Diatomeen des Sarmats *s. str.* aus der Tschechoslovakei und Ungarn. *Chronostratigraphic and Neostratotypen.*, 5, p. 516–546.

— **(1986)** Stratigraphy of Hungary's Miocene Diatomaceous Earth deposits. *Geol. Hungarica, Ser. Paleont.*, p. 1–217.

Jurilj, A. (1957) Flora of diatoms of Sarmatic Sea in Environs of Zagreb. *Acta Biologica*, I, p. 1–150.

Pantocsek, J. (1886, 1889) Beiträge zur Kenntniss der fossilen Bacillarien Ungarns. Nagy-Tapolcsany, Julius Platzko,part. I, p. 1–75, pl. 1–30; 1886: part 2, p. 1–122, pl. 1–30.

Peragallo, Mm. H. et M. (1897–1908) Diatomees marines de France et des districts maritimes voisins. Ed. M. J. Tempere. p. 1–491, pl I-CXXXVI.

Popescu, Gh. (1974–1975) Phylogenetic remarks on the genera *Candorbulina, Velapertina* and *Orbulina*. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, p. 161–167, Bucureşti.

Schrader, H. J. (1974) Cenozoic marine planktonic diatom stratigraphy of the tropical Indian- Ocean. In *Rep. D.S.D.P.*, 24, p. 887–967.

Temniskova-Topalova, D. (1982) Sarmatian diatoms from the Western parts of the Eastern Paratethys, Baltchik, North–Eastern Bulgaria. *Acta geol Acad. Sci. Hung.*, 25, p. 65–84.

Institutul Geologic al României

STUDIUL NANNOFOSILELOR CALCAROASE DIN FORMAŢIUNEA DE SINAIA (PÂNZA DE CEAHLĂU, CARPAŢII ORIENTALI)
CALCAREOUS NANNOFOSSILS FROM THE SINAIA FORMATION (CEAHLĂU NAPPE, EASTERN CARPATHIANS)

M. MELINTE

Pentru identificarea nannofosilelor calcaroase din Formaţiunea de Sinaia au fost studiate mai multe secţiuni din Bazinul Văii Prahovei (Pânza de Ceahlău, Digitaţia de Bratocea).

Asociaţiile de nannoplancton calcaros identificate conţin pe lângă specii tethysiene şi cosmopolite şi specii boreale.

Zonele de nannofosile observate acoperă intervalul Tithonic inferior - Hauterivian inferior.

Următoarele zone caracteristice nannofosilelor au fost identificate:

– *Conusphaera mexicana*, autor THIERSTEIN, 1975, emend. MELINTE, 1992.

Vârsta: Tithonic inferior.

Această zonă corespunde părţii inferioare a Membrului de Prefliş (membrul inferior al Formaţiunii de Sinaia).

Speciile cosmopolite de nannoplancton calcaros (*Watznaueria barnesae, Vekshinella quadriarcula, Zeugrhabdothus erectus, Stephanolithion bigotii s.s.*) sunt rare, ca şi speciile tethysiene (*Cyclagelosphaera deflandrei, Conusphaera mexicana mexicana, Conusphaera mexicana minor*).

– *Polycostella beckmannii*, autor ROTH et al., 1984, emend. MELINTE, 1992.

Vârsta: Tithonic superior.

Această zonă corespunde părţii superioare a Membrului de Prefliş.

Rare specii tethysiene ca: *Cyclagelosphaera deflandrei, Conusphaera mexicana mexicana, Polycostella beckmannii, Nannoconus steinmannii minor)* au fost identificate, în timp ce speciile cosmopolite, în special cele aparţinând genurilor *Ellipsagelosphaera* şi *Cyclagelosphaera* au o frecvenţă remarcabilă.

– *Nannoconus steinmannii*, autor COOPER, 1984, emend. MELINTE, 1992.

Vârsta: Berriasian inferior (partea inferioară).

Această zonă nannofloristică a fost determinată din partea terminală a Membrului de Prefliş.

Speciile aparţinând genurilor tethysiene *Conusphaera* şi *Nannoconus* sunt comune, la fel ca şi speciile cosmopolite.

– *Micrantolithus obtusus*, autor MELINTE, 1992.

Several sections from the Sinaia Formation from the Valea Prahovei Basin (Ceahlău Nappe, Bratocea Bid, Eastern Carpathians) have been studied calcareous nannoplankton point of view.

The nannoflora association contains besides cosmopolitan and tethyan species also boreal ones.

The identified calcareous nannoplankton zones correspond to the Lower Tithonian – Lower Hauterivian interval.

The following nannofosil zones have been observed:

– *Conusphaera mexicana* zone, author THIERSTEIN, 1975, emend. MELINTE, 1992.

Age: Early Tithonian.

This zone was identified from the lower part of the Preflysch Member (the lower member of the Sinaia Formation). The cosmopolitan calcareous nannoplankton species (*Watznaueria barnesae, Vekshinella quadriarcula, Zeugrhabdothus erectus, Stephanolithion bigotii s.s.*) are rare, as well as the tethyan ones (*Cyclagelosphaera deflandrei, Conusphaera mexicana mexicana, Conusphaera mexicana minor*).

– *Polycostella beckmannii* zone, author ROTH et al., 1984, emend. Melinte, 1992.

Age: Upper Tithonian.

This zone covers the upper part of the Preflysch Member.

Rare tethyan species as: *Cyclagelosphaera deflandrei, Conusphaera mexicana mexicana, Polycostella beckmannii, Nannoconus steinmannii minor)* were observed, while the cosmopolitan species, especially those belong to the *Ellipsagelosphaera* and *Cyclagelosphaera* genera have a remarkable frequence.

– *Nannoconus steinmannii* zone, author COOPER, 1984, emend. MELINTE, 1992.

Age: early Early Berriasian.

This nannoflora zone was identified from the uppermost part of the Preflysch Member.

The species of the tethyan genera *Conusphaera* and *Nannoconus* are common, as well as the cosmopolitan species.

– *Micrantholithus obtusus* zone, author MELINTE, 1992.

Institutul Geologic al României

Vârsta: Berriasian inferior (partea superioară) – Berriasian superior (partea inferioară).

Această zonă a fost identificată la partea inferioară a Membrului de Fliş grezos-şistos (membrul median al Formaţiunii de Sinaia).

În asociaţiile nannofloristice speciile tethysiene (*Nannoconidele, Cyclagelosphaera deflandrei, Conusphaera mexicana*) au o frecvenţă remarcabilă. Comune până la frecvenţe sunt şi speciile cosmopolite (*Micrantholithus obtusus, Micrantholithus hoschulzii, Litraphidites carniolensis, Watznaueria barneasae, Ellipsagelosphaera britannica*).

– *Cretarhabdus angustiforatus*, autor MELINTE, 1992.

Vârsta: Berriasian superior (partea superioară) – Valanginian inferior (partea inferioară).

Această zonă nannofloristică a fost identificată, ca şi cea precedentă, la partea inferioară a Membrului de Fliş grezos-şistos.

Este de menţionat remarcabila frecvenţă a speciilor tethysiene aparţinând genului *Nannoconus*, împreună cu alte specii caracteristice Tethysului (*Conusphaera mexicana mexicana, Cyclagelosphaera deflandrei, Cruciellipsis cuvillieri*). Taxonii cosmopoliţi sunt foarte rari sau absenţi în cadrul acestei zone.

– *Speetonia colligata*, autor MELINTE, 1992.

Vârsta: Valanginian inferior (partea superioară) – Valanginian superior (partea inferioară).

Această zonă a fost identificată la partea superioară a Membrului de Fliş grezos–şistos.

Speciile tethysiene sunt rare, în timp ce speciile cosmopolite sunt abundente.

În aceasta zonă au fost identificate câteva specii boreale ce apar cu o frecvenţă redusă: *Micrantholithus spaetonensis, Crucibiscutum salebrosum, Tegumentum striatum.*

Prezenţa lor dovedeşte existenţa unui influx boreal în timpul Valanginianului superior. Este de menţionat că în acelaşi interval nannoflora caracteristică Tethysului a fost observată în domeniul Boreal (Mutterlose, 1992).

– *Calcicalathina oblongata*, autor THIERSTEIN, 1973.

Vârsta: Valanginian superior (partea superioară) – Hauterivian inferior (partea inferioară).

Această zonă a fost identificată la partea superioară a Membrului de Fliş grezos-şistos al Formaţiunii de Sinaia.

Speciile tethysiene (*Calcicalathina oblongata, Cruciellipsis cuvillieri, Conusphaera mexicana s.s.*), precum şi speciile genului *Nannoconus*) sunt frecvente ca şi cele cosmopolite.

– *Lithraphidites bollii*, autor THIERSTEIN, 1973.

Age: late Early Berriasian – early Late Berriasian.

This zone was identified from the lower part of the Sandy-Shaly Flysch Member (the Middle member of the Sinaia Formation).

The Nannoconids as well as *Conusphaera mexicana s.s., Cyclagelosphaera deflandrei* are very frequent and the cosmopolitan species (*Micrantholithus obtusus, Micrantholithus hoschulzii, Litraphidites carniolensis, Watznaueria barneasae, Ellipsagelosphaera britannica* are also frequent or common in the calcareous nannoplankton assemblages.

– *Cretarhabdus angustiforatus* zone, author MELINTE, 1992.

Age: late Late Berriasian – early Early Valanginian.

This nannoflora zone characterised also the lower part of the Middle member of the Sinaia Formation.

It is to mention the remarkable development in specificity and also in abundance of the species of *Nannoconus*, together with other tethyan species (*Conusphaera mexicana mexicana, Cyclagelosphaera deflandrei, Cruciellipsis cuvillieri*). The cosmopolitan taxons are very rare or even absent.

– *Speetonia colligata* zone, author MELINTE, 1992.

Age: late Early Valanginian – early Late Valanginian.

This zone was identified from the upper part of the Sandy-Shaly Flysch Member.

The tethyan species are rare, while the cosmopolitan ones are abundant.

Within this zone rare boreal species *Micrantholithus spaetonensis, Crucibiscutum salebrosum, Tegumentum striatum* were identified. Their presence prove the existence of a boreal influence during the Upper Valanginian. It is to mention that at the same interval tethyan nannoflora was observed in the Boreal Domain (Mutterlose, 1992).

– *Calcicalathina oblongata* zone, author THIERSTYEIN, 1973.

Age: latest Valanginian – early Early Hauterivian.

This zone was identified from the upper part of the Middle member of the Sinaia Formation.

The tethyan species (*Calcicalathina oblongata, Cruciellipsis cuvillieri, Cyclagelosphaera deflandrei* and the species of the genera *Conusphaera* and *Nannoconus*) are frequent as well as the cosmopolitan ones.

– *Lithraphidites bollii* zone, author THIERSTEIN, 1973.

Institutul Geologic al României

Vârsta: Hauterivian inferior (partea inferioară).

Această zonă nannofloristică a fost identificată în Membrul cu *Lamellaptychus angulocostatus*, membrul superior al Formaţiunii de Sinaia.

Speciile tethysiene sunt la fel de frecvente ca şi cele cosmopolite.

În concluzie, asociaţii nannofloristice caracterizând intervalul Tithonic inferior-Hauterivian inferior au fost identificate în Formaţiunea de Sinaia.

Aceste asociaţii conţin specii tethysiene şi cosmopolite. În partea inferioară a Valanginianului superrior au fost identificate şi specii caracteristice Domeniului Boreal.

Age: late Early Hauterivian.

This zone was identified from the *Lamellaptychus angulocostatus* Member (upper part of the Sinaia Formation).

The tethyan species are as frequent as the cosmopolitan ones.

In conclusion, a nannoflora characterised the Lower Tithonian - Lower Hauterivian interval has been identified from the Sinaia Formation.

The calcareous nannoplankton assemblages contain both tethyan and cosmopolitan species. From the Upper Valanginian some boreal species were also observed.

Fig.

Distribuţia nannoplanctonului calcaros în Stratele de Sinaia

Litologie: a – Strate de Azuga; b – accidente silicioase; c – brecii; d – gresii; e – marne şi argile; f – marno-calcare; g – frecvenţa nannofosilelor (g_1 – rare; g_2 – comune; g_3 – abundente).

Specii de nannoplancton calcaros:

– Calcareous nannoplankton distribution from the Sinaia Formation

Litology: a – Azuga Strata; b – cherts; c – breccia; d – sandstones; e – clays and marls; f – marly-limestones; g – the relative frequence of the nannofossils (g_1 – rare; g_2 – common; g_3 – abundant).

The index calcareous nannofossils species:

1 – *Conusphaera mexicana minor* (TREJO) BRALOWER
2 – *Conusphaera mexicana mexicana* TREJO
3 – *Polycostella beckmannii* PERCH-NIELSEN
4 – *Cyclagelosphaera deflandrei* (MANIVIT) ROTH
5 – *Nannoconus steinmannii steinmannii* KAMPTNER
6 – *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE
7 – *Micrantholithus obtusus* STRADNER
8 – *Cretarhabdus angustiforatus* (BLACK) BUKRY
9 – *Speetonia colligata* BLACK
10 – *Calcicalathina oblongata* (WORSLEY) THIERSTEIN
11 – *Lithraphidites bollii* THIERSTEIN
12 – *Crucibiscutum salebrosum* (BLACK) JAKUBOWSKI
13 – *Micrantolithus speetonensis* PERCH-NIELSEN
14 – *Tegumentum striatum* (BLACK) TAYLOR

Institutul Geologic al României

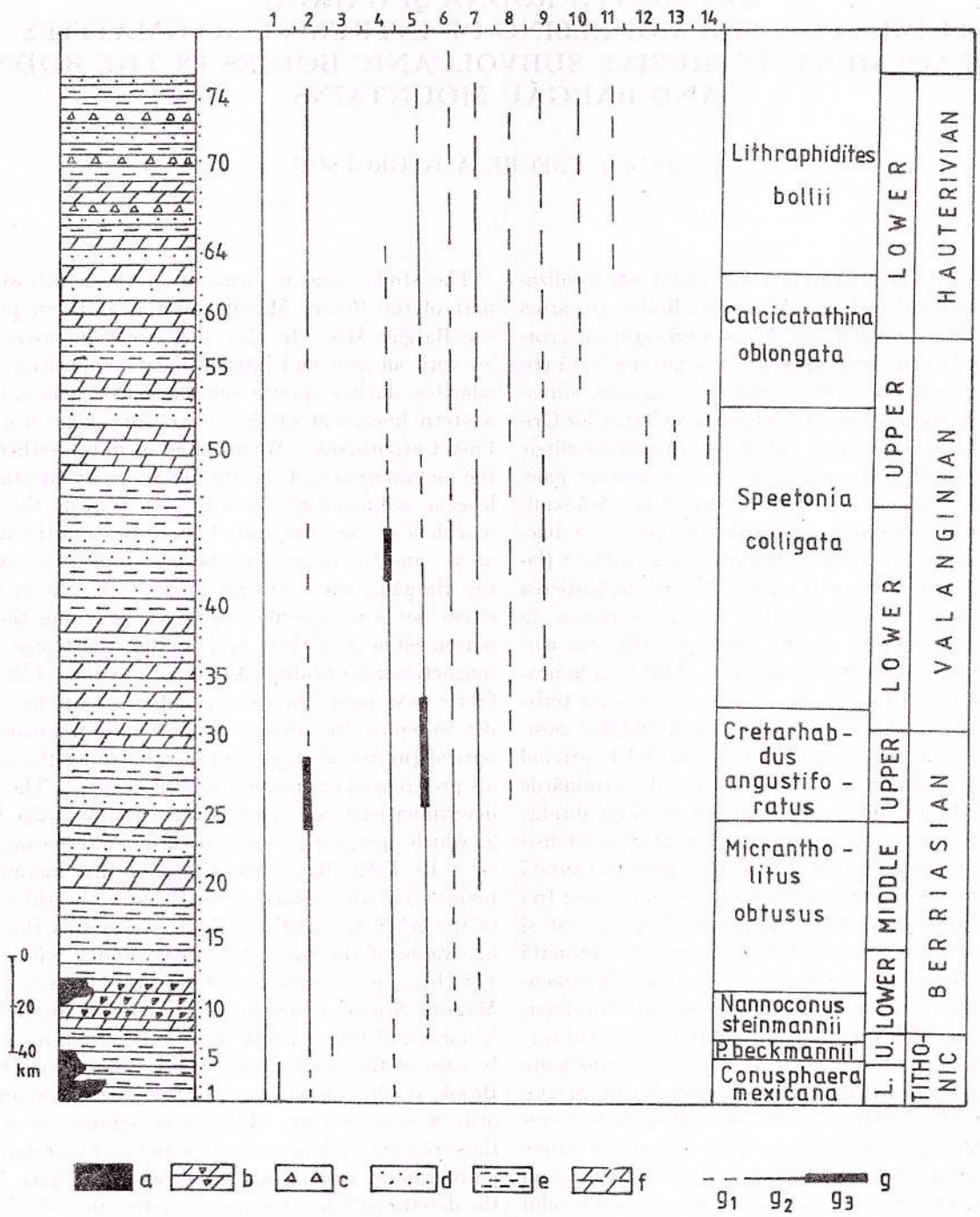


Fig.

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI PENTRU MODELAREA PROCESELOR DE PUNERE IN LOC A MAGMATITELOR INTRUSIVE: CORPURI SUBVULCANICE INTRUSIVE DIN MUNŢII RODNA ŞI BÂRGĂU
STUDIES FOR THE MODELLING OF INTRUSIVE MAGMATITES EMPLACEMENT: INTRUSIVE SUBVOLCANIC BODIES IN THE RODNA AND BÂRGĂU MOUNTAINS

E. NIŢOI, I. URECHE, A. GEORGESCU

Zona la care ne referim în acest studiu este localizată în partea sud-vestică a Masivului Rodna şi partea nordică a Munţilor Bârgău. Această arie grupează corpuri intrusive cu compoziţie acidă şi intermediară (riodacite, dacite, andezite cuarţifere) ce aparţin aliniamentului vestic al zonei subvulcanice a Carpaţilor Orientali. Magmatitele sunt intruse fie în metamorfitele Seriei de Bretila, fie în depozitele sedimentare paleogene. Din punct de vedere al formei de zăcământ, remarcăm predominarea corpurilor complexe : a dike-urilor în zona Rodna şi a corpurilor concordante (lacolite, sill-uri) în zona Bârgău. Pentru evidenţierea unor trăsături specifice privind modul de punere în loc a acestor corpuri ne-am bazat pe utilizarea anizotropiei susceptibilităţii magnetice (AMS), ca indicator al fabricului rocilor. În câteva situaţii caracteristice, pentru a restrânge câmpul interpretărilor posibile, s-a recurs la un studiu optic la MUF privind orientarea preferenţială a mineralelor. Determinările pentru AMS au fost făcute utilizând un Kappabridge KLY-2, ce funcţionează în câmp alternativ cu intensitate scăzută (4 x 10 T, 920 Hz). Prin această metodă s-a pus în evidenţă atât orientarea spaţială a celor trei axe ale elipsoidului AMS $K_{max}>K_{int}>K_{min}$, cât şi valoarea medie a susceptibilităţii magnetice exprimată prin 1/3 ($K_{max}+K_{int}+K_{min}$). În cadrul aliniamentului am luat în discuţie structura Măgura Sturzilor, corpurile din Valea Vinului şi p. Băilor. În cazul corpurilor din Valea Vinului şi p. Băilor au fost construite stereograme de densitate a fenocristalelor de plagioclaz şi biotit. Aceste stereograme, adăugate la stereogramele fisurilor endocinetice şi coroborate cu datele de ordin petrografic, mineralogic şi geochimic, ne-au condus la determinarea direcţiei de injecţie a dike-ului din Valea Vinului şi a modului de punere în loc a corpului microdioritic din p. Băilor. Ţinând cont şi de criteriul petrofizic, am putut trage o concluzie generală şi anume: corpurile intrusive din Valea Vinului şi p. Băilor au în general direcţii de punere în loc a magmei foarte înclinate 60–75^0 (dyke-urile din Valea Vinului) sau verticale (corpul microdioritic din p. Băilor).

The study zone is situated in the south-western part of the Rodna Massif and the northern part of the Bârgău Mts. In this area occur intrusive bodies with an acid and intermediary composition (rhyodacites, dacites, quartz andesites) that belong to the western lineament of the subvolcanic zone from the East Carpathians. Magmatites intruded either into the metamorphics of the Bretila Series or into the Paleogene sedimentary deposits. As regards the body morphology, the composite bodies-dykes in the Rodna area – and the concordant bodies (laccoliths, sills) in the Bârgău area – are predominating. In order to stress out some specific features concerning the emplacement way of these bodies, the anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS), as a marker of the rock fabric, was used. In some peculiar situations, in order to reduce the area of possible interpretations, an optical (universal stage) study concerning the minerals preferential orientation was effectuated. The AMS determinations were made using a Kappabridge KLY-2, which operates in a low-intensity alternating field (4 x 10 T.920 Hz). By means of this method we pointed out the spatial orientation of the three axes of the AMS $K_{max}>K_{int}>K_{min}$, as well as the average value of the magnetic susceptibility represented 1/3 ($K_{max}+K_{int}+K_{min}$). Within this lineament, the Măgura Sturzilor structure, the bodies from Valea Vinului and Băilor Brook were taken into discussion. In case of the bodies from Valea Vinului and Băilor Brook, density stereograms of the plagioclase and biotite were drawn up. These stereograms, as well as those of the endokinetic fissures and corroborated with petrographic, mineralogic and geochemical data, led to the determination of the injection direction of the dyke from Valea Vinului and of the way of emplacement of the microdioritic body from Băilor Brook. Considering also the petrophysical criterior, one can infer that the intrusive bodies from Valea Vinului and Băilor Brook display dips of 60–75^0 (dykes from Valea Vinului), or vertical microdioritic body from Băilor Brook directions of magma emplacement. The emplacement me-

Institutul Geologic al României

Mecanismul de punere în loc a acestora ţine cont de natura formaţiunilor care le cantonează şi de aceea se apropie mult de modelul "Bingham" (particulele rigide aflate în "zona tampon" au un cu totul alt regim de mişcare, comparativ cu cele situate în exteriorul său). Cercetarea corpurilor intrusive prin metoda anizotropiei susceptibilităţii magnetice şi folosirea ei ca indicator al fabricului rocilor pe lângă "metodele clasice", poate fi extinsă şi asupra altor roci cum ar fi de exemplu graniţele.

chanism depends on the nature of the host formations and therefore it resembles much the "Bingham" model (rigid particles from the "buffer zone" display a different kinetic regime as compared with those situated outside it. The study of intrusive bodies by means of magnetic susceptibility anisotropy method and its use as a marker of the rock fabric, beside the "classical methods" can be also tried for other rock types, such as granites.

Institutul Geologic al României

MAGMATITELE ALCALINE ŞI SUBALCALINE JURASICE DIN DANUBIANUL INTERN; GEOCHIMIE ŞI EVOLUŢIE
JURASSIC ALKALINE AND SUBALKALINE MAGMATITES FROM THE INNER DANUBIAN DOMAIN: GEOCHEMISTRY AND EVOLUTION

D. RUSSO-SĂNDULESCU, C. UDRESCU, M. STOIAN

Pânza de Arjana extinsă fragmentar pe cca 35 km N-S şi cca 20 km E-W, în cadrul Dacidelor marginale (Carpaţii Meridionali) de la nord de Vf. Căleanu-Ţarcu până în sud, în Vf. Arjana este alcătuită din formaţiuni jurasice şi cretacice aparţinând părţii celei mai interne a domeniului Danubian.

În cadrul pânzei au fost deosebite două unităţi denumite de noi unitatea de "Valea Craiului-Feneş" la partea inferioară şi unitatea de "Arjana s.s." la partea superioară, fiecare dintre ele conţinând complexe magmatice cu caractere petro-mineralogice, geochimice şi de evoluţie magmatică aparte (Fig. 2). Dificultăţile de modelare a activităţii magmatismului jurasic din arealul domeniului de Arjana se datorează în bună parte fenomenelor aproape generalizate de metamorfism hidrotermal de tip fund oceanic, rocile având frecvent aspectul unor metabazite în faciesul de tranziţie pumpellyit-şisturi verzi. Totodată, în zonele de tectonizare puternică (plane de şariaj) pe lângă deformări, laminări şi şistozări apar cristalizări, de preferinţă ale masei fundamentale şi blasteză de actinolit, alături de pumpellyit, clorit şi epidot, parte din ele moştenite.

În unitatea de "Arjana s.s." alcătuită din mai multe subunităţi (solzi ?) este descrisă o formaţiune vulcano-sedimentară în care magmatitele sunt reprezentate de curgeri de bazalte şi tufuri bazice ca şi de elemente salice alcaline în roci epiclastice. După poziţia stratigrafică şi preponderenţa rocilor vulcanice sau epiclastitelor, intercalate între sedimentele jurasice şi cretacice au fost descrise cinci complexe vulcano-sedimentare: de Izvoarele Bistrei; de Izvorul Şucului; de Piatra Dracilor; de Plaiul Vârciorovei; de Obârşia Râului Rece.

Unitatea de "Valea Craiului-Feneş" este situată sub cea de "Arjana s.s." şi peste unitatea de Ohaba (termen complex cuprinzând mai multe unităţi cu formaţiuni mezozoice, paleozoice şi soclu cristalin - Năstăseanu et al., 1988 - sau granitoidele de Muntele Mic. Caracterele aparte ale unităţii de "valea Craiului-Feneş" sunt date de prezenţa formaţiunilor jurasice (gresii, siltite şi filite negre cu grosimi mari) cu intercalaţii subţiri decimetrice de tufuri bazice, în care

The Arjana Nappe, fragmentarily extended over ca. 35 km N-S and ca. 20 km E-W within the marginal Dacides (South Carpathians) from the north of the Călimani-Ţarcu Peak to the south, in the Arjana Peak, consists of Jurassic and Cretaceous formations belonging to the innermost part of the Danubian Domain.

Two units were distinguished within this nappe, named the "Valea Craiului-Feneş" Unit at the lower part, and the "Arjana s.s." Unit at the upper part. Each unit contains magmatic complexes exhibiting special petro-mineralogical, geochemical and magmatic evolution characteristics (Fig. 2). The difficult modelling of the Jurassic magmatism activity in the zone of the Arjana Domain is mostly due to the almost generalized ocean floor type hydrothermal metamorphism phenomena, the rocks displaying often the aspect of some metabasites in the pumpellyite-greenschists transition facies. Also, in the strong tectonization zones (overthrust planes), in addition to deformations, laminations and schistosities, crystallizations, mainly of the groundmass, and actinolite blastesis, alongside with pumpellyite, chlorite, epidote, some of them inherited, occur.

Within the "Arjana s.s." Unit consisting of several subunits (scales?) a volcano-sedimentary formation is described, in which magmatites are represented by basalt flows and mafic tuff as well as by alkaline salic elements in the epiclastic rocks. According to the stratigraphic position and the prevalence of the volcanic rocks or epiclastics, intercalated between the Jurassic and Cretaceous sediments five volcano-sedimentary complexes were described as follows: Izvoarele Bistrei Complex, Izvorul Şucului Complex, Piatra Dacilor Complex, Plaiul Vârciorovei Complex, Obârşia Râului Rece Complex.

The "Valea Craiului-Feneş" Unit underlies the "Arjana s.s." Unit and overlies the Ohaba Unit (complex term comprising several units with Mesozoic, Paleozoic formations and crystalline basement - Năstăseanu et al., 1988) or the Muntele Mic granitoids. The special characteristics of the "Valea Craiului-Feneş" Unit are given by the presence of the Jurassic formations

Institutul Geologic al României

sunt cantonate numeroase "corpuri" de roci salice alcaline reprezentate de curgeri trahitice fragmentate şi budinate sau de echivalente intrusive - sienite şi dolerite alcaline.

Studiul geochimic al magmatitelor bazice şi salice din cele două unităţi descrise a relevat caracterul predominant alcalin (fig.1) atât pentru termanii bazici (bazalte alcaline şi basanite cu olivină > 10 %) cât şi pentru cei salici (trahite, riolite alcaline şi în parte unii termeni intermediari-trahiandezite).

Investigaţiile asupra elementelor incompatibile şi rapoartele dintre acestea, ca şi proiectarea lor în diferite diagrame de discreminare au relevat faptul că magmatismul jurasic alcalin din domeniul Arjana s-a manifestat intr- un context geotectonic de intraplacă. Sursa magmei pentru bazaltele din formaţiunea vulcano-sedimentară (unitatea de "Arjana s.s.") a fost apreciată ca fiind de tip "Enriched MORB source" (raportul Sr^{87}/Sr^{86} = 0,702-0,704). Pentru tufurile bazice din unitatea de "valea Craiului-Feneş" sursa magmelor pare a fi suferit influenţe crustale, iar unii termeni intermediari, trahiandezitici, este posibil să fi provenit prin cristalizare fracţională.

Mai greu de explicat este sursa magmatitelor salice, roci care pe diagramele de variaţie nu prezintă relaţii de filiaţie directă (ca fiind provenite prin cristalizare fracţională) din magmele bazice. Raportul Sr^{87}/Sr^{86} = 0,704-0,706 măsurat în trahite şi sienite invocă de asemenea o contaminare crustală.

Ceea ce este însă relevant pentru lipsa de foliaţie de la bazalte la trahite este vârsta acestora din urmă, care apar ca galeţi în epiclastite (deci trahitele erau deja supuse eroziunii) în timp ce activitatea vulcanică (curgerile de bazalte) era în plină desfăşurare. Concluziile studiului geochimic vin astfel în completarea observaţiilor geologice, conducând în mod necesar la un model retrotectonic cu un domeniu de tip rift intracontinental, în timpul Jurasicului superior-Cretacic inferior.

(sandstones, very thick black siltites and phyllites) with thin, decimetric, mafic tuff interbeds, in which numerous alkaline salic rock "bodies" are hosted, represented by fragmented and boudined trachytic flows or their intrusive equivalents-alkaline syenites and dolerites.

The geochemical study of the mafic and salic magmatites in the two units described reveals the prevailingly alkaline character (Fig. 1) both for the mafic terms (alkaline basalts and olivine basanites > 10 %) and for the sodic ones (trachytes, alkaline rhyolites and partly some intermediary terms-trachyandesites).

The investigations of the incompatible elements and the relationships among these as well as their plotting on various discriminating diagrams revealed the fact that the alkaline Jurassic magmatism from the Arjana Domain manifested in an intraplate geotectonic context. The magma source for the basalts from the volcano-sedimentary formation ("Arjana s.s." Unit) was considered to be of "Enriched MORB source" type (the Sr^{87}-Sr^{86} ratio = 0.702-0.704). In the case of the mafic tuff from the "Valea Craiului-Feneş" Unit the magmatic source seems to have undergone crustal influences, and some intermediary terms-trachyandesites-might have formed through fractional distillation.

It is more difficult to explain the source of the salic magmatites, rocks which do not show direct filiation relationship on the variation diagrams (as formed through fractional crystallisation) from the basic magmas. The Sr^{87}/Sr^{86} ratio = 0.704-0.706, measured within trachytes and syenites, also indicates such a crustal contamination. The lack of filiation from basalts to trachytes is revealed by the age of the latter, which occur as pebbles in epiclastics (therefore trachyte was alrealy affected by erosion) while the volcanic activity (basalt flows) was taking place at a great intensity. Thus the conclusions of the geochemical study complete the geological observations, leading necessarily to a retrotectonic pattern, with an intracontinental rift type domain during the Upper Jurassic-Lower Cretaceous.

References

Năstăseanu, S., Iancu, V., Russo-Săndulescu, D. (1988) Schema preliminară a unităţilor structurale din bazinele văilor Bela Reca şi Râul Rece. *D.S.Inst.Geol.Geofiz.*, 72-73/5, p. 171-179, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

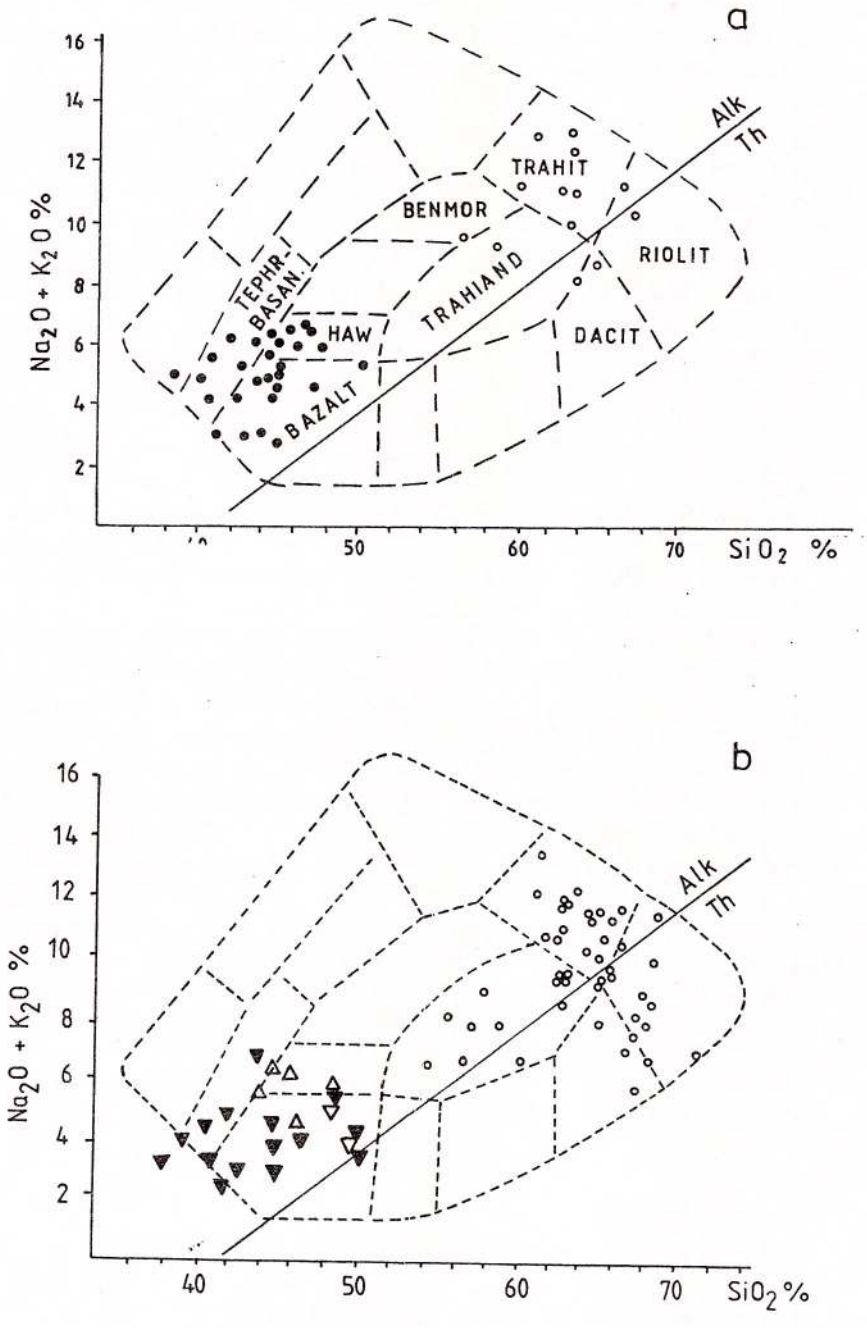


Fig. 1
Diagrama $Na_2O + K_2O/SiO_2$: magmatite din unitatea de Arjana s.s. (a) şi din unitatea de "Valea Craiului-Feneş" (b).
$Na_2O + K_2O/SiO_2$ diagram: magmatites from the Arjana s.s. Unit (a) and the "Valea Craiului-Feneş" Unit (b).

Institutul Geologic al României

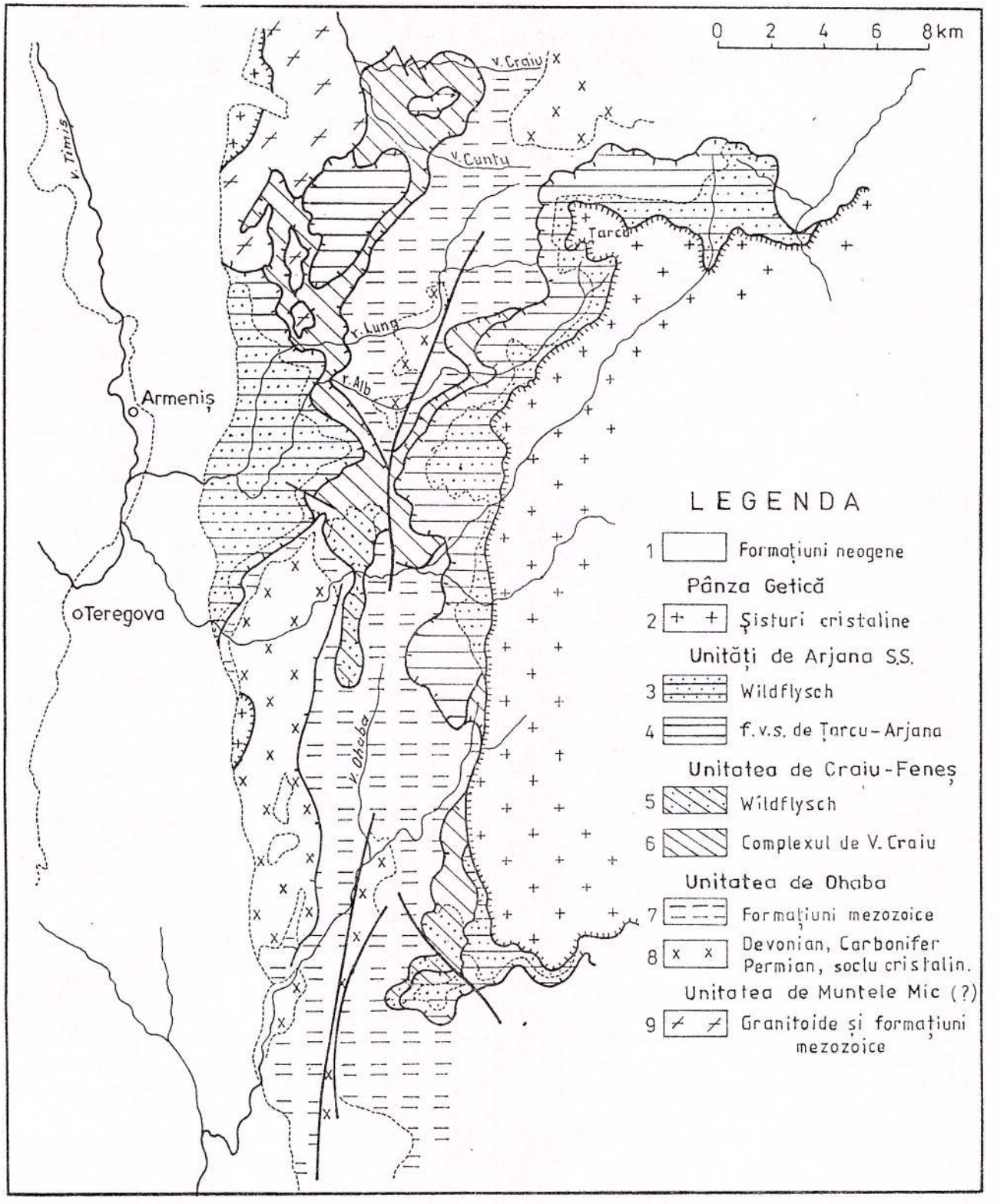


Fig. 2

Tectonic sketch in the Arjana Nappe Zone (scale 1:200.000): 1, Neogene formations; 2, crystalline schists (Getic Nappe); 3,4, Arjana s.s. Units: 3, wildflysch; 4, Țarcu-Arjana volcano-sedimentary formations; 5,6, "Valea Craiului-Fenes" Unit: 5, wildflysch; 6, Valea CraiuluiComplex; 7,8, Ohaba Unit: 7,Mesozoic formations; 8, Devonian, Carboniferous, Permian, crystalline basement; 9, Muntele Mic Unit (?): Mesozoic granitoids and formations.

Institutul Geologic al României

STUDIUL MAGMATITELOR FILONIENE DIN SERIILE CRISTALINE ALE CARPAŢILOR MERIDIONALI
STUDY ON THE VEIN-LIKE MAGMATITES FROM THE DANUBIAN CRYSTALLINE SERIES OF THE SOUTH CARPATHIANS

C. VIERU, C. VIERU, T. STOIAN, A. DOBRESCU, V. TOMOŞOIU,
M. STOIAN, G. GRABARI, I. TIEPAC

Compexul filonian ce străbate seria cristalofiliană de Lainici-Păiuş şi granitoidele asociate este alcătuit din roci de compoziţie granodioritică, dioritică şi, cu totul subordonat, din lamprofire. Acestea apar sub formă de dyke-uri, filoane şi corpuri elipsoidale de dimensiuni reduse, în general concordante cu structurile cristaline. Întreaga suită este puternic afectată de un metamorfism dinamic, gradul de afectare crescând odată cu apropierea de contactul tectonic cu seria de Drăgşan şi spre sectoarele estice ale masivului Vâlcan.

Majoritatea rocilor prezintă structuri porfirice, imprimate de dezvoltarea fenocristalelor de plagioclaz şi a melanocratelor, fiind intruse în condiţii hipabisice. În cadrul rocilor de compoziţie dioritică au putut fi distinse şi varietăţi cuarţifere, iar spectrul lamprofiric se reduce numai la prezenţa spessartitelor şi, mai rar, a rocilor kersantitice.

Calculul normei C.I.P.W. şi proiectarea în diagrama QAP arată plasarea magmatitelor filoniene în câmpul granodioritelor şi al monzodioritelor cuarţifere. Întreaga suită filoniană prezintă un caracter calcoalcalin, magmele din care acesta provine având o tendinţă predominant sodică, cu excepţia corpurilor din bazinul văii Sohodol. În ceea ce priveşte conţinuturile în elemente minore, acestea arată valori normale pentru tipurile petrografice respective, valori ridicate ale stronţiului şi rubidiului înregistrându-se în petrotipurile cu tendinţă potasică.

Conţinuturi foarte ridicate în thoriu, comparabile cu cele determinate pe granitoide de tip Tismana, au fost puse în evidenţă în aceleaşi tipuri de roci. Curbele de distribuţie a pământurilor rare comportă o pantă redusă pentru rocile de natură granodioritică, ceea ce denotă slabe procese de diferenţiere a magmelor primare, spre deosebire de rocile dioritice şi corpurile cu tendinţă potasică din bazinul văii Sohodol.

Distribuţia pământurilor rare şi valorile raporturilor izotopice conduc la excluderea ideii de diferenţiere din masivele granitoide prezente în regiune. Spectrul filonian aparţine probabil unei provincii petrogenetice distincte, magmatismul manifestându-se în condiţiile unui regim compresiv.

The vein-like complex crossing the Lainici-Păiuş Crystalline Schist Series and the associated granitoids consists of granodiorite, dioritic rocks and only subordinately, lamprophyres. These rocks appear as dykes, veins and small-sized ellipsoidal bodies, generally concordant with the crystalline structures. The whole sequence is strongly affected by a dynamic metamorphism, the influence of this metamorphism increasing towards the tectonic contact with the Drăgşan Series and the eastern sectors of the Vâlcan Massif.

Most of the rocks show porphyric textures, determined by the development of the plagioclase phenocrysts and of the melanocrates, being intruded under hypabyssal conditions. Among the dioritic rocks quartz varieties could be distinguished, and the lamprophyres are represented only by spessartites and, more rarely, by kersantites.

The calculation of the C.I.P.W. norm and the plotting on the QAP diagram show that the vein-like magmatites are placed in the granodiorite and quartz monzodiorite field. The whole vein-like sequence has a calc-alkaline character. The magmas determining this character show a dominantly sodium tendency, except for the bodies from the Sohodol Valley basin. As regards the contents in minor elements, they show normal values for the respective petrographic types, high strontium and rubidium values being recorded in the petrotypes of potassium tendency.

The very high thorium contents, close to those determined in the Tismana type granitoids, were pointed out in the same rock types. The distribution curves of the rare earths slowly decrease in the case of the granodioritic rocks, which indicates weak differentiation processes of the primary magmas, unlike the dioritic rocks and the rocks showing a potassium tendency from the Sohodol Valley Basin.

The distribution of the rare earth elements and the values of the isotopic ratios do not support the idea of differentiation from the granitoids present in the region. The vein rocks spectrum probably belongs to a distinct petrogenetic province, the magmatism yielding in the conditions of a compressive regime.

Institutul Geologic al României

Magmele calcoalcaline, de natură crustală cu tendinţă sodică, au suferit serioase procese de contaminare, diferenţierea în procesul de ascensiune şi punere în loc fiind foarte redusă.

The crustal calk-alkaline magmas of sodium tendency underwent serious contamination processes, the differentiation in the ascension and emplacement process being quite reduced.

STUDIUL PETROGRAFIC ŞI VULCANOLOGIC AL TUFURILOR VULCANICE DIN ROMANIA: COMPLEXUL TUFULUI DE DEJ
PETROGRAFIC AND VOLCANOLOGIC STUDY OF VOLCANIC TUFFS IN ROMANIA: THE DEJ TUFF COMPLEX

A. SZAKÁCS, I. SEGHEDI

În cursul anului 1993 s-a continuat cercetarea Complexului tufului de Dej în partea nord-vestică a Bazinului Transilvaniei, în sudul depresiunii Baia Mare şi în estul bazinului Silvaniei.

Din punct de vedere stratigrafic, Complexul tufului de Dej se încadrează în Badenianul inferior (Langhian). Dacă în secţiunile din nord-vestul Transilvaniei el acoperă întregul Langhian, în sudul bazinului Baia Mare au fost întâlnite numai vulcanoclastite ale complexului aparţinând Langhianului superior (zona cu Lagenide).

Se confirmă alcătuirea complexă a "Tufului de Dej", acesta fiind compus din 4 sau 5 secvenţe ce prezintă o oarecare regularitate: în baza secvenţelor se disting piroclastite de curgere sau echivalentul lor remobilizat, urmate de tufuri de cădere şi, apoi, de alternanţe de roci sedimentare şi tufuri şi/sau tufite. Secvenţele sunt, de multe ori, incomplete şi nu se corelează de la o ocurenţă la alta din punctul de vedere al grosimilor şi al compoziţiei secvenţiale.

Examenul litologic-petrografic arată prezenta următoarelor categorii majore de roci vulcanoclastice: (1) piroclastite de curgere (ignimbrite nesudate sau slab sudate); (2) depozite de curgeri de debrite, formate pe seama curgerilor piroclastice; (3) piroclastite de cădere (tufuri şi lapillite) şi (4) tufite. Vulcanoclastitele cu granulaţie fină se încadrează tipurilor petrografice vitroclastic, cristalo-vitroclastic şi vitro-cristaloclastic, pe când cele grosiere sunt lito-cristalo-vitroclastice. Componenţa vitroclastică include ponciile, aşchiile de sticlă (şarduri) şi fragmentele de sticlă vulcanică masivă. Componenţa cristaloclastică este alcatuită din fragmente de cristale de cuarţ, feldspat plagioclaz, biotit, hornblendă verde, allanit, piroxen, minerale opace, zircon şi apatit. Cristaloclastele de feldspat potasic au, de regulă, origine xenocristică (microclin), doar sporadic întâlnindu-se sanidin magmatic.

The investigation of the "Dej tuff complex" was continued during the year 1993 in the northwestern part of the Transylvanian Basin, southern part of the Baia Mare Basin and eastern part of the Silvania Basin.

The stratigraphic position of the Dej tuff complex (DTC) is Lower Badenian (Langhian). While in the northwestern Transylvanian Basin it represents the whole Langhian time, only Upper Langhian (Lagenide zone) volcaniclastics of the DTC were found in the southern Baia Mare basin.

The formerly called "Dej Tuff", has a complex architecture, consisting of 4 to 5 sequences and displaying a certain regularity. Pyroclastic flow deposits, or their reworked equivalents, are found at the base of the sequences, being followed by fallout tuffs and then by interbeds of sedimentary rocks and tuffs and/or tuffites. These sequences are frequently incomplete and, from one occurrence to another, cannot be correlated as regards the thickness and sequential composition.

The lithologic and petrographic study has shown the presence of the following volcaniclastic rock types: (1) pyroclastic flow deposits (unwelded ignimbrites), (2) debris flow deposits originating from pyroclastic flows, (3) fallout pyroclastics (tuffs and lapillites), and (4) tuffites. The fine-grained volcaniclastics can be characterized as vitroclastic, crystallo-vitroclastic and vitro-crystalloclastic, whereas the coarse ones are typically litho-crystallo-vitroclastic. The vitroclastic component includes pumice, vesiculated and massive glass shards. The crystalloclastic component consists of phenocryst fragments of quartz, feldspar, biotite, green hornblende, allanite, pyroxene, opaque minerals, zircon and apatite. Besides sporadic juvenile sanidine, other potash feldspar, such as microcline of xenocrystic origin, was found in places.

Institutul Geologic al României

Litoclastele sunt reprezentate prin fragmente de roci vulcanice (ignimbrite riolitice sudate, andezite/dacite, roci bazice), fragmente de roci metamorfice (cuarţite, micaşisturi cu sau fără granaţi), galeţi de conglomerate şi intraclaste de marno-argile şi tufite (badenian inferioare). Rocile conţin adesea şi o componenţă epiclastică de carbonat (bioclaste), microfosile şi carbonat de precipitare chimică care, dacă depăşesc 25 % din volumul rocii, conferă depozitelor un caracter tufitic.

Studiul petrochimic întreprins indică compoziţia riolitică (nu dacitică sau riodacitică, cum s-a considerat anterior) a piroclastelor Complexului tufului de Dej. Accidental apar şi litoclaste de roci eruptive ce prezintă un chimism dacitic.

Local (la Orman) au fost întâlnite vulcanoclastite cu resturi vegetale abundente, indicând o vegetaţie de uscat higrofilă, dezvoltată la marginea unui bazin de sedimentare.

Interpretările vulcanologice sugerează un vulcanism desfăşurat în timpul Langhianului prin erupţia secvenţială, în cadrul a 4 sau 5 cicluri, a unor magme acide, riolitice, cu conţinut ridicat de volatile, puternic veziculate, prin intermediul unor explozii de tip plinian/ultraplinian/freatoplinian, care au generat curgeri piroclastice şi căderi masive de cenuşă în cursul fazelor lor paroxismale iniţiale.

Nu au putut fi identificate centre de erupţie – de tip calderă, după toate probabilităţile –, dar raspândirea areală a produselor de curgere piroclastică, a echivalenţelor debritice ale acestora şi, în special, a ignimbritelor uşor sudate sugerează faptul că dintre toate ocurenţele examinate ale "tufului de Dej", cele de la Măgura Ciceului (unde, conform unei ipoteze mai vechi, s-ar localiza un centru de erupţie) prezintă caracterele cele mai "proximale".

Depunerea materialului vulcanic a avut loc preponderent în mediu subacvatic, unde, subsecvent depunerii primare, au avut loc redistribuiri masive ale acestuia. Depunerea subaeriană a piroclastitelor este cea mai probabilă în zona Măgurii Ciceului.

The lithoclasts are represented by volcanic rock fragments (welded rhyolitic ignimbrites, andesites/dacites and basic rocks). Metamorphic rock fragments (quartzite, micaschist with or without garnet), Lower Badenian conglomerate pebble and marl intraclasts. The volcaniclastics often contain chemically precipitated carbonate minerals (calcite), biogenic carbonate fragments and microfossils, in places with over 25 % participation (tuffites).

The petrochemical study of the DTC has shown the rhyolitic composition (and not dacitic or rhyodacitic as it was formerly stated) of the primary juvenile volcanic material. Some of the lithoclasts of volcanic origin are proven to be dacitic in composition, but they represent accidental fragments.

Volcaniclastics rich in vegetal remnants have been encountered at Orman; they suggest a hygrophile land vegetation, developed at the shores of a sedimentary basin.

The volcanological interpretation of the observation and analytical data suggest a volcanic activity, developed during the Langhian time and consisting of eruptions clustered in 4–5 cycles, of volatile-rich, strongly vesiculated acidic (rhyolitic) magmas. High-magnitude plinian/ultraplinian/phreatoplinian-type explosions generated pyroclastic flows during their early paroxistic phases and massive ash falls later on. The source areas/eruptive centres of these eruptions have not been identified but, judging from the nature and volume of the eruptive products, they should be represented by still undiscovered calderas or caldera clusters. The most proximal-type pyroclastics (slightly welded ash-flow tuffs) occur at the Măgura Ciceu hill, where an eruptive centre has been inferred by previous researchers. Deposition of the erupted material took place mostly in a marine subaqueous environment, where extensive reworking strongly contributed to the redistribution of the loose tephra and its mixing with nonvolcanic material. Subaerial deposition can be supposed only in the Măgura Ciceului hill area.

Institutul Geologic al României

TIPURI GENETICE DE VULCANOCLASTITE ÎN LANŢUL ERUPTIV CĂLIMANI-GURGHIU-HARGHITA (CARPAŢII ORIENTALI)
GENETIC TYPES OF VOLCANICLASTICS IN THE CĂLIMANI-GURGHIU-HARGHITA VOLCANIC CHAIN (EAST CARPATHIANS)

A. SZAKÁCS, I. SEGHEDI

Depozitele vulcanoclastice ("formaţiunea vulcano-sedimentară") din lanţul vulcanic neogen Călimani-Gurghiu-Harghita (CGH), din Carpaţii Orientali, au fost cercetate printr-un studiu litologic, geocronologic şi în subsidiar petrologic.

S-a obţinut diagnosticul genetic al depozitelor vulcanoclastice într-un mare număr de deschideri în lungul periferiilor vestică şi estică ale catenei vulcanice, precum şi pe valea Mureşului. A fost identificat un spectru larg de tipuri genetice de vulcanoclastite, atât piroclastice cât şi epiclastice.

Contrar estimărilor anterioare şi folosirii extensive a termenului "aglomerat", depozitele de cădere piroclastică au o pondere redusă (max. 10–12 %) în constituirea formaţiunii vulcanoclastice. Au fost identificate mecanisme eruptive de tip plinian, vulcanian şi strombolian. Depozitele de curgere piroclastică sunt larg răspândite în vestul şi sudul munţilor Călimani, vestul şi nordul munţilor Gurghiu şi sudul munţilor Harghita. O parte a acestora sunt ignimbrite nesudate, reprezentând curgeri de cenuşă şi poncii rezultate în urma erupţiilor explozive ale unor magme puternic veziculate. Depozitele de curgeri de blocuri şi cenusă, bine reprezentate, au provenit din prăbuşirea gravitaţională (tip Merapi), sau explozivă (tip Peleean), a unor domuri de lave în curs de extruziune sau a unor curgeri de lavă active pe flancurile superioare abrupte ale edificiilor vulcanice. Depozitele de val piroclastic (pyroclastic surge deposits) identificate, deşi volumetric nesemnificative, sunt importante pentru valoarea lor diagnostică în reconstituirea mecanismelor eruptive.

Volcaniclastics are widespread along the eastern and western peripheries of the Neogene to Quaternary Călimani-Gurghiu-Harghita (CGH) calc-alkaline volcanic range, as well as in the interior of the chain (e.g. along the Mureş Valley). Formerly assigned, as a whole, to a "volcano-sedimentary formation" (Rădulescu et al, 1964, 1973), they have been subjected to a new, modern volcanological investigation.

A large number of outcrops were examined along the western and eastern sides of the range, as well as in the Mureş Valley, and the volcaniclastics were genetically diagnosed in most of them. A wide spectrum of genetic types of pyroclastic, reworked pyroclastic and epiclastic origin has been recognised.

Unlike previous estimations and extensive usage of the term "agglomerate", pyroclastic fall deposits show a modest contribution (up to 10-12 % in the CGH range) to the bulk volume of the volcaniclastics. Several eruptive mechanisms such as plinian, vulcanian, and strombolian, have been revealed by the lithological study. Pyroclastic flow deposits are widespread around the Călimani Mts, Eastern and Northern Gurghiu and at the southern end of the Harghita Mts. Part of them are nonwelded pumice-rich ignimbrites of amphibole-andesite and dacite composition. Block-and-ash flow deposits, mostly of basalt-andesite composition, are well represented and related to summital lava dome and/or lava flow extrusions and collapse onto the slopes of steep-sided composite volcanoes. Both Merapi and Pelée types of block-and-ash flow deposits have been recognised in Southern Călimani and Northern Gurghiu. Pyroclastic surge deposits are also present, such as dacitic phreatomagmatic base-surge deposits in the Ciomadul Massif (Southern Harghita) or andesitic pyroclastic flow-related ground surge and ash-cloud-surge deposits in Southern Călimani and Northern Harghita. Although volumetrically insignificant, they are important indicators of eruptive mechanisms in several areas of the CGH chain.

Institutul Geologic al României

Cea mai mare parte a vulcanoclastitelor aparţine categoriei epiclastitelor, în special tipurilor genetice avalanşă de debrite şi curgeri de debrite (lahar), ce constituie peste 60 % din volumul formaţiunii vulcanoclastice. S-au identificat, de asemenea, depozite de curgeri de curenţi concentraţi (hyperconcentrated flood flow deposits), cât şi depozite fluviatile.

Recunoaşterea tipurilor genetice de vulcanoclastite modifică imaginea existentă privind caracterul mecanismelor eruptive, în sensul că în constituirea formaţiunii vulcanoclastice activitatea de tip exploziv este subordonată mecanismelor efuzive şi extruzive.

Cercetarea geocronologică a depozitelor vulcanoclastice periferice a arătat contemporaneitatea lor, în ansamblu, cu edificiile stratovulcanice axiale, atât la nivel de segment (Gurghiu, Harghita de Nord), cât şi la nivel de edificiu vulcanic (de exemplu Luci-Lazu din Harghita de sud). Datele de vârsta K-Ar indică faptul că depozitele vulcanoclastice au, în general, vârsta rocilor vulcanice din edificiile stratovulcanice învecinate.

Incompatibilitatea datelor de vârstă obţinute recent cu precedentul model structural al lanţului vulcanic CGH (un compartiment vulcanic superior, stratovulcanic, aşezat discordant şi după o importantă fază erozivă peste un compartiment vulcanic inferior mai vechi, erodat – "formaţiunea vulcano-sedimentară") a dus la imaginea unui model alternativ, compus din faciesuri vulcanice succesive de la centru la periferie (un facies central, unul proximal sau de flanc şi un facies distal sau vulcanoclastic), în consens cu modelele stratovulcanice elaborate recent pe plan internaţional. In cadrul acestui model formaţiunea vulcanoclastică reprezintă faciesul distal, periferic, al edificiilor stratovulcanice(fig.). Adoptarea acestui model deschide calea atribuirii diferitelor depozite vulcanoclastice la diferite edificii stratovulcanice-sursă, cunoscute în zonele axiale ale catenei. Noul model îşi găseste aplicaţii importante şi în modelarea geofizică a eruptivului neogen din Carpaţii Orientali.

Most of the volcaniclastics belong to the category of reworked pyroclastics and epiclastics (volcanogenic sediments). They are debris avalanche and debris flow deposits, accounting for more than 60 % of the entire volume of the volcaniclastics in the study area. Hyperconcentrated flood flow deposits and normal stream flow deposits, along with some lacustrine deposits, complete the genetic spectrum of the examined volcaniclastics.

The recognition of genetic types of volcaniclastics modifies significantly the picture of eruptive mechanisms operating during volcanic activity in the CGH chain. According to our data, extensive extrusive-effusive activity prevailed whereas explosive mechanisms had a less significant contribution to the generation of volcaniclastic material. Syn- and inter-eruptive mass-wastage processes constituted the main mechanism of redistribution of the primary volcanic material as coalesced peripheral volcaniclastic aprons around composite volcanic edifices. The contribution of explosive products, such as pyroclastic flow deposits, was locally important in building up the volcaniclastic piles.

The geochronologic study – by the K-Ar method – of the peripheral volcaniclastics, as compared with ages of the central edifices, has clearly pointed out the coevality of the two. Age progression along the axial composite volcanoes of the CGH chain is mirrored in the ages of the adjacent volcaniclastic deposits. These age relationships are inconsistent with the, so far generally accepted, structural model of the CGH range that consists of a lower volcanic compartment, represented by the "volcano-sedimentary formation", and an upper, stratovolcanic compartment, separated by a significant erosional unconformity. Our age data rather suggest an alternative model, envisaging volcanic facies zones: a central or near-vent facies, a proximal or flank facies and a distal or peripheral facies. In the new model the juxtaposed or, in places, overlapping, volcaniclastic aprons represent the peripheral, distal facies of the central composite volcanic edifices. Unlike the previous one, our model (fig) allows to assign certain volcaniclastic deposits to their respective source volcanoes, as we tried in two cases, in the Gurghiu Mts. (Fancel-Lăpuşna volcano) and the Harghita Mts. (Vârghiş volcano), respectively. The new structural model would find useful applications in the geophysical modelling as well as in the current geological mapping of the East Carpathian Neogene/Quaternary volcanic areas.

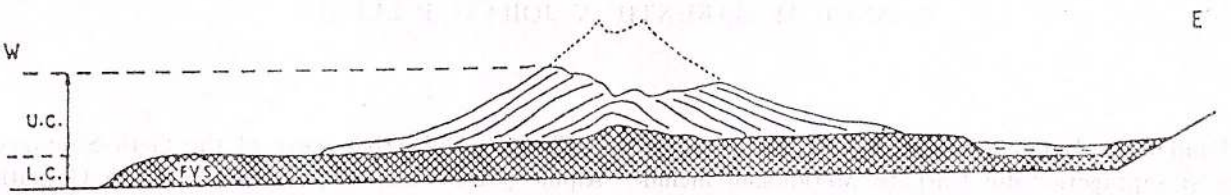
Institutul Geologic al României

References

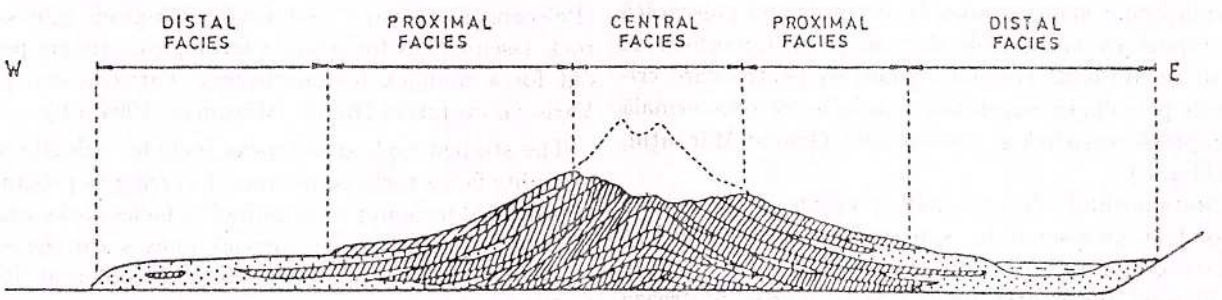
Rădulescu, D., Vasilescu, A., Peltz, S. (1964) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a munţilor Gurghiu. *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 87–151, Bucureşti.

Rădulescu, D., Peltz S., Popescu A. (1973) Lower compartment of the structure of the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains: the volcano-sedimentary formation. *An. Inst. Geol.*, XLI, p. 15–26, Bucureşti

a.



b.



Institutul Geologic al României

DISCONTINUITĂŢI STRUCTURALE ŞI METAMORFITE DE GRAD ÎNALT ÎN UNITĂŢILE DE SOCLU ALE CARPAŢILOR MERIDIONALI
STRUCTURAL DISCONTINUITIES AND HIGH-GRADE METAMORPHIC ROCKS IN THE PRE-ALPINE NAPPE STACK OF THE GETIC BASEMENT (SOUTH CARPATHIANS)

V. IANCU, M. MĂRUNŢIU, V. JOHAN[1], P. LEDRU[1]

Fundamentul pre-alpin al pânzelor cretacice, getice şi supragetice din Carpaţii Meridionali include depozite de molasă varistică de vârstă Carbonifer superior-Permian, granitoide carbonifere şi ansamble de roci metamorfozate, paleozoice şi proterozoice, ale căror litologii sunt foarte diversificate.

Recent, divizarea lito-tectonică a fundamentului pre-alpin al domeniului getic a permis separarea formaţiunilor slab metamorfozate de vârstă paleozoică în raport cu ansamblele de roci cu metamorfism de grad mediu-înalt (terenuri gnaisice) pentru care criteriile petrologice sugerează o evoluţie tectono-termală complexă, varistică şi pre-varistică (Iancu, Mărunţiu, 1994 a, b).

Metamorfitele de grad înalt, prezente în ansamblele lito- tectonice separate, sunt reprezentate de roci în facies granulitic şi eclogitic, uneori, cu tranziţie de la faciesul amfibolitic; unele corpuri de roci păstrează faze minerale magmatice precursoare. Rocile eclogitice şi granulitice sunt de diverse tipuri, fiind asociate spaţial unora dintre unităţile lito-tectonice implicate în stiva de pânze pre-alpine (ce conţin ansamble de roci polimetamorfice în facies amfibolitic), sau însoţind zone de forfecare crustală profundă (contacte tectonice marcate uneori de milonite în facies eclogitic).

Subiectele majore ale studiilor din ultimii ani (1993–1995) au vizat continuarea argumentării divizării lito-tectonice a fundamentului pre-alpin al unităţilor getice-supragetice din Carpaţii Meridionali. În acest context, s-au adus date noi privind:

- Trasarea şi caracterizarea zonelor de forfecare crustală pre-alpină, în care blasteza dinamică, sintectonică, asociată cu deformare simplă, progresivă, permite diferenţierea unor zone de forfecare de tip diferit (încălecare, extensie, strike-slip), ce au fost active la nivele structurale variate; milonite în faciesul şisturilor verzi, epidot amfibolitic sau eclogitic reprezintă markeri structurali importanţi, alături de schimbările majore ale ansamblelor litologice şi ale structurilor regionale;

The pre-Alpine basement of the Getic-Supragetic Alpine (Cretaceous) nappes in the South Carpathians includes: Upper Carboniferous-Permian molasse type deposits, Carboniferous granitoids and metamorphosed Paleozoic and Proterozoic rock asemblages whose lithologic constitution is strongly diversified.

Recently, the litho-tectonic division of the pre-Alpine basement led to the separation of the low-grade (Paleozoic in age) and medium to high-grade (gneissic) rock assemblages for which petrological criteria point out for a complex tectonothermal Variscan and pre-Variscan evolution (Iancu, Mărunţiu, 1994 a,b).

The studied high-grade rocks include: eclogite and granulite facies rocks sometimes occurring as prograde, transitional from upper amphibolite facies rocks whose inherited, precursor (magmatic) phases can be well preserved.They are spatially related to different lithologic assemblages involved in a pre-Alpine nappe stack, displaying polystage amphibolite facies regional metamorphism, as well as marking deep seated shear zones (eclogite facies mylonites).

In the period 1993–1995 the researches brought further arguments in favour of the lithotectonic division of the pre-Alpine basement of the Getic domain i.e. Getic-Supragetic Alpine nappe stack in the South Carpathians.

In this respect new data have been brought concerning:

- the outlining and characterization of the pre-Alpine crustal shear zones in which the syntectonic, dynamic blastesis related to simple, progressive deformation leads to the differentiation of shear zones of different types (compression, extention, strike-slip) that have been active at varied structural levels; mylonites in green-schists, epidote-amphibolite or eclogite facies represent significant structural markers beside major changes of the regional litholo.c and structural assemblages;

[1]B.R.G.M., Orléans, Franţa

Institutul Geologic al României

- diversitatea petrologică-mineralogică şi structurală a rocilor denumite generic (în ansamblu) roci în facies eclogitic şi granulitic, funcţie de: natura protoliţilor metamorfozaţi; tipul de evoluţie înregistrat (prograd, prograd-retrograd, sau numai retrograd) de paragenezele minerale şi microstructurile specifice; gradul de echilibrare în condiţii de maxim PT; tipul istoriei metamorfice a rocilor de grad înalt în relaţie cu cel al rocilor gazdă.

În acest context, au putut fi caracterizate două mari categorii de metamorfite de grad înalt (roci în facies eclogitic şi granulitic, uneori aflate la tranziţia de la faciesul amfibolitic).

1. **Roci în facies eclogitic şi granulitic, asociate unor zone de forfecare crustală**

Caracterizarea deformării progresive şi a relaţiei blasteză- deformare în zonele de forfecare dominant simplă aduce argumente suplimentare în separarea unităţilor lito-tectonice de Sebeş, Lotru şi Cumpăna în Munţii Sebeş-Cibin-Lotru şi versantul sudic al Munţilor Făgăraş.

Blasteza metamorfică a avut loc în condiţii de grad mediu-înalt, fazele neformate sintectonic fiind: biotit, granat, disten ± sillimanit, disten-granat în roci cuarţo-feldspatice micacee, local granat-clinopiroxen, în roci bazice-intermediare. În Munţii Leaota, zona de forfecare crustală, evidenţiată de noi (Iancu et al., 1989 R, 1993 R), reprezintă un nivel structural reper (zona blastomilonitică Bughea), marcat de melanj tectonic şi metamorfism dinamic de presiune ridicată. Aceasta include roci de compoziţii foarte variate (granite tip Albeşti, metagabbrouri, gnaise micacee), cu blasteză progresivă: de la coroane de reacţie progradă (cu granat, în metagranite, metagabbrouri), până la milonite cu structuri planar- lineare în facies eclogitic; asociaţiile minerale sintectonice ale rocilor bazice conţin: granat bogat în pirop (cu zonare progradă), clinopiroxen omfacitic, amfibol barroizitic, fengit.

Elementele structurale ca: efecte de subgranulaţie şi recristalizare, liniaţii streching şi minerale (parţial rotite), împreună cu indicatorii cinematici identificaţi în rocile cu structuri de tip S-C-C', permit caracterizarea unor zone de forfecare, fie ca falii de încălecare (ex. contactul dintre grupurile Sebeş şi Cumpăna, în Munţii Sebeş), fie ca falii de alunecare pe direcţie (de tip strike-slip), ca de exemplu contactul dintre grupurile Cumpăna şi Sebeş (Formaţiunea de Măgura Câinenilor), pe flancul sudic al Munţilor Făgăraş. Unele forfecări de extensie (tip falie normală) au fost evidenţiate în partea de sud-vest a Munţilor Sebeş şi par a fi post-S_2.

- petrological-mineralogical and structural diversity of the rocks generically known as rocks in eclogite and granulite facies according to the nature of the metamorphosed protoliths; type of evolution (prograde, prograde-retrograde or only retrograde) recorded by the mineral parageneses and specific microstructures; equilibration grade under peak PT conditions; type of the metamorphic evolution of the high-grade rocks in comparison with that of the host rocks.

Within this context, two large categories of high-grade metamorphics (rocks in eclogite and granulite facies, locally placed in the transition zone from the amphibolite facies) could be characterized.

1. **Eclogite and granulite facies rocks related to crustal shear zones**

The characterization of the progressive deformation and of the blastesis-deformation relationship in the mainly simple shear zones brings further data for the separation of the Sebeş, Lotru and Cumpăna lithotectonic units in the Sebeş-Cibin-Lotru Mts. and the southern part of the Făgăraş Mts.

The metamorphic blastesis took place under medium- to high-grade conditions, the syntectonically formed phases being represented by: biotite, garnet, kyanite ± sillimanite, kyanite-garnet in micaceous quartz-feldspathic rocks, locally garnet-clinopyroxen, in basic-intermediary rocks. In the Leaota Mts, the crustal shear zone poited out by Iancu et al. (1989 R, 1993 R) represents a marker structural level (Bughea blastomylonitic zone) indicated by a tectonic mélange and high-pressure dynamic metamorphism. It includes rocks with varied compositions (Albeşti-type granites, metagabbros, micaceous gneisses) with progressive blastesis: from prograde reaction rims (with garnet, in metagranites, metagabbros) up to mylonites with planar-linear structures in eclogite facies; syntectonic mineral associations of the basic rocks contain: pyrope rich garnet (with prograde zonation), omphacitic clinopyroxene, barroizitic amphibole, phengite.

Structural elements such as subgranulation and recrystallization effects, stretching and mineral lineations (partially rotated), beside kinematic markers identified in rocks with S-C-C' fabrics permit the characterization of shear zones either as thrust faults (e.g. contact between the Sebeş and Cumpăna groups in the Sebeş Mts), or as strike-slip faults, e.g. the contact between the Cumpăna and Sebeş groups (Măgura Câinenilor Formation), on the southern slope of the Făgăraş Mts. Some extensional shear zones (normal fault type) have been identified in the Sebeş and Lotru Mts as post-S_2 tectonic lines.

Institutul Geologic al României

2. **Metamorfite de grad înalt asociate unităţilor lito- tectonice pre-alpine**

Acestea prezintă structuri, asociaţii paragenetice şi evoluţii metamorfic-deformaţionale diferenţiate, în funcţie de poziţia lor în ansamblul de pânze metamorfice separate de noi. În acelaşi timp, conţinutul mineralogic-paragenetic este diferit, în funcţie de natura şi chimismul protoliţilor afectaţi de metamorfismul de grad înalt (până în prezent, noi abordând, în special, procesele de eclogitizare) ca şi de stadiul sau intensitatea proceselor de metamorfism.

Prezentăm, pe scurt, câteva dintre caracteristicile specifice rocilor cu metamorfism la nivelul faciesurilor eclogitic şi granulitic, analizate mineralogic şi chimic, ce afloreză în unităţile lito-tectonice de Sebeş şi Lotru.

A. *Metamorfitele de grad înalt din unitatea (grupul) Sebeş.* Acestea se pot grupa după cum urmează:

A.1. *Eclogite, granulite, metaultramafite (cu granat ± spinel)*, cu o istorie metamorfică mai lungă decât cea a rocilor gazdă; conţin faze minerale pre-S_1: clinopiroxen, granat, disten rutil puternic echilibrate mineralogic în condiţii de P şi T ridicată (au incluziuni de clinopiroxen, zoizit, rutil, în granat); au structuri de decompresie şi coroane de reacţie retrogradă, ce reflectă condiţii granulitice (parageneze cu clinopiroxen secundar+plagioclaz pe clinopiroxen 1; agregate de spinel-corindon-plagioclaz bazic pe disten; coroane cu spinel, ortopiroxen şi clinopiroxen ± amfibol în peridotite (lherzolite - cu granat).

Eclogitele bazice conţin disten şi zoizit în asociaţie cu clinopiroxen -granat, reflectând compoziţii aluminoase-magneziene. Asociat acestora sunt prezente roci cu rubanări compoziţionale sau bazice, cu granat-clinopiroxen ± disten, cu structuri granoblastice şi coronitice, toate fiind amfibolitizate subsecvent.

Istoria metamorfic-deformaţională (ce poate sugera alura modelului evolutiv pe diagrama PTt) este de tip retrograd, zonalitatea granaţilor fiind, de asemenea, de tip retrograd (senso Medaris et al., 1995).

A.2. *Metamorfite de grad înalt cu clinopiroxen şi granat (+ rutil, cuarţ)* ca faze metamorfice, coexistând cu parageneze magmatice bine păstrate în protoliţii bazici. Prin comparaţie cu evoluţia metamorfică a rocilor gazdă (roci polimetamorfe cu metamorfism maxim la nivelul zonei cu disten), eclogitizarea pare a fi avut loc sincron, în cursul evenimentului dinamotermic M_1. Astfel de eclogite sunt prezente în Munţii Sebeş, în formaţiunea ce conţine magmatite bimodale (leptino-amfibolitică).

B. *Metamorfite de grad înalt asociate unităţii (grupului) Lotru.*

Acestea sunt caracterizate de asociaţii cu: clinopiroxen omfacitic, granat (cu compoziţii variabile, de la piropic la almandin), cuarţ, rutil, fiind prezente atât în roci cu structuri mixte (pre-metamorfice şi me-

2. **High-grade metamorphic rocks related to the pre-Alpine lithotectonic units**

They present structure, paragenetic associations and differentiated metamorphic-deformational evolutions according to their position within the metamorphic nappe stack separated by us. At the same time the mineralogic-paragenetic content differs according to the nature and chemistry of the protoliths affected by the high-grade metamorphism (up till now only eclogitization processes have been studied by us) as well as to the stage or intensity of the metamorphism processes.

Some of the characteristics typical of the rocks which reachd the eclogite and granulite facies level of metamorphism, studied in mineralogical and chemical respect, cropping out in the Sebeş and Lotru lithotectonic units, will be presented further on.

A. *High-grade metamorphics in the Sebeş Unit (Group)* can be grouped, as follows:

A.1. *Eclogites, granulites, metaultramaphics* (garnet ± spinel bearing), with a metamorphic evolution longer than that of the host rocks (Sb_1, Fm); they contain pre-S_1 mineral phases:Clinopyroxen, garnet, kyanite, rutile, strongly equilibrated under conditions of high P and T (clinopyroxene, zoisite and rutile inclusions in garnet); they display decompression structures and retrograde reaction coronas that indicate granulitic conditions: secondary parageneses with clinopyroxene+plagioclase on clinopyroxene 1; spinel-corundum-basic plagioclase aggregates on kyanite; spinel, orthopyroxene and clinopyroxene ±amphibole rims in garnet bearing peridotites (lherzolites).

The basic eclogites contain kyanite and zoisite in association with clinopyroxene-garnet, pointing to aluminous-magnesian compositions of the protoliths. Related them banded rocks with bimodal composition (basic-felsic) contain garnet-clinopyroxene±kyanite with granoblastic and coronitic structures, all of them being subsequently amphibolitized.

The metamorphic-deformational evolution (which can suggest the path of the evolution model in the PTt diagram) is of retrograde type like the zonality of the garnets (senso Medaris et al., 1995).

A.2. *High-grade metamorphics with clinopyroxene and garnet± plagioclase* +rutile+quartz as main metamorphic phases coexisting with well-preserved magmatic parageneses in the basic protoliths. In comparison with the metamorphic evolution of the host rocks (polymetamorphic rocks with metamorphic peak at the level of the kyanite zone), the eclogitization seems to be related to the M_1 dynamothermic event. Such eclogites ares found in the Sebeş Mts in the gneissic formation (Sb_2) that contains bimodal magmatites (leptino-amphibolitic), dismembered ultramafics as well as manganiferous rocks.

Institutul Geologic al României

tamorfice), cât şi în eclogite omogene. Incluziunile minerale din fazele metamorfice poikilitice (granat, clinopiroxen) pot fi faze stabile atât în condiţiile faciesului amfibolitic (amfiboli, plagioclazi), cât şi în condiţii de presiune ridicată.

Prezenţa acestor incluziuni, existenţa coroanelor prograde (ex. granat + clinopiroxen metamorfic pe ortopiroxen magmatic), ca şi asocierea cu roci metamagmatice (gabbrouri cu granat, metaultramafite) în facies amfibolitic sugerează acelaşi tip de evoluţie de tip prograd, pentru întreaga secvenţă.

Rocile gazdă prezintă un maxim metamorfic la nivelul zonei cu sillimanit (M_1), urmat de reajustarea metamorfică la nivelul zonei cu disten neoformat (M_2).

Rocile mafice-ultramafice (păstrate ca resturi dintr-un complex ofiolitic dezmembrat) ale grupului Lotru conţin parageneze (faze magmatice) ale protoliţilor precursori, ce coexistă cu parageneze metamorfice prograde (coroane, pseudomorfoze, agregate granoblastice) de T şi P ridicată, corespunzând traseului prograd pe o diagramă PTt; unele roci prezintă efecte de "eclogitizare" avansată, uneori rezultând eclogite cu dovezi de evoluţie de tip prograd (incluziuni preeclogitice în granat, zonalitate a granatului de tip prograd, etc.). Evoluţia retrogradă a acestor roci este înregistrată de paragenezele suprapuse, generate în condiţiile faciesului amfibolitic.

Atât elementele structurale, cât şi analiza mineralogică şi structurală a metamorfitelor de grad înalt permit o mai bună caracterizare a unităţilor litotectonice (separate de noi), ce alcătuiesc ansamblul de pânze metamorfice pre-alpine din fundamentul unităţilor getice-supragetice.

B. *High-grade metamorphics related to the Lotru Unit (Group)* are characterized by associations with: omphacitic clinopyroxene, garnet (whose composition varies from pyropic to almandinic), quartz, rutile, that occur both in rocks with mixed structures (pre-metamorphic and metamorphic) and in homogenous eclogites. The mineral inclusions from the poikilitic metamorphic phases (garnet, clinopyroxene) can be stable phases both under conditions of the amphibolitic facies (amphiboles, plagioclase) and of the high pressure.

The presence of these inclusions, the existence of prograde coronas (e.g. garnet+metamorphic clinopyroxene on magmatic orthopyroxene), as well as the association with metamagmatic rocks (garnet-gabbros, metaultramafics) in amphibolitic facies matrix rocks point to the same prograde type of evolution for the whole sequence.

The host rocks display a metamorphic maximum at the level of the sillimanite zone (M_1), followed by a metamorphic readjustment at the level of the newly formed kyanite zone (M_2).

The mafic-ultramafic rocks (preserved as remnants of a dismembered ophiolitic complex) of the Lotru Group contain parageneses (magmatic phases) of the precursor protoliths that coexist with prograde metamorphic ones (as coronas, pseudomorphoses, granoblastic aggregates) of high T and P, corresponding to the prograde slope on a PTt diagram; some rocks display advanced "eclogitization" effects, locally yielding eclogites with a clear prograde evolution (pre-eclogitic inclusions in garnet, zonality of the prograde type, etc.).The retrograde evolution of these rocks is recorded in the superposed parageneses generated under conditions of the amphibolitic facies.

Both the structural elements and the mineralogical and structural analysis of the high-grade metamorphic rocks can represent good discriminant characters in separating the lithotectonic units that constitute the pre-Alpine metamorphic nappes in the Getic-Supragetic basement.

Institutul Geologic al României

METAMORFITELE DE GRAD ÎNALT DIN CARPAŢII MERIDIONALI
THE PRE-ALPINE HIGH-GRADE METAMORPHICS FROM THE SOUTH CARPATHIANS

V. IANCU, M. MĂRUNŢIU, V. JOHAN, P. LEDRU, CH.GILLÉ, J. BRETON

Pe baza datelor petrografice şi mineralogice acumulate în ultimii ani se conturează ideea existenţei mai multor tipuri (categorii) de roci cu metamorfism de grad înalt, prezente în fundamentul pre-alpin al unităţilor getice-supragetice. Acestea au caractere petrologice distincte şi o semnificaţie geotectonică diferită.

Se pot contura două mari categorii:

- roci cu metamorfism de grad înalt *"in situ"*, la scară regională, ele făcând parte din ansamblul litologic al grupului cu care sunt asociate spaţial, sau având cu acestea afinităţi petrografice, geochimice şi genetice;

- roci afectate de metamorfism de grad înalt, aflate în relaţie directă cu zone de forfecare crustală profundă, ele fiind produse ale metamorfismului dinamic de grad înalt; pot avea cele mai diverse compoziţii petrografice şi pot proveni de la nivele structurale diferite.

Din punct de vedere al compoziţiei chimice, metamorfitele de grad înalt sunt extrem de variate, aşa cum arată tabelele anexate în studiu (elemente majore şi minore). În studiul din perioada 1993–1994 sunt prezentate rezultatele investigaţiilor mineralogice bazate pe analize chimice punctiforme, efectuate cu microsonda CAMECA la B.R.G.M. (Orléans, Franţa), în baza programului de colaborare bilaterală dintre I.G.R. şi B.R.G.M.

Au fost selecţionate eşantioane de roci eclogitice asociate spaţial grupurilor Sebeş, Lotru, Cumpăna şi zonei de forfecare Bughea, ce vor fi prezentate pe scurt.

1. *Metamorfite de grad înalt asociate grupului Sebeş.* Acestea sunt prezente ca lentile şi corpuri allohtone, anizofaciale în raport cu primul metamorfism al rocilor gazdă (M_1). Petrografic, sunt eclogite mafice, eclogite sau granulite de presiune ridicată cu compoziţie bimodală (cu rubanare compoziţională), metaperidotite cu granat.

Au fost analizate mineralogic probele:

- proba IV (localizare: Petecul Porţile de Fier)- eclogit mafic cu disten, cu paragenează de P şi T ridicată, constând din: clinopiroxen omfacitic (Jd 24–25 în incluziuni; Jd 23,5–25,6 în matrice) + granat (pirop 44–51) + disten + hornblendă tschermakitică + rutil + zoizit. Clinopiroxenul omfacitic este substituit de

The petrographic and mineralogical data obtained in recent years indicate the existence of several high-grade metamorphic rock types (categories) in the pre-Alpine basement of the Getic-Supragetic units. These are characterized by distinct petrological features and a different geotectonic significance.

Two relative timing of "eclogitisation" or "granulitisation" may be related to regional or dynamic metamorphic events.

The large categories can be distinguished:

- "In situ" high-grade metamorphosed rocks, which, on a regional scale, belong to the lithological assemblages in which they are incorporated, as "in-sequence" rocks (the case of paraderivates) or as allochtonous (dismembered) orthoderivates. Petrographic and geochemical features can prove genetic affinities of the precursors or not (special studies are in progress for geochemistry). First chemical investigations point out the diversified compositions of the rocks, from tholeiitic to calc-alkaline in the different litho-tectonic units;

- Rocks affected by high-grade metamorphism, directly related to deep crustal shear zones, being products of the dynamic high-grade metamorphism (HP mylonites); they may be of the most diverse petrographic compositions (even of the tectonic melange type) and are exhumed from different structural levels.

The study achieved in 1993–1994 presents the results of the mineralogical investigations based on mineral chemical analyses carried out by the CAMECA microprobe analyser at B.R.G.M. (Orléans, France).

Eclogitic rock samples, spatially associated with the Sebeş, Lotru, Cumpăna Groups and the Bughea shear zone, were selected, which will be briefly presented.

1. *High-grade metamorphics associated with the Sebeş Group.* They are present as lenses and allochthonous bodies, anisofacial in respect of the first metamorphism of the host rocks (M_1).Petrographically, they are mafic eclogites, banded high-pressure eclogites (or granulites) of bimodal composition, garnet and spinel metaperidotites.

Several samples have been mineralogically analysed as follows:

- Sample IV (location: Porţile de Fier outlier) is a

Institutul Geologic al României

simplectite de clinopiroxen 2 + plagioclaz (stadiul amfibolitic);

- probele XII şi 01609 sunt roci granoblastice - coronitice, cu rubanare compoziţională (mafic - felsic), cu relicte de P şi T înaltă (disten, granat, probabil piroxen, complet substituit retrograd). Asociaţia paragenetică de grad înalt conţine: granat (pirop 11,8–22,7 în bandă felsică şi 27,5–32,3 în bandă mafică) - disten - cuarţ - rutil - zoizit - apatit.

Distenul din benzile sau nucleele felsice prezintă coroane de reacţie de temperatură ridicată (faciesul granulitic), rezultate prin decompresie, constituite din: spinel verde + plagioclaz (An 82,8–95,4), corindon, ilmenit (coroane interne) înconjurat de coroane de plagioclaz (An 70,9–94,3). Ca faze minerale retrograde (faciesul amfibolitic), pe seama distenului se formează staurolit, biotit, muscovit; plagioclazul (An 32,1–48,9), amfibolul, biotitul sunt restructurate în două stadii succesive (M_1, M_2), având compoziţii variabile.

2. *Metamorfite de grad înalt asociate cu magmatite mafice - ultramafice provenind din crusta oceanică dezmembrată (Grupul Lotru).* Observaţiile mineralogice-petrografice au pus în evidenţă transformări prograde parţiale în condiţii de grad înalt ale mineralelor magmatice moştenite (coroane, pseudomorfoze) sau blasteză negeneralizată (granat în gabbrouri) de grad înalt. Proba 324 B analizată (Valea Berzasca) reprezintă un ortoderivat cu structuri magmatice (diferenţieri compoziţionale) cu imprint metamorfic de grad înalt (facies eclogitic), reechilibrată în condiţiile faciesului granulitic. Parageneza de grad înalt (stadiul eclogitic) este reprezentată prin: granat (pirop 19,37–27,15) - (clinopiroxen 1, substituit) - cuarţ - rutil - ilmenit.

Adaptările retrograde, la limita faciesului granulitic cu faciesul amfibolitic, sunt materializate de agregate microgranoblastice în matrice de: clinopiroxen 2 (Jd 3,4–5,3) + plagioclaz (An 29,2–30,7) şi plagioclaz + hornblendă brună, sub formă de coroane în jurul granatului, sau agregate microgranoblastice în matrice.

3. *Metamorfite de grad înalt din complexe granulito-gnaisice (Grupul Cumpăna).* Proba analizată, 3983 (versantul sudic al Munţilor Făgăraş), este un eclogit cu disten. Asociaţia paragenetică primară conţine: granat (pirop 39,9–46,9) - clinopiroxen omfacitic (Jd 35,6–40,7) - amfibol (barroizit-magneziohornblendă) - disten - rutil - cuarţ - zoizit - fengit (?). Agregatele simplectitice de clinopiroxen 2 (Jd 13,6–15,1) + plagioclaz (An 21) substituie piroxenul primar; stadiul amfibolitic este materializat de asociaţiile amfibol + plagioclaz. Granatul conţine incluziuni de disten, clinopiroxen (Jd 38,3 – 42,5), amfibol, biotit.

4. *Milonite în facies eclogitic asociate unor zone de forfecare crustală profundă.* Proba 3805 (Munţii Lea-

kyanite-bearing mafic eclogite. It has the following high P and T paragenesis: omphacyte clinopyroxene (Jd 24–25 in inclusions; Jd 23.5–25.6 in the groundmass) + garnet (pyrope 44–51) + kyanite + tschermatitic hornblende + rutile + zoizite. The omphacyte clinopyroxene is replaced by clinopyroxene 2 simplectites + plagioclase. Younger amphibole plagioclase simplectites (amphibolitic stage) are present;

- Samples XII and 01609, granoblastic-coronitic rocks of compositional banding (mafic-felsic with high P and T relicts (kyanite, garnet, probably pyroxene, completely replaced by amphibole-plagioclase). The high-grade paragenetic assemblage contains: garnet (pyrope 11.8–22.7 in the felsic band and 27.5–32.3 in the mafic band) - kyanite - quartz - rutile - zoisite - apatite.

The kyanite in the felsic bands or nuclei of the mafic eclogites displays high temperature reaction coronas (granulitic facies) as a result of decompression consisting of: green spinel + plagioclase (An 82.8–95.4), corundum, ilmenite (inner coronas) surrounded by plagioclase coronas (An 70.9–94.3). As retrograde mineral phases (amphibolitic facies), staurolite, biotite muscovite form at the expense of kyanite; plagioclase (An 32.1–48.9), amphibole, biotite are formed in two successive stages (M_1, M_2) of varied compositions.

2. *High-grade metamorphics associated with the mafic-ultramafic magmatites originating from a dismembered oceanic crust (Lotru Group).* The petrographic-mineralogical observations pointed out partial prograde transformations. The PT conditions of the prograde evolution of the mafic-ultramafic rocks associated with the Lotru unit, overlap the transition from the upper amphibolite to granulite and eclogite facies. Prograde coronas, local equilibrium aggregates, prograde pseudomorphoses (after precursor phases) and preservation of the inherited protoliths are petrographic features of the partially transformed metamagmatites, closely associated with eclogites. The analysed sample 324 (Valea Berzasca) represents an orthoderivate with magmatic structures (compositional differentiations) with high-grade metamorphic imprint (eclogitic facies), re-equilibrated in the amphibolite facies conditions. The high-grade paragenesis (eclogitic stage) is represented by: garnet (pyrope 19.37–27.15) - (clinopyroxene 1, replaced) - quartz - rutile - ilmenite.

The retrograde re-equilibration at the boundary between the granulitic facies with the amphibolitic one is represented by microgranoblastic aggregates in groundmass of: clinopyroxene 2 (Jd 3.4–5.3) + plagioclase (An 29.2–30.7) and plagioclase + brown hornblende as coronas round the garnet or microgranoblastic coronas within the matrix.

3. *High-grade metamorphics from the granulite-gneissic complexes (Cumpăna Group).* The analysed

Institutul Geologic al României

ota) este un eclogit cu structură tectonitică (planar-lineară), având următoarea asociaţie paragenetică: granat (pirop 24,9–38,5) - jadeit (41,91–45,42) - disten - amfibol (barroizit) - fengit - cuarţ - rutil. Clinopiroxenul şi amfibolul (barroizit) sunt prezente şi ca incluziuni în granat şi disten. Fazele minerale suprapuse sunt: biotit + plagioclaz + cuarţ (ca intercreşteri simplectitice pe fengit), amfibol (pe granat), paragonit (pe disten).

Proba 3837 (Munţii Leaota) este o rocă în facies eclogitic cu o compoziţie chimică diferită de proba anterioară, având următoarea asociaţie paragenetică iniţială: granat (pirop 10,11–17,06; almandin 55,35–62,99) - clinopiroxen (Jd 38,7–39,9) - amfibol (pargasitic) - cuarţ - fengit - rutil. Stadiul de decompresie este materializat de agregatele simplectitice de clinopiroxen 2 + plagioclaz şi biotit + plagioclaz.

Elemente de noutate reprezintă analizele chimice punctiforme pe roci eclogitice, care au permis precizarea compoziţiei mineralogice, identificarea unor roci de presiune ridicată, rezultate prin metamorfism dinamic la mari adâncimi (T de cca. 800^{0}C şi P în jur de 22 Kb), identificarea unor minerale noi în eclogite din România (Al-barroizit, fengit) (Johan et al., 1993).

sample, 3983 (southern slope of the Făgăraş Mts) is a kyanite eclogite. The primary paragenetic assemblage contains: garnet (pyrope 39.9–46.9) - omphacitic clinopyroxene (Jd 35.6–40.7) - amphibole (barroizite - magnesium hornblende) - kyanite - rutile - quartz - zoisite - phengite (?). The clinopyroxene 2 simplectite aggregates (Jd 13.6–15.1) + plagioclase (An 21) replace the primary pyroxene; the amphibolite stage is represented by the amphibole + plagioclase and biotite + plagioclase assemblages. Garnet contains kyanite, clinopyroxene (Jd 38.3–42.5), amphibole, biotite inclusions.

4. *Eclogite - facies mylonites associated with deep crustal shear zones.* Sample 3805 (Leaota Mts) is an eclogite of tectonitic (planar-linear) fabric displaying the following paragenetic assmblage: garnet (pyrope 24.9–38.5) - jadeite (41.91–45.42) - kyanite - amphibole (barroizite) - phengite - quartz - rutile. Clinopyroxene and barroizitic amphibole are present also as inclusions within garnet and kyanite. The superposed phases are: biotite + plagioclase + quartz (as intergrowths on phengite), amphibole (on garnet), paragonite (on kyanite).

Sample 3837 (Leaota Mts) is an eclogite facies rock of a chemical composition different from the previous sample exhibiting the following initial paragenetic assemblage: garnet (pyrope 10.11–17.06; almandine 55.35–62.99) - clinopyroxene (Jd 38.7–39.9) - amphibole (pargasitic) - quartz - phengite - rutile. The decompression stage is materialized by the clinopyroxene 2 + plagioclase and biotite + plagioclase simplectitic aggregates.

New data of this study are represented by the mineral chemical analyses carried out on eclogitic rocks, that allowed the specification of the mineralogical composition, the identification of some high pressure rocks resulted through dynamic metamorphism at great depths (temperature of ca. 800^{0}C and pressure about 22 Kb), the identification of new minerals within the eclogites of Romania (Al-barroizite, phengite) (Johan et al., 1994).

Institutul Geologic al României

SKARNE DE REACŢIE ÎN METAMORFITELE DIN CARPAŢII MERIDIONALI DE VEST
METAMORPHIC SKARNS IN WESTERN SOUTH CARPATHIANS METAMORPHICS

I. HÂRTOPANU, P. HÂRTOPANU, G. STELEA, GH. ILINCA, I. VANGHELIE, C. UDRESCU

Au fost cercetate rocile calcsilicatice din masivele Semenic (zona Armeniş şi valea Slătinic), Godeanu (văile Topenia, Ivanu, Smogotin, Bărănel, Tătaru) şi Mehedinţi (văile Racovăţ şi Bahna, zona Cireşu, vf. Maiag, sat Godeanu). Asociaţia mineralelor componente ale rocilor calcsilicatice este foarte bogată: forsterit, diopsid, tremolit, calcit, dolomit, cuarţ, plagioclaz, feldspat alcalin (±K-feldspat), grossular, flogopit, biotit, muscovit, scapolit, epidot-zoizit, sfen, apatit, pirotină, magnetit, pirită, calcopirită, blendă, grafit şi alţi piroxeni, alţi amfiboli, alţi filosilicaţi, brucit, serpentină.

Imaginea texturală a scarnelor de reacţie este rezultatul participării a două elemente antagonice care creează texturi izotrope, respectiv anizotrope: blasteza şi deformarea. Deformarea aflată la originea texturilor rubanate, foliate, laminate poate fi cauza distrugerii şi reformării unor minerale. Pe traiectul planelor de deformare se pot instala principalele căi de circulaţie şi aprovizionare cu fluide. Blasteza poate îmbrăca forme supradimensionale putându-se forma cristale de amfiboli şi piroxeni cu dimensiuni de ordinul decimetrilor tinzând să şteargă anizotropia acestor roci.

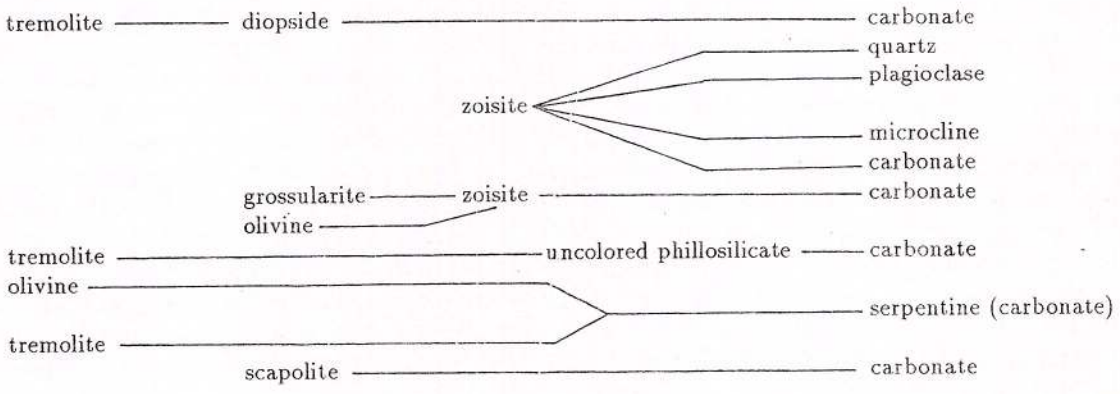
Texturile de substituţie între diferite minerale constituente ale scarnelor de reacţie ne dau o imagine a succesiunilor de cristalizare, respectiv a sensului evoluţiei procesului metamorfic. Cele mai semnificative substituţii sunt următoarele:

The calc-silicate rocks from the Semenic (Armeniş zone and Slătinic valley), Godeanu (Topenia, Ivanu, Smogotin, Bărănel, Tătaru valleys) and Mehedinţi (Racovăţ and Bahna valleys, Maiag peak, Cireşu and Godeanu villages) massives were researched. The mineral association from the calc-silicate rocks is very rich: forsterite, diopside, calcite, dolomite, quartz, plagioclase feldspar, alkali feldspar (±K-feldspar), grossular, phlogopite, biotite, muscovite, skapolite, epidote-zoisite, titanite, apatite, pyrotite, magnetite, pyrite, chalcopyrite, sphalerite, graphite. Besides these other pyroxenes, other amphiboles, other philosilicates, bruccite, serpentine also appear.

Textural image of the reaction skarns is a result of the two antagonic elements whose participation creates both isotrope and anisotrope textures: blastesis and deformation. The deformation which lies at the origin of banded, foliated, laminated structures can be the reason of both breakdown and reformation of some minerals.

The main circulation and fluid supplies were installed along the deformation planes. The blastesis can show superdimension amphiboles and pyroxenes crystals reaching the decimetrical order and tending to wipe the anisotropic character of these rocks.

The substitution textures between different minerals from the reaction skarns give us an image of the crystallization succession and the evolution sense of the metamorphic process. The most significant substitutions are as follows:



Institutul Geologic al României

Analizele efectuate pe roci sau pe mineralele scarnelor de reacţie au avut şi un rol complementar, încercându-se controlul unei determinări printr-o alta. Astfel, analizele în raze X, analizele chimice monominerale şi analizele în infraroşu reprezintă un prim grup complementar, analizele chimice pe rocă şi testul cu alizarină reprezentând un al doilea grup. Analizele spectrale pe roci au permis o diferenţiere în funcţie de conţinutul în elemente minore: dolomite, calcare (predominant calcitice) şi calcare cu adaos de fier (cu totul subordonat). Analizele chimice totale pe roci confirmă dichotomia compoziţională a rocilor carbonatice: roci bogat calcitice şi roci bogat dolomitice.

Analiza relaţiilor minerale s-a făcut pentru fiecare din principalele zone de apariţie din cele trei masive, putându-se constata o varietate foarte largă de situaţii. În mod potenţial relaţiile minerale reprezintă un important mijloc de depistare a condiţiilor de formare. Există însă impedimente obiective sau subiective cum ar fi:

– volumul redus al skarnelor de reacţie nu permite stabilirea unui spaţiu al reactanţilor despărţit de cel al produselor de reacţie;

– zonele de reacţie la limita cu roca gazdă sunt distruse sau deplasate datorită transpoziţiei;

– frecvenţa şi arealul rocilor carbonatice sunt reduse nepermiţând stabilirea dezvoltării spaţiale a condiţiilor fizice metamorfice.

Observaţiile microscopice au indicat o substituţie constantă a mineralelor silicatice mai sărace în calciu cu cele mai bogate şi, în mod invariabil, o substituţie finală a tuturor mineralelor prin carbonaţi. A rezultat că skarnul de reacţie reprezintă o secvenţă dintr-un proces general de îmbogăţire în Ca(Mg) şi carbonatare, iniţiat în roci şi din minerale care nu sunt neapărat carbonatice.

Estimarea condiţiilor de formare a skarnelor de reacţie s-a realizat prin confruntarea diagramelor de fază aparţinând sistemelor cu carbonaţi cu realitatea relaţiilor minerale stabilite microscopic. Reacţiile prin care se realizează trecerile între principalele minerale de skarn sunt materializate prin curbe experimentale ce implică perechi de minerale cum ar fi: diopsid-dolomit, tremolit-diopsid, tremolit-carbonat, forsterit-serpentină, grossular-zoizit, grossular-carbonat, scapolit-carbonat etc. Intervalul termic în care s-au petrecut cele mai importante reacţii a fost 550–350^{0}C la o presiune a fluidelor de 2 kbari. Examinând sensul transformărilor minerale în contextul diagramelor evocate s-a detaşat ideea că procesul general de evoluţie relevat de succesiunea minerală are, în general, un caracter retrograd. Acest lucru este în contradicţie cu acela constatat în rocile adiacente, în speţă metapelite, care sugerează un metamorfism prograd. Luând însă

The rock and mineral analysis from reaction skarns had a complementary role in the control of each determination by another one. Thus, the X-ray analyses, chemical monomineral analyses and infra-red analyses represent the first complementary group; chemical analyses on whole rock and the alisarine test are the second group. Spectral analyses of the rocks permitted a discrimination on the minor elements content: dolomites, limestone (calcite predominantly) and iron enriched limestones (subordinate). Chemical analyses of the rocks confirm the dichotomic composition of the carbonate rocks: calcite rich and dolomite rich, respectively.

Mineral relations were analysed for each main occurrence zone in the three massifs, a very large variety being established. Potentially, the mineral relations represent an important means to trace out the formation conditions. But there are objective and subjective difficulties, such as:

– the reduced volume of the reaction skarns is inappropiate to establish both the reaction members space and the reaction products space, respectively;

– the reaction zones at the boundaries with the host rock are distroyed or displaced because of transposition;

– the frequency and the area of the carbonate rocks are reduced, forbiding to establish the special development of the metamorphic physical conditions.

The microscopic observations show a constant substitution of a Ca-poor silicate minerals by Ca-rich ones and, invariably a final substitution of all minerals by carbonates. It results that the reaction skarns represent a sequence of a Ca(Mg)-enrichment process and carbonation, which was initiated in rocks and from minerals which are not compulsory carbonatic.

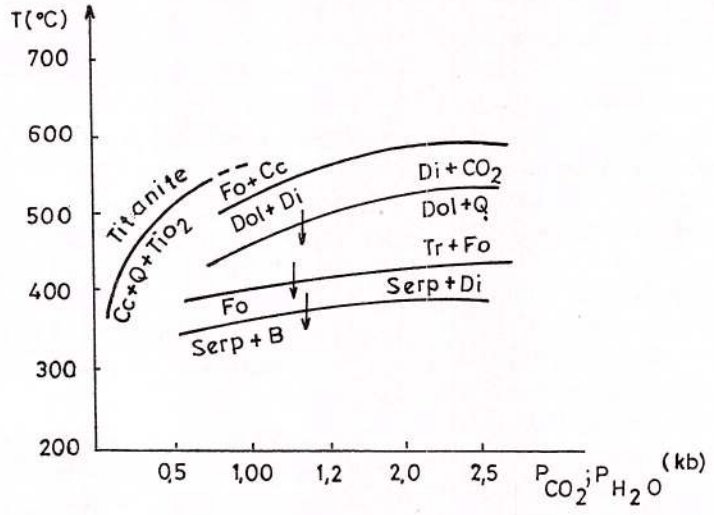
The estimation of the formation condition of the reaction skarns was achieved by the comparision of phase diagrams belonging to carbonate systems with the mineral relations reality microscopically established. The reactions involving the main skarn minerals are materialized by the experimental curves. These imply mineral pairs such as: diopside-dolomite, tremolite-diopside, tremolite-calcite, forsterite-serpentine, grossularite-zoisite, grossularite-carbonate, skapolite-carbonate etc. The thermal interval for most important reactions was 550–350^0 C at a fluid pressure of 2 Kbars.

Examining the sense of the mineral transformation in the diagrams we conclude that the process of evolution had a generally retrograde character. This is in contradiction with the trend we found in the rocks from vicinity – like metapelites – which suggest a prograde character. Taking into consideration the chloritisation, sericite-muscovitisation and pinnitisation

Institutul Geologic al României

în considerare procesele de cloritizare, sericitizare-muscovitizare, pinitizare din metapelite precum şi deformarea aparţinând unui moment D_3 se sugerează paralelizarea proceselor din rocile carbonatice cu această ultimă secvenţă retromorfă din istoria metapelitelor. Efectul exoterm al retromorfismului şi al carbonatării ar putea explica supravieţuirea parageneze de skarn.

processes from metapelites, as well as the deformation belonging to D_3 moment, we suggest the parallelisation of both processes, from carbonate and metapelite rocks (the last retromorphic event in the history of the metapelite rocks). The exothermal effect of the retromorphism and of the carbonatation can explain the survival of the skarn parageneses.



Deshydration and decarbonation reactions.
The arrows represent the sens of the mineral reactions for individual curves deduced from the mineral relations. Fo - forsterite; cc - calcite; Di - diopside; Serp - serpentine; Tr - tremolite; B - brucite.

Institutul Geologic al României

STUDIUL PETROGENETIC COMPARATIV AL SKARNELOR DE REACŢIE DIN ARII ŞI CONDIŢII DIFERITE: SERIILE DE REBRA ŞI LAINICI-PĂIUŞ
COMPARATIVE PETROGENETIC STUDY OF THE REACTION SKARNS (SKARNOIDS) FROM DIFFERENT AREAS AND CONDITIONS: THE REBRA AND LAINICI-PĂIUŞ SERIES

I. HÂRTOPANU, P. HÂRTOPANU

Cercetarea skarnelor de reacţie (skarnoide) din România a căpătat în cadrul acestui studiu o nouă turnură şi un nou conţinut. Pornind de la necesitatea cunoaşterii tuturor skarnelor de reacţie din ţară într-un timp cât mai scurt, experienţa căpătată de autori în domeniu a creat posibilitatea depăşirii mai rapide a unor etape, luând cunoştinţă mai expeditiv de skarnoide din arii şi condiţii foarte diferite: seriile de Lainici-Păiuş şi Rebra.

Studiul prezintă mai întâi o caracterizare a litologiei celor două serii metamorfe, arătându-se locul şi poziţia rocilor carbonatice purtătoare de skarne în litostratigrafia acestora. În continuare se trece în revistă răspândirea areală a skarnoidelor în munţii Rodnei (seria de Rebra) şi în Carpaţii Meridionali de vest (seria de Lainici-Păiuş). Partea cea mai importantă a studiului este ocupată de petrografia skarnelor de reacţie, cum rezultă ea din studiul microscopic al paragenezelor şi relaţiilor minerale. În continuare sunt prezentate pe rând caractere generale ale rocilor carbonatice cu silicaţi (skarnoide) din seriile de Rebra şi Lainici-Păiuş, finalizându-se cu concluziile privind comparaţia dintre cele două arii prin prisma asemănărilor şi deosebirilor dintre skarnele de reacţie.

Au rezultat următoarele trăsături comune şi distinctive între skarnoidele mai sus prezentate.

Trăsături comune

– tendinţa generală de evoluţie spre roci carbonatice a unor roci constituite la origine din minerale de Ca şi/sau Mg;

– apariţia carbonatului tardiv (pe traiectul unor deformări) care maschează deformarea ca atare;

– existenţa şi a unor deformări, suficient de tardive, pentru a nu mai implica mineralele carbonatice în reacţii;

– deşi au cauze şi istorii diferite, texturile rubanate sau în şlire reprezintă o caracteristică pentru ambele serii.

Trăsături distinctive

– evoluţia mineralogiei şi chimismului carbonaţilor din skarnoidele celor două serii este diferită: calcitizare progresivă în seria de Rebra şi dolomitizare în seria

The research focused on reaction skarns (skarnoids) has got a new direction and content. Starting from the necessity of studying of all reaction skarn in Romania in the shortest time, the authors first considered the Lainici-Păiuş and Rebra series as belonging to very different areas and conditions.

At first the study presents lithological characters for both Lainici-Păiuş and Rebra series, the place and position of the carbonate rocks bearing skarns in their lithostratigraphy. It reviews the areal distribution of the skarnoids in both the Rodna Mts (Rebra series) and the western South Carpathians (Lainici-Păiuş series).

The most important part of the study belongs to the petrography of the reaction skarns. It results from the microscopical study of the paragenesis and mineral relations. Afterwards, the general characters of the carbonate-silicate rocks are successively presented. At the end one draws the conclusions about the similarities and the distinctive character between the reactions skarns from two areas. The following features of the skarnoids are presented:

Common features

– the general evolution trend of originally Ca and/or Mg minerals-bearing rocks to carbonate rocks;

– the appearance of the late carbonates (on the path of some deformations), masking the deformation itself;

– the existence of other deformations, late enough not to imply the carbonate minerals in reactions;

The banded or schlieren textures are specific characters for both series, even with different causes and histories.

Distinctive features

– the mineralogical and chemical evolution of the carbonates from the skarnoids is different in the two series: progressive dolomitisation in the Lainici-Păiuş Series and calcitisation in the Rebra Series;

– the potential existence of some reactions between inconsistent minerals from the Rebra Series skarnoids;

Institutul Geologic al României

de Lainici-Păiuş;

– existenţa potenţială a unor reacţii între minerale "necompatibile" din skarnoidele seriei de Rebra, neamorsate probabil din cauze inhibitorii ale mediului carbonatic;

– blasteză variată şi bogată în rocile skarnoide din seria de Rebra: piroxeni, amfiboli, granaţi, sfen, epidot, rocile cu piroxen şi granat formându-se în condiţii de exces de cuarţ; blasteza tardivă a amfibolului prismatic-acicular;

– metasomatoză cu efecte texturale vizibile în filosilicaţi;

– migmatizare în seria de Lainici-Păiuş, urmată de deformare şi recristalizare carbonatică; coexistenţa carbonaţilor cu feldspatul potasic;

– existenţa mineralelor serpentinice în seria de Lainici-Păiuş, ca substituent al carbonatului dolomitic; sincronismul carbonatării calcitice şi serpentinizării cu blasteza psilomelanului din rocile adiacente;

– complicarea paragenezelor skarnoide prin prezenţa unor minerale nespecifice, precum vezuvianul şi baritina din seria de Rebra.

they have not developed because inhibition reasons due to carbonate medium;

– varied and rich blastesis in the skarnoid rocks in the Rebra Series: pyroxenes, amphiboles, garnets, sphene, epidote; pyroxene and garnet bearing rocks are formed in excedent quartz conditions; late blastesis of needle-prismatic amphibole;

– a metasomatosis with visible textural effects in the philosilicats;

– a migmatisation in the Lainici-Păiuş Series followed by deformation and carbonate recrystalization; the coexistence of carbonate minerals with K-feldspar;

– the existence of serpentine minerals as substitute of dolomite carbonate in the Lainici-Păiuş Series; the synchronic calcite carbonate and serpentinisation with psilomelane blastesis in neighbouring rocks;

– the complication of the skarnoid paragenesis by the appearance in the Rebra Series of nonspecific minerals, as vesuviane and baryte.

Institutul Geologic al României

STUDIUL BLASTOMILONITELOR DIN CARPAŢII ORIENTALI
BLASTOMYLONITES STUDY IN EASTERN CARPATHIANS

G. BINDEA, N. STAN

Structura în pânze a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, cu entităţi relativ subţiri care se urmăresc constant pe distanţe de sute de kilometrii în direcţia N-S, a generat firesc numeroase întrebări referitoare la modul de formare.

În concepţia clasică pânzele prealpine Rarău, Putna şi Rodna reprezintă entităti cu evoluţii diferite, formate în areale diferite, şi care au ajuns în poziţia actuală datorită unui proces de translatare. Dar tot atât de bine (cel puţin la prima vedere) pânza de Putna, constituită din epimetamorfite prinse între două serii mezometamorfice, poate să reprezinte o zonă de intensă milonitizare formată in situ prin transformarea unui substrat mezometamorfic de genul celui prezent în unităţile de Rodna (de dedesubt) sau Rarău (situată deasupra). În această idee litostratigrafia determinată de noi ar reprezenta de fapt un facies tectonic propriu condiţiilor transformărilor retrogresive, imprimate de un fenomen de forfecare crustală. Cu alte cuvinte toată zona de aflorare a grupului Tulgheş nu ar fi altceva decât o zonă imensă de dezvoltare a unor blastomilonite (Pană, 1994).

Totuşi evidenţa mineralogică în urma căreia au fost depistate în rocile grupului Tulgheş relicte magmatice tipice (coroziuni magmatice în cuarţuri, cristale bipiramidate de cuarţ, feldspaţi plagioclazi cu habitus idiomorf, feldspaţi potaşici cu triclinicitate scăzută şi conţinuturi în albit foarte ridicate, proprii unor vechi sanidine, apoi structuri porfirice), arată că nu este posibil ca grupul Tulgheş să fie privit ca un imens milonit, pentru că între momentul magmatic reliefat de relictele menţionate mai sus şi momentul ultimului metamorfism este imposibil de a mai încadra şi alte evenimente metamorfice.

Oricum, la o altă scară şi pe porţiuni mai restrânse, existenta unor centuri blastomilonitice este clară. Astfel, atât în zona de culisare a pânzelor prealpine (Rarău şi Putna) cât şi în zona de culisare a pânzelor alpine (bucovinică şi subbucovinică), apar secvenţe (unele sunt separate de multă vreme) care la o analiză atentă se dovedesc a fi blastomilonite. Bunăoară, formaţiunea de Ţibău aparând la contactul alpin dintre grupul Rebra din unitatea bucovinică cu grupul Rebra din unitatea subbucovinică, şi care a fost descrisă iniţial ca formaţiune paleozoică, este demonstrat că reprezintă

The structure of the Crystallin-Mesozoic Zone from the East Carpathians consists of thin entities which remain constant on N-S strike for many hundred km and have generated various interpretations concerning their genesis.

In the classical acceptation the pre-Alpine Rarău, Putna and Rodna Nappes are entities with different evolution, generated in several areas. The present disposition was obtained by lateral displacement. But it is possible (at a first sight) that the middle nappe of the complex (the Putna Nappe) be generated by retrogressive metamorphism, because at its top and bottom there are two different mesometamorphic series and the transition between them is gradual. In this way the mapped litostratigraphy could represent tectonic facies, especially the retrogressive transformation of the mesometamorphic substratum. Thus the whoile Tulgheş Series could be described as an immense mylonite.

However, the mineralogical evidence is contrary as in the Tulgheş Series rocks we can find typical igneous relics (resorption and pyramidal shape for quartz crystals, euhedral plagioclase feldspars, K-feldspars containing albite in high proportions – similar to the high sanidines).Thus between the moment of greenschist facies metamorphism and the magmatic event it is very difficult to include another moment of metamorphism in amphibolitic facies.

On limited areas the existence of the blastomylonitic belts is clear. Thus mylonitic sequences are described at the contact of the pre-Alpine Rarău and Putna Nappes and at the contact of Alpine Nappes: Bucovinian and Subbucovinian. One of them is "the Tibău Formation". It is mentioned at the contact between the Rebra Group (from the Subbucovinian Unit) and the Rebra Group (from the Bucovinian Unit). Initially it was described as a Paleozoic formation, but now it is considered as a blastomylonite. The substratum was demonstrated to be the Rebra mesometamorphic Group. The divergent biotite from these rocks does not seem to be a relic biotite, but the index mineral for the level of the retromorphism.

At the contact of the pre-Alpine Rarău and Putna Nappes (in fact Baratu Mare) there is the Balaj Formation. It is built up by gneisses with specific struc

Institutul Geologic al României

un substrat mezometamorfic complet reorganizat, un blastomilonit.

Biotitul cu orientare divergentă din aceste roci, departe de a fi un biotit relict, indică gradul la care a ajuns retromorfismul.

La contactul dintre pânzele prealpine Rarău şi Baratu Mare apare formaţiunea de Balaj, constituită din gnaise cu aspect structural specific (iniţial a fost ataşată fie la grupul Tulgheş (Rădulescu et al.), fie la grupul Rarău în poziţia Bretila (Mureşan et al.).

Studiul mineralogic a demostrat că această entitate separată în sudul Orientalilor reprezintă o zonă de reorganizare totală la nivelul faciesului sisturilor verzi a unui substrat mezometamorfic. Deşi legătura cu grupul Rarău nu este demonstrată nici mineralogic, nici litostratigrafic, este foarte probabil ca această entitate să reprezinte tocmai porţiunea din baza pânzei de Rarău afectată cel mai intens în urma şarierii peste grupul Tulgheş, şi care ulterior a fost desprinsă şi ea de corpul principal.

Au fost efectuate studii petrostructurale mai întâi pe zonele cu blastomilonite de la contactul dintre pânzele prealpine, urmând ca în viitor acestea să fie extinse şi pentru cazul celor alpine. Se constată că diagramele petrostructurale (LPO-c-axis a cuarţului) efectuate pentru roci comparabile din punct de vedere compoziţional din cele trei pânze principale: Rodna, compusă din grupul Rebra; Putna, compusă din grupul Tulgheş şi Rarău, compusă din grupul Rarău, prezintă caracteristici net diferenţiate. Simetria rombică cu dezvoltarea de două cordoane se intersectează în (a) pentru gnaisele de Rarău, simetrie rombică cu mai multe maxime situate împrejurul lui (b) pentru gnaisele din Rebra şi simetrie monoclină în cazul gnaiselor porfirogene din grupul Tulgheş.

Rezultă de aici că istoria deformaţională a celor trei entităti nu este comună nici măcar pentru faza terminală. În al doilea rând diagramele petrostructurale efectuate pe gnaisele tip Balaj, deşi evidenţiind o oarecare asemănare cu cele proprii gnaiselor de Rarău, demonstrează o istorie deformaţională mai complexă. În acest fel aceste date (potrivit cărora rocile de tip Balaj au o istorie deformaţională şi metamorfică mai lungă decât rocile grupului Tulgheş sau ale grupului Rarău) sunt în concordanţă cu interpretarea că formaţiunea de Balaj reprezintă rezultatul transformării retrogresive de-a lungul unui plan de şariaj de amploare a secvenţei bazale a grupului Rarău implicat în transport tectonic peste rocile grupului Tulgheş.

tural facies. This sequence was initially described as Tulgheş Series rocks. The mineralogical recherches indicated that this entity from the south of the East Carpathians is also a blastomylonitic sequence. The presence of some relic minerals indicated that the retromorphosed substratum was a mesometamorphic substratum. The level of the reorganisation process shows a greenschist facies. Though the relationship between the Balaj Formation and the Rarău Group is not well understood, the Balaj Formation might be the sole of the Rarău Group which was in the front of the Nappe, or maybe it represents another mesometamorphic substratum.

For a petrostructural study we focused our attention on the blastomylonitic zone from the contact between the pre-Alpine nappes. So the L.P.O. axis of the quartz for the Rebra rocks (pre-Alpine Rodna Nappe), Tulgheş rocks (pre-Alpine Putna Nappe) and Rarău rocks (pre-Alpine Rarău Nappe) has different features. For the Rarău gneisses we found rhombic symmetry with two girdles crossing in (a); for the Rebra gneisses-rhombic symmetry with a lot of maxima around (b); and for Tulgheş porphyrogene gneisses, monoclinic symmetry.

The deformational history of the three investigated entities is not common, not at the end of the process. On the other hand, the Balaj L.P.O. pattern shows some similitude with Rarău L.P.O. patterns, but sometime it reflects a more complex evolution.

These data agree with the idea that the Balaj Formation resulted by retrogressive processes in an shear zone.

Institutul Geologic al României

CRITERII STRUCTURALE PENTRU DIVIZAREA LITO-TECTONICĂ PRE-ALPINĂ A FUNDAMENTULUI GETIC (CARPAŢII MERIDIONALI)
STRUCTURAL CRITERIA FOR PRE-ALPINE LITHO-TECTONIC DIVISION OF THE GETIC BASEMENT (SOUTH CARPATHIANS)

V. IANCU, M. MĂRUNŢIU, P. LEDRU[1], G. COURRIOUX[1]

Studiul zonelor de forfecare din fundamentul prealpin al unităţilor getice-supragetice a continuat, având ca obiective principale: caracterizarea structurilor interne ale unităţilor lito-tectonice de Sebeş, Lotru, Ursu, Cumpăna, Făgăraş; urmărirea şi caracterizarea structurală a zonelor de forfecare cu metamorfism de grad mediu-ridicat ce însoţesc discontinuităţile structurale majore; materializarea elementelor structurale comune şi a evoluţiei progresive în cadrul stivei de unităţi lito-tectonice. Pentru aceasta au fost cumulate observaţiile şi măsurătorile structurale obţinute de noi în anii anteriori cu cele efectuate împreună cu Dr. Patrick Ledru (Orléans, Franţa) în cadrul deplasărilor de teren comune în Carpaţii Meridionali. Proiectarea pe hărţi structurale şi diagrame a fost efectuată pe computer la B.R.G.M. (Franţa). Materialele concretizate în aceste hărţi structurale şi diagrame sunt prezentate în studiu, constituind o noutate în cercetarea terenurilor metamorfice din România.

Studiul a cuprins:

1. *Analiza structurală calitativă a elementelor structurale mezoscopice*, diferenţiate în timp, având la bază criterii mineralogice-paragenetice. Au fost elaborate diagrame Schmidt (proiecţie în emisfera inferioară), de elemente planare (S_1, S_2, foliaţii blastomilonitice, foliaţii plan-axiale de cute mezoscopice) şi lineare (şarniere de cute B_1, B_2, B_3, lineaţii minerale, lineaţii de extensie - "streching lineation").

Principalele concluzii ce s-au desprins sunt:

-cozonalitatea unor elemente planare: foliaţii S_2, foliaţii blastomilonitice sincrone cu S_2, plane axiale ale cutelor B_2;

- dispersia accentuată a foliaţiilor S_1 măsurate;

- orientarea dominantă E-W a lineaţiilor streching".

2. *Date structurale comparative.* Acestea au avut la bază elemente structurale diferenţiate spaţial şi aparţinând fiecărei unităţi litotectonice (Sebeş, Cumpăna, Lotru, Urşu, Făgăraş).

The main objectives of the present study have in view the futher argumentation for the separated lithotectonic units, and the related shear zones (Iancu, Mărunţiu, 1994, a, b) in the pre-Alpine basement of the Getic domain. New structural and metamorphic data allow us to follow: the characterization of the inner structures of the Sebeş, Lotru, Ursu, Cumpăna, Făgăraş lithotectonic units; the investigation and structural characterization of the medium-high grade metamorphic shear zones accompanying the major structural discontinuities; the materialization of the common structural elements (pre-mylonitic and mylonitic) and of the progressive evolution within the pile of litho-tectonic units. For this purpose the observations and structural measurements obtained in the previous years were used in addition to those carried out together with Dr. Patrick Ledru (Orléans, France) on the common field trips in the South Carpathians. The plotting on structural maps and diagrams was achieved by computerization of the differentiated structural elements at B.R.G.M. The materials appearing on these structural maps and diagrams are presented in the study, constituting a new element in the investigation of the metamorphic terranes of Romania.

The study comprises:

1. *The qualitative structural analysis of the mesoscopic structural elements*, differentiated in time on the basis of mineralogical-paragenetic criteria. Schmidt diagrams (plotting in the lower hemisphere) for planar (S_1, S_2, blastomylonitic foliations, plane axial foliations of mesoscopic folds) and linear (B_1, B_2, B_3, fold hinges, mineral lineations, stretching lineations) elements were built.

The following conclusions were reached:

- the cozonality of some planar elements: S_2 foliations, blastomylonitic foliations (M_2 related shear zones), axial planes of the B_2 folds;

- the pronounced dispersion of the measured S_1 foliations;

- the dominant E-W trending of the "streching" lineations.

[1] B.R.G.M., Orléans, Franţa

Institutul Geologic al României

Concluzii preliminare:

- existenţa unor trăsături particulare pentru fiecare unitate, decurgând din simetria elementelor proiectate şi având un corespondent în stilul structural al fiecărei asociaţii litologice;

- conturarea unor discontinuităţi structurale majore la nivelul elementelor structurale veche (S_1, B_1);

- existenţa unor elemente structurale comune sau similare la nivelul elementelor D_2 (S_2, B_2) şi a efectelor deformărilor subsecvente, comune pentru unităţile aflate deja în contact.

3. *Criterii cinematice şi structuri caracteristice zonelor de forfecare.* . Astfel de elemente au fost urmărite în zonele cu milonite în facies amfibolitic sau eclogitic, pentru prima dată evidenţiate de Iancu, Mărunţiu (1989, 1994, a, b). Unele dintre aceste contacte tectonice au caractere de încălecare (ex. relaţia grupului Sebeş cu unităţi subjacente) în zona de la vest de Olt, iar altele pot reprezenta linii tectonice de tip strike-slip (în special în unităţile de la E de Valea Oltului).

Se remarcă;

- orientarea E-W a lineaţiilor "streching", materializate de markeri pasivi reprezentaţi de porfiroclaste relicte rotite, cu structuri (umbre de presiune şi "cozi") asimetrice sau neoblaste crescute dinamic (ex. disten, sillimanit, biotit, amfibol) în roci cu structuri lineare sau de tip S-C-C';

- existenţa structurilor dominant lineare în zonele de forfecare din Făgăraşul de sud şi a structurilor planar-lineare în unităţile situate la vest de Valea Oltului sau în Munţii Leaota;

- indicatorii cinematici măsuraţi în această etapă arată două direcţii importante de transport tectonic, de la sud la nord şi de la est către vest, paralel cu unităţile litotectonice cu dispunere E-W.

A fost elaborată o primă variantă de hartă structurală computerizată (pe baza unui program elaborat la B.R.G.M.) a metamorfitelor din stiva de unităţi prealpine conturate de noi în zonele: Căpăţâna, Lotru, Cibin, Sebeş şi Făgăraş Sud, Leaota. Primele rezultate evidenţiază neomogenitatea şi schimbarea "stilului" structural de la o unitate la alta, sau în cadrul aceleiaşi unităţi de la un sector la altul, putând fi conturate zone cu structuri dominant E-W, structuri aplatizate sau de tip domal, ca şi discontinuităţi datorate contactelor tectonice alpine.

2. *Comparative structural data.* These were based on spatially differentiated structural elements belonging to each lithotectonic unit (Sebeş, Cumpăna, Lotru, Ursu, Făgăraş).

Preliminary conclusions:

- the existence of some peculiar features for each unit, deriving from the symmetry of the plotted elements, and having a correspondent in the structural style of each lithological unit;

- the outlining of some major structural discontinuities at the level of the old structural elements (S_1, B_1);

- the existence of some common or similar elements at the level of the D_2 (S_2, B_2) elements and of the effects of the subsequent deformations, common to the units which are already in contact.

3. *Kinematic criteria and structures characteristic of some investigated shear zones.* Such elements were followed in the zones with mylonites in amphibolite or eclogite facies, first pointed out by Iancu, Mărunţiu (1989, 1994 a, b). Some of these tectonic contacts show overthrust characteristics (e.g. the relationship between the Sebeş Group and the subjacent units) in the zone west of the Olt River, while others can represent tectonic lineaments of strike-slip type (expecially in the units east of the Olt River).

It is to note:

- the general E-W trending of the main stretching and mineral lineations underlined by: passive, non-material markers, represented by rotated relic porphyroclasts with asymmetrical structures (pressure shadows and tails) and material linear fabrics materialized by dynamically grown phases (e.g. linear distribution of kyanite, sillimanite, clinopyroxene, amphibole, in the medium-high grade mylonites;

- the existence of the prevailingly linear fabrics in the strike-slip type shear zones from the South Făgăraş Mts (Cumpăna-Sebeş post - S_2 tectonic contact) and of the plane-linear (S-C type) fabrics in the thrust related shear zones (e.g. Sebeş Unit over Lotru and Cumpăna, in the Sebeş and Lotru Mountains; "Bughea" shear zone - Cumpăna - Lereşti tectonic contact - in the Leaota Mts.);

- the observed kinematic indicators point to some different directions of tectonic transport, depending on the relative position in the pre-Alpine incorporated chain (Variscan) and on the relative timing of the shear processes, having in view the polystage tectonothermal evolution of the low-grade and medium- to high-grade terranes.

The first variant of computerized structural map (Courrioux, Ledru) of the metamorphics from the nappe pile pointed out in the Căpăţâna, Lotru, Cibin, Sebeş and South Făgăraş, Leaota zones was achieved. The first results reveal the inhomogeneity and the

Institutul Geologic al României

change in structural "style" from one sector to another; zones with dominant east-west trending structures, flattened or domal type structures, as well as discontinuities due to the Alpine tectonic contacts could be outlined.

References

Iancu, V., Mărunţiu, M. (1989) Toroniţa zone and problems of the pre-Alpine metamorphic basement of the Getic and Danubian Realms. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 74/1, p. 223–237, Bucureşti.

– , **Mărunţiu, M. (1994)** Rectivated metamorphic complexes in fold and overthrust belts (e.g. South Carpathians). *Rom. J. Petrology*, 76, p. 129–141, Bucureşti.

– , **Mărunţiu, M., (1994)** Pre-Alpine litho-tectonic units and related shear zones in the basement of the Getic - Supragetic Nappes (South Carpathians). *Rom. J. Tect & Reg. Geol.*, 75, supplement 2, p. 87–92, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

RELAŢII ÎNTRE STRUCTURĂ ŞI METAMORFISM ÎN SERIA DE SEBEŞ-LOTRU (MUNŢII SEBEŞ-CIBIN)
RELATIONSHIPS BETWEEN STRUCTURE AND METAMORPHISM IN THE SEBEŞ-LOTRU SERIES (SEBEŞ-CIBIN MTS)

I. STELEA

În Munţii Sebeş-Cibin, Seria de Sebeş-Lotru (SSL) corespunde cu aria metamorfismului de presiune medie din cristalinul getic.

Metamorfism

Istoria metamorfică prealpină a SSL cuprinde două evenimente de metamorfism regional de grad mediu (M_1 si M_2), identificate din date mineralogice şi texturale. Evenimentul M_1 este pus în evidenţă de parageneze relicte, constituite din biotit + oligoclaz I + granat, în gnaise, şi din biotit + disten + staurolit + granat I + oligoclaz I, în micaşisturi. Paragenezele M_2, subsecvente, constau din muscovit + oligoclaz II + feldspat potasic ± epidot, în gnaise, şi din muscovit + oligoclaz II ± silimanit ± granat II, în micaşisturi. Ele sunt asociate cu o foliaţie penetrativă, suborizontală (S_2). Vârstele de răcire ale muscovitului sunt Paleozoic târziu (Dallmeyer et al., 1994), sugerând că evenimentul M_2 este Varistic.

Evoluţia retrogradă M_1–M_2 este guvernată de scăderea mai rapidă a presiunii decât a temperaturii, ducând la descompunerea distenului şi cristalizarea sillimanitului. Acest model PT este compatibil cu o ridicare în bloc a cristalinului getic în timpul metamorfismului M_2.

Structură

SSL are o structură tabulară rezultând din stivuirea orizontală a patru formaţiuni metamorfice (Fig. 1). De jos în sus, acestea sunt: a) gnaise oculare, b) gnaise micacee, c) gnaise cuarţo-feldspatice (QF), cu lentile de peridotite şi eclogite amfibolitizate şi d) micaşisturi, cu lentile de roci manganifere. Gnaisele oculare afloreză în structuri domale învelite de gnaise micacee. Toate formaţiunile conţin litologii relicte, metamorfice şi magmatice, cu parageneze M_1 dominante. Ele s-au păstrat ca sâmburi (ex. tonalite în gnaise oculare) sau lentile (ex. granitoide biotitice în gnaise micacee, micaşisturi cu disten în micaşisturi cu sillimanit), nepenetrate de foliaţia S_2.

In the Sebeş-Cibin Mts, the Sebeş-Lotru series (SLS) corresponds to the area of medium-pressure metamorphism from the Getic crystalline.

Metamorphism

The Pre-Alpine metamorphic history of SLS comprises two events of medium-grade regional metamorphism (M_1 and M_2), identified from mineralogical and textural data. The M_1 event is pointed out by relic parageneses, consisting of biotite + oligoclase I + garnet, in gneisses, and biotite + kyanite + staurolite + garnet I + oligoclase I, in micaschists. The subsequent M_2 parageneses consist of muscovite + oligoclase II + K-feldspar ± epidote in gneisses, and muscovite + oligoclase II ± sillimanite ± garnet II, in micaschists. They are related to a subhorizontal, penetrative foliation (S_2). The muscovite cooling ages are Late Paleozoic (Dallmeyer et al., 1994), suggesting that the M_2 event is Variscan.

The retrograde evolution M_1–M_2 is governed by decrease of the lithostatic pressure, more rapidly than the temperature, which leads to kyanite breakdown and sillimanite crystallization. This PT path is consistent with a block uplift of the Getic crystalline, during the M_2 metamorphism.

Structure

SLS has a tabular structure consisting in the horizontal stacking of four metamorphic formations (Fig. 1). From bottom to top, these are; a)augen gneisses, b) mica gneisses, c)quartzo-feldspathic (QF) gneisses, with lenses of amphibolitized eclogites and peridotites and d) micaschists, with lenses of manganiferous rocks. The augen gneisses outcrop in domal structures, mantled by mica gneisses. All the formations contain relic lithologies, metamorphic and magmatic, with prevalent M_1 parageneses. They were preserved as cores (e.g. tonalites in augen gneisses) or lenses (e.g. biotite granitoids in mica gneisses, kyanite-bearing micaschits in sillimanite-bearing micaschists), unpenetrated by the S_2 foliation.

Institutul Geologic al României

Cele patru formaţiuni trebuie să se fi format în timpul metamorfismului M_1, din moment ce protoliţii lor sunt constituiţi din parageneze M_1. Prin urmare, limitele dintre ele sunt vechi suprafeţe S_1, cu excepţia limitei gnaise QF/gnaise micacee, care poate fi de natură tectonică. Dacă lentilele de eclogite şi peridotite, concentrate în formaţiunea gnaiselor QF, au fost puse în loc printr-un mecanism tectonic (Iancu şi Mărunţiu, 1994), atunci planul tectonic trebuie să fie un şariaj coincident cu limita inferioară a acestei formaţiuni. În această poziţie el separă două stive cu litologii diferite: una superioară, constituită din metapelite, roci manganifere, peridotite, gnaise QF, eclogite şi amfibolite, şi una inferioară, constituită din gnaise micacee, gnaise oculare şi granitoide relicte. Deoarece paragenezele M_1 din cele două stive sunt asemănătoare (biotit, plagioclaz, granat, disten), şariajul dintre ele trebuie să fi fost sin-M_1, pentru a juxtapune roci de grade apropiate.

Discontinuităţile structurale din SSL au fost locuri de concentrare a strainului în timpul M_2. În consecinţă, ele s-au comportat ca zone de forfecare, cu excepţia limitei gnaise QF/gnaise micacee, care a fost distrusă prin transpoziţie metamorfică după S_2. Celelalte două limite au fost active ca falii de detaşare ductilă, puse în evidenţă de aliniamente de milonite de grad mediu (Fig. 2). Milonitele formate prin deformarea micaşisturilor de la contactul cu gnaisele QF conţin parageneze sincinematice de muscovit + margarit ± paragonit sau muscovit + margarit + cuarţ + sillimanit, şi recristalizări postcinematice de cloritoid şi apatit. În jurul domurilor de gnaise oculare, strainul a fost acomodat prin recristalizări postcinematice de biotit II + oligoclaz II ± granat II ± disten II.

În Munţii Sebeş-Cibin, foliaţia S_2 înclină uşor spre sud. La scara aflorimentului ea este frecvent discordantă faţă de limitele litologice contrastante, cum sunt limitele micaşisturi/amfibolite şi gnaise micacee/amfibolite. La scară regională suprafeţele S_2 sunt paralele cu limitele formaţiunilor, cu excepţia limitei micaşisturi/gnaise QF, pe care o intersectează la unghi mic (10^0–20^0).

În timpul orogenezei alpine SSL a fost slab afectată de cute largi, cu direcţie E-W, fără clivaj de plan axial. Imprintul alpin este mai puternic în nord-estul Munţilor Cibin, unde cutele, cu direcţie NW-SE, sunt strânse până la izoclinale. Asociaţii minerale de grad scăzut (clorit, albit) se asociază cu o foliaţie nepenetrativă (S_3) rezultată prin reducerea tectonică a şarnierelor. Reactivarea alpină (J_1–K_2) a unei falii transcurente prealpine a modificat poziţia foliaţiei S_2 pe marginea nordică a Munţilor Sebeş-Cibin (Fig. 2), prin deplasarea blocurilor tectonice adiacente.

The four metamorphic formations must have been formed during the M_1 event, since their protolits consist of M_1 parageneses. Therefore the boundaries between them are old S_1 surfaces, except the QF gneisses/mica gneisses boundary, which can be of tectonic nature. If the eclogite and peridotite lenses, concentrated inside the QF gneisses formation, have been emplaced through a tectonic mechanism (Iancu and Mărunţiu, 1994), then the tectonic plane must be a thrust coincident to the lower boundary of this formation. In this position, it separates two piles of different lithologies: an upper one, consisting of metapelites, manganiferous rocks, peridotites, QF gneisses, eclogites and amphibolites, and a lower one, consisting of mica gneisses, augen gneisses and relic granitoids. As the M_1 parageneses in the two piles are similar (biotite, plagioclase, garnet, kyanite), the thrust between them must be syn-M_1, in order to juxtapose rocks of similar grade.

The structural discontinuities inside SLS have been places of strain concentration during M_2. Consequently, they behaved as shear zones, except for the QF gneisses/mica gneisses boundary which was destroyed by metamorphic transposition after S_2. The other two boundaries were active as ductile detachment faults, pointed out by medium-grade mylonites (Fig. 2). The mylonites formed by the micaschists deformation near the contact with the QF gneisses contain synkinematic parageneses of muscovite + margarite ± paragonite or muscovite + margarite + quartz + sillimanite, and postkinematic recrystallisations of chloritoid and apatite. Around the augen gneisses domes, the syn-M_2 strain was accomodated by postkinematic recrystallisations of biotite II + oligoclase II ± garnet II ± kyanite II.

The S_2 foliation in the Sebeş-Cibin Mts is gently dipping southward. At the outcrop scale, it is discordant in respect to the lithological boundaries, such as micaschists/amphibolites and mica gneisses/amphibolites. At regional scale, the S_2 surfaces are parallel with the formations boundaries, except for the one between micaschists and QF gneisses, which they intersect at low angle (10^0–20^0).

During the Alpine orogeny, SLS was weakly affected by large E-W trending folds, without axial plane cleavage. The Alpine imprint is stronger in the north-eastern part of the Cibin Mts, were the NW-SE trending folds are tight to isoclinal. Low-grade mineral assemblages (chlorite, albite) are related to a non-penetrative foliation (S_3), resulting by tectonic reduction of the folds limbs. The Alpine reworking (J_1–K_2) of a Pre-Alpine transcurrent fault modified the S_2 foliation trend on the northern margin of the Sebeş-Cibin Mts (Fig. 2), by the removal of the adjacent tectonic blocks.

Institutul Geologic al României

References

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Mocanu, V., Fritz, H. (1994) $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Southern Carpathians. *Rom. J. Tect. Reg. Geology*, 75, 2, p. 77–86, Bucureşti.

Iancu, V. Mărunţiu, M. (1994) Reactivated metamorphic complexes in fold and overthrust belts (e.g. South Carpathians). *Rom. J. Petrology*, 76, p. 129–141, Bucureşti

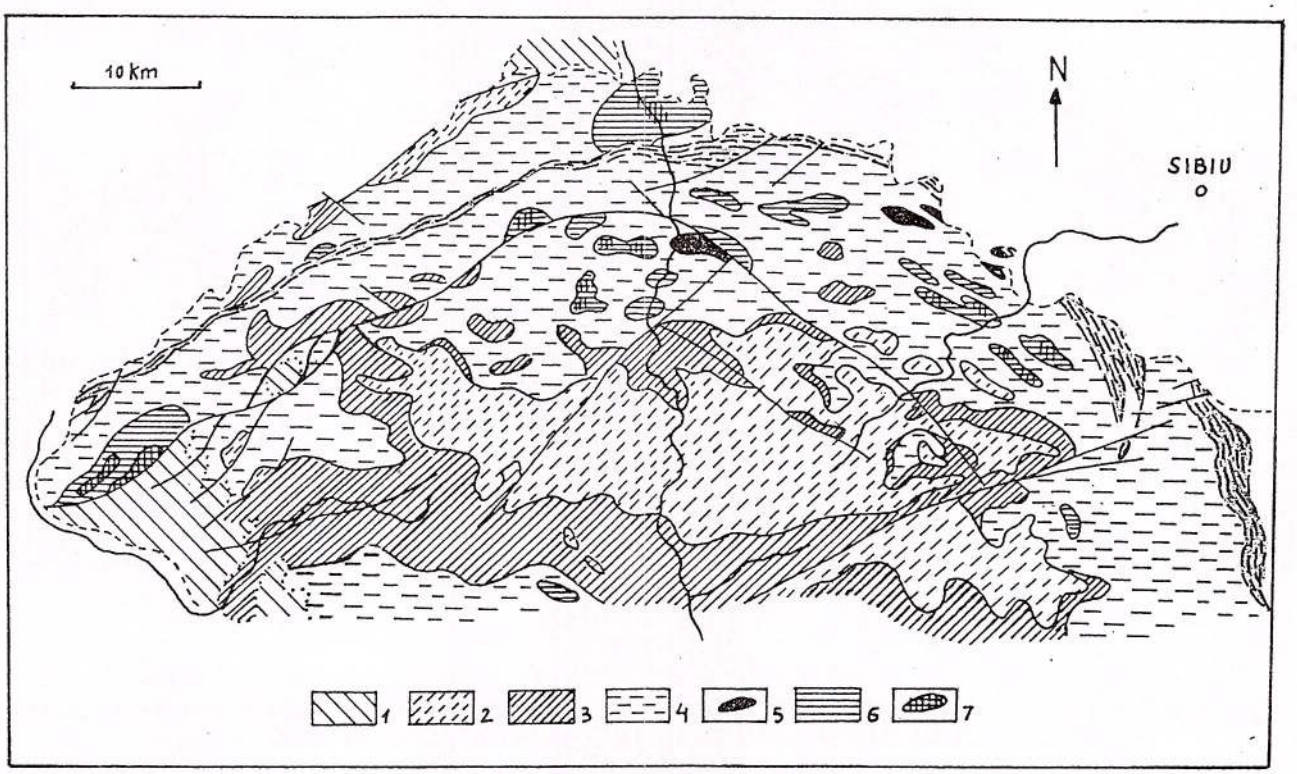


Fig. 1

Harta geologică a Munţilor Sebeş-Cibin: 1, cuvertură mezozoică; 2, micaşisturi; 3, gnaise cuarţo-feldspatice; 4, gnaise micacee; 5, granitoide biotitice; 6, gnaise oculare; 7, tonalite.

Geological map of the Sebeş-Cibin Mts. 1, Mesozoic cover; 2, micaschists; 3, quartzo-feldspatic gneisses; 4, mica gneisses; 5, biotite granitoids; 6, augen gneisses; 7, tonalites.

Institutul Geologic al României

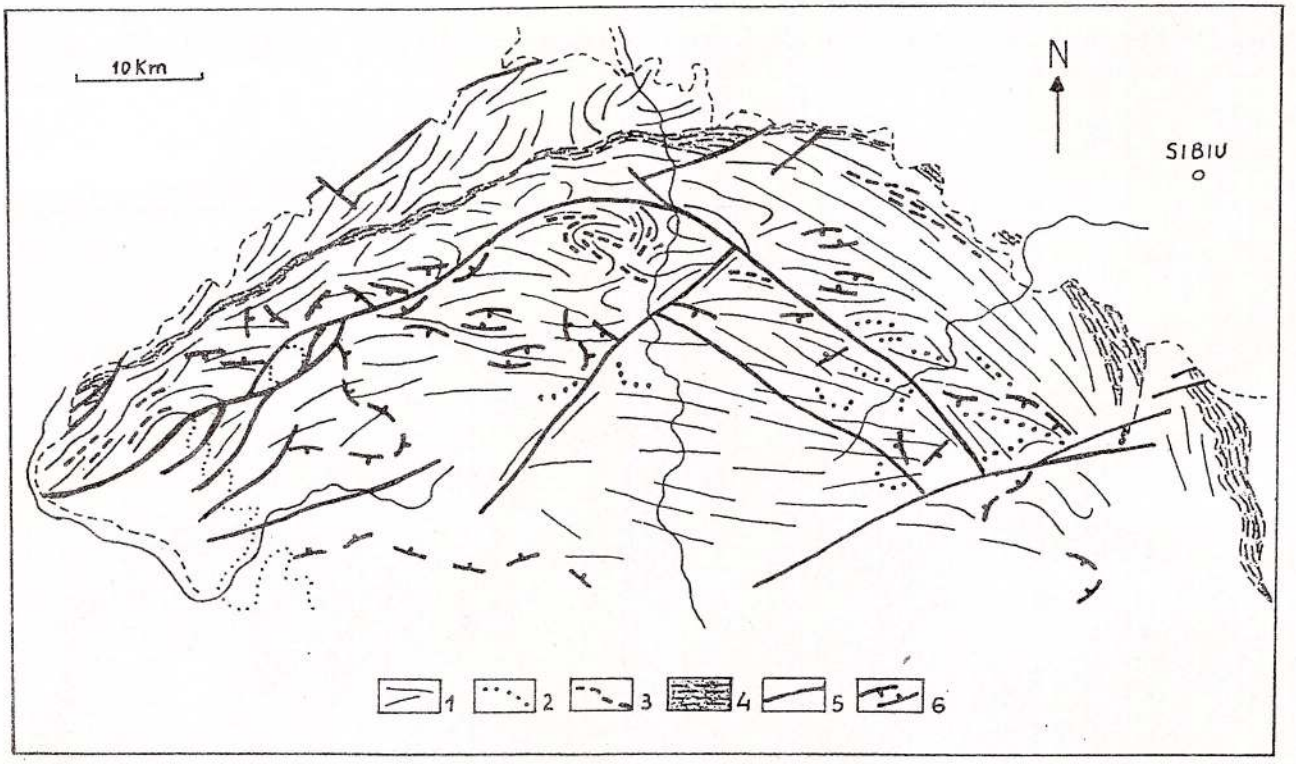


Fig. 2

Schiţa structurală a Munţilor Sebeş-Cibin; 1, trendul foliaţiei S_2; 2, milonite muscovitice (falie de detaşare varistică); 3, milonite biotitice (falii de detaşare varistice); 4, milonite cataclazate (falie transcurenţa varistică reactivată în Alpin); 5, falii verticale şi normale alpine; 6, şariaj prevaristic (dedus).

Structural sketch of the Sebeş-Cibin Mts. 1, trend of S_2 foliation; 2, muscovite mylonites (Variscan detachment fault); 3, biotite mylonites (Variscan detachment faults); 4, cataclased mylonites (Variscan transcurrent fault, Alpine reactivated; 5, Alpine vertical normal fault; 6, Pre-Variscan thrust (inferred).

Institutul Geologic al României

FORMAŢIUNI CRISTALINE DIN DOBROGEA CENTRALĂ ŞI DE NORD ÎN CONTEXTUL IPOTEZEI CENTURILOR DE FORFECARE CRUSTALĂ
METAMORPHIC FORMATIONS IN CENTRAL AND NORTH DOBROGEA FROM THE VIEWPOINT OF THE SHEAR-BELT HYPOTHESIS

C. STRUTINSKI

Una din problematicile care ne-au suscitat interesul în cadrul studiului dedicat metamorfitelor din Dobrogea Centrală şi de Nord, în contextul ipotezei centurilor de forfecare, a fost prezenţa cloritoidului în şisturile verzi de la Altân Tepe. Primul care face menţiunea acestui cloritoid este Ionescu-Bujor (1937). Pe baza puţinelor referiri pe care le dă acest autor, s-ar putea trage concluzia că cloritoidul este legat de un anume nivel stratigrafic, mai cuarţitic, al stivei de şisturi verzi, adus la zi în axul unei cute anticlinale. Ulterior, Mirăuţă (1969) include "şisturile cu cloritoizi" în seria filitoasă (infragrauwackică) a şisturilor verzi, legându-le, practic, şi el de o unitate litostratigrafică.

Cercetările noastre au arătat că cloritoidul de la Altân Tepe se leagă, de fapt, de una sau două zone de forfecare, care au afectat şisturile verzi, după ce acestea suferiseră deja primul lor metamorfism în subfaciesul cu clorit. De altfel, "fracţiunea şisturilor verzi" îşi datorează numele acestui mineral care conferă o culoare cenuşie-verzuie cacateristică rocilor. Metamorfismul în faciesul cu clorit a afectat o serie fin-grezoasă, argiloasă, monotonă, în grosime de 4000–5000 m, nereuşind să şteargă caracterele primare ale rocilor. Cu atât mai mult frapează cele două zone în care apar rocile cuarţitice cu cloritoid, în lungul lor şisturile verzi suferind transformări accentuate, fiind strâns microcutate şi dobândind o foliaţie metamorfică penetrativă şi luciu mătăsos.

Pentru a demonstra că nu avem de-a face doar cu un nivel stratigrafic deosebit, compatibil din punct de vedere chimic cu prezenţa cloritoidului, am efectuat mai multe analize chimice pe şisturi verzi, provenind de pe o suprafaţă de cca 80 km^2, precum şi pe rocile purtătoare de cloritoid (Fig. 1). Am folosit, în plus, şi trei analize chimice comunicate de Ionescu-Bujor (1937).

Analizele chimice le-am proiectat într-o diagramă Al_2O_3-MgO/CaO- Na_2O/K_2O (Fig. 2). În ciuda unor variaţii granulometrice şi - legate de acestea - modale, şisturile verzi ce alcătuiesc fondul regiunii s-au grupat destul de strâns, dovedind variaţii chimi-

One of the main topics within the large subject on Dobrogean metamorphism is the presence of chloritoid in the "Green Schists Formation" from Central Dobrogea.

Chloritoid was mentioned for the first time by Ionescu-Bujor (1937) on the outskirts of the miners' settlement of Altân Tepe. The brief description given by this author, as well as later considerations by Mirăuţă (1969), are suggesting that chloritoid is linked to a specific, more quartzitic, stratigraphic level within the " green schists" pile.

Our investigations carried out during the last few years showed, however, that chloritoid from Altân Tepe occurs only along one or two narrow shear zones (Fig. 1) and that beyond them this mineral is unknown in the bulk of the "green schists".

The "Green Schists Formation" (Upper Proterozoic-Lower Cambrian) consists of a 4000 to 5000 m thick monotonous pile of metagraywackes and metapelites that owes its name to the predominant grey-green colour of the rocks, due to the ubiquity of chlorite. However, "green schists" is not a suitable term so far as the weakly metamorphosed graywackes and pelites show only a faint fracture cleavage that does not affect significantly their sedimentary structure. Only along the narrow shear zones is this structure destroyed; the rocks loose their dull, grey-green colour and become bright and lustrous, due to an increasing preponderance of white mica over chlorite. Detrital feldspar (plagioclase, more rarely microcline), an important component in the metapsammites, is completely or almost completely missing in the rocks of the shear zones, while instead chloritoid-bearing assemblages appear.

In order to prove that it was not a stratigraphic, but a tectonic control which was responsible for the occurrence of chloritoid, chemical analyses were carried out on "typical" "green schists" and on chloritoid- bearing sericitic quartzites. Three older analyses reported by Ionescu-Bujor (1937) were also taken into account. The "green schists" samples were

Institutul Geologic al României

ce în limite nu prea largi. În acelaşi câmp se proiectează, de altfel, şi şisturile algonkiene din sudul Poloniei (Lydka şi Siedlecki, 1963) cu care şisturile verzi central-dobrogene au fost deseori paralelizate.

Spre deosebire de aceste roci, cuarţitele cu cloritoid ocupă poziţii excentrice, foarte apropiate de colţul Al_2O_3. În schimb, un şist verde extrem de bogat în carbonat de calciu, situat în imediata vecinătate a rocilor cu cloritoid, se proiectează departe de acestea, dincolo de câmpul corespunzător fondului regiunii. În diagramă au mai fost trecute şase analize pe roci slab metamorfozate din masivul Venn-Stavelot, renumit pentru ocurenţele sale de cloritoid, precum şi analizele standard ale unui şist argilos şi a unei grauwacke.

Se vede că faţă de aceste etaloane şisturile verzi central-dobrogene şi cele din sudul Poloniei sunt mai bogate în alumină, dar nu ajung la compoziţia rocilor din Ardeni, care par să fie, prin însuşi chimismul lor iniţial, propice apariţiei cloritoidului, chiar şi în condiţiile unui metamorfism izochimic.

Cloritoidele de la Altân Tepe, în schimb, le considerăm formate în urma unei puternice mobilizări petrecute de-a lungul aliniamentelor de forfecare, care au determinat, pe de o parte, levigarea intensă a alcaliilor şi alcalino-pământoaselor şi îmbogăţirea restitelor în SiO_2 şi Al_2O_3 (urmarea fiind generarea cuarţitelor cu cloritoid), iar pe de altă parte, redepunerea în zonele "poroase" adiacente a elementelor levigate, înainte de toate a calciului (şistul verde carbonatic).

Prin urmare, ne aflăm în prezenţa unui proces de diferenţiere metamorfică, determinat de mobilitatea deosebită a soluţiilor într-o zonă de forfecare crustală.

taken from localities scattered over an area of about 80 km^2 (Fig. 1).

The analyses were plotted on an Al_2O_3-MgO/CaO-Na_2O/K_2O diagram, chosen in regard of the inhibiting (MgO, CaO, Na_2O, K_2O) versus promoting (Al_2O_3) action of oxides on chloritoid generation (Halferdahl, 1961). In spite of the different grain size and of related modal variations, all the "green schists" fall into a relatively narrow field (Fig. 2), proving their premetamorphic consanguineous character. In the same field are also plotted the "algonkian" schists from southern Poland (Lydka & Siedlecki, 1963), that have been repeatedly equated to the Central Dobrogean "green schists".

Compared to this chemically well-defined group of rocks, the chloritoid- bearing quartzites occupy excentric positions, much near the Al_2O_3 corner. On the other hand, a "green schist" unexpectedly rich in calcite, that in the field occurs close to the chloritoid-bearing rocks, plots also outside the "green schists" field, but to the opposite side, as compared to the chloritoid assemblages.

In the diagram are also plotted, for comparison, six analyses of weakly metamorphosed slates from the Venn-Stavelot Massif (Kramm, 1973), well known for their chloritoid assemblages, as well as a standard shale and graywacke.

It can be easily seen that, compared with these standards, the Central Dobrogean "schists" and those from southern Poland are more aluminous, but do not attain the peraluminous composition of the Ardenne slates that seem to have an initial composition that promotes crystallization of chloritoid from the very beginning, under nearly isochemical conditions. For the chloritoid from Altân Tepe, however, the data suggest that it was formed due to an intense fluid mobilization along the shear zones, that brought about an intense leaching of alkalies and lime, and at the same time an enrichment in SiO_2 and Al_2O_3 of the restite, that enabled chloritoid generation. The lime, less mobile than the alkalies, migrated only some tens of metres before being redeposited as calcite in the rocks adjacent to the shear zones.

Institutul Geologic al României

References

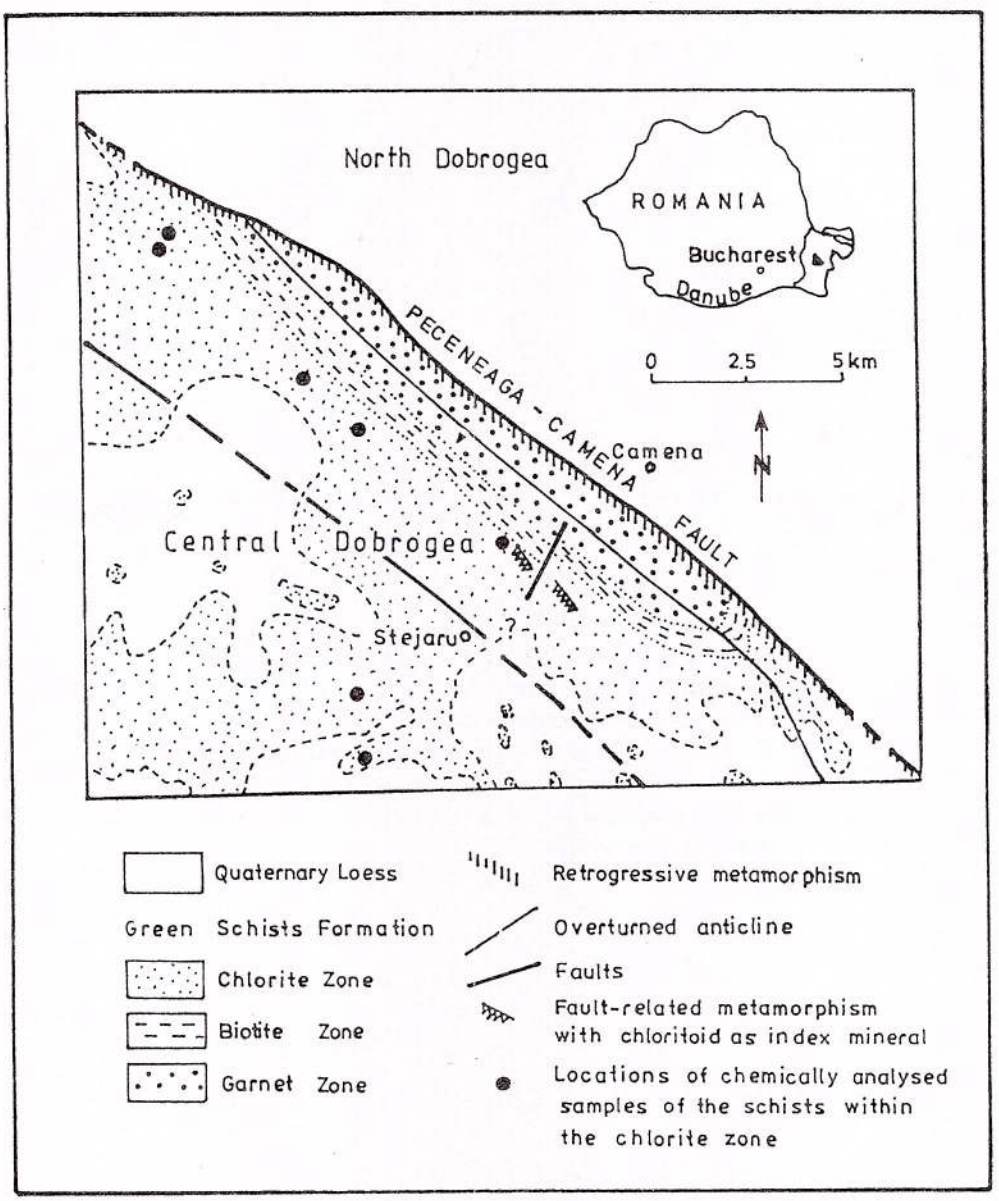
Halferdahl, L.B. (1961) Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *J.Petrol.*, 2/1, p. 49–135.

Ionescu-Bujor, D. (1937) Beiträge zur Petrographie der mittleren Dobrogea (Rumänien). III. Die Grünschiefer-Zone. *Fortschr. Min. Krist. Petr.*, 21/1, p. 27–32.

Kramm, U. (1973) Chloritoid stability in manganese-rich low-grade metamorphic rocks, Venn-Stavelot Massif, Ardennes. *Contr. Min. Petrol.*, 41, p. 179–196.

Lydka, K., Siedlecki, S. (1963) On Algonkian deposits in the environs of Cracow. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, Sér. Sci. Géol. et Géogr., XI/2, p. 75–81.

Mirăuţă, O. (1969) Tectonica Proterozoicului superior din Dobrogea Centrală. *An. Inst. Geol.* XXXVII, p. 7–37.



Institutul Geologic al României

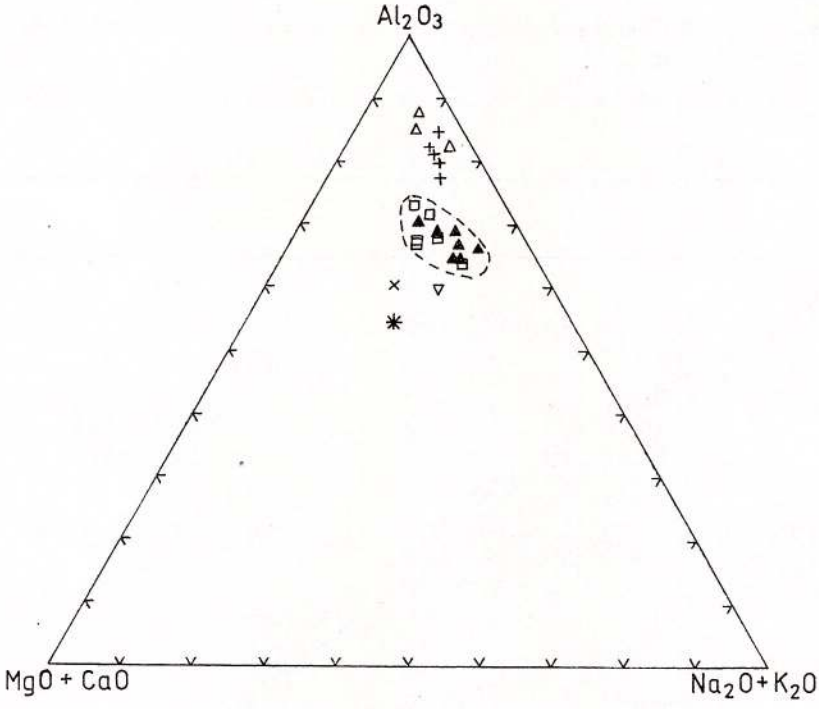


Fig. 2

▲ "green schists" (Central Dobrogea);
□ green schists (Southern Poland);
+ chloritoid-bearing slates (Ardennes);
△ chloritoid-bearing quartzites (Central Dobrogea);
▽ calcite-bearing "green schist" (Central Dobrogea);
× standard shale;
∗ standard graywacke.

Institutul Geologic al României

ARII DE OCURENŢĂ A ROCILOR CU CLORITOID SI SEMNIFICAŢIA LOR TECTONICĂ ÎN MASIVUL RODNA
CHLORITOID-BEARING ROCKS IN THE RODNA MASSIF AND THEIR TECTONIC SIGNIFICANCE

E. MOSONYI, C. STRUTINSKI, D. PAPP

Cloritoidul este un mineral relativ rar întâlnit datorită compoziţiei lui paraluminoase şi a câmpului de stabilitate îngust evidenţiat de grilele petrogenetice. El poate apare, totuşi, într-o paletă largă de condiţii, fiind menţionat în ambianţe intrusive, metamorfice şi tectonice de forfecare (Halferdahl, 1961).

Frecvenţa lui relativ mare în masivul Rodnei (Fig.), în condiţiile unui substrat cu compoziţie chimică obişnuită, poate fi explicată prin manifestarea unor procese allochimice, responsabile de levigarea alcalilor şi a calciului şi relativa îmbogăţire în Al şi Si. Astfel de condiţii caracterizează zonele de deformare intensă, ca de exemplu talpa încălecărilor, marcată prin secvenţe ± groase de blastomilonite.

Rocile cu cloritoid din masivul Rodnei sunt în realitate blastomilonite generate în lungul unor plane de forfecare de vârstă alpină sau pre-alpină. Ele prezintă o foliaţie milonitică S_3 şi o liniaţie de striaţie uneori asociată cu o liniaţie minerală concordantă, pusă în evidenţă de filosilicaţi. Blastomilonitele s-au format pe seama unor roci metamorfice de grad scăzut până la mediu, la alcătuirea lor participând cel puţin două generaţii de minerale. Cea mai veche dintre acestea cuprinde asociaţia:

cuarţ-plagioclaz-biotit-muscovit±granat,

aflată în dezechilibru cu asociaţiile mai noi (unele minerale ale asociaţiei primare se intuiesc doar pe baza existenţei pseudomorfozelor). Generaţia nouă constă în următoarele asociaţii:

cuarţ-clorit-cloritoid-seritic-
±disten±stilpnomelan;

cuarţ-clorit-sericit-albit-±carbonaţi;

cuarţ-sericit-biotit-epidot.

În cadrul blastomilonitelor cloritoidul este prezent în acele varietăţi bogate în Fe^{2+} ce au suferit o îmbogăţire în Al_2O3 prin levigarea preferenţială a alcaliilor şi a calciului în condiţii de strain ridicat.

Studiul secţiunilor subţiri a evidenţiat blasteza în două etape a cloritoidului: sincinematic faţă de S_3 (cristale sau nuclei de cristale cu $S_i \neq S_e$) şi respectiv, postcinematic ("rozete" şi aglomerări cu $S_i = S_e$ sau borduri lipsite de incluziuni în jurul nucleilor crescuţi sincinematic).

Chloritoid is a relatively rare mineral due to its chemical (peraluminous) composition and its narrow wedge-shaped stability field in the petrogenetic grid. Its occurrence was mentioned under various genetic conditions, i.e. in igneous, metamorphic and tectonic (shear) environments (Halferdahl, 1961).

Its relative frequency in the Rodna Massif (Fig.) may be explained on the background of a common chemical composition under allochemical metamorphic conditions, implying alkali and lime depletion and relative enrichment in Al and Si. Such conditions are encountered in high deformation zones, like overthrust soles marked by ± thick blastomylonitic sequences.

Chloritoid-bearing rocks from the Rodna Massif are in fact blastomylonites, developed along Alpine- and pre-Alpine shear zones. They show a mylonitic foliation S_3 and a striation lineation sometimes associated with a concordant mineral lineation evidenced by phyllosilicates. The blastomylonites were formed on low- and medium-grade metamorphic rocks and consist of at least two generations of assemblages. The older of them is represented by:

quartz - plagioclase - biotite - muscovite ± garnet, being in disequilibrium with the newer one (some of the minerals of the first assemblage are preserved only as pseudomorphs).

The new generation is mainly formed of the assemblages:

quartz - chlorite - chloritoid - sericite ± kyanite ± stilpnomelane;

quartz - chlorite - sericite - albite ± carbonates;

quartz - sericite - biotite - epidote.

Within the blastomylonitic rocks, chloritoid is present wherever under sufficiently high Fe^{2+} contents an Al_2O_3 enrichment took place by preferential depletion of alkalies and lime under conditions of high strain.

The study of thin sections evidenced a two-stage blastesis of chloritoid: syn-kinematic with regard to S_3 (chloritoid with $S_i \neq S_e$ or cores of larger grains with $S_i \neq S_e$) and post-kinematic (unoriented chloritoid "rosettes" and "swarms" with $S_i = S_e$ or rims

Institutul Geologic al României

Analizele chimice preliminare ale cloritoidelor din masivul Rodnei arată conţinuturi de 0,2–0,4 % MnO, 0,4–1,6 % MgO şi 10 % FeO.

Cartarea blastomilonitelor cu cloritoid a pus în evidenţă o nouă zonă de forfecare la izvoarele văii Anieşul Mic, unde date anterioare (Kräutner et al., 1982) revelaseră doar relaţii de discordanţă între seriile metamorfice de Bretila şi Repedea. Continuitatea acestui plan în zonele învecinate urmează a fi urmărită în viitor prin continuarea investigaţiilor structurale şi petrologice.

– without inclusions – on syn-kinematically grown cores).

Chemical analyses so far carried out on Rodna chloritoids show contents of 0.2–0.4 % Mn, 0.4–1.6 MgO and 10 % FeO.

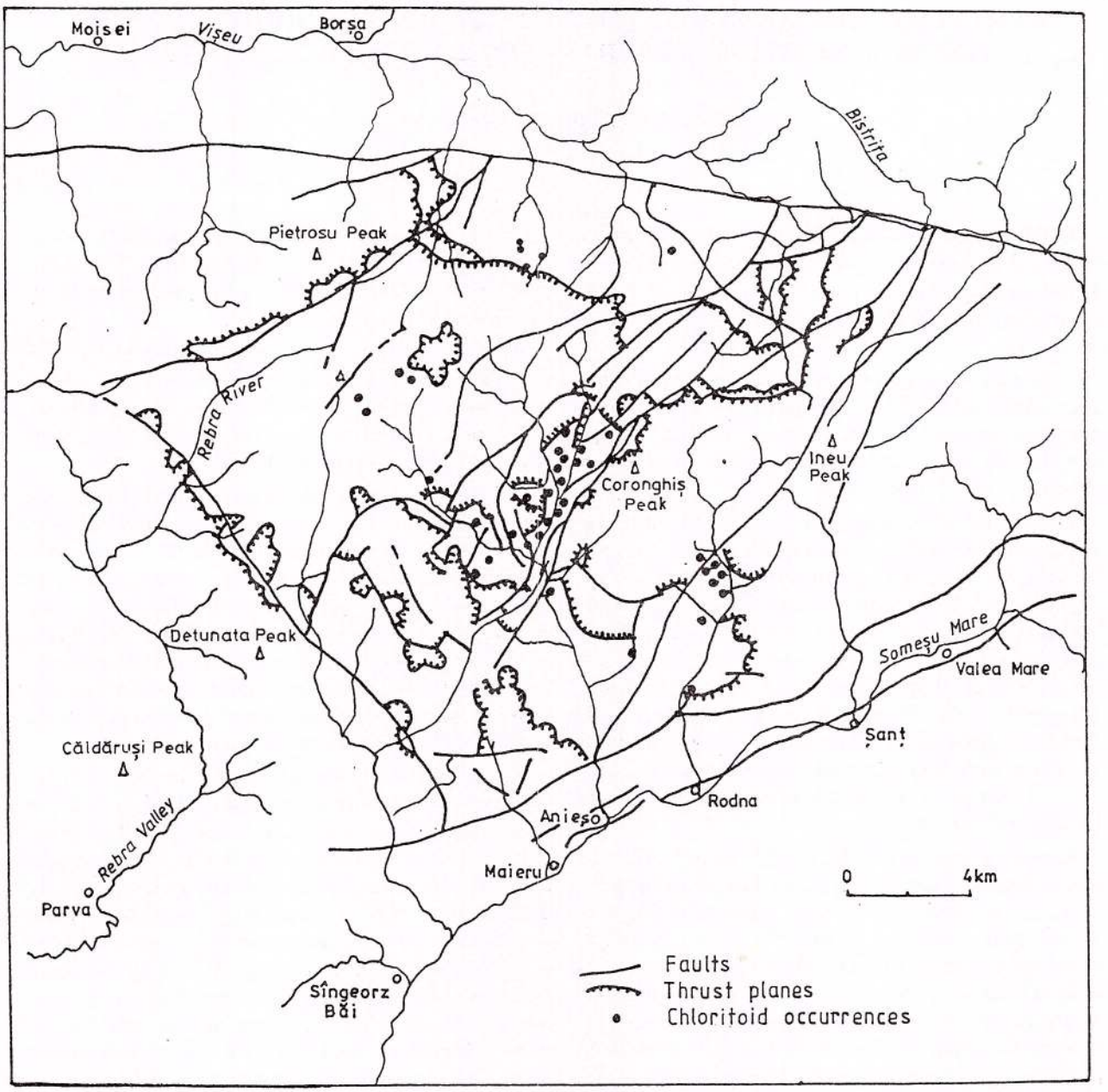
Mapping of chloritoid occurrences evidenced a hitherto unrecognized shear plane in the spring zone of the Anieşul Mic Valley, where Kräutner et al. (1982) took into consideration only a stratigraphic discordance between the involved Bretila and Repedea metamorphic series. The continuation of this plane in the neighbouring regions shall be verified by further structural and petrological investigations.

References

Halferdahl, L. B. (1961) Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Petrol.*, 2/1, p. 49–135.

Kräutner, H. G., Kräutner, F., Szász, L. (1982) Harta geologică a României, scara 1:50.000, foaia Pietrosul Rodnei. I.G.G., Bucureşti.

Institutul Geologic al României



Tectonic map of the Rodna Massif. Showing distribution of chloritoid-bearing rocks (faults and thrust planes after Kräutner et al., 1978, 1982, 1983, 1989)

Institutul Geologic al României

VARIAŢIA GRADULUI DE METAMORFISM AL SERIEI REBRA DIN PARTEA DE NV A MUNŢILOR RODNEI
VARIATION OF METAMORPHIC GRADE IN THE REBRA SERIES FROM THE NORTH-WESTERN PART OF THE RODNA MASSIF

C. STRUTINSKI, E. MOSONYI

Extremitatea nord-vestică a masivului cristalin al Rodnei este constituită din roci aparţinând seriei de Rebra (Kräutner, 1968) care, din punct de vedere structural, intră în alcătuirea pânzei (subbucovinice) de Rodna.

Cercetările noastre se bazează pe cartări de teren şi pe analiza secţiunilor subţiri ale rocilor ce alcătuiesc partea superioară a seriei de Rebra, cuprinse în aşa-numita formaţiune de Ineu (Kräutner et al., 1982) ce acoperă o arie de 35–45 km^2.

Rezultatele preliminare scot în evidenţă caracterul polimetamorfic al formaţiunii de Ineu, ce a fost afectată de cel puţin trei evenimente metamorfice (M_1–M_3) însoţite de deformări. Faza M_1 aproape că nu mai poate fi recunoscută ca atare. Noi am atribuit acestei faze relictele unor cristale de hornblendă verde, marginal substituite prin aureole biotitice. Glomerule alcătuite din solzişori divers orientaţi de biotit, observabile în unele din secţiunile examinate şi care seamănă cu aureolele sus-menţionate, le-am pus, de asemenea, pe seama substituirii unor hornblende preexistente.

Asociaţia biotit-almandin s-a format în cursul unei prime faze retromorfe (M_2) ce a fost contemporană cu o cutare strânsă a rocilor. Momentul M_2 este relativ bine conservat la anumite nivele în cadrul stivei metamorfice. În general însă biotitul şi granatul apar sub formă de relicte într-o matrice recristalizată alcătuită din asociaţia: cuarţ-clorit-sericit±epidot, ce caracterizează, de fapt, faza M_3. Metamorfismul regresiv corespunzător acestei faze este atotprezent în întreaga zonă de aflorare a rocilor formaţiunii de Ineu. El este contemporan cu o nouă fază de deformare, responsabilă pentru crearea liniaţiei penetrative ce vădeşte o constanţă remarcabilă în orientări. Această lineaţie este interpretată a marca direcţia de mişcare ('direcţia transportului tectonic') în timpul fazei M_3. Orientarea ei actuală este VNV-ESE cu afundări slabe (15–20^0) spre VNV. În timpul deformărilor contemporare fazei M_3 structura microcutată anterioară a fost estompată local prin dezvoltarea unei foliaţii penetrative plan-axiale, marcată prin benzi micacee. Faza M_3 sindeformaţională pare

The north-western extremity of the Rodna crystalline Massif (consists of rocks belonging to the Rebra Series (Kräutner, 1968), considered to build up the huge Rodna nappe.

The investigations have been carried out by field mapping and thin section analysis of rocks of the monotonous upper part of the Rebra Series. The so-called Ineu Formation (Kräutner et al., 1982), that covers an area of about 35–40km^2.

Preliminary results reveal the polymetamorphic nature of the Ineu Formation that has undergone at least three metamorphic events (M_1–M_3) and corresponding deformation phases. M_1 is almost entirely obliterated; only some relic hjornblende crystals, surrounded by a corona of biotite, may be attributed to this stage. Clusters of randomly oriented biotite flakes, that have been occasionally observed in this sections, seem to represent the ultimate replacement product of pre-existing hornblende.

The association biotite-almandine was formed during a first retrogressive metamorphism (M_2), that was coeval with tight folding of the rocks. M_2 is fairly well preserved in certain sequences within the metamorphic pile. However, biotite and garnet occur mostly as relics in a recrystallized matrix consisting of the assemblage: quartz-chlorite-sericite ± epidote, that is actually characterizing stage M_3. The pervasive retrogressive metamorphism of this stage is ubiquitous in the whole outcrop area of the Ineu Formation. It is contemporaneous with a new deformation phase, responsible for the penetrative and consistent stretching lineation. This lineation is interpreted as a marker of the movement direction ('direction of tectonic transport') during M_3. Its present orientation is WNW-ESE with gentle (15–20^0) plunging to WNW. During this deformational stage earlier-formed microfolds may have been totally destroyed by the development of a penetrative axial-plane foliation, marked by mica streaks. The syndeformational M_3 stage seems to be followed, at least locally, by a stage (M_4) of static metamorphism to which recrystallization of earlier formed assemblages as well as growth of some porphyroblastic albite may be attributed.

Institutul Geologic al României

a fi fost urmată, pe alocuri, de o fază (M_4) de metamorfism static căreia îi sunt atribuite recristalizări ale fazelor minerale formate în M_3 precum şi apariţia sporadică a albitului porfiroblastic.

În concluzie, rocile formaţiunii de Ineu din partea de NV a masivului Rodnei reprezintă o stivă polimetamorfă, polideformată, ale cărei caracteristici mineralogico-structurale actuale i-au fost imprimate de metamorfismul regresiv în facies de şisturi verzi (subfaciesul cuarţ-albit-clorit) corespunzător fazei M_3 şi de deformările contemporane acesteia. Un gradient al intensităţii retromorfismului n-a putut fi stabilit, clarificarea acestei probleme necesitând extinderea investigaţiilor spre E şi SE de zona cercetată.

It may be concluded that the rocks of the Ineu Formation from the north-western part of the Rodna Massif represent a polymetamorphosed, polydeformed sequence, whose features are imprinted by the retrogressive metamorphism under greenschist facies conditions (quartz-albite-chlorite subfacies) in M_3 and by coeval deformations. A clear gradient of retrogressive processes could not be established, this aspect needing further investigations to the E and SE of the investigated zone.

References

Kräutner, H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *St. Cerc. geol. Geof. Geogr.*, Geologie, 13/2, p. 337–355, Bucureşti.

Kräutner, H. G., Kräutner, F., Szász, L. (1982) Harta geologică a României, scara 1:50.000, foaia Pietrosul Rodnei. I.G.G., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

STRUCTURA LITOSTRATIGRAFICĂ ŞI TECTONICĂ A SERIEI DE LOTRU
THE LITHOSTRATIGRAPHIC AND TECTONIC STRUCTURE OF THE LOTRU SERIES

G. SĂBĂU, I.GHEUCA

Cercetările de teren şi de laborator din cadrul temei au avut drept scop identificarea, separarea, descrierea şi cartarea entităţilor componente ale soclului de grad mediu şi ridicat ale Pânzei Getice (Murgoci, 1905), cunoscut sub denumirea de Seria de Lotru (Ghika-Budeşti, 1932).

Intrucât suprafaţa studiată are o extindere în spaţiu deosebită, activitatea s-a desfăşurat în continuarea unei etape precedente (Gheuca et al., 1993, raport). Direcţiile principale de activitate din această etapă au constat în:

– cartarea în extindere faţă de perimetrele anterior studiate, cu identificarea entităţilor şi nivelelor reper în alte arii;

– verificarea schemei litostratigrafice anterior elaborate prin reambularea perimetrelor deja cartate;

– studiul complex, microscopic şi petrochimic, al tipurilor petrografice şi asociaţiilor minerale, în vederea elaborării unor criterii de separare a entităţilor identificate, ţinând cont de relaţiile între poziţia litostratigrafică, conţinutul petrografic şi istoria metamorfică.

Cartarea în extindere s-a desfăşurat în două perimetre noi, spre NE, respectiv V, faţă de raportul anterior (Gheuca et al., 1993). La baza alegerii perimetrului a stat intenţia noastră de a urmări în continuare, în primul rând, extinderea spaţială a formaţiunii micacee de Negovanu Mare şi a excelentului reper din baza acestuia, constituit de rocile cu silicaţi de mangan ale nivelului de Delineşti. Spre NE, perimetrul s-a extins pe cca. 400 Km^2, coincizând, aproximativ, cu foaia 1:50.000 Cindrelu (nepublicată). Spre V, aria investigată este delimitată de linia frântă p.Bilele–vf.lui Pătru–vf.Şureanu–creasta Comărnicelu–Pârva–p.Untului–m.Bătrâna-Scârna–m.Steaua–Dealu Negru–p.Taia–cab.Voievodu, suprapunându-se pe teritoriul foilor 1:50.000 Vf. lui Pătru şi Bătrâna.

Formaţiunea de Negovanu Mare s-a dovedit a avea o extindere regională şi caracteristici constante. Limita sa inferioară este complexă; în general constă din nivelul manganifer de Delineşti, care a putut fi urmărit şi care a dovedit o remarcabilă continuitate; pe alocuri (vf.Cindrelul - culmea Găojoara - Râul Mare), însă, limita este jalonată de cuarţite rubanate, care prin

The field and laboratory research pertaining to the project was aimed to identify , separate, describe and map the entities that make up the middle - and high-grade basement of the Getic Nappe (Murgoci, 1905), known under the name of Lotru (Crystalline) Series (Ghika-Budeşti, 1932).

As the study area extends on a remarkably large territory, the present work continues a former contribution (Gheuca et al., 1993). The main topics dealt with during this stage consisted in:

– further mapping beyond the previously surveyed area, in order to trace the characteristic units and markers in new areas;

– retesting the existing lithostratigraphic schema in the formerly mapped surfaces;

– complex microscopical and petrochemical investigation of the lithologic types and mineral assemblages, in search of discriminating criteria for the identified entities, on account of the lithostratigraphic setting, lithologic contents and metamorphic history.

Mapping extension was carried out in two new zones, towards NE and W, respectively, from the area accounted for in the previous raport (Ibid.). This choice was based on the primary aim to a further record of the spatial extension of the Negovanu Mare micaschist Formation (NMF) and that of the excellent lithologic marker located at its bottom, made up by manganese - silicate rocks of the Delineşti Level (DL). Towards NE the surveyed area extends on some 400 Km^2, grossly coinciding with the unpublished Cindrelu quadrangle of the National Geological Map, scale 1:50,000. To W the study zone is delimited by the array Bilele Brook–Vârfu lui Pătru–Şureanu Summit–Comârnicelu Mt–Pârva Mt–Pârâul Untului–Bătâna Mt–Scârna mt–Steaua Sumit–Dealu Negru–Taia Br.–Voievodu chalet, straddling on the Vârfu lui Pătru and Bătrâna quadrangles.

NMF proved to have, as expected, a regional extension and constant features. Its lower boundary appeared quite complex; it generally consists of DL, which could be well traced and also proved to have an obvious continuity ; nevertheless, the above-mentioned boundary is in places lined by banded quartzites, which, according to their setting and lithology,

Institutul Geologic al României

termenii între care se intercalează şi aspect, se corelează perfect cu complexul C_3 definit de Savu (1970) în Munţii Semenic, iar în alte zone (Clăbucet, Şureanu, NV de Păltiniş- p. Dăneasa, Comărnicelu) în dreptul limitei se concentrează numeroase lentile pegmatitice de mici dimensiuni. Structura dată de această succesiune parţială este orizontală, cu ondulări uneori puternice, şi determină conture cartografice foarte complicate. Sub nivelul de Delineşti se plasează litologii diferite, dintre care cele mai caracteristice sunt: gnaisele cu microclin şi amfiboli ale Formaţiunii de Frumoasa; o secvenţă rubanată constând din gnaise cu plagioclaz, gnaise cu microclin, gnaise cu biotit şi amfiboli (formaţiunea gnaisică de Păltiniş) - respectiv o secvenţă gnaisică micacee cu lentile de eclogite. Limitele dintre aceşti termeni sunt discordante faţă de limita cu formaţiunea de Negovanu şi, totodată, nu se poate pune în evidenă o succesiune verticală a lor, în evident contrast cu plasarea clară a fiecăreia dintre ele sub formaţiunea de Negovanu Mare. De asemenea, limitele dintre litoni diferiţi ale unei aceleiaşi formaţiuni subjacente sunt destul de des discordante faţă de limita cu FNM.

Aceste relaţii intră parţial în conflict cu schema litostratigrafică elaborată în raportul anterior, care descrie următoarea succesiune, pornind din bază: Formaţiunea de Păltiniş (FP), Formaţiunea de Negovanu Mare, Formaţiunea de Steaja, Formaţiunea de Sărăcinu (Frumoasa) (FF), Formaţiunea de Podele. Pentru a clarifica raporturile, am întreprins profile de reambulare în bazinul Lotrului. Concluziile au fost următoarele:

– Formaţiunea de Podele se corelează cu FMN prin litologie, metamorfism şi poziţie litostratigrafică imediat superioară faţă de Formaţiunea Frumoasa/Sărăcinu;

– Formaţiunea de Steaja (FS) stă în versanţii Lotrului, în aval de barajul lacului Vidra, peste o secvenţă micacee cu intercalaţii amfibolitice (Formaţiunea de Cataracte - FC), care nu este FNM, deşi se aseamănă cu aceasta. Formaţiunea de Cataracte (FC) conţine gnaise micacee cu noduli de sillimanit, spre deosebire de micaşisturile cu disten şi staurolit ale FNM, de care diferă, deci, prin aspect, constituţie litologică şi istorie metamorfică;

– În şeaua Cristeşti-Ştefleşti însă, FNM stă sub FS. Contactul este marcat de un clivaj de crenulaţie, care se stinge la câţiva metri, iar şisturile FNM sunt puternic deformate ductil şi casant, indicând o relaţie tectonică mai nouă decât foliaţia metamorfică dominantă (falie inversă). Această relaţie nu se găseşte în altă parte a Seriei de Lotru, după cum nici FS nu mai apare în altă parte. Este de remarcat că, atât FS, cât şi FNM stau peste FC în cele două compartimente ale faliei inverse. Limita FNM/FC este destul de greu de urmărit

perfectly correlate with the C_3 complex recorded by Savu (1970) in the Semenic Mts. In other areas (Clăbucet, Şureanu, NW from Păltiniş-Dăneasa Br., Comărnicelu) numerous small-sized pegmatites lenses concentrate at the lower boundary of NMF. The structure outlined by this sequence is on the whole horizontal, locally strongly oscillating, and results in intricate cartographic patterns. Below DL various different lithologies appear, among which the most typical ones are: microcline- and amphibole-bearing gneisses of the Frumoasa (Sărăcinu) Formation (SF); a banded sequence consisting of plagioclase-gneisses, microcline-gneisses, biotite- and amphibole- bearing gneisses, and a mica-gneiss bearing sequence that contains eclogite lenses. The mutual limits of these lithologic units are discordant to the NMF boundary, and their succession could not as yet be stated, in contrast with the unambiguous setting of each of them below the NMF. The boundaries between lithons belonging to the same underlying formation are also frequently discordant to the NMF boundary.

These relationships are partly at odds with the lithostratigraphical schema provided in the previous report (Op. cit.), which described the following succession, from bottom to top: Păltiniş Formation (PF), NMF, Steaja Formation(StF), SF, Podele Formation (PoF). In order to derive a better knowledge of these relationships, re-surveying was undertaken in the Lotru River basin. The resulting image was as follows:

– PoF correlates with NMF on account of lithology, metamorphism and lithostratigraphic setting (immediately above SF);

– In the Lotru River slopes, downstream from the Vidra Lake. StF overlies a mica- rich sequence with amphibolite intercalations, the Cataracte Formation (CF), which is certanly not NMF, though having resembling characters. CF contains sillimanite- bearing mica- gneisses differing from the kyanite- and staurolite-bearing micaschists of the NMF, hence they make up a separate entity on account of lithostratigraphic setting, macroscopic aspects, lithologic contents and metamorphic history;

– In the Cristeşti-Ştefleşti saddle, neverthless, NMF is located structurally below StF. The boundary is marked by a crenulation cleavage fading away in a few metres, and the NMF schsts are affected by conspicuous ductile and brittle strain, making evidence of a tectonic relationship more recent than the prevailing S_2 metamorphic foliation, i.e. a thrust fault. This relationship cannot be found elsewhere in the Lotru Series, and StF was not so far identified in other zones as well. It is to note that both StF and NMF overlie CF, in the two compartiments of the fault. The NMF/CF boundary is somewhat difficult to trace due to resembling lithologies;

Institutul Geologic al României

din cauza litologiei asemănătoare;

– pe culmea care coboară din vf.Piatra Albă spre S apar, peste o zonă de îmbogăţire în pegmatite a FS, gnaise micacee cuarţoase cu disten şi staurolit, care reprezintă, după părerea noastră, baza FNM, care astfel stă peste şi nu dedesubtul FS. De altfel, nivelul de cuarţite reper (identificat şi semnalat în raportul precedent) din interiorul FS se continuă spre V în bazinul Jiului de Est, dar litologia în care este cantonat devine, în mod surprinzător, gnaisică-amfibolitică, peste aceasta stând FNM. Geneza acestor cuarţite ridică mari probleme şi este rezonabil să presupunem că ele reprezintă o litologie de segregaţie tectogenă;

– stilul structural şi relaţiile de superpoziţie sunt foarte variabile sub limita inferioară a FNM; în zona Vidra-Piatra Albă-Poiana Muierii, structura este slab înclinată şi are relaţii de superpoziţie univoce între termenii FS şi între aceasta şi Formaţiunea de Frumoasa/Sărăcinu, pe când în aval de Cataracte există cute complexe cu relaţii de superpoziţie reciprocă între diverşi termeni;

– structura generală constă dintr-un termen superior (FNM) suprapus pe diverşi termeni inferiori. Am identificat cu certitudine superpoziţia FNM peste FF, FP şi secvenţa micacee purtătoare de eclogite, iar foarte probabilă este superpoziţia FNM peste FS (v.mai sus).

De aceea, în acest stadiu, preferăm să grupăm toate litologiile de sub FNM în Complexul de Vaideeni (Săbău, 1994). Discordanţele structurale dintre cele două entităţi, alături de contrastele metamorfice dintre ele, indică relaţii de încălecare sinmetamorfică M_2. Considerăm în continuare nivelul de la Delineşti ca o litologie de reacţie metamorfică sin-şariaj. În bazinul p. Auşelul şi Răscoala s-au evidenţiat relaţii interesante: FNM cu roci manganifere în bază suportă gnaise micacee microblastice, peste care urmează litologii gnaisice şi amfibolice (FP), acoperite din nou de micaşisturile FNM prin intermediul rocilor manganifere, ceea ce indică existenţa unor duplicaturi sinmetamorfice. Pentru a beneficia de criterii independente de cele litostratigrafice am continuat observaţiile asupra asociaţiilor metamorfice din rocile pelitice şi în zonele noi.

Concluziile anterioare se menţin şi capătă noi argumente:

– FNM şi complexul de Vaideeni prezintă două parageneze de grad mediu suprapuse, M_1 - de presiune medie spre ridicată (tip alpin Hietanen, 1967), în zona cu disten şi staurolit, respectiv M_2 - de presiune medie (Idaho), în zonele cu disten şi staurolit, sillimanit şi staurolit, eventual sillimanit + muscovit;

– în FNM silimanitul M_2 apare foarte rar;

– relictele M_1 sunt predominante în FNM şi subordonate în complexul de Vaideeni.

– Along the crest descending southward from the Piatra Albă Summit, over a pegmatite-enrichment zone of StF, kyanite- and staurolite- bearing micagneisses appear, which in our opinion stand for the bottom of NMF; hence, in the normal case NMF is located above and not below StF. Moreover, the quartzite marker inside StF (Piatra Albă quartzite, Op.cit.) extends westward in the Jiu River basin, where the host rocks surprisingly become gneissec-amphibolic, and above this sequence superposes NMF. The genesis of the quartzites calls forth certain problems; at this stage we think it reasonable to assume that they represent a tectonically segregated lithology;

– The structural style and superposition relationships are quite variable under the lower boundary of NMF: in the Vidra-Piatra Albă- Poiana Muierii zone the structure deeps gently and preserves unabiguous relationships among the StF term, as well as between StF and SF, while downstream from the Cataracte zone complex folding, that leads to intricate superpositions among different terms, tends to manifest;

– The large-scale structure consists of an upper term (NMF) which overlies various deeper terms. The superposition of NF over SF, PF and the ecologite-bearing unit could be positively identified; the superposition of NMF over StF is highly probable (see above).

Therefore, we would still prefer in this stage to group all the lithons below NMF in the generic Vaideeni Complex (Săbău, 1994). Structural unconformities between this complex and NMF, besides conspicuous associated metamorphic contrasts, suggest syn-M_2 thrusting. DL is, like earlier considered as a synthrusting metamorphic lithology.

In the Auşelu and Răscoala brooks basin interesting relationships occur: NMF, underlain by DL, supports microblastic mica- gneisses, which at their turn are overline by the DL-NMF sequence. This pattern most probably represents synmetamorphic duplicatures.

In order to be able to benefit by criteria independent from the lithostratigraphic ones, we followed up studying the metamorphic assemblages in metapelitic rocks over the new areas. Previous conclusions are maintained and enriched by new facts:

– NMF and the Vaideeni Complex contain two superposed middle-grade metamorphic parageneses, namely M_1, a middle- to high- pressure event (alpine series - Hietanen, 1967) in the kyanite + staurolite zone, and M_2, a medium pressure (Idaho type - Ibid.) over the kyanite + staurolite, sillimanite + staurolite, perhaps also sillimanite + muscovite zones;

– In NMF sillimanite is rather incidental;

– The M_1, relics prevail in NMF and are subordinate in the Vaideeni Complex.

Institutul Geologic al României

Natura şi abundenţa paragenezelor asociate celor două evenimente din complexul de Vaideeni au fost studiate pe litologii pelitice, care se dezvoltă foarte bine în câteva zone ale perimetrului (micaşisturile şi gnaisele FC, micaşisturile asociate cu amfibolitele de pe valea Măceşului şi de la Ciunget), spre deosebire de alte arii. Suprapunerea celor două evenimente este foarte spectaculoasă, relictele M_1 supravieţuind ca incluziuni abundente în granaţi, sau ca paramorfoze incomplete ale silicaţilor de aluminiu. Granatul prezintă o creştere polistadială, cu un episod de resorbţie intermediară, evidenţiată de zonalitatea incluziunilor şi, uneori, a proprietăţilor optice.

Istoria metamorfică a putut fi aplicată cu succes în determinarea poziţiei litostratigrafice a rocilor, atunci când suprafaţa nu afost suficient de des acoperită sau relaţiile de teren au fost incerte, cum ar fi de pildă în cazul cutelor sinmetamorfice izoclinale al duplicaturilor sau al suprapunerilor tectonice ulterioare M_2.

The composition nad relative abundance of the assemblages ascribed to the two events was extensively studied in pelitic lithologies in the Vaideeni Complex, which are well-developed at a few locations in the study area (micaschists and mica-gneisses in the CF, micaschists associated with amphibolites at Valea Măceşului and Ciunget), at variance with the most frequent case. The superposition of the two events is quite spectacular: M_1 relics survive as abundant inclusions in garnet, corroded grains and incomplete aluminium - silicate paramorph (sillimanite after kyanite). Garnet exhibits polystadial growth, with an intermediate resorption episode, as indicated by inclusion- and sometimes colour- zoning.

The metamorphic history could be successfully employed in discriminating the lithostratigraphic setting of rock bodies, in case of deficient survey density or confusing field relationships (e.g. synmetamorphic isoclinal folds, tectonic relationships coeval with or postdating M_2).

References

Gheuca, I., Hârtopanu, P., Stoian, T., Dobrescu, A. (1993) Raport, Arh.I.G.R., Bucureşti.

Ghika-Budeşti, St. (1932) Études géologiques et petrographiques dans les Munţii Lotrului (Carpathes Méridionales, Roumanie): *An. Inst. Géol. Rom.*, XVI, 68 pp., (tiré a part), Bucureşti.

Hietanen, A. (1967) On the facies series in various types of metamorphism: *J. Geol.*, 72/2, p. 187–214.

Murgoci-Munteanu, G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Méridionales. *C. R. Acad.Sci.*, Paris.

Savu, H. (1970) Stratigrafia şi izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din Munţii Semenic: *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 223–311, Bucureşti.

Săbău, G. (1994) Lithostratigraphic and metamorphic correlations, a tentative way of exploring the early history of Getic Cristalline. *Rom. J. Petrology*, 76, p. 119–128, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

LITOSTRATIGRAFIA ŞI TECTONICA EPIMETAMORFITELOR GRUPULUI TULGHEŞ DIN REGIUNEA TULGHEŞ-HAGOTA (CARPAŢII ORIENTALI)
LITHOSTRATIGRAPHY AND TECTONICS OF THE TULGHES GROUP EPIMETAMORPHICS FROM THE TULGHES–HAGOTA REGION (EAST CARPATHIANS)

M. MUREŞAN

Regiunea Tulgheş-Hagota, situată în Munţii Giurgeului, este amplasată în partea sudică a Zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali şi este constituită preponderent din metamorfite.

Studiul coloanelor litologice ale forajelor din regiune (efectuate de către GEOLEX S.A. începând din 1988) a permis obţinerea unei noi imagini litostratigrafice, tectonice şi metalogenetice asupra epimetamorfitelor Grupului Tulgheş (de vârstă cambriană – date palinologice – Violeta Iliescu, M. Mureşan, 1972; Violeta Iliescu, H. Kräutner, 1975; date de vârstă absolută Pb/Pb – Eleonora Vâjdea, S. Anastase, 1976; metamorfism barrovian în faciesul de şisturi verzi, survenit în urmă cu 505 ± 5 m.a. – izocrone K/Ar – H. Kräutner et al., 1976), străbătute de aceste foraje. Datele noi se referă în principal la existenţa unei stive de pânze de şariaj în cadrul acestui grup precum şi la conţinutul litostratigrafic al acestora.

Ansamblul unităţilor tectonice cu epimetamorfite ale grupului Tulgheş suportă mezometamorfitele Pânzei de Rarău (cunoscută anterior) şi stă tectonic peste Pânza de Pietrosu Bistriţei (evidenţiată anterior în zona cristalino-mezozoică), constituită de asemenea din mezometamorfite.

Corpurile unităţilor şariate, prezenta în regiune, ca şi planele de şariaj dintre ele înclină în ansamblu cu 20–30° către NE. O înclinare similară o au şi metmorfitele constituente ale pânzelor luate în considerare. La nivel regional se constată prezenţa tectonitelor (roci laminate şi mai ales brecii şi cataclazite) la contactele dintre pânzele de şariaj precum şi discordanţe tectonice între acestea, manifestate prin dispariţia unor termeni litologici de o parte şi de alta a planelor de şariaj. În raport cu extinderea pe direcţie şi înclinare a pânzelor de şariaj, grosimile acestora sunt relativ reduse, cifrându-se de obicei la câteva sute de metrii. Prin caracterele lor şi prin marcarea planelor deşariaj cu tectonite, pânzele de şariaj din regiune se relevă a fi formate prin forfecare postmetamorfică. După formarea lor unităţile şariate au fost străbătute de numeroase filoane de lamprofire (camptonite, ş. a.), localizate în zonele de brecii tectonice, care însoţesc numeroasele fracturi ce afectează metamorfitele din regiune.

Succesiunea (de sus în jos) tuturor pânzelor de

The Tulgheş-Hagota region from the Giurgeu Mountains is situated in the southern part of the East Carpathians Crystalline-Mesozoic Zone, consisting prevailingly of metamorphics.

The study of the lithological columns from the boreholes in the region (carried out by GEOLEX, PLC since 1988) led to a new lithostratigraphic, tectonic and metallogenetic image of the Tulgheş Group epimetamorphics (Cambrian age-palynological data – Iliescu, Mureşan, 1972; Iliescu, Kräutner, 1975; absolute Pb/Pb age data - Vâjdea, Anastase, 1976; Barrovian metamorphism in greenschist facies that occurred 505 ± 5 m.a. ago - K/Ar isochrons - H. Kräutner et al., 1976) intercepted by these boreholes. The new data mainly concern the existence of a pile of overthrust nappes within this group as well as their lithostratigraphic content.

On the whole the teconic units with epimetamorphics of the Tulgheş Group underlie the mesometamorphics of the Rarău Nappe and tectonically overlie the Pietrosu Bistriţei Nappe (previously pointed out in the Crystalline-Mesozoic Zone), which also consists of mesometamorphics.

The bodies of the overthrust units in the region as well as the overthrust planes among them generally dip by 20–30° northeastwards. A similar dip is noticed also in the case of the metamorphics constituting the above-mentioned nappes. On a regional scale mylonites and especially breccias and cataclasites are found at the contacts among the overthrust nappes as well as tectonic unconformities among these, manifested by the disappearance of some lithological terms on either side of the overthrust planes. Considering the extension along strike and dip of the overthrust nappes, their thicknesses are relatively reduced, usually reaching a few hundred metres. By their features and the presence of cataclastic rocks accompanying the overthrust planes, the overthrust nappes in the region appear to be formed through postmetamorphic shearing. After their genesis, the overthrust units were crossed by numerous lamprophyre (especially camptonites) and more rarely diabase veins located in the tectonic breccia zones that accompany the numerous fractures affecting the metamorphics in the region.

The succession (from top to bottom) of all the over-

Institutul Geologic al României

şariaj interceptate de forajele din regiunea Tulgheş-Hagota şi conţinutul litologic al acestora sunt redate în cele ce urmează.

1. Pânza de Rarău este alcătuită din Grupul Bretila (micaşisturi cu intercalaţii de gnaise şi amfibolite) şi Granitoidele de Hăghimaş (în principal granodiorite gnaisice – M. Mureşan, G. Mureşan, 1980), ambele entităţi de vârstă precambriană, metamorfozate împreună în condiţiile faciesului amfibolitelor cu almandin, în urmă cu 850 ± 50 m.a. (izocrone K/Ar – H. Kräutner et al.,1976). Şariajul Pânzei de Rarău peste formaţiunile epimetamorfice ale Grupului Tulgheş a condus la diaftoreza şi laminarea mezometamorfitelor din baza acestei unităti tectonice (M. Mureşan, 1967).

2. Pânza de Bălan (evidenţiată iniţial în extremitatea sudică a zonei cristalino-mezozoice – H. Kräutner et al., 1991) este alcătuită, în regiune (forajele 1 şi 3) din epimetamorfite terigene (preponderent şisturi sericito-cloritoase cuarţoase) din formaţiunea Tg_3 a Grupului Tulgheş.

3. Pânza de Belcina este constituită în ansamblu din roci epimetamorfice terigene (şisturi sericito-cloritoase cenuşii şi negricioase cu pigment grafitos sau ilmenitic, cu intercalaţii de roci cu structuri blastodetritice – la origine, graywacke şi gresii, şi şisturi verzi) – reprezentând formaţiunea Tg_4 a Grupului Tulgheş. Acestei pânze îi aparţin şi Porfiroidele de Mândra (riolite metamorfozate), intruse premetamorfic în rocile termenului Tg_4.

4. Pânza de Sadocut (200–300 m grosime), interceptată de majoritatea forajelor din regiune, este alcătuită din epimetamorfite ale formaţiunii Tg_3, reprezentate în ansamblu prin două nivele de roci porfirogene (riolite şi tufuri riolitice metamorfozate), separate printr-un pachet terigen (şisturi sericito-cloritoase cuarţoase, cuarţite şi roci cuarţo-feldspatice – reprezentând probabil epiclastite, formate în urma distrugerii vulcanilor riolitici – H. Kräutner), în care se intercalează uneori şisturi verzi (magmatogene bazice). Către baza nivelului inferior de roci porfirogene se situează o mineralizaţie stratiformă de sulfuri (în principal pirită şi calcopirită; uneori apar galenă şi blendă), de tip Kuroko; minereul are grosimi metrice şi o extindere apreciabilă, fiind interceptat de mai multe foraje (de exemplu, locaţiile 9, 10, 24, 28, 29, 47) din zona văilor Baratu Mare şi Bălaj (afluenti de dreapta ai văii Putna).

5. Pânza de Şumuleu (traversată complet numai de forajul 6, unde are o grosime aparentă de aproximativ 1200 m) este formată din roci preponderent terigene (şisturi cenuşii şi negricioase cu pigment grafitos sau ilmenitic, în care se intercalează roci blastodetritice), uneori şi roci calcaroase, cuarţite negre grafitoase şi

thrust nappes intercepted by the boreholes in the Tulgheş-Hagota region and their lithological content will be further presented:

1. The Rarău Nappe consists of the Bretila Group (micaschists with gneiss and amphibolite interbeds) and the Hăghimaş Granitoids (mainly gneissic granodiorites – M. Mureşan, G. Mureşan, 1980), both entities being of Precambrian age and metamorphosed together in the almandine amphibolite facies conditions 850 ± 50 m. a. ago (K/Ar isochrons – H. Kräutner et al., 1976). The thrust of the Rarău Nappe over the epimetamorphic formations of the Tulgheş Group led to the diaphtoresis and lamination of the mesometamorphics from the base of this tectonic unit (M. Mureşan, 1967).

2. The Bălan Nappe (initially pointed out in the southern extremity of the Crystalline-Mesozoic Zone – H. Kräutner et al., 1991) consists in this region (boreholes 1 and 3) of terrigenous epimetamorphics (prevailingly quartz sericite-chlorite schists) from the Tg_3 Formation of the Tulgheş Group.

3. The Belcina Nappe mainly consists of terrigenous epimetamorphic rocks (grey or blackish sericite-chlorite schists with graphite or ilmenite pigment, with intercalations of rocks showing a relict blastodetrital texture – originating from greywackes and sandstones) and greenschists which represent the Tg_4 Formation of the Tulgheş Group. The Mândra Porphyroids (metamorphosed rhyolites) that were premetamorphically intruded in the rocks of the Tg_4 term also belong to this nappe.

4. The Sadocut Nappe (200–300 m thick), intercepted by most boreholes in the region, consists of the epimetamorphics of the Tg_3 Formation, generally represented by two levels of metamorphosed rhyolites and rhyolitic tuffs, separated by a terrigenous sequence (quartz sericite-chlorite schists, quartzites and quartz feldspathic rocks – probably representing epiclastics formed as a consequence of the destruction of the rhyolitic volcanoes – Kräutner), in which greenschists (basic magmatogenetic) are sometimes intercalated. A stratiform sulfide mineralization (mainly pyrite and chalcopyrite, sometimes galena and sphalerite occur) of Kuroko type is situated towards the base of the lower level of metarhyolitic rocks. The ore is several metres thick and shows a large extension, being intercepted by several boreholes (e.g. locations 9, 10, 24, 28, 29, 47) from the zone of the Baratu Mare and Bălaj Valleys (right tributaries of the Putna Valley).

5. The Şumuleu Nappe (completely crossed only by borehole 6, where its apparent thickness is of ca. 1,200 m) is prevailingly formed of terrigenous rocks (grey and blackish schists with graphite or ilmenite pigment, in which blastodetrital rocks are intercalated); locally also calcareous rocks, black graphite, quartzites and

Institutul Geologic al României

şisturi verzi magmatogene bazice hialoclastice. Menţionăm că în două foraje (5 şi 10), au fost interceptate mineralizaţii minore stratiforme, singenetice de pirită. Tot ansamblul litologic revine formaţiunii Tg_4.

6. Pânza cuarţitelor negre cu mangan este constituită din cuarţite negre grafitoase, cărora li se asociază rodonit, rodocrozit dannemorit şi spessartin, asociaţie specifică formaţiunii Tg_2 a Grupului Tulgheş. Şisturile sericito-cloritoase cuarţoase si cuarţitele cu sericit si clorit, situate sub cuarţitele negre, ar putea reveni termenului Tg_1.

7. Pânza de Pietrosu Bistriţei (separată iniţial în Munţii Bistriţei – I. Balintoni, I. Gheuca, 1977), este constituită din Grupul Negrişoara (reprezentat preponderent prin şisturi cuarţoase biotitice ± granat), căruia i se asociază Porfiroidele de Pietrosu (dacite metamorfozate), ambelor unităţi atribuindu-li-se prezumtiv vârsta precambriană. Rocile din această unitate sunt laminate şi retromorfozate în apropierea planelor de şariaj care o delimitează, fapt întâlnit şi în forajele 3, 5 şi 6, care au interceptat această pânză.

Modelul tectonic adoptat de noi permite o bună corelare litostratigrafică şi tectonică a metamorfitelor Grupului Tulgheş de sub Pânza de Bălan, din regiunea Tulgheş-Hagota, cu cele de sub aceeaşi pânză, de la sud şi sud-est de Masivul alcalin Ditrău (zona Valea Belcina-Pângăraţi). Astfel, Pânza de Belcina se regăseşte în ambele regiuni, unde este constituită din termenul Tg_4 şi Porfiroidele de Mândra. Rocile porfirogene ale unităţii de Sadocut apar în Valea Belcina (în apropiere de confluenţa acesteia cu Pârâul Mogoş-Biuc), unde această pânză este şariată peste unitatea de Pietrosu Bistriţei, aici Pânza de Şumuleu dispărând prin laminare tectonică. În raport cu regiunea de la sud şi est de Msivul alcalin Ditrău, regiunea Tulgheş–Hagota reprezintă un compartiment puternic ridicat (cu circa 1000 m) de-a lungul faliei normale Şumuleu, orientată NW-SE şi înclinată spre SW, evidenţată în forajul 3 din Valea Putnei (vezi fig.).

Extinderea apreciabilă direcţională şi transversală a pânzelor, constituite din epimetamorfite ale Grupului Tulgheş, evidenţiate în regiunea Tulgheş-Hagota-Belcina, permite presupunerea că cel puţin câteva din acestea s-ar putea regăsi în părţile centrale şi nordice ale zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali.

Prezenţa frecventă (în cantităti relativ reduse) a unor minerale titanifere (ilmenit, titanit, rutil) în multe roci (mai ales şisturi cenuşii şi negricioase) din formaţiunea Tg_4 (din pânzele de Belcina şi de Şumuleu) denotă existenţa unei provincii primare de minerale grele titanifere la nivelul acestui termen.

basic magmatogenetic greenschists (metamorphosed hyaloclastic rocks ?) are intercalated. It is to note that in two boreholes (5 and 10) minor stratiform, syngenetic pyrite mineralizations were intercepted. The whole lithological entity belongs to the Tg_4 Formation.

6. The Black Manganese Quartzite Nappe consists of black graphite quartzites with which rhodonite, rhodochrosite, dannemorite and spessartite associate, an assemblage characteristic of the Tg_2 Formation of the Tulgheş Group. The quartz sericite-chlorite schists and the sericite and chlorite quartzites lying under the black quartzites might be assigned to the Tg_1 term.

7. The Pietrosu Bistriţei Nappe (initially separated in the Bistriţa Mountains – I. Balintoni, I. Gheuca, 1977) is formed of the Negrişoara Group (prevailingly represented by biotite quartz schists ± garnet) with which the Pietrosu Porphyroids (metamorphosed dacites) are associated, both units being presumably of Precambrian age. The rocks from this unit are laminated and retromorphosed in the vicinity of the overthrust planes that delimit it, a situation found also in boreholes 3, 5 and 6 that intercepted this nappe.

The adopted tectonic pattern permits a good lithostratigraphic and tectonic correlation of the Tulgheş Group epimetamorphics underlying the Bălan Nappe from the Tulgheş-Hagota region with those lying under the same nappe to the south and southeast of the Ditrău Alkaline Massif (Belcina Valley-Pângăraşti zone). Thus the Belcina Nappe is to be found in both regions, where it consists of the Tg_4 term and the Mândra Porphyroids. The porphyrogenetic rocks of the Sadocut Unit occur in the Belcina Valley (in the vicinity of its confluence with the Mogoş–Biuc Valley), where this nappe is thrust over the Pietrosu Bistriţei Unit, the Şumuleu Nappe disappearing here through tectonic lamination. As compared to the region south and east of the Ditrău Alkaline Massif, the Tulgheş-Hagota region represents a very uplifted compartment (by ca. 1,000 m) along the southwestward dipping Şumuleu normal Fault, intercepted in borehole 3 from the Putna Valley (see Figure).

The great directional and transversal extension of the nappes consisting of the Tulgheş Group epimetamorphics pointed out in the Tulgheş-Hagota-Belcina region leads to the supposition that at least a few of these nappes might be found in the central and northern parts of the East Carpathians Crystalline-Mesozoic Zone.

The frequent presence (in relatively small amounts) of some titanium minerals (ilmenite, titanite, rutile) in a lot of rocks (especially grey and blackish shales) from the Tg_4 Formation (from the Belcina and Şumuleu nappes) indicates the existence of a primary province of heavy titanium minerals at the level of this term.

Institutul Geologic al României

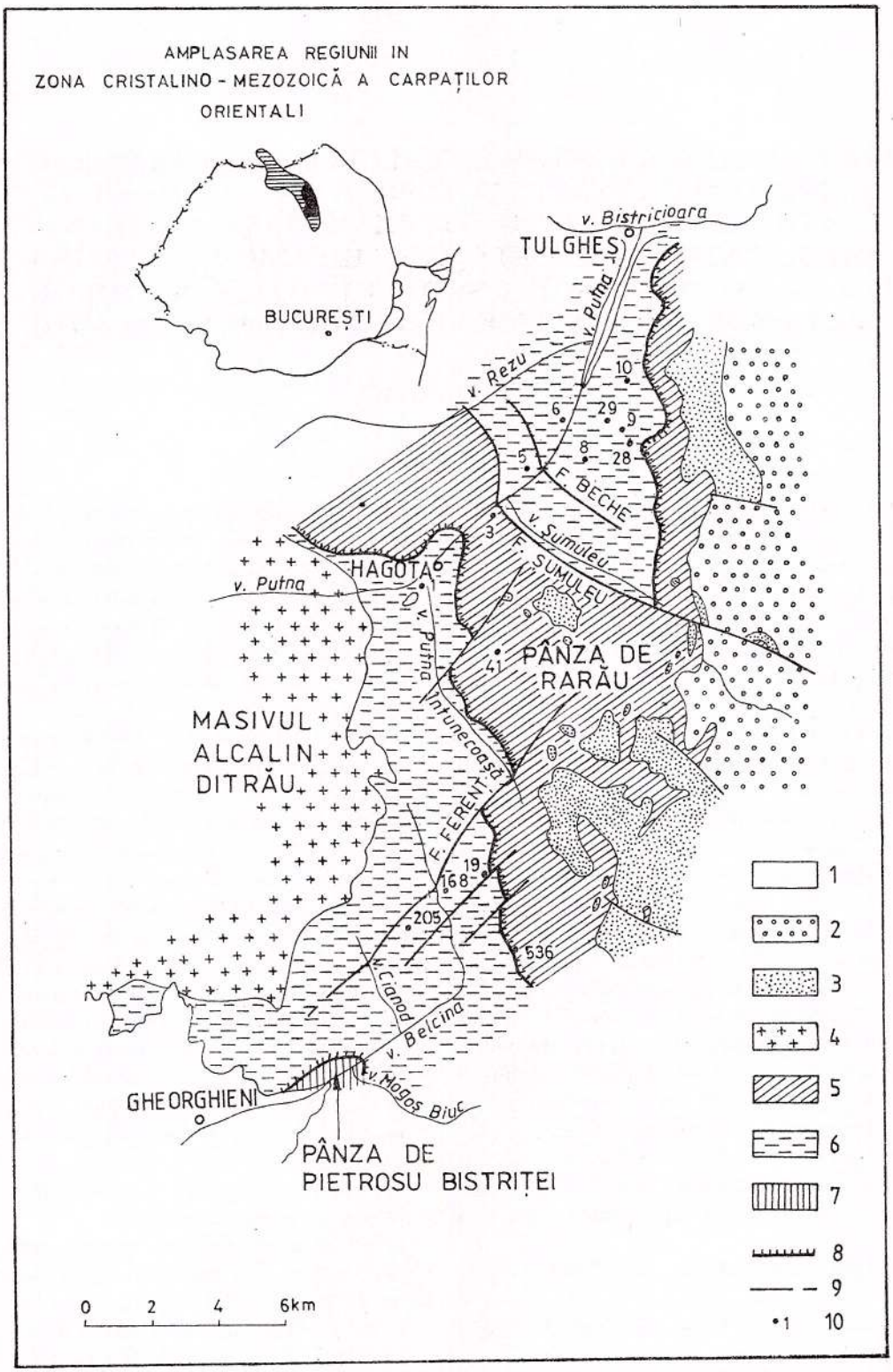


Fig. Schiţa tectonică a regiunii Tulgheş-Valea Belcina:

1, Cuaternar; 2, Cenomanian; 3, Triasic-Jurasic-Cretacic inferior; 4, Masivul alcalin Ditrău (Jurasic); 5, Grupul Bretila şi Granitoidele de Hăghimaş (Precambrian); 6, Grupul Tulgheş (Cambrian) din pânzele de Bălan, Belcina, Sadocut şi Şumuleu; 7,Grupul Negrişoara şi Porfiroidele de Pietrosu (Precambrian); 8, pânză de şariaj; 9, falie; 10, forajul 1.

Fig. Tectonic sketch of the Tulgheş–Belcina Valley region:

1, Quaternary; 2, Cenomanian; 3, Triassic-Jurassic-Lower Cretaceous; 4, Ditrău Alkaline Massif (Jurassic); 5, Bretila Group and the Hăghimaş Granitoids (Precambrian); 6, Tulgheş Group (Cambrian) from the Bălan, Belcina, Sadocut and Şumuleu nappes; 7,Negrişoara Group and the Pietrosu Porphyroids (Precambrian); 8, overthrust nappe; 9, fault; 10, borehole 1.

Institutul Geologic al României

RELAŢIILE SPAŢIALE DINTRE ZONALITĂŢILE METAMORFICE, CUTE ŞI DISCONTINUITĂTI TECTONICE DIN FUNDAMENTUL POLIMETAMORFIC GETIC DIN MUNŢII GODEANU
SPATIAL RELATIONSHIP BETWEEN METAMORPHIC ZONALITIES, FOLDS AND TECTONIC UNCONFORMITIES IN THE GETIC POLYMETAMORPHIC BASEMENT OF THE GODEANU MOUNTAINS

M. CONOVICI

Rocile polimetamorfice de grad mediu şi ridicat din M-ţii Godeanu aparţin seriei de Sebeş-Lotru ce face parte din pânza Getică.

În rocile cristaline din M-ţii Godeanu au fost recunoscute două condiţii barice de metamorfism, de presiune medie şi de presiune coborâtă.

Caracterul policiclic al metamorfismului a fost apreciat de Bercia (1975) ca un scenariu posibil, cartând o zonalitate metamorfică de tip Barrovian pe versantul vestic şi una de presiune coborâtă de tip pirinean în regiunea estică şi sud-estică.

În zona nordică a munţilor Ţarcu-Godeanu (Conovici, Săbău, 1988-1992), pe baza unor relaţii mineralogice şi structurale, s-a creat o nouă imagine a evoluţiei metamorfice din regiune, cu trei episoade: evenimentul M_1 de presiune medie spre ridicată (parageneza rutil-disten), M_3 de temparatură medie la ridicată/ (asociaţa disten-staurolit şi sillimanit) şi momentul M_3 cu un caracter de presiune coborâtă. Structurile M_2 au fost "intruse" de corpuri granulitice fierbinţi, fragmentate în timpul amplasamentului lor tectonic. Aceste puncte de vedere nu au luat în consideraţie existenţa a două discontinuităţi.

După studiile recente, Conovici (1994) Unitatea alpină de Godeanu este compusă dintr-o stivă de trei unităţi prealpine, care din bază spre partea superioară sunt:

1 – Unitatea amfibolitică de Vârful Gugu (U.A.V.G.);

2 – Unitatea micaşisturilor de Vârful Vlaşcu (U.M.V.V.);

3 – Unitatea amfibolitică de Vârful Cailor (U.A.V.C.).

Aceste unităţi sunt intercalate peste discontinuităţi sau peste roci blastomilonitice, iar fiecare dintre ele conţin doi membri litologici diferiţi:

– o suită bazală în general amfibolitică,

– o suită din roci predominant micacee la partea superioară.

Discontinuităţile sunt:

The high and medium polymetamorphic rocks in the Godeanu Mountains are ascribed to the Sebeş-Lotru Series of the Getic Nappe basement.

Two different baric conditions have been recognized (Bercia, 1975); Bercia, Hârtopanu, 1980; Conovici, Săbău, 1988, 1992; Săbău, 1994) in the crystalline are of the Godeanu Mountains: medium pressure and low pressure ones.

The polyciclic character of the metamorphism has been taken into account as a possible scenario by Bercia (1975), who mapped a metamorphic zonality of Barrovian type in the western part of the Godeanu outlier, and a low-pressure one, of Pyrenean type, in the eastern and south-eastern regions. In the northern area of the Ţarcu-Godeanu Mountains (Conovici and Săbău, 1988,1993), based on the structural and mineral relations, a new image of the metamorphic evolution with three episodes was areated: M_1 event, of medium-to high-pressure (kyanite-rutile paragenesis), M_2 with M.P to H.T (sillimanite, kyanite-staurolite assemblages) and M_3, with a low-pressure character. The M_2 structures were "intruded" by a hot body of granulites, dismembered during its tectonic amplacement.

This point of view has not taken into account the existence of two unconformities.

After our recent studies (Conovici, 1994), the Alpine Getic Nappe is represented in the Godeanu outlier by a pile of three pre-Alpine units (from bottom to top):

1 – Gugu Peak Amphibololitic Unit (G.P.A.U);

2 – Vlaşcu Peak Micaschists Unit (V.P.M.U);

3 – Vârful Cailor Amphibolitic Unit (V.C.A.U).

These units are stacked together but separated by discontinuities or blastomylonitic rocks, and each of them includes two different lithologic members:

– a basal, mainly amphibolitic suite,

– a prevailing micaceous one, at the uppermost level.

The discontinuities are:

4 – Balmezu unconformity (B.U) between G.P.A.U and V.P.M.U;

Institutul Geologic al României

4 – Discontinuitatea Balmezu (D.B.) între U.A.V.G. şi U.M.V.V.

5 – Blastomilonitele de Olanu (B.O.) între U.M.V.V. şi U.A.V.C.

O constatare importantă: toate aceste suite litologice sunt lipsite de corpuri de gnaise granitice şi eclogite şi în ciuda unor asemănări litologice, cum ar fi cea dintre micaşisturile din U.M.V.V. şi cele din M-ţii Sebeş-Cibin (Formaţiunea Micaşisturilor, Stelea et al., 1991 sau Formaţiunea Negovanu Mare, Săbău, 1994), ele aparţin unor unităţi tectonice diferite.

1. Unitatea amfibolică de Vârful Gugu (U.A.V.G.)

Reprezintă unitatea bazală din M-ţii Godeanu.

Litologie: este compusă din roci rubanate (amfibolite rubanate şi gnaise biotitice cu sillimanit) şi paragnaise micacee migmatizate la partea superioară. Lentitele de calcare cristaline cu silicaţi şi roci skarnoide reprezintă o altă caracteristică a acestei unităţi. Descoperirea recentă a unor roci granulitice de presiune medie şi coborâtă (M.P. şi L.P.) în zona Vârfului Borăscu (Conovici, Săbău, 1988, 1992), reprezintă unul din cele mai interesante aspecte ale unităţii metamorfice. Ele au avut o influenţă importantă asupra evoluţiei geologice şi metamorfice ale rocilor din această unitate.

Metamorfismul. Cel mai vechi eveniment metamorfic (M_1) s-a petrecut în condiţii de presiune ridicată spre medie (H.P. şi M.P.) şi este păstrat numai în interiorul cristalelor de granat prin relicte ale asociaţiei disten- rutil sau sub forma unor relicte blindate de roci care au conservat relaţii de substituţie directă a distenului de către sillimanit (Conovici, Săbău, 1993).

M_2 este cel mai important eveniment metamorfic şi se remarcă printr-un aport mineralogic şi structural important. În acest eveniment au fost finalizate structurile planare (şistuozitatea S_2), simetriile liniare şi cele mai importante aspecte texturale. Paragenezele M_2 arată că au fost echilibrate termal la nivelul zonei cu sillimanit pe versantul vestic al masivului, dar pe versantul nordic există o zonă largă ce conţine numeroase şi variate relicte de roci retrograde din suita granulitică. Aceste roci arată un bun aranjament structural în texturile M_2 şi formează împreună cu acestea structuri domale la scară mare. Aceste parageneze bogate în minerale refractare (cordierit, silicaţi de aluminiu, antofilit, cummingtonit), şi cu nuclei de granulite de presiune coborâtă amintesc faciesul metamorfic de presiune coborâtă de tip "saxonian".

Momentul M_3 are o dezvoltare largă în această unitate şi este suprapus peste evenimentele metamorfice menţionate înaite. Bercia (1975) a descris şi a cartat pe versanţii estici ai masivului o zonalitate metamorfică de presiune coborâtă de tip "pirinean"

5 – Olanu blastomylonites (O.B) between V.P.M.U and V.C.A.U.

An important remark: all these lithlogical suites are devoid of large bodies of granitic gneisses and eclogites. In spite of the resemblance between the micaschists from V.P.M.U and those from the Sebeş-Cibin Mountains (Micaschists Formation, Stelea et al., 1991, or Negovanu Mare Formation, Săbău, 1994) the belong to different tectonic units.

1. The Gugu Peak Amphibolotic Unit (G.P.A.U)

Is the lowermost unit from the Godeanu Mountains.

Lithology. It is composed of banded amphibolites and sillimanite bearing biotite gneisses, followed by migmatic micaceous paragneisses at the uppermost level; calcsilicate rocks and skarnoid lenses form a characteristic of the unit. The recent discovery of M.P. to L.P. granulitic rocks on the Borăscu summit (Conovici, Săbău, 1988) represent one of the most interesting features of this unit.

Metamorphism. The oldest metamorphic M_1 event, with H.P. to M.P. character, has been preserved only in the core of garnets (kyanite-rutile assemblages), or in armoured relics of rocks which conserved break-down relations of kyanite into sillimanite (Conovici, Săbău, 1993).

M_2 metamorphic event imposes a pervasive mineral (and structural) overprint. At this stage the schistosity, liniar structures and textural aspects were established. The M_2 assemblages are thermally equilibrated at the sillimanite zone on the western slope of the Godeanu Mountains, but on the northern slope there is a large area with abundant relics and various retrogressed granulitic suites, associated with large scale domal folds and with fitted structural arrangement in the medium grade metamorphics.

The retrogressed refractory assemblage (cordierite, Al silicates, anthophyllite, cummingtonite) with nuclei of L.P. granulites resembles the "saxonian facies" of low-pressure metamorphism.

M_3 event has a large development in the G.P.A.U and overprints the older (M_1 and M_2) metamorphic events.

On the eastern slope of the Godeanu Mts, Bercia (1975) had described and mapped a Pyrenean type of L.P. metamorphism, with andalusite-sillimanite-cordierite; andalusite and andalusite-staurolite isograde.

We consider this metamorphic event, without high penetrative schistosity, to be in relationship with metasomatic structures, small shear bands, discordant veins and voids. It is questionable whether these melts were caused by supply of heat from the underlying hot slice with granulitic body, or they represent an independent

Institutul Geologic al României

cu izogradele andaluzit- sillimanit-cordierit, andaluzit şi andaluzit-staurolit. În urma studiilor noastre, acest eveniment metamorfic este lipsit de şistozitate metamorfică penetrativă şi prezintă numai structuri metasomatice, mici benzi de forfecare, filoane discordante şi geode umlute.

Pe valea Smogotin şi la obârşia văii Izuna, la partea superioară a unităţii amfibolitelor de Gugu, există o zonă bogată în roci cu disten ce reprezintă, după Bercia (1975) un izograd prograd al evenimentului barrovian. După studiile noastre, în zona Smogotin-Pietrele Albe rocile cu disten conţin numeroase relicte de sillimanit. Ultimul mineral este dezvoltat sincron cu elementele structurale ale rocii, în contrast cu distenul ce creşte discordant şi afectează structura migmatic rubanată, primară. Acreţia distenului este legată probabil de surplusul de Al din rocile înconjurătoare afectate de polimetamorfism, din nordul Munţilor Godeanu, unde corpurile fierbinţi de granulite pe cale de retrogradare a indus o puternică perturbaţie a presiunii fluidelor şi a volatilelor (P.f.) ce în final a dus la o creştere a presiunii totale (P.t). In opinia noastră acreţia distenului din zona Smogotin poate fi atribuită evenimentului M_3 ce conţine numai elemente structurale subsecvente.

2. Unitatea micaşisturilor de Vârful Vlaşcu (U.M.V.V.)

Litologie: unitatea superioară conţine o secvenţă groasă şi monotonă de micaşisturi la partea superioară şi un membru bazal cu afinităţi leptino-amfibolitice la partea bazală. G_2 în sensul lui Bercia (1975).

Metamorfism. Micaşisturile superioare conservă o zonalitate de presiune medie cu staurolit-disten. Este neclar dacă această asociaţie reprezintă un singur eveniment metamorfic, sau a rezultat dintr-o evoluţie policiclică ca în M-ţii Sebeş (Hârtopanu, 1982).

Zona cuprinsă între Vârfurile Drăguţu şi Vlaşcu, rocile din bază, în special cele din membrul leptino-amfibolitic sunt afectate de o deformaţie ductil-casantă asociată cu o blasteză şi mobilizare intensă de epidot, crescut atât pe planele de şistozitate cât şi pe fisuri secundare.

Structura: la scară mică se pot descrie structuri litologice paralele şi ritmice, în poziţie suborizontală în membrul inferior şi predominanţa cutelor culcate şi deversate în membrul micaceu.

3. Unitatea amfibolitică de Vârful Cailor (U.A.V.C.)

Este unitatea tectonică superioară şi echivalentă în mare cu complexul G_{3-2} al lui Bercia (1975).

Litologie: la partea bazală unitatea conţine două nivele de amfibolite, masive cu o intercalaţie de pa-

metamorphic event (Conovici, Săbău, 1993).

On the Smogotin Valley, up to the Izuna Valley, on the top of the G.P.A.U, according to Bercia (1975) there is a prograde kyanite zone of a Barrovian event. According to our studies, in the Pietrele Albe-Smogotin area the kyanite rocks contain numerous relics of sillimanite.

Here kyanite is developed synchronously with the structural elements of the rocks, in opposition with kyanite relics in migmatites, which are discordant in respect to the layering.

In our opinion, the kyanite blastesis is in direct connection with a supply of Al from the neighbouring rocks when affected by polymetamorphism. The remnants hot and dry bodies of granulitic rocks induced a strong perturbation of volatiles and fluid pressure (P.f) and finally an increase (P.t). The kyanits is related to the M_3 event controlled by pressure of fluid components, without deformational pressure and shear movements.

2. Vlaşcu Peak Micaschists Unit (V.P.M.U)

Lithology. This unit is composed of a thick sequence of monotonous micaschists with a thin leptyno-amphibolitic member at the botton (the G_2 unit, in Bercia, 1975).

Metamorphism. In the upper micaschist member a staurolite-kyanite zone is well preserved and sillimanite is here unknown. It is questionable if this assemblage resulted by a single metamorphic event, or represents a polycyclic history, like in the Sebeş Mountains (Hârtopanu, 1982).

At the sole, especially in the leptyno-amphibolitic member, the rocks are affected by ductile to brittle deformation, at the epidote-amphibolite facies. Under the Vlaşcu Peak, up to the Drăguţu Peak, there is a high mobilisation of secondary epidote developed on the old schistosity planes, or in cracks.

Structures. The small scale structures include layered and rhytmic structures, in subhorizontal position, and recumbent folds in micaceous member.

3. The Vârful Cailor Amphibolitic Unit (V.C.A.U)

Is the uppermost structural unit, equivalent to G_{3-2} complex (Bercia, 1975).

Lithology. Above Olanu Blastomylonites, marking the tectonic contact, there are two massive amphibolitic levels, with a paragneiss intercalation. At the top a thin micaceous migmatic level is developed.

Metamorphism. The polymetamorphic evolution is demonstrated by breakdown of garnet from the amphibolitic rocks frequently replaced by plagioclase-biotite rims. According to Bercia (1975), plagioclase from

Institutul Geologic al României

ragnaise. La partea superioară se dezvoltă un nivel alcătuit din roci migmatice cu grosime redusă.

Metamorfism. Evoluţia polimetamorfică în această unitate este demonstrată de coronitizarea granatului din rocile amfibolitice. Granatul este înlocuit de biotit şi plagioclaz. Bercia (1975) citează înlocuirea plagioclazului de agregate de scapolit şi apatit.

Structură. În cadrul unităţii sunt conservate structuri brahiale orientate nord-vest-sud, ce sunt în contrast cu direcţia tectonică generală a celorlalte unităţi tectonice din Godeanu.

4. Discontinuitatea Balmezu (D.B)

Este plasată între U.A.V.G şi U.M.V.V şi poate fi ca un "marker" litologic pe o distanţă de peste 25 km în jurul petecului Godeanu, din valea Ivanu până la vest pe valea Bărănel, reprezentând în acelaşi timp o discordanţă stratigrafică şi tectonică.

Litologie: aspectul distinctiv este prezenţa unor roci cu granulaţie foarte măruntă, cuarţite biotitice şi cuarţo-filitice rubanate asociate uneori cu lentile de amfibolite mărunte. Aceste roci biotitice cu granulaţie măruntă pot fi echivalente cu "Seria de Jidoştiţa" din petecul "Porţile de Fier" şi reprezintă probabil rămăşiţele unei zone mobile dezmembrată şi încălecată în condiţii profunde.

Structura: este carcterizată prin conservarea unor structuri interne relicte, cu foliaţie internă puternic redresată şi o liniaţie orizontală, în contrast cu dispoziţia tabulară a foliaţiei rocilor faneroblastice din celelalte unităţi. Datorită competenţei lor ridicate, unele blocuri din partea superioară a complexului au fost detaşate prin încălecare şi au migrat tectonic în stiva de metamorfite, aflorând acum sub formă de structuri "pensate" sau corpuri tabulare scoase din contextul lor tectonic iniţial.

5. Blastomilonitele de Olanu (O.B)

În urma cercetărilor noastre a fost identificată o discontinuitate cu roci blastomilonitice, plasată între micaşisturile din vârful Vlaşcu şi amfibolitul bazal din unitatea de Vârful Cailor. Existenţa unui plan de forfecare este demonstrată de existenţa următoarelor aspecte:

– prezenţa unor relicte puternic deformate de gnaise albe ce conservă biotit şi granat tip "atol" în interiorul lor;

– existenţa unei matrice mediu granulară cuarţo-muscovitică cu structuri S/C;

– prezenţa discontinuităţilor, alunecărilor şi a benzilor de forfecare cu texturi de zdrobire şi în matrice;

– existenţa unor "petroclaste" de roci gnaisice şi amfibolitice rulate în matrice.

amphibolites is replaced by scapolite-spatite aggregates.

Structures. The unit conserved brachial structures with NW-SE trends, in contrast with the general tectonic direction in the Godeanu Outlier.

4. Balmezu unconformity (B.U)

Can be mapped like a marker between G.P.A.U and V.P.A.U, around the Godeanu Outlier, from the Ivanu Valley, and represents a tectonic and stratigraphic discordance.

Lithology. The distinctive feature of its rocks is the minute granulation. Biotite-bearing rocks quartzite and layered quartz-micaschists are the dominant lithologies. These fine-grained quartzites and paragneisses can be parallelised with the "Jidoştiţa Series" from the Porţile de Fier Outlier of the Getic Nappe, and probably represent relics of a deep-seated mobile zone dismembred by thrusting.

They have a steep dipping foliation and subhorizontal stretching lineation, in contrast with the tabular disposition of the neigbouring phaneroblastic rocks. Because of their high competence, some blocks from the top of the complex had rolled by thrusting and detachment and migrated away from their original context, upwards in the overthrust pile, as "pinched structures", and crop out as tabular bodies.

5. Olanu Blastomylonites (O.B). Our studies reveal that between Vlaşcu Peak Micaschists (V.P.M.U) and basal amphibolites from Vârful Cailor Unit (V.C.A.U) there is a tectonic discontinuity with blastomylonitic rocks (O.B).

The following findings prove the existance of a shear plane:

– the occurrence of highly deformed white gneissic relics, which preserve atoll-garnet and biotite;

– a medium-grained quartz-muscovite matrix with S/C structures;

– the presence of dislocations, glides and shear bands, with crushed and mortar textures;

– petroclasts of light and dark rocks, rolled in matrix.

In the matrix, beside orientated quartz and mica grains, under M_3 L.P. metamorphic conditions new garnet, staurolite, andalusite and tourmaline, have crystallised in static environment, without shear components. The last minerals prove that the M_3 low-pressure metamorphism is superimposed on the oldest tectonic discontinuities.

Institutul Geologic al României

În matrice, în afară de cuarţ şi mică, în condiţii metamorfice de presiune coborâtă, cristalizează granat, staurolit, andaluzit şi turmalină, numai în condiţii statice. Aceste minerale argumenteaă faptul că metamorfismul M_3 s-a suprapus static peste vechile discontinuităţi tectonice.

Concluzii finale

În unitatea metamorfică bazală evoluţia polimetamorfică este demonstată de existenţa unor evenimente metamorfice succesive (M_1, M_2, M_3) cu diferite condiţii P/T. Deformaţiile penetrative importante sunt asociate numai cu evenimentle M_1 şi M_2. In timpul evenimentului M_2 a fost creată o stivă de pânze tectonice, suprapuse peste o unitate bazală caldă (U.A.V.G). Fluidele şi căldura relansată din unitatea bazală a cauzat o importantă instabilitate a fundamentului în zona de NV, ce a generat un metamorfism M_3, în general în condiţii de presiune coborâtă şi cu caracter static. Acest punct de vedere este argumentat şi de dispoziţia zonalităţilor metamorfice M_3. Zona de temperatură ridicată cu sillimanit, cordierit-andaluzit ce formează intrânduri adânci pe văi în contrast cu zonele cu andaluzit şi andaluzit-staurolit care sunt strâns spaţiate, condensate şi depăşesc discontinuităţile vechi, afectează parţial şi unităţile superioare.

Final remarks

In the lowest unit, the polymetamorphic evolution is demonstrated by the existence of successive metamorphic events (M_1, M_2, M_3), under different P/T conditions. Highly penetrative deformation is associated with M_1 and M_2 events. During M_2 a pile of tectonic units was created, stacked over a hot basal slice (G.P.A.U). The fluid and heat released from the underthrust slice had affected the overlying units, causing a high instability in the NW area and a M_3 low-pressure metamorphism under static conditions.

This opinion is supported by the dispositions of M_3 metamorphic zones. The high temperature sillimanite-cordierite-andalusite zone has a large development in G.P.A.U, with planar disposition and with lobate penetration on the valleys, in contrast with andalusite and andalusite-staurolite zones, which are tightly spaced, condensed at discontinuities and overprint different tectonic units.

References

Bercia, I. (1975) Metamorfitele din partea centrală şi de sud a Masivului Godeanu. *St. tehn. econ., I*, 12, 63, p. 1-145, Bucureşti.

Conovici, M., Săbău, G. (1988) in Conovici et al. (1988) Harta Geologică a României, sc. 1:50.000, foaia Godeanu. Arh. IGR.

– **, Săbău, G. (1993)** The structure and metamorphic history of Getic Crystalline in NW area of Godeanu and Ţarcu Mountains. *Rom. J. Tectonics Reg. Geol.*, 75/5, p. 27-37, Bucureşti.

– **(1994)** Influence of the polymetamorphic processes upon the evolution of quartz-feldspathic veins in high-grade metamorphites of the Godeanu Mountains. *An. Univ. Buc.*, XLIII-supp., p. 3-4, Bucureşti.

Săbău, G. (1994) Lithostratigraphic and metamorphic correlations a tentative way of exploring the history of Getic Crystalline. *Rom. J. Petrology*, 76, p. 119-128, Bucureşti.

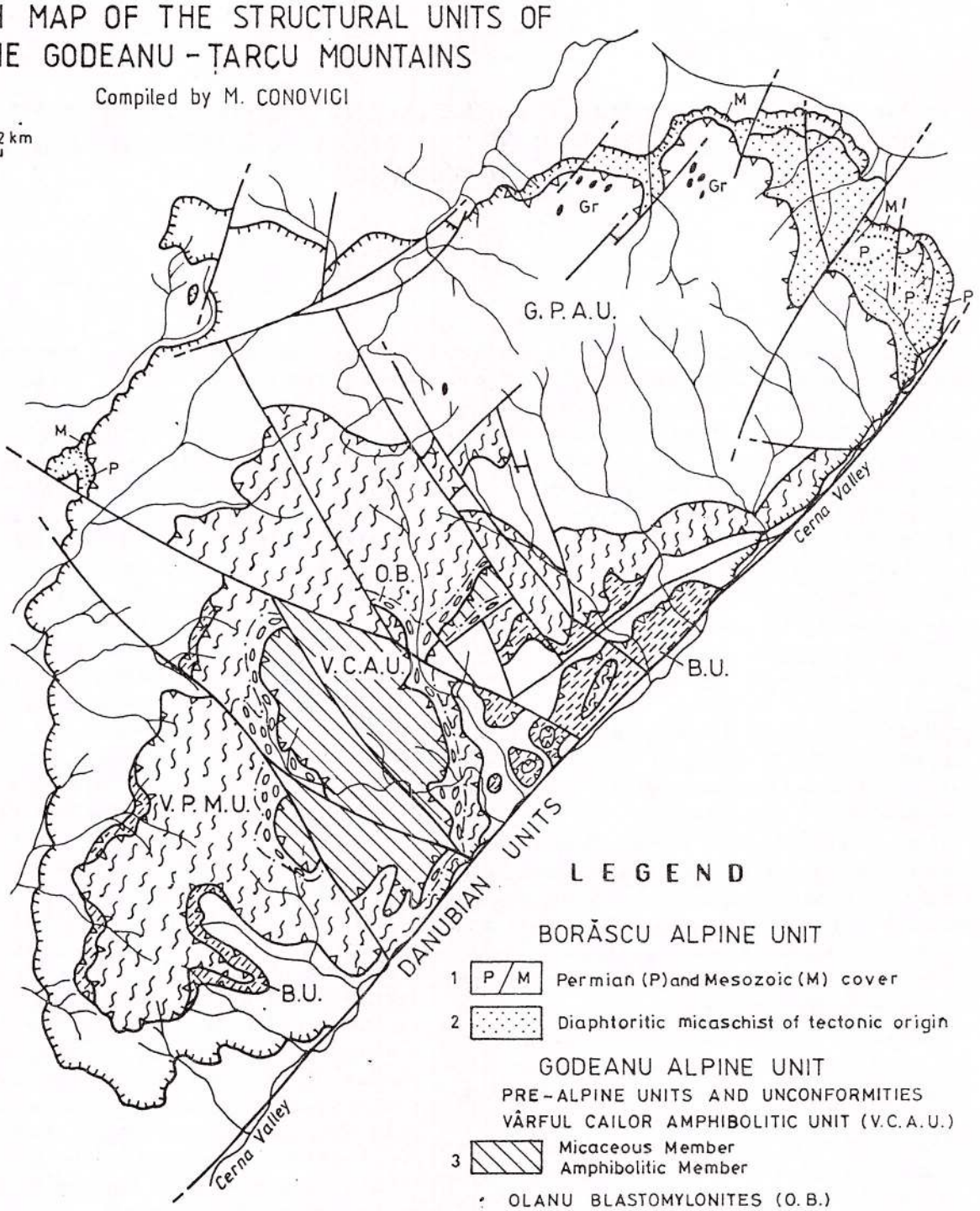
Stelea, I. et al. (1991) Harta Geologică a României, sc. 1:50.000, foaia Şugag. Arh. IGR, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

SKETCH MAP OF THE STRUCTURAL UNITS OF THE GODEANU - ŢARCU MOUNTAINS

Compiled by M. CONOVICI

0 1 2 km



LEGEND

BORĂSCU ALPINE UNIT

1 P/M Permian (P) and Mesozoic (M) cover

2 Diaphtoritic micaschist of tectonic origin

GODEANU ALPINE UNIT

PRE-ALPINE UNITS AND UNCONFORMITIES

VÂRFUL CAILOR AMPHIBOLITIC UNIT (V.C.A.U.)

3 Micaceous Member
Amphibolitic Member

OLANU BLASTOMYLONITES (O.B.)

4 Blastomylonites with light petroclats

VLAŞCU PEAK MICASCHISTS UNIT (V.P.M.U.)

5 Micaceous Member
Leptyno - amphibolitic Member

BALMEZU UNCONFORMITY (B.U.)

6 Quartzite and biotite bearing rocks with minute granulation

GUGU . PEAK AMPHIBOLITIC UNIT (G.P.A.U.)

7 Gr Micaceous Member
Amphibolitic Member
Gr - Granulites

8 Alpine thrust

9 Pre - Alpine thrusts

10 Boundaries of the blastomylonitic front

11 Faults

12 Boundaries of sedimentary cover

Institutul Geologic al României

EVOLUŢIA STRUCTURALĂ A METAMORFITELOR DIN MUNŢII CIBIN
STRUCTURAL EVOLUTION OF THE METAMORPHICS IN THE CIBIN MOUNTAINS

I. DINICĂ

Cartarea geologică a metamorfitelor din partea de nord a Munţilor Cibin, dintre Râul Sebeş şi Râul Sadului, a avut scopul de a clarifica structure internă a complexului amfibolitelor şi al gnaiselor cuarţo-feldspatice din seria de Sebeş-Lotru, aflat sub micaşisturile cu disten, staurolit, granat± sillimanit±cloritoid. Pe măsura avansării cercetărilor, de la Râul Sebeş spre SE, au intrat în obiectivul studiului şi unităţile de Măgura (Codarcea-Dessila, 1965), de Uria şi de Câineni (Hann, Szàsz, 1984).

În complexul inferior au fost individualizate câteva repere litostratigrafice: granitoidul gnaisic de Tilişca, gnaise microclinice de Mărtinia şi plagiognaisul de Şugag; ele sunt intercalate într-un fond petrografic constituit din plagiognaise micacee, amfibolite, micaşisturi, gnaise şi mici corpuri de pegmatite, metaperidotite şi eclogite, ultimele aflorând mai ales spre partea superioară a complexului.

Harta geologică obţinută relevă o structură amplu cutată sin-D_2 (sin-M_2). Cutele sunt izoclinale, de tip similar, cu axele afundându-se spre E, dar descriind un arc de cerc cu convexitatea spre N. Această structură contrastează cu aceea a complexului superior, care ocupă zonele mai înalte ale reliefului şi care este planară, slab ondulată în jurul orizontalei.

Corelate cu procesele petrogenetice, aceste structuri confirmă ideea, exprimată de cercetătorii anteriori, că D_1 şi D_2 reprezintă două evenimente metamorfice (M_1 şi M_2), desfăşurate în faciesul amfibolitelor cu almandin, zona cu disten şi staurolit, la care se adaugă zona cu sillimanit, pentru complexul superior. M_2 transpune după foliaţia S_2 separaţiile litologice din M_1 şi formează cutele izoclinale menţionate; M_1 şi M_2 sunt însoţite de fenomene de granitizare-migmatizare; în M_2 se pune în loc pânza metamorfică a micaşisturilor cu disten, staurolit, granat±sillimanit peste complexul amfibolitelor şi al gnaiselor cuarţo-feldspatice (Hârtopanu, 1982; Săbău, 1995 - in press).

Seria de Sibişel, dinamometamorfozată retrograd în zona cu granat a faciesului şisturilor verzi, intersectează oblic structurile cutate sin-D_2, ilustrând un alt eveniment deformaţional (D_3=M_3). Atât planul tectonic dintre seriile de Sibişel şi de Sebeş-Lotru, cât

The geological mapping of the metamorphics in the northern part of the Cibin Mts, between the Sebeş and the Sadului rivers, aimed at the clearing up of the inner structure of the amphibolites and quartz-feldspathic gneisses of the Sebeş-Lotru Series, overlain by the kyanite - staurolite - garnet ± sillimanit ± cloritoid -bearing micaschists. Our studies also included the Măgura (Codarcea-Dessila, 1965), Uria and Câineni (Hann, Szàsz. 1984) units.

Within the lower complex several lithostratigraphic markers have been individualized as follows: the Tilişca gneissic granitoid, the Mărtinia microcline gneisses and the Şugag plagiogneiss; they are intercaled within a petrographic assemblage formed of micaceous plagiogneisses, amphibolites, micaschists, gneisses and small bodies of pegmatites, metaperidotites and eclogites, the last ones cropping out especially towards the upper part of the complex.

The geological map stresses out a large-scale syn-D_2 (syn-M_2) folded structure. The folds are isoclinal, of similar type, the axes dipping eastwards but forming an arch with a northward convexity. This structure is in contrast with that of the upper complex found in the zones of higher relief, that is planar, slightly undulatory around the horizontal.

Correlated with the petrogenetic processes these structures confirm the idea, stated by previous researchers, that D_1 and D_2 represent two metamorphic events (M_1 and M_2), developed in the almandine amphibolite facies, kyanite and staurolite zone, to which the sillimanite zone is added for the upper complex. M_2 transposes after the S_2 foliation the lithological separations from M_1 and forms the mentioned isoclinal folds; M_1 and M_2 are accompanied by granitization-migmatization phenomena; in M_2 the metamorphic nappe of the kyanite - staurolite - garnet ± sillimanite - bearing micaschists thrust over the amphibolite and quartz-felspathic gneisses complex (Hârtopanu, 1982; Săbău, 1995 - in press).

The Sibişel Series, retrograde dynamometamorphosed in the garnet zone of the greenschist facies, intersects obliquely the syn-D_2 folded structures, stressing out another deformational event (D_3=M_3). Both the tectonic plane between the Sibişel and Sebeş-

Institutul Geologic al României

şi elementele structurale sin-D_2 (cute, axe, plane axiale), suferă, ulterior, o îndoire largă, concentrică, care coincide, probabil, cu un retromorfism regional (M_4), pentru ambele serii metamorfice, dar manifestat mai pregnant în rocile seriei de Sibişel (zona cu biotit sau/şi zona cu clorit a faciesului şisturilor verzi).

Mişcările mai noi (D_5), probabil sincrone cu deformările alpine, când se edifică structura în pânze a Carpaţilor, produc cute intraformaţionale secundare, ca şi antiforme şi sinforme (ex. antiforma Mărtinia-Dobra-Neagra sau sinforma din zona Râuşorului Cisnădioarei). Aceste cutări prefaţează o deformare casantă (D_6), în care se formează falii normale sau inverse şi falii de decroşare. Sistemul cel mai bine exprimat de falii de decroşare este cel orientat VNV-ESE. El afectează toate structurile anterioare, inclusiv faliile cu alte orientări, în general având un efect de decroşare dextră.

Continuitatea reperelor litostratigrafice, caracteristice seriei de Sebeş-Lotru, în zona în care Codarcea-Dessila (1965) şi Hann, Balintoni (1988) separă unitatea şi seria de Măgura, argumentează inexixtenţa acestora.

Hârtopanu (în Hârtopanu et al., 1988) este primul care a remarcat caracterul esenţial dinamometamorfic al rocilor seriei de Sibişel. Autorul descrie roci similare blastomilonitelor, fără să folosească explicit acest termen. El a fost folosit în descrierea seriei de Sibişel de Iancu (în Iancu et al., 1989) şi de Dinică (în Stelea et al., 1989). Autorii menţionaţi sesizează, totodată, existenţa unor zone de tranziţie de la seria de Sibişel la seriile învecinate, acestea prezentând pe o grosime de câteva sute de metri procese de blastomilonitizare incipientă, cu recristalizări sau neocristalizări similare cu cele din interiorul seriei. Menţinerea zonei de tranziţie, de la seria de Sibişel la seria de Sebeş-Lotru, pe întreg aliniamentul de aflorare cuprins între Râul Sebeş şi Râul Sadului, impune atât caracterul pre-Alpin al planului tctonic dintre cele două serii, cât şi evidenţa că mişcările mai noi nu au avut amploarea necesară pentru a genera o pânză propriu-zisă; aceasta ar fi acoperit, cel puţin parţial, zona de tranziţie.

Argumentele arătate ne permit să afirmăm, în acord cu Hârtopanu (în Hârtopanu et al., 1984), că seria de Sibişel aparţine unităţii getice. Această părere susţine ideea emisă de Streckeisen (1934), conform căreia planul care desparte "pânzele superioare" de pânza getică se află la baza gnaiselor de Cozia (actuala unitate de Câineni-Hann, Szàsz. 1984).

Lotru Series and the syn-D_2 structural elements (folds, axes, axial planes) subsequently underwent a large concentric bending that probably coincides with a regional retromorphism (M_4) for both metamorphic series, more obviously manifested in the rocks of the Sibişel Series (biotite or/and chlorite zone of the greenschist facies).

The more recent movements (D_5), probably synchronous with the Alpine deformations, when the Carpathians nappe structure has been formed, yield secondary intraformational folds, as well as antiforms and synforms (e.g. Mărtinia - Dobra - Neagra antiform and the synform in the Râuşorului-Cisnădioarei zone). These foldings preceed a brittle deformation (D_6), within which the normal or reverse faults, as well as the strike-slip faults, are formed. The most obvious system of strike-slip faults is that with a WNW-ESE trending. It affects all the previous structures, including faults with different trends, generally with a dextral shifting.

The continuity of the lithostratigraphic markers, characteristic of the Sebeş-Lotru Series in the zone in which Codarcea-Dessila (1965), as well as Hann, Balintoni (1988), separated the Măgura Unit and Series, is an argument against the existence of these.

Hârtopanu (in Hârtopanu et al., 1988) is the first researcher who mentioned the essential dynamometamorphic character of the Sibişel Series rocks. He described rocks similar with blastomylonites but he did not use this term explicitly. It was used, when describing the Sibişel Series, by Iancu (in Iancu et al., 1989) and by Dinică (in Stelea et al., 1989). The mentioned authors also pointed out the existence of a transition zone from the Sibişel Series to the neighbouring series, that displays on a thickness of about some hundreds of metres incipient blastomylonitization processes, with recrystallizations and neocrystallizations similar with those within the series. The preservation of the transition zone, from the Sibişel Series to the Sebeş-Lotru Series, along the whole outcropping lineament between the Sebeş and Sadului rivers, imposes both the pre-Alpine character of the tectonic plane between the two series and the fact that the more recent movements have not been ample enough to generate a nappe proper; it would have covered at least partially the transition zone.

The above-mentioned arguments make us state, according to Hârtopanu (in Hârtopanu et al., 1984), that the Sibişel Series belongs to the Getic Unit. This opinion is in favour of Streckeisen's hypothesis (1934) according to which the plan that divides the divides the "upper nappes" from the Getic Nappe is situated at the base of the Cozia gneisses (actual Câineni Unit - Hann, Szàsz, 1984).

Institutul Geologic al României

References

Codarcea-Dessila, M. (1965) Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari-Cisnădioara-Sadu. *Mem. Inst. Geol. Geofiz.*, VI, p. 1–78, Bucureşti.

Hann, H. P., Szàsz, L. (1984) Geological Structure of the Olt Valley between Câineni and Brezoi (South Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVIII/5, p. 23–37, Bucureşti.

— , **Balintoni, I. (1988)** Geological Structure of the Olt Valley between Răşinari and Câineni (South Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* , 72–73/5, p. 119–129, Bucureşti.

Hârtopanu, I. (1982) Semnificaţa rocilor cu minerale Al_2SiO_5 (disten, sillimanit, andaluzit) din Cristalinul Carpaţilor Meridionali. Teza de doctorat (rezumat), 122 p., Universitatea Bucureşti.

— , **Stelea, G., Mateescu, G., Constantinescu, D., Conovici, M., Hârtopanu, P., Stelea, I., Conovici, N., Lupulescu, A., Stan, N., Stănoiu, I., Berza, T., Iancu, V., Seghedi, A., Visarion, A., Udrescu, C., Dimofte, C., Chivu, C. (1984)** Report. Arch. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.

— , **Stelea, I., Rusu, A., Stelea, G., Mărunţeanu, M., Lupulescu, A., Şerban, E., Şerbănescu, A. (1988)** Report. Arch. Inst. Geol. Geofiz. Bucureşti.

Iancu, V., Mărunţiu, M., Stelea, I., Săbău, G., Bindea, G., Conovici, M., Pană, D., Balaban, A., Bratosin, I., Vanghelie, I. (1989) Report. Arch. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.

Săbău, G. (1995) Efectele metalogenetice ale tectonicii de pânză metamorfică în partea superioară a seriei de Lotru. *Rom. J. Mineral. Deposits*, 76, p. 55–62, Bucureşti.

Stelea, I., Dinică, I., Hârtopanu I., Lupulescu, A., Stelea, G. (1989) Report. Arch. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

METAMORFISM DINAMIC ALPIN ÎN ZONA MUREŞ
ALPINE DYNAMIC METAMORPHISM IN THE MUREŞ ZONE

I. DINICĂ, D. PANĂ, M. CONOVICI, E. ROŞU

In partea de sud-vest a Munţilor Metaliferi, între localităţile Tisa, Groşi şi Coşteiu de Sus, lucrările geologice anterioare au semnalat aflorarea, pe arii reduse, a unor metamorfite de grad scăzut. Acestea sunt acoperite de roci vulcanice din suita banatitică sau/şi de roci sedimentare neogene.

Cercetătorii care le-au semnalat au descris diferite tipuri de metapelite, metagresii, metatufuri şi metabazite; pe baza asemănării cu rocile slab metamorfozate din nordul masivului Poiana Ruscă ele au fost considerate ca aparţinând soclului cristalin al acestuia, care s-ar prelungi pe sub depozitele de roci mai noi până în regiunea menţionată. Foaia Lăpugi-Coştei (Lupu et al., 1991) a hărţii geologice a României, scara 1:50.000, defineşte aceste iviri ca metamorfite milonitizate şi filonitizate, de vârstă posibil paleozoică.

Cercetările geologice efectuate de noi în zona menţionată confirmă gradul scăzut şi chiar foarte scăzut al metamorfismului acestor roci, dar relevă în special caracterul lor de dinamometamorfite, deformate într-un regim de stress puternic în care a acţionat un cuplu de forţe de forfecare.

Deformarea rocilor este foarte neomogenă ca distribuţie spaţială şi ca intensitate, funcţie de competenţa rocilor şi de modul în care s-au manifestat, local, componentele stresului. La scară mezoscopică, în masa rocilor dinamometamorfice, care afişează o şistozitate pronunţată, plan-paralelă, cu o textură de curgere tectonică evidentă, se pot distinge lentile de roci mai puţin afectate, cu dimensiuni de la centimetrii la metrii sau chiar mai mari. La microscop se constată că aceste lentile păstrează în bună măsură caracteristici mineralogice şi structural-texturale primare, care permit recunoaşterea tipurilor de roci premetamorfice. Pe această bază se poate afirma cu certitudine că rocile premetamorfice se încadrează la două grupe principale: roci sedimentare (gresii şi siltite cu ciment silicios sau calcaros) şi roci magmatice bazice (gabbrouri, microgabbrouri, bazalte, piroclastite bazaltice, subordonat dolerite şi anamesite).

Studiul microscopic al rocilor afectate de dinamometamorfism arată ca planele S_1, care dau textura orientată a rocilor, sunt de diferite tipuri: clivaj de fractură, clivaj de crenulaţie, clivaj ardezian şi, mai rar, rubanare de diferenţiere.

In the south-western part of the Metaliferi Mts, between the localities of Tisa, Groşi and Coşteiu de Sus, previous geological works stressed out the outcropping of some low-grade metamorphics on reduced areas. They are overlain by volcanic rocks that belong to the Laramian magmatites and/or Neogene sedimentary rocks.

Different types of metapelites, metasandstones, metatuffs and metabasites have been described; on the basis of their similarities with the weakly metamorphosed rocks in the northern part of the Poiana Ruscă massif they were considered to pertain to its crystalline basement that would extend, under the more recent deposits, up to the mentioned zone. On the Lăpugi-Coştei sheet (Lupu et al., 1991) of the Geological Map of Romania, scale 1:50,000, they are recorded as sheared metamorphics, assumed to be Paleozoic in age.

The research carried out by us in the abovementioned zone confirms the low- and sometimes very low-grade metamorphism of the rocka and also highlights their character of dynamo-metamorphics deformed in a high stress regime in which a couple of shear forces activated.

The deformation of the rocks is quite unhomogeneous, as regards the spatial distribution and intensity, according to the competence of the rocks and the small-scale manifestation way of the stress components. On a mesoscopic scale, within the dynamometamorphic rocks mass, that displays a marked plan-parallel schistosity, with an obvious tectonic flow texture, lenses of less affected rocks, with sizes varying from centimetres to metres or even tens of metres, can be distinguished. Under the microscope one can observe that these lenses preserve to a large extent primary mineralogical and fabric features, that made possible the recognition of the premetamorphic rock types. Considering all this, the premetamorphic rocks can be assigned to two main groups: sedimentary rocks (sandstones and siltstones with siliceous or calcareous cement) and basic magmatic rocks (gabbros, microgabbros, basalts, pyroclastic basalts and subordinately dolerites and anamesites).

The microscopic study of the rocks affected by dynamo-metamorphism shows that the S_1 planes, that

Institutul Geologic al României

Se formează astfel "roci de falie" (Sibson, 1977) care alcătuiesc o serie continuă de la cataclazite, vizibile în interiorul lentilelor de roci mai puţin afectate, până la roci cu o textură de deformare ductilă: protomilonite, milonite, filonite şi blastomilonite. În rocile competente, pe planele S_1, se remarcă prezenţa unor liniaţii de stretching bine exprimate sau, mai rar, a unor benzi subdecimetrice cu suprafeţe şlefuite şi cu striuri de tipul "slickenside striae".

Foliaţia S_1 are în general poziţia NE-SV şi înclinare spre SE, dar cu frecvente abateri de la această direcţie. Cu toate acestea, liniaţia de stretching înclină, aproape constant, cu 30°–50° spre NE.

Ca şi deformarea, recristalizarea metamorfică este foarte neuniformă, uneori fiind aproape absentă, cum este cazul clivajelor de fractură. Gradul de metamorfism este scăzut şi foarte scăzut, nedepăşind faciesul şisturilor verzi. Recristalizarea metamorfică (sau neocristalizarea) rareori este suficient de puternică pentru a şterge complet caracteristicile rocilor premetamorfice. Ea interesează cuarţul, calcitul, mica albă, cloritul, albitul, actinolitul şi epidotul.

Pe izvorul văii Mijlocia, la vest de Tisa (Fig.) se poate observa afectarea progresivă a gresiilor din "stratele de Căbeşti", de vârstă Barremian-Apţian inferior, de către dinamometamorfism. Această observaţie permite afirmaţia că cele două grupe de roci, menţionate mai sus ca fiind afectate de metamorfismul dinamic, sunt reprezentate de sedimentele stratelor de Căbeşti şi de rocile magmatice din "Complexul ofiolitic" (sensu Săndulescu, 1984; Nicolae, în Lupu et al., 1991).

Procesele dinamometrice descrise trădează existenţa şi funcţionarea unei zone de forfecare ("shear zone") între domeniul oceanic al Transilvanidelor şi cel continental al Dacidelor mediane (Săndulescu, 1980). Rocile dinamometamorfice aflorează pe un aliniament VSV-ENE, cu o lungime de 15 Km (Fig.); lăţimea zonei este de cca.3 Km, dar ea reprezintă, probabil, partea vizibilă a unei zone mai importante, care se înscrie, aproximativ, în lungul bazinului Lăpugiu.

Existenţa unei fracturi crustale pe aceeaşi direcţie şi cu aceeaşi amplasare, a fost afirmată de Andrei şi Cristescu (1966), pe baza interpretării anomaliilor gravimetrice şi magnetometrice ΔT-"fractura Cuieş-Recaş". Autorii susţin vârsta ante-Pliocenă a acestei fracturi; Andrei et al.(1975) menţin această vârstă, dar argumentează reactivarea aceleiaşi fracturi în Pliocen, pentru a explica punerea în loc a bazaltelor de la Lucareţ.

Observaţiile noastre permit afirmarea vârstei cretacice medii pentru momentul principal al funcţionării acestei fracturi, deoarece cele mai noi formaţiuni afectate sunt stratele de Căbeşti (Barremian-Apţian

give the oriented texture of the rocks, are of different types: fracture cleavage, crenulation cleavage, slaty cleavage and, more rarely, differentiation banding.

Thus, "fault rocks" are formed (Sibson, 1977) that constitute a continuous series, from cataclasites, visible inside the least affected lenses, up to rocks with a ductile deformation texture: protomylonites, mylonites, phylonites and blastomylonites. In the component rocks, well marked stretching lineations or, more rarely, subdecimetric bands with polished surfaces and "slickenside striae" are observed on the S_1 planes.

Generally, the S_1 foliation shows a NE-SW trending and a SE dipping, with frequent deviations from this trend. Nevertheless, the stretching lineation dips almost constantly 30–50^0 towards NE.

Like deformation, the metamorphic recrystallization is quite ununiform, locally almost absent, e.g. in case of the fracture cleavage. The metamorphism grade is low and very low, and is does not exceed the greenschists facies. The metamorphic recrystallization (or neocrystallization) is seldom strong enough to delete completely the characteristics of the premetamorphic rocks. It is of interest for quartz, calcite, white mica, chlorite, albite, actinolite and epidote.

In the spring area of the Mijlocia Valley, west of Tisa (Fig.) it is of note the gradual overprinting of the sandstones from the "Căbeşti Beds", Barremian-Lower Aptian in age, by the dynamo-metamorphism. This observation makes us state that the two rock groups, mentioned above as being affected by the dynamic metamorphism, are represented by the sedimentary rocks of the "Căbeşti Beds" and the magmatic rocks of the "ophiolitic complex" (sensu Săndulescu, 1984; Nicolae in Lupu et al., 1991).

The described dynamometamorphic processes imply the existence and activation of a "shear zone" between the Transylvanides oceanic realm and the Median Dacides continental realm (Săndulescu, 1980). The dynamometamorphic rocks crop out on a WSW-ENE lineament, 15 Km long (Fig.); the width of this zone is of about 3 Km but it probably represents the visible part of a major zone extended approximately along the Lăpugiu basin.

The existence of a crustal fracture on the same direction and location was stated by Andrei and Cristescu (1966) on the basis of interpretation of the gravity and magnetometric anomalies ΔT - "Cuieş-Recaş fracture". The authors consider this fracture of ante-Pliocene age; Andrei et al. (1975) agree with this age but they argue the reactivation of the same fracture in the Pliocene time in order to explain the emplacement of the Lucareţ basalts.

Our observations make us assert the Middle Cretaceous age for the main moment of activity of this

Institutul Geologic al României

inferior) iar primele depozite neafectate sunt vulcanitele banatitice (Maastrichtian-Paleocen). După amplasarea şi dimensiunile ei, se poate presupune că este vorba de "falia sud-Transilvană" (Săndulescu, 1980, 1984) care este, probabil, o falie transcurentă, cu deplasare dextră, între domeniul Transilvanidelor şi cel al Dacidelor mediane.

fracture, because the more recent formations affected by it are the Căbeşti Beds (Barremian-Lower Aptian), but the first unaffected deposits are the Laramian volcanics (Maastrichtian-Paleocene). Considering its location and sizes, one can presume that this is the "South-Transylvanian Fault" (Săndulescu , 1980, 1984) that is probably transcurrent fault, with dextral shift, between the Transylvanides and Median Dacides realms.

References

Andrei, J., Cristescu, T. (1966) Asupra prezenţei unei fracturi crustale pe rama nordică a bazinelor Lăpugiu şi Timiş-Bega. *Şt. cerc. geol. geofiz. geogr., Geofiz.*, 4, 2, p. 311–315, Bucureşti.

— **, Calotă, C., Scurtu, F. (1975)** Considerations structurales sur le sillon ophiolitique des Monts Métallifères a l'aide des données géophysiques et des certains éléments quantitatifs obtenus grace au modellage. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., (Géophys.)*, 19, p. 101–111, Bucureşti.

Lupu, M., Marinescu, Fl., Roşu, E., Nicolae, I., Mureşan, M., Popescu, A. (1991) Harta geologică a României, sc.1:50.000, Foaia Lăpugi-Coştei. Ed. Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti

Săndulescu, M. (1980) Analyse géotectonique des chaines alpines autor de la Mèr Noir Occidentale. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI, p. 5–54, Bucureşti.

— **(1984)** Geotectonica României. Ed. Tehn., 336 p., Bucureşti.

Sibson, R. H. (1977) Fault rocks and fault mechanism. *J. Geol. Soc.*, London, 133, p. 191–213.

Institutul Geologic al României

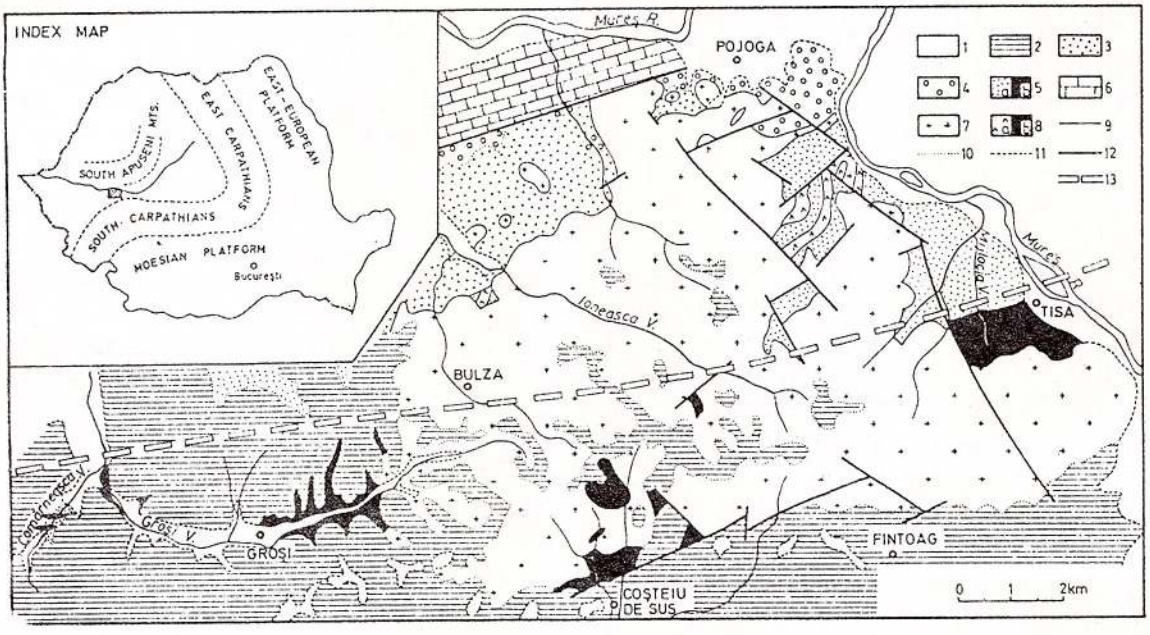


Fig.– Harta geologică a regiunii Groşi-Tisa (conform Hărţii Geologice a Roâniei, scara 1:50.000, foaia Lăpugi-Coştei. Lupu et al., 1991, cu modificări): 1, Cuaternar: aluviuni şi depozite de terasă : 2, Miocen-Pliocen: nisip, pietriş, argilă, tuf; 3, Vraconian-Cenomanian: conglomerate, microbrecii, calcarenite - "strate de Fornadia"; 4, Apţian târziu-Albian: conglomerate cu calcare şi ofiolite, calcarenite, marne siltice cu Orbitolinide; 5, Barremian-Apţian timpuriu: şisturi negre, gresii cuarţitice, calcare micritice - "strate de Căbeşti"(a); afectate de dinamometamorfism (b); 6, Jurasic târziu: calcare stratificate şi calcare masive. Roci vulcanice; 7, Maastrichtian-Paleocen: "roci banatitice"; 8, Jurasic: bazalte gabbrouri, anamesite, dolerite (a); afectate de dinamometamorfism (b). Semne convenţionale: 9, limită geologică generală; 10, limită de discordanţă; 11, limita depozitelor cuaternare; 12, falie, 13, limita de nord a zonei de forfecare.

Fig. – Geologic map of the Groşi-Tisa region (According to Geological Map of Romania, Sc. 1:50,000, Lăpugi-Coştei sheet, Lupu et al., 1991, with modification): 1, Quaternary: alluvia and terrace deposits; 2, Miocene-Pliocene: sand, gravel, clay, tuff; 3, Vraconian-Cenomanian: conglomerate, microbbrecia, calcarenite - "Fornadia Beds"; 4, Late Aptian-Albian: conglomerate, limestone breccia and ophiolites, calcarenite, silty marlstone with Orbitolinides; 5, Barremian-Early Aptian: black slates, quartzitic, sandstones, micritic limestones-"Căbeşti Beds" (a); affected by dynamometamorphism (b); 6, Late Jurassic: layered limestone and massive limestone. Igneous rocks; 7, Maastrichtian-Paleocene: "Banatitic rocks"; 8, Jurassic: basalts, gabbros, anamesites, dolerites (a); affected by dynamometamorphism (b). Conventional signes; 9, general geological boundary; 10, discordance boundary; 11, boundary of the Quaternary deposits; 12, fault; 13, northern boundary of the shear zone.

Institutul Geologic al României

OXIZII FE-TI ÎN METAMORFISMUL DINAMIC DIN SERIA DE SEBEŞ-LOTRU (MUNŢII SEBEŞ-CIBIN)
Fe–Ti OXIDES IN DYNAMIC METAMORPHISM WITHIN THE SEBEŞ-LOTRU SERIES (SEBEŞ–CIBIN MTS)

I. STELEA

Introducere

Paragenezele M_1 din gnaisele şi micaşisturile seriei de Sebeş-Lotru sunt bogate în silicaţi fero-megnezieni (biotit, granat, staurolit) şi, în consecinţă, sărace în oxizi Fe-Ti, reprezentaţi în principal de asociaţia magnetit-ilmenit, caracteristică paragenezelor formate în condiţii reducătoare. În timpul metamorfismului regional M_2, de presiune medie, silicaţii fero-magnezieni se descompun oxidant. Cele mai importante, din punct de vedere cantitativ, sunt reacţiile de descompunere a biotitului, pe seama căruia se formează muscovit (în micaşisturi) şi muscovit + epidot (în gnaise). Eliberarea cationilor Fe^{2+} si Ti^{4+} face posibilă cristalizarea asociaţiei hematit-ilmenit-rutil, caracteristică paragenezelor oxidate. Cationii Mg^{2+} intră în reţeaua muscovitului, a cărei compoziţie fengitică este sugerată de unghiurile 2V mici ($0–20^0$).

Postcinematic, în unele volume de roci se instalează condiţii reducătoare, apropiate celor din M_1. În aceste roci cationii Fe^{2+} se fixează ca atare în granat II, iar Ti^{4+} intră în sfen. Variaţia fO^2 în timpul metamorfismului regional M_2 se corelează cu variaţii mici, dar semnificative, ale rapoartelor FeO/Feo+MgO şi Fe_2O_3/FeO, calculate din analize chimice pe rocă totală.

Oxizii Fe-Ti în metamorfismul dinamic

Metamorfismul dinamic prealpin din seria de Sebeş-Lotru este legat de trei zone de forfecare ductilă sin-M_2 (Păltiniş, Şugag şi Răşinari), puse în evidenţă de alinieamente de blastomilonite cu parageneze de grad mediu. Condiţii geologice diferite au determinat condiţii redox diferite în cele trei zone de forfecare (Figura).

A. Zona de forfecare Păltiniş (ZFP)

ZFP afectează micaşisturile din apropierea contactului cu gnaisele cuarţo-feldspatice, pe care le transformă în blastomilonite cu mice albe. În timpul forfecării, silicaţii din parageneza M_1 se descompun

Introduction

The M_1 parageneses in the gneisses and the micaschists of the Sebeş-Lotru series are rich in Fe-Mg silicates (biotite, almandine I, staurolite) and poor in Fe-Ti oxides (magnetite, ilmenite), while the M_2 parageneses in the same rocks are poor in Fe-Mg silicates and relatively rich in Fe-Ti oxides (hematite, ilmenite and rutile). Hence we infer a strong oxidation of Fe-Mg silicates during the M_2 event of regional metamorphism. The main oxidizing reaction is the biotite breakdown to muscovite (in micaschists) or to muscovite+epidote (in gneisses). The release of Fe^{2+} si Ti^{4+} cations allowed the association hematite-ilmenite-rutile to crystallise. The Mg^{2+} cations enter in the lattice of newformed muscovite, whose phengitic composition is suggested by small 2V angles ($0–20^0$).

Post-M_2, the oxidizing conditions change locally into reductive ones, similar to those governing the M_1 event. In these rocks, Fe^{2+} and Ti^{4+} are fixed as almandine II and titanite, respectively. The fO_2 variations correlate with small, but significant variations in the FeO/Feo+MgO and Fe_2O_3/FeO ratios of the silicate assemblages.

Fe-Ti oxides in dynamic metamorphism

The pre-Alpine dynamic metamorphism within the Sebeş-Lotru series is related to three ductile shear zones (Păltiniş, Şugag and Răşinari) that were active during M_2 event. The blastomylonites along them show syn- and postkinematic medium-grade parageneses. Different relationships between silicates and Fe-Ti oxides point out different variation models of fO_2 across each shear zone (Figure).

A. Păltiniş shear zone (PSZ)

In the pile of the Sebeş-Lotru series, PSZ is coincident with the boundary between micaschists and quartzo-feldspathic gneisses. The micaschists along it have been altered to white blastomylonites, in which

Institutul Geologic al României

complet. Sincinematic cristalizează muscovit şi margarit, formând o matrice microblastică în care cuarţul recristalizat conţine frecvent incluziuni de sillimanit fibrolitic. Foarte rar apar oxizi Fe-Ti, reprezentaţi prin asociaţia oxidată hematit-ilmenit-rutil. Oxidarea sintectonică în ZFP este susţinută şi de datele analitice care arată o scădere evidentă a raportului FeO/FeO+MgO şi o creştere foarte mare a raportului Fe_2O_3/FeO în blastomilonite, comparativ cu micaşiturile protolit.

Producţia nesemnificativă de oxizi Fe-Ti în ZFP se explică prin metasomatismul asociat deformării, în urma căruia blastomilonitele se îmbogăţesc în apă, K^+ şi Ca^{2+}, şi pierd silice, Fe^{2+} şi Mg^{2+}. Cationii Fe^{2+} migrează spre marginile zonei de forfecare, unde, în condiţii reducătoare, se fixează postcinematic în reţeaua cloritoidului.

Condiţiile reducătoare instalate postcinematic pe marginile ZFP sunt atestate şi de prezenţa grafitului în jurul unor granule de disten II. În creşterea sa distenul II consumă matricea de muscovit şi margarit, împingând spre margine oxizii de Fe-Ti din aceasta. În spaţiile intergranulare în care aceştia se concentrează, ilmenitul este parţial substituit de rutil. O parte din total este înglobat de disten şi formează incluziuni de sfen, împreună cu Ca rezultat din digerarea margaritului.

B. Zona de forfecare Şugag (ZFS)

ZFS afectează rocile gnaisice ale seriei de Sebeş-Lotru, în special cele situate la limita dintre complexul median (gnaise micacee) şi complexul inferior (gnaise granitice). Prin metamorfism dinamic, pe seama lor s-au format blastomilonite biotitice. Parageneza lor, formată prin recristalizare postcinematică, este alcătuită din oligoclaz II + biotit II + granat II ± disten II, fiind mineralogic identică cu parageneza M_1 a rocilor gnaisice (oligoclaz I + biotit I + granat I ± disten I).

Recristalizarea izochimică a silicaţilor fero-magnezieni în ZFS reclamă condiţii reducătoare, confirmate şi de valorile rapoartelor FeO/FeO+MgO şi Fe_2O_3/FeO în blastomilonitele biotitice. Aceste condiţii au permis doar cristalizarea sporadică a asociaţiei magnetit-ilmenit.

Zona de forfecare Răşinari (ZFR)

ZFR taie vertical toată stiva de metamorfite a seriei de Sebeş-Lotru, dar la nivelul actual de eroziune din nordul Masivului Sebeş-Cibin sunt expuse predominant gnaisele micacee din conplexul median. Rocile deformate în ZFR prezintă diverse combinaţii de strainuri plastice şi cataclastice, rezultat al suprapunerii unei deformări casante alpine peste o deformare ductilă prealpină (aproximatic sincronă cu M_2).

the minerals of M_1 paragenesis recrystallised as fine-grained muscovite, margarite, sillimanite and quartz, accompanied by an oxide association of hematite, ilmenite and rutile. The increasing Fe_2O_3/FeO, as well as the decreasing FeO/FeO+MgO, in blastomylonites compared to the protolith, confirms the syntectonic oxidation inside PSZ.

Despite this fact, the Fe-Ti oxides amount is small, since Fe^{2+}, Mg^{2+} and silica leave the deforming rocks, while Ca^{2+}, K^+ and water enter the shear zone, during the shearing. The release of Fe^{2+} cations allowed chloritoid to crystallise postkinematically in the walls of the shear zone.

The postkinematic reductive conditions on the edges of PSZ are also confirmed by the presence of graphite around the undeformed grains of recrystallised kyanite II. Growing at the expense of muscovite-margarite matrix, kyanite II removes outwards the Fe-Ti oxides, that concentrate in the intergranular spaces, where ilmenite is partially replaced by rutile. A share of Ti^{4+} is included by kyanite to form titanite with Ca^{2+} resulted by the margarite consumption.

B. Şugag shear zone (SSZ)

Coarse-grained gneisses have been altered to dark microblastic gneisses along SSZ, roughly coincident with the boundary between the mica gneisses and the augen gneisses of the Sebeş-Lotru series. The blastomylonitic paragenesis formed by postkinematic recrystallisation consists in biotite II + oligoclase II + almandine II ± kyanite II, being mineralogically the same with the M_1 paragenesis of the protolith (oligoclase I + biotite I + almandine I + kyanite I).

The isochemical recrystallisation of Fe-Mg silicates inside SSZ requires reductive conditions, that are also supported by Fe_2O_3/FeO and FeO/FeO+MgO ratios in blastomylonites. Given the lack of syntectonic oxidation, only the association magnetite-ilmenite crystallized locally.

Răşinari shear zone (RSZ)

RSZ cross-cuts vertically the pile of Sebeş-Lotru metamorphics but mica gneisses are mainly exposed at the present-day erosion depth. The mylonites of RSZ show varying combinations of plastic and cataclastic strains, as a result of the superposition of a brittle Alpine deformation, over a ductile pre-Alpine one, roughly synchronous with M_2 event.

Institutul Geologic al României

Etapa deformării ductile. Deformarea ductilă transformă gnaisele micacee în blastomilonite biotitice, cu o paragenează sincinematică de biotit II + plagioclaz II, la care se asociază granat sau andaluzit, ambele cristalizate postcinematic. Transversal pe ZFR, pe fondul creşterii treptate a strainului ductil spre axul zonei, alternează nivele de gnaise micacee în care silicaţii feromagnezieni se descompun, cu nivele în care aceştia recristalizează.

Rocile în care silicaţii fero-magnezieni se descompun prezintă un strain intermediar între metamorfismul regional şi cel dinamic. Ca şi în metamorfismul regional M_2, biotitul se descompune în muscovit sau muscovit+epidot, dar reacţiile sunt complete. Condiţiile oxidante în care acestea au loc, confirmate şi de valoarea rapoartelor FeO/FeO+MgO şi Fe_2O_3/FeO, permit cristalizarea sincinematică a ilmenitului şi cristalizarea postcinematică a rutilului si hematitului.

Rocile în care biotitul recristalizează prezintă un strain plastic ridicat, realizat în condiţii aparent reducătoare. Datele analitice confirmă aceste condiţii în unele probe (7866), dar indică condiţii oxidante în altele (7871B). Recristalizarea biotitului în condiţii reducătoare nu produce oxizi Fe-Ti, de unde deducem că este izochimică, situaţie similară cu cea din ZFS. Dimpotrivă, recristalizarea biotitului în condiţii oxidante conduce la cristalizarea postcinematică a magnetitului. În această situaţie are loc diferizarea biotitului I şi îmbogăţirea în magneziu a biotitului II.

Etapa deformării casante. Deformarea casantă în ZFR, datorată în principal unui stress de tensiune, este legată de falii şi are ca efect cataclazarea şi retrogradarea metamorfică a mineralelor preexistente. Reacţiile de hidratare şi carbonatare conduc la formarea în rocile gnaisice şi micacee a unei asociaţii minerale de grad scăzut, reprezentată în principal din clorit, albit, ilmenit şi rutil. Asociaţia ilmenit+rutil+clorit, în care ilmenitul şi rutilul substituie magnetitul, arată condiţii reducătoare de formare, confirmate şi de prezenţa grafitului în milonitele formate pe roci carbonatice.

Compoziţia chimică a cloritelor din ZFR, sugerată de caracterele lor optice, reflectă compoziţia biotitelor pe seama cărora s-au format. În şisturile cu magnetit, pe biotitul II (microblastic) se formează numai clorite magneziene ($2V^+$, birefringenţă normală), în timp ce biotitul I (larg cristalizat) este substituit atât de clorite magneziene cât şi de clorite ferifere ($2V^-$, birefringenţă anormală). Un clorit ferifer apare frecvent pe fisurile de tensiune şi în umbrele de presiune ale porfiroclastelor de magnetit.

Stage of ductile deformation. The plastic strain distribution across RSZ caused a tectonic layering, in which high-strained rocks alternate with medium-strained ones.

In the medium-strained layers the syntectonic oxidation of Fe-Mg silicates took place. The main reaction is the biotite breakdown to muscovite ± epidote, that allowed the synkinematic crystallisation of ilmenite and the postkinematic crystallisation of the association rutile-hematite. The syntectonic oxidation is also supported by analytical data.

In high-strained layers the mica gneisses alter to dark fine-grained gneisses, in which Fe-Mg silicates recrystallise, in apparently reductive conditions, giving rise to a blastomylonitic paragenesis of biotite II + oligoclase II + almandine II ± andalusite. Fe_2O_3/FeO and FeO/FeO+MgO ratios confirm the reductive conditions for some samples (ex. 7866), but show oxidizing conditions for others (ex. 7871 B). The biotite recrystallisation in the reduced samples did not yield Fe-Ti oxides, and hence we infer that it was isochemical. The biotite recrystallization in the oxidized samples led, on the contrary, to the postkinematic crystallisation of magnetite. In this case the deferrization of biotite I and the magnesium enrichment of biotite II took place.

Stage of brittle deformation. The cataclastic strain inside RSZ, mainly due to tension stress, is related to brittle faults and caused cataclasis and retrogression of pre-existing mineral assemblages. Hydration and carbonation reactions in gneisses and micaschists give rise to low-grade assemblages mainly consisting in chlorite, albite, calcite, ilmenite and rutile. The association ilmenite+rutile+chlorite, replacing biotite and magnetite, shows reductive conditions, also confirmed by the presence of graphite in the carbonatic mylonites.

The optical properties of chlorites inside RSZ suggest different chemical compositions reflecting the different compositions of the replaced biotites. In the magnetite-bearing schists, biotite II (fine-grained) is replaced by Mg-rich chlorite (2V+, normal birefringency), while biotite I (coarse-grained relics) is replaced either by Mg-rich chlorite, or by Fe-rich chlorite (2V-, anomalous birefringency). A Fe-rich chlorite grows at the expense of magnetite porphyroclasts, in tension gashes and pressure shadows.

Institutul Geologic al României

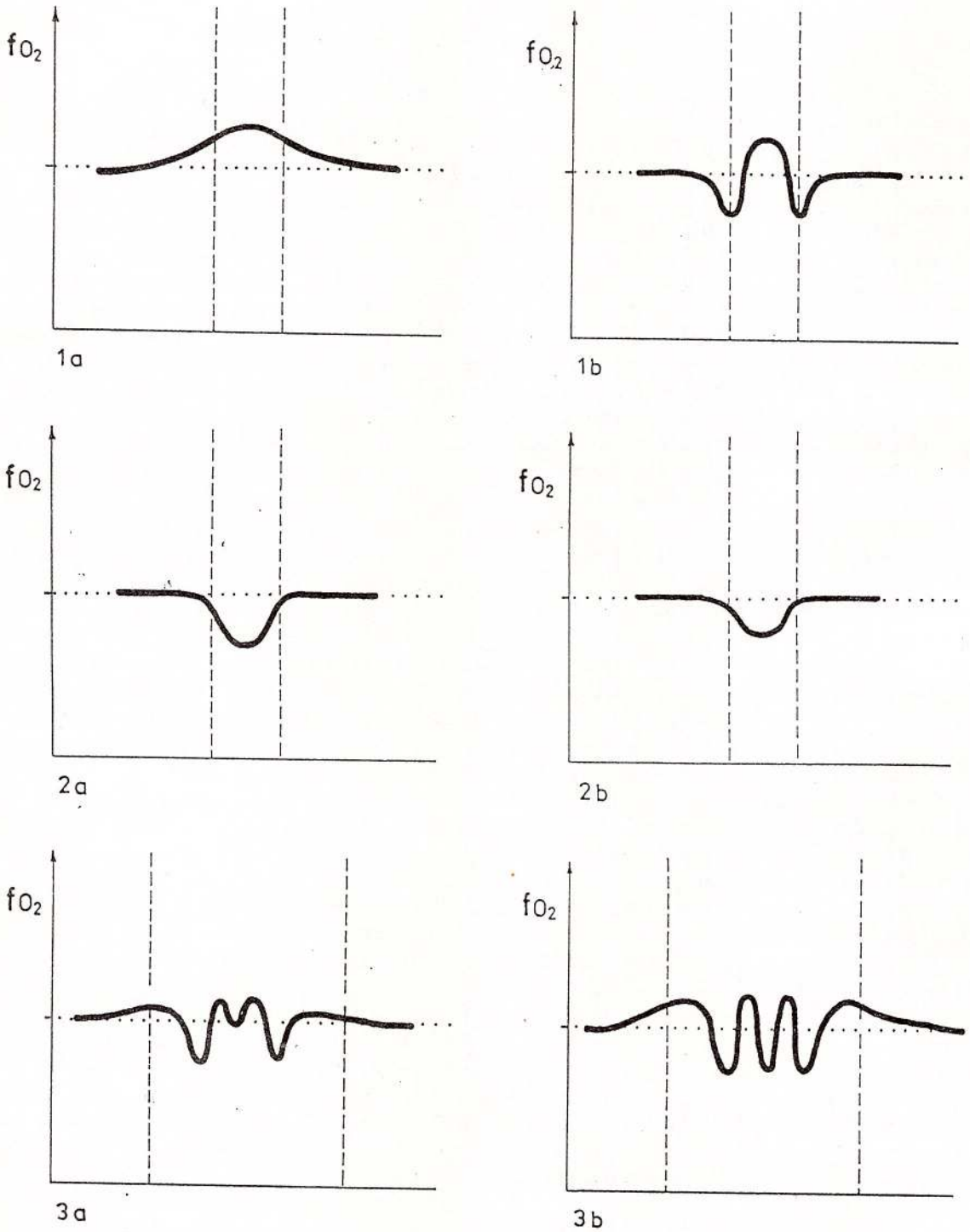


Fig. – Modele idealizate ale variaţiei sin- (a) şi postcinematice (b) a fO_2, transversal pe zonele de forfecare Păltiniş (1), Şugag (2) şi Răşinari (3). Linia punctată reprezintă valoarea fO_2 în timpul metamorfismului regional M_2, corespunzând aproximatic limitei magnetit/hematit la 600°C.

Idealized models of syn- (a) and postkinematic (b) variation of fO_2 across the shear zones Păltiniş (1), Şugag (2) and Răşinari (3). The dotted line represents the fO_2 value during M_2 event of regional metamorphism, roughly corresponding to the magnetite/hematite boundary at 600 °C.

Institutul Geologic al României

MECANISMUL DE DEFORMARE ALPINĂ A MUNŢILOR FĂGĂRAŞ. O IPOTEZĂ
ALPINE DEFORMATIONAL MECHANISM OF THE FĂGĂRAŞ MOUNTAINS. A HYPOTHESIS

L. NEDELCU

Deformările alpine pot fi urmărite de la nivelul megastructurii până la cel al granulului mineral. Aceste deformări sunt reprezentate de un set de plane de forfecare S legate genetic de forfecările regionale: plane de şariaj, falii. Planele de şariaj sunt marcate de laminări şi de roci formate în condiţii dinamice: cataclazite, brecii, milonite, ultramilonite, pseudotachilite.

La nivelul granulului mineral, deformările se traduc prin rearanjări structurale şi uneori chimice:

- formarea "fringe"-urilor de cuarţ sau carbonaţi în cursul deformării unor cristale euhedrale de pirită: poziţia şi forma acestor fibre de deformare pot indica tipul şi sensul forfecării (Hanmer, Passchier, 1991);

- microcutarea planelor de maclă (tip polisintetic) şi formarea paietelor fine de mice în feldspaţii plagioclazi din asociaţiile de roci cuarţo-feldspatice;

- formarea de pertite de substitutie şi/sau de pseudomacle în grătar (maclé albit-periclin ?) la feldspaţii ortoclazi în zonele de deformare a granitoidului de Bârsa Fierului.

1. *Implicaţiile geodinamice ale deformărilor* în cadrul masivului Făgăraş au fost deduse pe baza analizei liniamentelor de teledetecţie rezultate din satelitograme NASA-ERTS. Din suprapunerea acestora pe harta structurală a masivului (compilată şi modificată după Balintoni et al., 1986, 1987; Gheucă, 1986, Nedelcu et al., 1986, Pană, 1987) a rezultat rolul geodinamic deosebit al faliilor din sistemul A, cu orientare E-V şi deplasare dextră. Acestea sunt probabil legate genetic şi spaţial de fracturi transcrustale care au facilitat realizarea curburilor carpatice prin translaţii ale vorlandului (Săndulescu, 1984). Intrucât aceste falii afectează depozitele miocen inferioare ale Bazinului Transilvaniei, se poate presupune că sunt rezultatul deformărilor post-tectogenetice, eomiocene (Săndulescu, 1984). De-a lungul lor a avut lor separarea tronsonului est carpatic de cel meridional prin intermediul unei structuri de tip graben.

2. *Mecanismul deformaţional* al masivului Făgăraş a fost sugerat într-un model tridimensional (Fig.). Deformarea s-a realizat probabil într-un regim de forfecare simplă necoaxială de-a lungul unor plane de falie

Alpine deformations of the Făgăraş pile of crystalline schists may be followed from the megastructure level to that of the mineral grain. These deformations are represented by a set of S shear planes, genetically related to regional shears (i.e. overthrust planes, faults). The overthrust planes are marked both by the mylonitic foliations and by rocks generated under dynamic conditions: cataclasites, breccias, mylonites, ultramylonites, pseudotachylytes.

At the mineral grain level, the deformations took place by structural, and sometimes chemical rebalancing:

- the formation of quartz and carbonates fringes during the deformation of some pyrite euhedral crystals; the position and shape of these fringes or fibres can indicate the type and the direction of the shear (Hanmer, Passchier, 1991);

- the microbending of the polysynthetic twin planes and formation of mica flakes within the plagioclase of the quartzo-feldspathic rock assemblages;

- the formation of remplacement perthites and/or of the chessboard structure on orthoclase feldspars from deformation zones in Bârsa Fierului granitoids.

1. *Geodynamic implications of the deformations.* On the basis of our analysis of the NASA-ERTS Landsat images, some lineaments were deduced in the Făgăraş Massif suggesting structural and tectonic elements. Thus, their overlapping on the structural map of the massif (compiled and modified after Balintoni et al., 1986, 1987; Gheucă, 1986, Nedelcu et al., 1986, Pană, 1987) rendered evident the distinct geodynamic role of the A system faults east-westwards oriented, with dextral strike shifting. These faults are probably genetically and spatially related to transcrustal fractures involved in the formation of the Carpathian curvatures by Vorland translation (Săndulescu, 1984). Because these faults intersect the Lower Miocene deposits of the Transylvanian Basin they probably resulted during Eomiocene post-tectogenetic deformations (Săndulescu, 1984). Along them the separation of the Eastern Carpathian branch from the Southern through a graben-type structure took place.

Institutul Geologic al României

din sistemul A, care au reprezentat totodată plane generale de curgere. Întrucât formaţiunile implicate au făcut unghiuri ascuţite cu axele de deformare instantanee minimă ale curgerii generale, în cursul deformării progresive acestea au tins să se rotească spre planul de curgere. Această rotaţie fiind tridimensională a indus o componentă locală a curgerii necoaxiale. În consecinţă, ca răspuns la curgerea locală, s-au format cute cu axele sub-paralele la direcţia generală de curgere (Hanmer, Passchier, 1991). Cinematica deformărilor produse de aceste forfecări are următoarele consecinţe de ordin structural: cutarea asimetrică a întregii structuri, cu formarea anticlinalului crestei şi a unei cute izoclinale în flancul său sudic, însoţită de retroîncălecările succesive ale grupului Cumpăna peste grupul Făgăraş şi ale grupului Iezer peste grupul Cumpăna; desprinderea şi deplasarea spre est a tronsonului nord-estic al Făgăraşului.

2. Deformational mechanism. For a better understanding we tried to suggest the deformational mechanism of the Făgăraş Massif by a 3-D model (Figure). The deformation was probably achieved into noncoaxial simple shear conditions along fault planes of A system, that also represent the bulk flow directions. As the involved metamorphic formations initially made an angle less than 90^0 with the minimum instantaneous stretching axis of the bulk flow, in the course of progressive deformation these ones tend to rotate towards the flow plane. This rotation being three dimensional induced a local component of noncoaxial flow. Accordingly, in response to local flow, folds with their fold axes sub-parallel to the bulk flow direction have been formed (Hanmer, Passchier, 1991). The deformation kinematics of the Făgăraş crystalline formations (i.e. Făgăraş and Cumpăna Groups) has the following structural consequences: a) asymmetrical folding of the whole structure resulted in the anticline crest and also in an isoclinal folding in its southern flank, associated with successive reverse faults of the Cumpăna Group over the Făgăraş Group, as well as of the Iezer Group over Cumpăna Group; b) detachement and shifting towards east of the north-eastern branch of the Făgăraş Massif.

Institutul Geologic al României

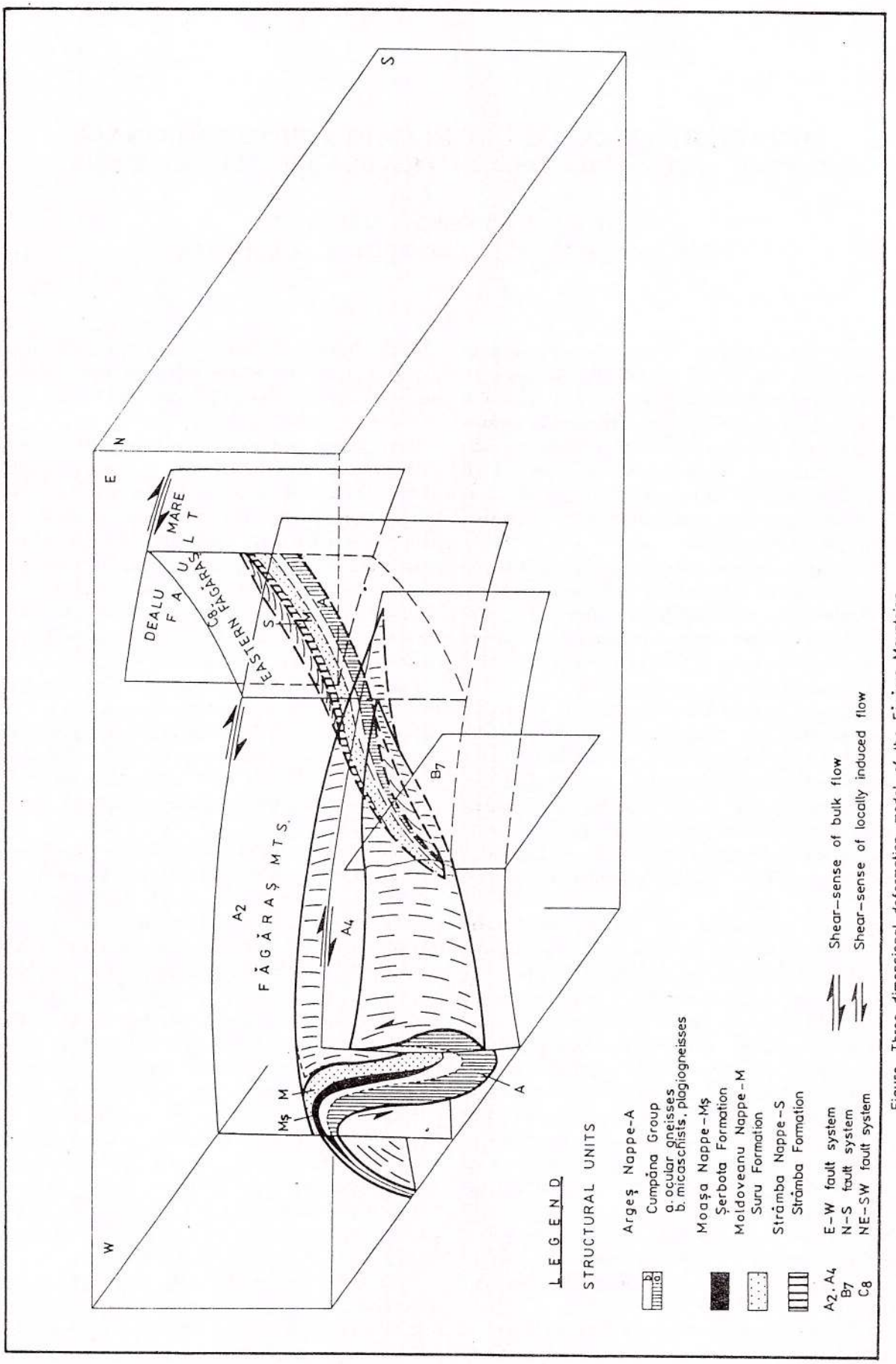


Figure . Three dimensional deformation model of the Făgăraș Mountains

Fig. – Modelul tridimensional de deformare a Munţilor Făgăraş.

Institutul Geologic al României

METAMORFISMUL ALPIN DIN CARPAŢII MERIDIONALI
ALPINE METAMORPHISM IN THE SOUTH CARPATHIANS

A. SEGHEDI, GH. OAIE, M. MĂRUNŢIU,
M. CIULAVU, S. RĂDAN, I. VANGHELIE, A. ŞERBĂNESCU

Minerale index pentru metamorfismul alpin al formaţiunilor mezozoice din zona Platoul Mehedinţi - Vâlcanul de Sud au fost identificate în roci ale pânzelor de Obârşia, Severin şi Coşuştea. Stratigrafia acestor pânze sugerează formarea lor ca unităţi subîncălecate ale unei prisme de acreţie, formată, începând cu Cretacicul inferior, ca urmare a subducţiei şi deformată ulterior în tectogeneza fini-cretacică, odată cu formarea pânzelor de soclu.

Tipul şi vârsta succesiunilor din unităţile prismei de acreţie sugerează evoluţia în timp a sedimentării mezozoice, de la o fosă subalimentată cu sedimente (în Jurasicul superior) la o fosă cu aport moderat de sedimente (în Cretacicul inferior) şi în final la o fosă supraalimentată cu sedimente (în Cretacicul superior).

Formaţiunile cu minerale index studiate în această etapă sunt bazaltele Complexului de Obârşia din pânzele de Obârşia şi Severin şi depozitele Cretacice superioare ale Pânzei de Coşuştea, cuprinzând turbidite vulcanoclastice şi un complex de melange. Prezenţa pumpellyitului şi prehnitului indică un metamorfism alpin de temperatură scăzută, desfăşurat în cea mai mare parte în condiţiile faciesului de subşisturi verzi.

Bazaltele Complexului de Obârşia şi Severin reprezintă lave bazice cu chimism de tholeiite oceanice de tip MORB şi sunt interpretate ca fragmente de crustă oceanică, dezmembrate tectonic şi înglobate în complexul de subducţie împreună cu resturi ale cuverturii pelagice şi ale mantalei peridotitice serpentinizate. Pe cea mai mare parte a suprafeţei de aflorare, bazaltele Pânzei de Obârşia prezintă un metamorfism în faciesul prehnit-pumpellyit, caracterizat prin parageneza pumpellyit + prehnit + clorit + sfen ± epidot ± albit, ce coexistă cu clinopiroxenul magmatic proaspăt. Pe suprafeţe restrânse apare parageneza pumpellyit + epidot + tremolit, alături de clorit + albit ± prehnit, ce sugerează trecerea spre faciesul pumpellyit-actinolit. In această paragenză se remarcă formarea tremolitului pe seama clinopiroxenului magmatic.

Roci bazice în care este prezent doar prehnitul, în absenţa pumpellyitului, apar foarte rar în Pânzele de Obârşia şi de Severin (pe valea Coşuştei).

In the Mehedinţi Plateau-South Vâlcan Mountains, index minerals for alpine metamorphism were evidenced in the Mesozoic formations of the Obârşia, Severin and Coşuştea Nappes.

These cover nappes formed during the Early-Late Cretaceous as underthrust units of an accretionary wedge. Nappes were subsequently deformed during the Late Cretaceous collisional events, when basement nappes also emplaced. Both were lithological associations and stratigraphy of the cover nappes suggest evolution of sedimentation from a starved trench (in the Late Jurassic) to a moderately supplied trench (in the Lower Cretaceous) and finally to an oversupplied trench (in the Late Cretaceous).

Index minerals occur in Obârşia Complex basalts from the Obârşia and Severin Nappes, as well as in the Late Cretaceous volcaniclastic turbidites of the Coşuştea Nappe. Large scale occurrence of pumpellyite and prehnite indicates a low temperature subgreenschist facies alpine metamorphism of these deposits.

Basalts of the Obârşia Complex are basaltic lavas showing ocean tholeiite (MORB) geochemistry.

They represent fragments of the Late Jurassic oceanic crust, dismembered and included in the subduction complex together with remnants of the pelagic cover and of the serpentinised peridotitic mantle. The largest outcrop area of the basalts is affected by prehnite-pumpellyite facies metamorphism, with the newly formed assembalge pumpellyite + prehnite + chlorite + albite + titanite ± epidote coexisting with magmatic clinopyroxene. The assemblage pumpellyite + epidote + tremolite, together with chlorite + albite + prehnite, suggesting transition to the pumpellyite-actinolite facies, occurs over restricted areas. In this assemblage, the tremolite forms at the expense of the magmatic clinopyroxenes. Basic rocks with only prehnite scarcely occur in the Obârşia and Severin Nappes (mainly on the Coşuştea valley).

Typical features of this very low grade metamorphism are: random development, scarce distribution and selective growth of the secondary minerals in cavities, fractures, and as topotactic growths on primary magmatic minerals. Primary magmatic fabric of rocks

Institutul Geologic al României

Metamorfismul se caracterizează prin dezvoltarea neuniformă, distribuţia sporadică şi creşterea selectivă a mineralelor secundare în amigdale, pe fracturi şi prin creşterea topotactică pe mineralele magmatice primare. Structurile magmatice primare sunt de obicei păstrate.

Recristalizarea este controlată de domenii locale cu compoziţie diferită, iar echilibrul mineralogic se păstrează doar local şi pe domenii restrânse. Aceasta nu permite urmărirea unei zonalităţi a metamorfismului la scară regională, iar caracterul puternic dezmembrat tectonic al bazaltelor adaugă dificultăţi suplimentare.

Metabazaltele cu prehnit-pumpellyit sunt frecvente în toate settingurile tectonice ale metamorfismului de temperatură coborâtă: de fund oceanic, hidrotermal, de îngropare, termic şi de subducţie. Pentru bazaltele Complexului de Obârşia, metamorfismul cu prehnit-pumpellyit a fost anterior considerat de fund oceanic, pe baza caracterului static al blastezei şi a vârstelor izotopice apropiate de vârsta protoliţilor (indicând limita Jurasic- Cretacic). Este posibilă şi varianta ca metamorfismul bazaltelor să fie legat de subducţie, avându-se în vedere că bazaltele formează fragmente dezmembrate tectonic într-un complex de subducţie.

Turbiditele vulcanoclastice din pânza de Coşuştea provin din resedimentarea unui material vulcanic de arc, cu compoziţie intermediară-bazică şi chimism calcoalcalin. Ele s-au acumulat în Cretacicul superior într-un bazin situat pe partea internă a fosei, sau într-un bazin forearc de pantă. Ele sunt asociate spaţial cu turbidite dominant terigene şi cu un complex de melange în care sunt probabil înglobate şi olistostrome. Complexul de melange este caracterizat printr-un fabric de blocuri în matrice forfecată, pentru care datele structurale la scară mezo- şi microscopică indică formarea prin deformarea sedimentelor neconsolidate sau semiconsolidate, bogate în apă, în stadiile timpurii ale deformării legate de acreţia tectonică.

Gresiile vulcanoclastice sunt afectate pe întreaga suprafaţă de aflorare de un metamorfism regional în condiţiile zonei cu prehnit-pumpellyit, fiind caracterizate prin parageneza de neoformaţie pumpellyit + albit + calcit + clorit ± prehnit ± stilpnomelan ± epidot ± sfen. Pumpellyitul are habitus şi proprietăţi optice diferite, în funcţie de mineralul pe care îl substituie, sugerând un puternic control compoziţional al mediului chimic local al rocii gazdă asupra compoziţiei sale chimice. Pe valea Sohodol apare un amfibol alcalin de culoare albastru intens (posibil riebeckit sau crossit), ce sugerează, alături de stilpnomelan, posibilitatea atingerii condiţiilor de metamorfism ale părţii inferioare a faciesului şisturillor cu glaucofan şi deci prezenţa unui metamorfism de presiune ridicată. Ipoteza metamorfismului de presiune ridicată, sugeris usually preserved. Recrystallisation is usually controlled by local domains with distinct composition, while mineralogical equilibrium is attained locally and only on restricted domains.

Prehnite-pumpellyite metabasites are frequent in all tectonic settings of the low-temperature metamorphism: occean-floor, hydrothermal, burial, thermal and subduction related. The prehnite-pumpellyite facies metamorphism of the Obârşia Complex basalts has been previously considered an ocean-floor metamorphism, due to the postkinematic fabric and an isotope age close to protolith ages (indicating Jurassic-Cretaceous boundary). Considering that the Obârşia Complex rocks form tectonically dismembered slivers within the subduction complex, we suggest that the prehnite-pumpellyite facies metamorphism of basalts is subduction related.

Volcaniclastic turbidites of the Coşuştea Nappe represent resedimented volcanic arc material, with intermediate to basic composition and calc-alkaline geochemistry. They accumulated during the Upper Cretaceous, in a trench basin situated on the internal slope, or in a forearc slope basin. They are spatially associated with terrigenous turbidites and a melange complex which possibly includes olistostromes. The melange complex shows a block-in-a-sheared- matrix fabric, formed by deformation of the unconsolidated or semiconsolidated, water-rich sediments, in the early stages of the tectonic accretion.

Volcaniclastic sandstones show a prehnite-pumpellyite facies metamorphism; over the entire outcrop area, they are characterised by the newly formed mineralogical assembalge pumpellyite + albite + calcite + chlorite ± prehnite ± stilpnomelane + epidote ± titanite. Pumpellyite shows various habit and optic properties, depending on the minerals replaced.

This suggests a strong compositional controll on pumpellyite chemistry exerted by the local chemical environment of the host rock.

On Sohodol valley, a deep blue alkaline amphibole was identified in thin sections; it is possibly a riebeckite or crossite. Together with the stilpnomelane, this suggests that at least locally, metamorphic conditions of the lower glaucophane schist facies were possibly attained and that the low temperature metamorphism is possibly of high-pressure type. The idea of a high-pressure metamorphism, suggested by the tectonic setting and the scarce presence of lawsonite (identified in thin sections only) should be confirmed by future analyses of mineral chemistry.

Pelitic rocks constitute the shared matrix of the melange complex and interbeds in terrigenous and volcaniclastic turbidites. Their mineralogy consists of illite-chlorite, with crystallinity indexes varying within the limits of the anchizone and a medium value situa-

Institutul Geologic al României

rată de settingul tectonic şi de prezenţa lawsonitului, identificat doar optic, va trebui verificată prin analize de chimie minerală.

Rocile pelitice reprezentând atât matricea forfecată a complexului de melange, cât şi intercalaţii în turbiditele terigene şi vulcanoclastice, au o mineralogie alcătuită din illit şi clorit, cu indici de cristalinitate variind în limitele anchizonei şi o medie ce se situează în partea mijlocie a anchizonei. Aceste rezultate se corelează cu prezenţa asociaţiei prehnit- pumpellyit în turbiditele vulcanoclastice. Variaţia indicelui de cristalinitate a illitului sugerează o uşoară creştere spre est a gradului de anchimetamorfism, cele mai slabe cristalinităţi fiind observate în Platoul Mehedinţi, iar cele mai bune, în zona Cernădia din partea de sud a Parângului. Având în vedere numărul mic de probe 50 raportat la suprafaţa luată în discuţie, îndesirea în următorii ani a numărului de analize va permite obţinerea unei imagini mai complete asupra variaţiei gradului de anchimetamorfism în rocile variaţiei gradului de anchimetamorfism în rocile pelitice.

ted in the middle anchizone. These results correlate with the presence of the prehnite-pumpellyite assemblage in the associated volcaniclastic turbidites. Variations in the IC suggest a slight eastward increase in the anchimetamorphic grade, the weakest crystallinities occurring in the Mehedinţi Plateau, while the best crystallised illites appear at Cernădia, in the South Parâng Mountains. Considering the limited number of the analysed samples (50) compared to the area investigated, more analyses are necessary in order to establish variations in the anchimetamorphic grade.

Institutul Geologic al României

METAMORFISMUL ALPIN DIN ROMÂNIA
ALPINE METAMORPHISM IN ROMANIA

A. SEGHEDI, GH. OAIE, S. RĂDAN, M. CIULAVU, I. VANGHELIE

Pe teritoriul României, metamorfismul alpin se manifestă în lanţul carpatic şi în cadrul orogenului norddobrogean, cu caractere diferite: caracter regional în Carpaţi, legat atât de procese de expansiune crustală (metamorfism de fund oceanic în ofiolite), cât şi de procese de convergenţă crustală (atât în etapa de subducţie, cât şi de coliziune continentală); caracter dinamic ductil în fundamentul pre-triasic al Dobrogei de nord, legat de procese extensionale la începutul Triasicului (riftogeneza triasică).

In Carpaţii Meridionali Centrali, metamorfismul alpin este cel mai cunoscut în cuprinsul ferestrei danubiene, fiind prograd la nivelul cuverturii mezozoice şi retrograd în rocile metamorfice şi magmatice ale fundamentului prealpin. In cadrul ferestrei danubiene, de sub pânza getică aflorează unităţi de soclu şi de cuvertură a căror geometrie sugerează o structură majoră de duplex de tip "antiformal stack", puternic erodată în zona culminaţiei axiale.

Trecerea în revistă a stilului structural al cuverturii mezozoice danubiene indică existenţa a două deformări majore, diferite ca stil, care afectează toate succesiunile: o fază principală, cu cute strânse la izoclinale, culcate sau deversate, responsabilă de formarea clivajului ardezian S1; o fază ulterioară, ce deformează cutele culcate şi clivajele S1 în cute verticale sau foarte înclinate, însoţite de un clivaj de crenulaţie S2. In formaţiunle de tip melange (wildfiş), deformarea tectonică se suprapune unei deformări pre-litificare, care a condus la dezmembrarea puternică a stratificaţiei iniţiale a depozitelor.

Datele mineralogice şi structurale existente asupra depozitelor mezozoice din unităţile danubiene indică domeniul metamorfic cuprins între diageneză şi faciesul şisturilor verzi, denumit anchizonă (metamorfism de grad foarte scăzut şi temperatură coborâtă), local fiind atinse şi condiţiile epizonei inferioare. Principalele metode de investigare utilizate pentru evaluarea metamorfismului de grad scăzut au cuprins: indicele de cristalinitate a illitului, mineralogia fracţiei argiloase, mineralele index, gradul de transformare a materiei organice.

Studiul indicelui de cristalinitate a illitului din rocile cuverturii danubiene (în principal Formaţiunea de Schela şi depozite cretacic superioare) indică trei zone

On Romanian territory, the Alpine metamorphism shows distinct features in the Carpathian chain compared to North Dobrogea Orogen: regional metamorphism in the Carpathians, related both to processes of crustal spreading (ocean-floor metamorphism in ophiolites), but also to crustal convergence (both during subduction and crustal collision); ductile dynamic metamorphism in the pre-Triassic basement of North Dobrogea, related to extensional processes at the beginning of the Triassic rifting.

In the Central South Carpathians, the Alpine metamorphism is best known in the Danubian Window; it is prograde in the Mesozoic cover and retrograde in the magmatic and metamorphic rocks of the prealpine basement. In the Danubian Window, below the Getic Nappe, the geometry of the basement and cover nappes suggests that they represent individual horses of an antiformal stack duplex, deeply eroded in the axial culmination.

The structural style of the Mesozoic cover indicates that two major deformational events, distinct in style, deform all the sequences: a main phase with tight to isoclinal recumbent or inclined folds, related to the S1 slaty cleavage; a subsequent phase which deforms the recumbent folds and the S1 cleavages into normal or very inclined folds, accompanied by S2 crenulation cleavages. In melange formations, the tectonic deformation is superimposed on a prelithification deformation, resulting in the strong disruption of the initial bedding.

Mineralogical and structural information from the Mesozoic deposits of the Danubian Nappes indicate the metamorphic realm between diagenesis and greenschist facies, known as anchizone, very low grade and low grade metamorphism of low temperature. Locally, the lower greenschist facies conditions are attained. Main methods used to investigate the low- grade metamorphism are: illite crystallinity index (IC) mineralogy of the clay fraction, index minerals, the degree of alteration of the organic matter.

Studies of the illite crystallinity index in rocks of the danubian cover (mainly Schela Formation and Lower Cretaceous deposits) indicate three zones where values of the diagenesis are dominant (Oslea synform, Şasa valley and the Severin Nappe at Baia de Aramă); in

Institutul Geologic al României

în care predomină valori caracteristice diagenezei (sinforma Oslei, valea Şasa şi Pânza de Severin la Baia de Aramă), în restul zonelor indicii de cristalinitate fiind cuprinşi în general în limitele anchizonei. Valorile pentru epizonă sunt atinse atât pe rama nordică, cât şi pe cea sudică a Vâlcanului, ca şi la nord de Ţarcu şi la est de Obârşia Cloşani. In cadrul pânzei de Urdele din partea nordică a Vâlcanului, gradul de cristalinitate a illitului creşte de la vest spre est, între Câmpul lui Neag şi Gambrinus, pentru ca să scadă din nou spre est , pe valea Şasa. Cele mai ridicate valori ale cristalinităţii apar în zona Valea Căprişoara - Defileul Jiului.

Compoziţia mineralogică a fracţiei argiloase pentru 92 de probe analizate indică pentru cuvertura mezozoică (cu excepţia Formaţiunii se Schela) o mineralogie alcătuită aproape exclusiv din illit + clorit. Formaţiunea de Schela, deşi dominată net de illit, are mineralogia cea mai complexă, cu participarea pirofilitului, caolinitului, cloritului şi uneori a margaritului şi a interstratificaţiilor de clorit-vermiculit şi illit-smectit.

Mineralele index pentru metamorfismul alpin sunt pirofilitul şi cloritoidul (pentru pelite şi gresii cuarţitice liasice) şi prehnitul şi pumpellyitul (pentru bazaltele Complexului de Obârşia). In cadrul Formaţiunii de Schela, succesiunea reacţiilor izograd de formare a pirofilitului prin deshidratarea caolinitului şi a cloritoidului prin deshidratarea pirofilitului în prezenţa cloritului indică caracterul progresiv al metamorfismului alpin; pirofilitul şi cloritoidul sintectonic indică un stadiu timpuriu de cristalizare, sincron cu deformarea (ca efect al îngroşării tectonice a crustei în urma formării pânzelor); cloritoidul post-tectonic abundent corespunde momentului de apex al metamorfismului, atins în urma relaxării termice datorat decompresiei sub efectul eroziunii.

In rocile bazice ale pânzei de Severin, prezenţa pumpellyitului alături de prehnit, clorit, epidot, sfen şi uneori albit indică faciesul prehnit-pumpellyit, ce se suprapune domeniului anchizonei şi caracterizează bathozona de presiune coborâtă. Prezenţa actinolitului în aceleaşi roci, citată în literatură, ar putea sugera însă bathozona de presiune ridicată, dar precizări ale condiţiilor termo-barice ale metamorfismului rocilor bazice necesită studii mineralogice suplimentare.

Reflectivitatea vitrinitului, aplicată pentru antracitul din Formaţiunea de Schela, indică un grafit d3 cu grad de ordonare destul de scăzut, caracteristic anchimetamorfismului (antracit - metaantracit).

other areas the IC values vary within the limits of the anchizone. Values of epizone are attained both along the northern and southern border of the Vâlcan Mountains, as well as north of Ţarcu and east of Obârşia Cloşani. In the Urdele Nappe from North Vâlcan Mountains, IC values show an eastward increase from Câmpul lui Neag to Gambrinus, but decrease again to the east, on the Şasa valley. The greatest values of IC appear in the area between valea Căprişoara and Jiu Gorges.

Mineralogical composition of the clay fraction for 92 analysed samples indicates for the Mesozoic cover rocks (excepting the Schela Formation) a mineralogy consisting almost exclusively of illite + chlorite.

Although dominated by illite, the Schela Formation displays the most complex mineralogical composition, including pyrophyllite, kaolinite, chlorite and seldom margarite and chlorite-vermiculite and illite-smectite mixed layers.

Index minerals for the Alpine metamorphism are: pyrophyllite and chlorithoid (in pelites and Liassic quartzitic sandstones) and prehnite - pumpellyite (in Obârşia Complex basalts).

Within the Schela Formation, the sequence of the pyrophyllite forming isograde reactions through kaolinite dehydration and of chloritoid through pyrophyllite dehydration in the absence of chlorite suggest that the Alpine metamorphism is prograde; syntectonic chloritoid and pyrophyllite indicate an early crystallisation stage, coeval with deformation (as the result of tectonic thickening of the crust due to nappe stacking); the abundant post-tectonic chloritoid formed in peak metamorphic conditions, attained as a consequence of thermal relaxation due to erosion.

Presence of pumpellyite in association with prehnite, chlorite, epidote, titanite suggests the prehnite-pumpellyite facies, superimposed to the anchizone and characterising the low-pressure batozone.

Presence of the actinolite in the same rocks, quoted in literature, might suggest the high pressure batozone. Details concerning the PT conditions during basic rocks metamorphism need further mineralogical and crystallo-chemical studies.

Vitrinite reflectance applied to the anthracite from the Schela Formation indicates a low ordered d3 graphite, typical of the anchimetamorphism (anthracite - metaanthracite).

Institutul Geologic al României

GEOCHIMIA GRANITOIDELOR DIN CARPAŢII MERIDIONALI: TISMANA REVIZITATĂ
GEOCHEMISTRY OF GRANITOIDS FROM SOUTH CARPATHIANS: TISMANA REVISITED

T. BERZA, P. ANDĂR, M. TATU

Douăzeci de ani după prezentarea unei teze de doctorat, consacrată masivului granitoid de Tismana (Berza, 1978), o colaborare a unor geologi din IGR (T. Berza, P. Andăr, M. Tatu) cu geochimişti de la Universitatea din Liège (J.C. Duchesne. J. Vander Auwera) şi Universitatea Liberă din Bruxelles (J.P. Liégeois) aduce noi date primare şi interpretări mai moderne asupra celui mai variat pluton granitoid din soclul danubian.

Din punct de vedere petrografic, se remarcă adăugarea, la tipurile litologice cunoscute (granite porfiroide, granitoide echigranulare - granodiorite, tonalite, diorite cuarţifere şi diorite, monzodiorite cuarţifere - şi roci filoniene) a peridotitelor (Pârâul Fântânei), descrierea granitelor ca "porfirice" şi a granitoidelor echigranulare ca "melagranitoide". Peridotitele (olivină, hipersten, augit, hornblendă brună, flogopit, bytownit) apar sub forma unor corpuri decala hectometrice, incluse în granitele porfirice, care la contact prezintă faciesuri de tip Rapakivi. O serie de roci fin granulare, cartate anterior ca septe de şisturi cristaline, au fost reinterpretate drept enclave de roci bazice consanguine.

Din punct de vedere analitic, au fost prelucrate 80 analize de silicaţi, din care, 71 sunt însoţite şi de conţinuturi în elemente minore, iar 38 au şi dozări de pământuri rare. Un număr de 28 de analize reprezintă replici efectuate la Liège prin fluorescenţă X (XRF) şi spectroscopie cu plasmă (ICP-MS) pe pulberi anterior analizate clasic la Bucureşti, prin metode chimice umede şi spectroscopie optică. Calcularea diferenţelor dintre cele două seturi de valori a arătat frecvent diferenţe mai mari de 20% între laboratoare (şi metode) pentru MnO, MgO, CaO, P_2O_5, Ni, Cu, Pb, Sc, Cr, U, Th, Sr, Ba, Y. Au fost analizate izotopic 4 fracţii de zircon, separate dintr-un granit porfiric, şi diagrama sistemului U-Pb (Concordia) a evidenţiat valoarea de 567±3 milioane ani, ce poate fi considerată ca reprezentând intruziunea plutonului.

Aceste date noi au permis o interpretare mai documentată a faciesurilor şi originii masivului granitoid de Tismana. Rocile bazice intermediare, ce apar ca şlire hectometrice, decametrice sau anclave microgranulare

Twenty years after a Ph D thesis on the Tismana granitoid body (Berza, 1978), a joint research of geologists from the Geological Institute of Romania (T. Berza, P. Andăr, M. Tatu) and geochemists from the University of Liège (J.C. Duchesne, J. Vander Auwera) and from the Free University of Brussels (J.P.Liégeois) leads to new data and modern interpretation on the most complex granitoid pluton from the Danubian basement. As regards the petrography, it is to add to the known rock-types (porphyroid granites, equigranular granitoids - granodiorites, tonalites, quartz diorites and diorites, quartz monzodiorites - and dyke rocks) peridotites (Pârâul Fântânei), the description of the granites as "porphyry" and of the equigranular granitoids as "melagranitoids". Peridotites (olivine, hypersthene, augite, brown hornblende, phlogopite, bytownite) outcrop as deca- to hectometric bodies, included in porphyry granites presenting at the contact Rapakivi-type facies. Fine grained rocks, before mapped as roof pendants of crystalline schists, are now reinterpreted as enclaves of consanguine basic rocks.

As regards the geochemistry, the present data base includes 80 silicate analyses, from which 71 have also trace elements and 38 have terrae rare measured. 28 are duplicates done at Liege by XRF and ICP-MS methods on powders previosly analysed in Bucharest by standard wet chemical and optical spectrography methods. Computing the differences between the two data sets, values greater than 20% were frequently found beween the two laboratories (and methods) for MnO, MgO, CaO, P_2O_5, Ni, Cu, Pb, Sc, Cr, U, Th, Sr, Ba, Y. 4 zircon fractions separated from a porphyry granite were analysed, and the resulting Concordia diagram of the U-Pb system shows an upper interception at 567±3 Ma, indicating the emplacement age of the pluton.

These new data were used for a more precise interpretation of the facies and origin of the Tismana pluton. Basic and intermediary rocks, outcropping as hecto- to decametric schlieren or microgranular mafic enclaves (MME) surrounded by megaporphyry granites, represent either blobs of basic magma included in the acid magma (mingling) or hybrid products from

Institutul Geologic al României

mafice (MME), înconjurate de granite megaporfirice, reprezintă fie bule de magmă bazică incluse în magma acidă ("mingling"), fie produse ale hibridizării celor două magme ("mixing").

Relaţia de consangvinitate a tuturor rocilor masivului este evidentă în cele 20 de diagrame prezentate, confirmând concluziile studiului publicat în 1978. Proiectarea analizelor în diagrame, folosite pentru reconstituirea cadrului geotectonic (fie în raport cu poziţia plăcilor litosferice, fie în raport cu etapele orogenezei de coliziune continentală), a arătat dificultăţile corelării cu seturile de date folosite la elaborarea respectivelor diagrame. În linii mari au fost regăsite caracteristicile geochimice evidenţiate pentru unele masive granitoide din soclul Alpilor (Mont Blanc, Bressanone - Bonin et al., 1993), corpuri interpretate ca postcolizionale. Relaţiile de teren de la Tismana susţin acest caracter, iar natura potasică a masivului (seria shoshonitică) este similară multor intruziuni tardesau postcolizionale (Bonin, 1990). Afinităţile cu granitoidele anorogene sunt doar întâmplătoare şi realitatea de teren contrazice o asemenea interpretare.

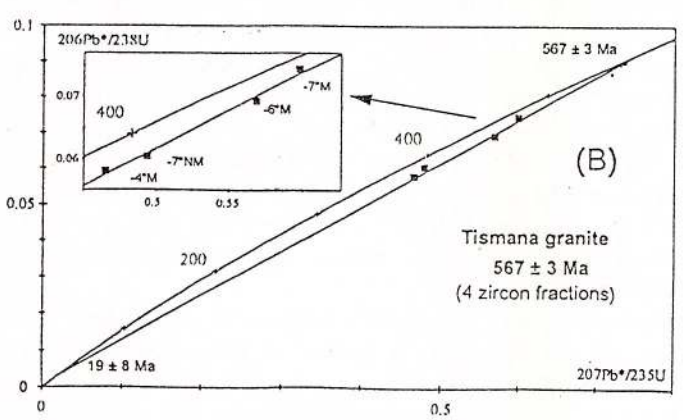
the two magma- types (mixing). The consanguinity of of all the rocks from the Tismana body is clear in the 20 diagrams presented, enhacing the conclusions of the study published in 1978. Plotting the analyses on diagrams used to find the geotectonic setting (either in respect with lithospheric plates or with the stages of continental collision orogeny) have shown the difficulties to correlate with data sets used for the discriminating diagrams. As a general picture, geochemical trends characteristic of some postcollisional granitoid bodies from the basement of the Alps (Mont Blanc, Bressanone - Bonin et al., 1993) were found. Field relations of the Tismana pluton sustain this idea and its potash- rich nature (shoshonitic suite) is similar to many late- or postcollisional intrusions (Bonin, 1990). Affinities with anorogenic granites are just aleatory and field reality forbids such an interpretation.

References

Berza, T. (1978) Studiul mineralogic şi petrografic al masivului granitic de Tismana. *An. Inst. Geol. Geof.* LIII, p. 1–176, Bucureşti.

Bonin, B. (1990) From orogenic to anorogenic setting: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geol. J.*, 25, p. 261–270.

— , **(Coord.), Brandlein, P., Bussy, F., Desmons, J., Eggenberger, U., Finger, F., Graf, K., Marro, Chercolli I., Mercolli, I., Oberhensli, R., Ploquin, A., von Raumer, J. F., Schlatteger, U., Steyrer, H. P., Visona, D., Vivier, G. (1993)** Late variscan Magmatic Evolution of the Alpine Basement. In:J. F. von Raumer & F. Neubauer (eds) Pre-Mezozoic geology in the Alps, p. 171–202, Springer Verlag Berlin Heidelberg.



Date U–Pb pentru zircoane din masivul Tismana.
U-Pb data for Tismana pluton.

Institutul Geologic al României

GEOCHIMIA ROCILOR METAMAGMATICE DIN DOMENIUL GETIC-SUPRAGETIC AL CARPAŢILOR MERIDIONALI
GEOCHEMISTRY OF THE METAMAGMATIC ROCKS IN THE GETIC-SUPRAGETIC DOMAIN OF THE SOUTH CARPATHIANS

M. MĂRUNŢIU, V. IANCU, V. ALEXE, M. STOICAN

Secvenţele de roci metamorfice paleozoice şi prepaleozoice, găzduite în diverse unităţi tectonice prealpine ale Domeniului Getic-Supragetic din Carpaţii Meridionali, conţin variate magmatite, metamorfozate în condiţii de grad scăzut, pînă la înalt, al căror studiu geochimic conduce la o mai bună cunoaştere a originilor şi semnificaţiilor lor geotectonice. Pentru început s-au realizat investigaţii geochimice privind asociaţia bimodală din Grupul Caraş, metabazaltele din Grupul Buceava şi eclogitele din Grupurile Sebeş, Lotru şi Cumpăna (în acord cu separaţiile lithotectonice, cf. Iancu, Mărunţiu, 1994a,b).

1.*Asociaţia bimodală din Grupul Caraş*

Grupul Caraş reprezintă o asociaţie vulcano-sedimentară paleozoic inferioară, cu metamorfism în faciesul şisturilor verzi. Formaţiunea de Naidaş-Rafnic, la partea inferioară a Grupului Caraş, este constituită, în principal, din metagraywacke şi o asociaţie magmatică bimodală, reprezentată prin metabazalte (şisturi albit-epidot-actinolitice), metadolerite, metagabbrouri, metaultramafite (wehrlite plagioclazice) şi metariolite.

În rocile metabazaltice, distribuţia elementelor majore şi minore nu este în mod semnificativ modificată prin alterare hidrotermală sau prin metamorfism, cu excepţia unor slabe indicaţii privind îmbogăţirea sau sărăcirea în calciu.

Caracterul chimic al rocilor bazice este predominant subalcalin, dar unele roci, datorită conţinuturilor de Zr, Ti, P, au caracter slab alcalin. În funcţie de conţinuturile de FeO_t şi TiO_2, metavulcanitele bazice vădesc o tendinţă de diferenţiere tholeiitică, având concentraţii de TiO_2 mai mari decât tholeiitele abisale la grade de diferenţiere relativ scăzute.

Variaţiile rapoartelor Al/Ti şi Cr/Ti faţă de conţinuturile de Ti definesc o tendinţă atribuită diferenţierii unei singure magme tholeiitice parentale, prin cristalizarea cotectică şi fracţionarea plagioclazului asociat cu clinopiroxenul şi olivina. Datorită unei sărăciri mai puternice în Cr faţă de Ni cu gradul de diferenţiere, este evident că, în cursul evoluţiei magmatice, fracţionarea clinopiroxenului a fost mai importantă decât aceea a olivinei. Comportarea elementelor

Paleozoic and pre-Paleozoic metamorphic piles occurring in different pre-Alpine tectonic units from the Getic-Supragetic Domain of the South Carpathians contain various magmatic rocks metamorphosed in low to high-grade conditions. The study of these metamagmatic associations from the geochemical point of view forwards a better understanding of their origin and geotectonic significance. For the beginning, geochemical investigations concerning the bimodal association of Caraş Group, metabasalts of Buceava Group and eclogites of Sebeş, Lotru and Cumpăna Groups were carried out (acc. to litho-tectonical separations of Iancu, Mărunţiu, 1994a,b).

1.*Bimodal association of Caraş Group.*

Caraş Group is a Lower Paleozoic greenschist facies volcano-sedimentary association in Bocşa Supragetic Unit from Banat area. The Naidaş-Rafnic Formation, at the lower part of the Caraş Group, is mainly composed of metagraywacke and a bimodal igneous association represented by metabasalts (actually actinolite-epidote-albite schists), metadolerites, metagabbros, metaultramafites (plagioclase wehrlites) and metarhyolites.

The distribution of major and trace elements in the metabasaltic rocks is not significantly modified by hydrothermal alteration or by metamorphism, exept minor indications for Ca-enrichment or Ca-depletion.

Chemical character of basic rocks is esentially subalkalic, but some of them plot in the alkaline field, especially for Zr, Ti and P contents. According to FeO and TiO_2 distributions, basic metavolcanics have a tholeiitic differentiation trend, partially with higher Ti concentration than abyssal tholeiites at relatively low differentiation. Variation of Al/Ti ratio vs. Ti and of Cr/Ti ratio vs. Ti clearly defines a trend attributable to differentiation of only one parental tholeiitic magma by cotectic crystallisation and fractionation of plagioclase associated with clinopyroxene and olivine. Because of the stronger depletion in Cr than in Ni content with the degree of differentiation, it is obvious that, during magma evolution, clinopyroxene fractionation was more important than olivine fractionation. Behaviour of trace elements comparative with

Institutul Geologic al României

urmă, comparativ cu unele elemente incompatibile, de exemplu Cr, Ni faţă de Ti, dovedeşte rolul preponderent al cristalizării fracţionate în diversificarea geochimică a acestor roci.

Metamagmatitele acide, de compoziţie riolitică, prezintă o variaţie largă a proporţiilor relative de K şi Na, ca efect al alterării postmagmatice, astfel încât caracterul lor chimic (alcalin/subalcalin) este incert. Totuşi, conţinuturile de Si, Al şi cele ridicate de Zr, Y sugerează că aceste roci pot reprezenta nişte riolite alcaline bogate în Si şi sărace în Al. Considerând raportul SiO_2/Al_2O_3 ca indice de diferenţiere pentru riolite, se remarcă faptul că proporţiile de Ca, Fe, Ti, Mn şi alcalii sunt mai mici, iar cele de Si, Al sunt mai mari decât acelea specifice rocilor felsice alcaline rezultate prin fracţionarea unor topituri tholeiitice sau bazaltice tranziţionale. În plus, conţinuturile de Zr şi Y sunt, de asemenea, mai scăzute şi arată valori comparabile cu cele ale riolitelor alcaline din asociaţii bimodale anorogene, pentru care este acceptată originea prin topire parţială a mantalei superioare sau prin anatexia crustei inferioare.

Consideraţiile privind semnificaţia geotectonică a metamagmatitelor bazice arată că aceste roci sunt foarte diferite chimic de tholeiitele de arc, de bazaltele de fund oceanic (MORB) şi de bazaltele tip back arc, dar sunt similare bazaltelor intraplacă. Elementele minore normalizate la abundenţa în MORB, au valori ce sugerează un caracter tranziţional pentru rocile bazaltice, dar există diferenţe semnificative în distribuţia geochimică, comparativ cu T-MORB (pentru P, Zr) şi cu tholeiitele intraplacă sau bazaltele tranziţionale din domeniul oceanic (pentru Zr, Hf, Y, Yb, Nb, Ta). În schimb, distribuţia geochimică pentru bazalte seamănă îndeaproape cu conţinuturile medii specifice tholeiitelor continentale, ceea ce este în acord cu caracterul anorogen al riolitelor asociate. Astfel, asociaţia magmatică bimodală din Grupul Caraş este posibil să fi fost generată prin manifestări de tip intraplacă continentală, în esenţă un sistem de rift intracontinental.

2.*Metabazaltele din Grupul Buceava*

În zona Bozovici-Sicheviţa , Domeniul Getic cuprinde o stivă de pânze paleozoice, în care unitatea inferioară (pânza de Bozovici) este reprezentată prin Grupul Buceava. Partea inferioară a Grupului Buceava - Formaţiunea de Agriş - conţine o asociaţie de bazalte sub formă de curgeri, uneori cu structuri pillow-lava, tufuri bazaltice şi argilite negre. Dyke-uri de dolerite şi andezite bazaltoide, ca şi corpuri de gabbrouri, sunt, de asemenea, prezente. Vârsta asociaţiei este Ordoviciană, probată de macrofauna identificată în argilitele negre, iar metamorfismul este de grad foarte scăzut, în condiţiile faciesului cu prehnit-pumpellyit.

incompatible elements (e.g: Cr, Ni vs. Ti) emphasizes the prevailing role of fractional crystallisation in the chemical diversity of these rocks.

Acid metamagmatic rocks, rhyolitic in composition, have a large variation of relative proportions of K and Na as an efect of postmagmatic alteration, so that their chemical character (alkalic/subalkalic) is uncertain. However, Si, Al and high Zr and Y contents suggest that these rocks are possibly high-Si low-Al alkali rhyolites. Considering the SiO_2/Al_2O_3 ratio as differentiation index for rhyolites, it is obvious that contents of Ca, Fe, Ti, Mn and total alkali oxides are lower and Si, Al oxides are higher than those of felsic alkaline rocks resulted from fractionation of tholeiitic or transitional basaltic melts. In addition, Zr and Y contents are also lower, and show values closely comparable to those of alkaline rhyolites of anorogenic bimodal associations for which an origin by partial melting of upper mantle or anatexis of lower crust is largely accepted.

Using highly immobile trace elements, some considerations are possible about the tectonic setting of this association. It is clear that basaltic rocks are very different from arc-tholeiites, MORB and BAB, but are similar to WPB. Trace elements normalised with respect to MORB abundances yield intervals suggesting a transitional character for basaltic rocks, but there are significant differences in element distributions compared with T-MORB (P, Zr) and oceanic within plate tholeiitic or transitional basalts (Zr, Hf, Y, Yb). Meanwhile, very low contents of Nb and Ta are not consistent with proportion of these elements in oceanic transitional basalts. On the contrary, element distribution closely resembles that for continental tholeiites, in good correlation with the anorogenic character of the associated rhyolites.

Thus the bimodal association of Caraş Group is likely to have been formed in a within-plate continental setting, namely an intracontinental protorift system. Types of metasedimentary terrigenous rocks associated with volcanic ones are also consistent with this tectonic setting.

2.*Metabasaltic rocks of Buceava Group*

The Getic Alpine unit in the Bozovici-Sicheviţa area contains a Paleozoic nappe stack in which the lower unit (Bozovici Nappe) is represented by Buceava Group. The lower part of Buceava Group, namely the Agriş Formation, contains an association of basaltic flows, sometimes with pillow-lava structure, basaltic tufaceous rocks and black shales. Dolerite and basaltic-andesite dykes and gabbroic bodies are present too. Macrofauna assemblage proves an Ordovician age for this association, which is metamorphosed in prehnite-pumpellyite facies.

Institutul Geologic al României

Din punct de vedere chimic se constată că rocile bazaltice se împart, prin conţinuturile de Ti raportate fie la indicele de diferenţiere, fie la conţinuturile de Zr, în două serii distincte: high-Ti şi low-Ti. Ambele serii au caracter subalcalin, tholeiitic, cu îmbogăţire puternică în Fe şi Ti şi sărăcire în Al.

Procesul de diferenţiere, reflectat de comportarea Al şi Cr, este dominat de cristalizarea fracţionată şi segregarea plagioclazului, olivinei şi clinopiroxenului. Conţinuturile scăzute de Sc ale seriei low-Ti sunt un efect al fracţionării timpurii a clinopiroxenului în produsele acestei serii, faţă de acelea ale seriei high-Ti.

Cristalizarea şi fracţionarea succesivă a fazelor solidus nu este singurul proces responsabil pentru diversitatea geochimică a rocilor bazaltice. Conţinuturile ridicate de Al, în special în cazul gabbrourilor, doleritelor şi andezitelor bazaltoide, sunt legate de procese de tip cumulus, implicând plagioclaz, dovedite şi prin comportarea Fe, Mg şi Ca. Pe de altă parte, unele conţinuturi de Cr şi Ni ale produselor puternic diferenţiate ale seriei low-Ti ar putea fi explicate prin fracţionarea în sistem deschis, în speţă prin amestecul unor lichide cu grade diferite de diferenţiere.

Din caracterele geochimice este evident că cele două serii de roci (magme), cu conţinuturi diferite de titan, nu pot rezulta una din cealaltă şi trebuie acceptată ideea generării fie din surse diferite, fie prin topiri parţiale de grad diferit a unei surse unice. Ultima presupunere ar putea fi mai apropiată de realitate , având în vedere raporturile Zr/Y, similare pentru rocile din cele două serii, care sugerează o sursă comună, acceptând un grad mai avansat de topire parţială a sursei mantelice pentru seria low-Ti, decât pentru seria high-Ti.

Îmbogăţirea în elemente cu rază ionică mare, raportate la conţinuturile medii pentru MORB, alţi parametri geochimici şi corelaţiile dintre elementele minore imobile arată că bazaltele Grupului Buceava prezintă afinităţi cu bazaltele specifice unor bazine ensialice de tip back-arc, cu deschidere limitată.

3.*Geochimia eclogitelor*

Succesiunea de metamorfite de grad mediu din Domeniul Getic-Supragetic al Carpaţilor Meridionali conţine roci metamagmatice cu compoziţii variabile, de la bazice la acide. Unele roci metamagmatice bazice din grupurile litotectonice Sebeş, Lotru şi Cumpăna sunt reprezentate prin eclogite. Din punct de vedere petrografic, probele analizate chimic constau din eclogite cu disten, eclogite cu zoizit, eclogite cu cuarţ şi eclogite cu Al-barroisit şi fengit. Toate ocurenţele studiate prezintă transformări mineralogice şi structurale gradate, de la stadiul de presiune ridicată, la cel granulitic, şi, în final, la asociaţii metamorfice de grad mediu-scăzut.

First geochemical observation concerning these basic rocks is the presence of two distinct magmatic series, high-Ti and low-Ti, emerged from variation of Ti contents against differentiation index and Zr contents. Both types have a clear subalkalic, tholeiitic, character, with strong enrichment in Fe and Ti and depletion in Al .

Differentiation process is dominated by fractional crystallisation and segregation of plagioclase, olivine and clinopyroxene, reflected by Al and Cr behaviour. Lower Sc content of low-Ti basalts is an effect of earlier fractionation of clinopyroxene in this series, than in the high-Ti series.

Succesive crystallisation and fractionation of solidus phases are not the only processes responsible for geochemical diversity among the basic rocks. Some high-Al contents, especially in gabbros, dolerites and basaltic-andesites, are related to plagioclase cumulus processes, also proved by Fe, Mg and Ca behaviour. On the other hand, Cr and Ni contents in the low-Ti series could be explained by open system differentiation, namely by mixing of liquids in different stage of differentiation.

It is clear that these magma series cannot derive from one another and different sources, or different degrees of pertial melting of the same source, must be accepted. The last assumption could be more appropriate, having in mind the same range for Zr/Y ratio in rocks of both series as an imprint of the same source, but accepting for low-Ti series a higher degree of partial melting in the upper mantle source, than that for high-Ti series.

High LIL/HFS ratios, other geochemical parameters and discriminant trace element diagrams based on immobile elements all indicate an ensialic back-arc basin affinity for the basalts of Buceava Group.

3.*Eclogite geochemistry*

Medium-grade metamorphic pile of the Getic-Supragetic Domain contains metamagmatic rocks variable in composition, from basic to acid. The present study describes the geochemical characters of some of these rocks, actually represented by eclogites that occur in Sebeş, Lotru and Cumpăna lithotectonic units. From the petrographical viewpoint, the analysed samples consist of kyanite eclogite, zoisite eclogite, quartz eclogite and Al-barroisite - phengite eclogite. Gradual mineral and structural transitions from HP stage to granulitic, and then to medium-low grade metamorphic assemblages, can be generally observed in these rocks.

Chemically, most eclogites correspond to gabbros or high-alumina gabbro (Al_2O_3=13-24.7 %) while gabbro-diorite types with SiO_2= 52-57.3 % are less widespread. Concentrations of some major and trace

Institutul Geologic al României

Chimic, cele mai multe eclogite corespund unor gabbrouri sau high-Al gabbrouri (Al_2O_3=13-24,7 %; puţine probe reprezintă gabbro-diorite cu SiO_2=52-57,3 %. Concentraţiile unor elemente majore şi minore (Fe, Ti, P, Zr, Y) sunt similare rocilor subalcaline, tholeiitice, având rapoartele $Mg/Mg+Fe^{2+}$ cuprinse între 0,22 şi 0,37. În ansamblu, rocile eclogitice prezintă o evidentă polaritate geochimică. Eclogitele cu disten şi cele cu zoizit sunt caracterizate prin conţinuturi mai ridicate de MgO şi mai scăzute de FeO, TiO_2 şi P_2O_5 şi elemente minore incompatibile (Zr, Y), în timp ce eclogitele cu cuarţ se caracterizează prin conţinuturi mai scăzute de MgO şi ridicate de FeO, TiO_2, P_2O_5, Zr şi Y. Semnificaţia diferenţelor geochimice dintre aceste grupuri este complexă şi, în cazuri particulare, poate fi atribuită:

a. gradului diferit de fracţionare (eclogitele cu disten, cu rapoartele Al_2O_3/TiO_2 şi CaO/TiO_2 cele mai ridicate, sunt produsele cel mai puţin diferenţiate);

b. gradului diferit de topire a sursei (numeroase eclogite cu disten se caracterizează prin distribuţii geochimice care sugerează generarea protoliţilor printr-un grad mai ridicat de topire a unei surse de compoziţie chondritică;

c. topirii repetate a aceleiaşi surse, sugerată de distribuţiile Zr şi Y.

În acelaşi timp, concentraţiile elementelor minore incompatibile arată că, pe lângă o corelaţie geochimică normală (rezultată prin procese de diferenţiere-fracţionare), caracteristică celor mai multe eclogite, unii protoliţi pot reprezenta fie produse de tip cumulus sărăcite în Zr şi Y şi îmbogăţite în Ti, fie produse îmbogăţite în Zr şi Y, ca urmare a prezenţei unei proporţii ridicate de lichide intercumulus.

Tentativa de precizare a semnificaţiei geotectonice a protoliţilor eclogitici prin aplicarea diagramelor de discriminare, bazate pe elemente minore imobile, a arătat că:

a. rocile cu chimism particular, datorat gradului redus de fracţionare, generării magmei primare prin topire parţială în grade diferite sau repetată a sursei, sau proceselor de tip cumulus cu sau fără faze derivate din topituri reziduale, nu au distribuţii semnificative în câmpurile specifice din diferite diagrame de discriminare;

b. rocile cu chímism "normal" au afinităţi fie cu N-MORB şi T-MORB, fie cu bazalte din zone de arc magmatic. În consecinţă, geochimia eclogitelor arată posibila origine a protoliţilor magmatici într-o zonă de tranziţie, reprezentând o margine de placă continentală activă, asociată cu subţierea crustei şi expansiune (bazine de tip back-arc).

elements (Fe, Ti, P, Zr, Y) are broadly similar to subalkalic, tholeiitic rocks, with Mg value ranging from 0.82 to 0.37. On the whole, an obvious geochemical polarity of eclogites has been identified. The kyanite and zoisite eclogites are characterised by higher MgO content and lower contents of FeO, TiO_2, P_2O_5 and of incompatible trace elements (Zr, Y). Quartz eclogites are characterised by lower MgO content and higher FeO, TiO_2 , P_2O_5 , Zr and Y contents. Significance of geochemical differences between these groups is complex, and in particular instances can be ascribed to:

a. fractionation degree (kyanite eclogites with higher Al_2O_3/TiO_2 and CaO/TiO_2 ratios have a more primitive character);

b. various degree of source melting (most kyanite eclogites are characterised by geochemical distributions suggesting a higher degree of chondritic source melting);

c. repeated melting of the same source, suggested by Zr and Y distributions.

At the same time, the incompatible trace element concentrations indicate that, besides a normal geochemical evolution resulting from differentiation-fractionation processes (clearly seen for most eclogites), some eclogite protoliths can represent either Zr and Y-depleted and Ti-enriched cumulus products, or Zr and Y-enriched products, as a consequence of increasing proportion of trapped liquids.

The attempt to determine the original tectonic setting of the eclogite protoliths by aplication of immobile trace element discrimination diagrams showed that:

a. rocks with particular chemistry resulting by low degree of differentiation, by generation of primary magma by various degrees of melting or by repeated partial melting of the source, or by cumulus processes, have no significant distribution in the specific fields of the discriminative diagrams;

b. rocks with "normal" chemistry have either affinity with N-MORB and T-MORB, or with arc related basalts. Thus, the eclogite geochemistry possibly indicates the origin of the magmatic protoliths in a transition zone, namely an active continental plate margin, associated with crustal thinning and extension (back-arc basin).

Institutul Geologic al României

GEOCHIMIA ROCILOR OFIOLITICE ALPINE DIN MUNŢII APUSENI (MUNŢII TRASCĂU)
GEOCHEMISTRY OF THE ALPINE OPHIOLITIC ROCKS IN THE APUSENI MOUNTAINS (TRASCĂU MOUNTAINS)

I. NICOLAE, M. ICHIM, P. HÂRTOPANU, Ş. ANASTASE , M. STOIAN, I. TIEPAC, V. ALEXE, C. UDRESCU

Studiul geochimic al rocilor ofiolitice din partea estică a Munţilor Apuseni de Sud (Munţii Trascău) arată prezenţa a trei serii principale:

– seria tholeiitică,
– seria calco-alcalină,
– seria spilitică.

Seria tholeiitică este reprezentată mai ales prin roci bazaltice, uneori în facies de pillow lava şi subordonat prin dolerite sau microgabbrouri.

Seria calco-alcalină este reprezentată prin două faze: o fază vulcanică, curgeri şi piroclastite de bazalte, andezite bazaltice, andezite, dacite, riolite şi o fază intrusivă (plutonică sau subvulcanică) cu mici corpuri de microdiorite porfirice–microgranodiorite şi respectiv prin dike-uri de dacite-riolite albitizate.

Aceste două serii, seria tholeiitică şi seria calco-alcalină, aparţin la un cadru geotectonic de tip arc vulcanic, cadru ce este regăsit în Pânza de Bedeleu şi Pânza de Rimetea.

Seria spilitică este alcătuită predominant din roci spilitizate, mai ales bazalte–andezite bazaltice, asociate într-o formaţiune vulcano–sedimentară de tip olistostromă (Formaţiunea de Feneş); aceasta aparţine unui cadru tectonic de tip bazin marginal ensialic şi apare în Pânza de Feneş.

Seria tholeiitică arată în unele diagrame, discriminatorii pentru cadrul geotectonic faptul că majoritatea analizelor se proiectează într-un câmp de arc vulcanic, ca în diagramele Ti-Zr (Fig.1), TiO_2-MnO-P_2O_5 (Fig.2) şi Ti/Cr-Ni (după Beccaluva et al., 1979); în alte diagrame, majoritatea analizelor se proiectează în câmpul MORB, ca în diagrama V-Ti/1000 (după Shervais, 1982) sau Ti-Cr (Fig.3)

Cele mai multe analize ale seriei calco-alcaline se proiectează în toate diagramele utilizate în câmpurile de tip arc vulcanic.

Rocile seriei spilitice arată în unele diagrame afinităţi cu tipul arc vulcanic. Ocurenţe similare de roci aparţinând unor bazine marginale (± ensialic) au fost explicate prin influenţa unor "fluide derivate din zona de subducţie care pot intra în regiunea sursă a

The geochemical study of ophiolitic rocks from the eastern part of the South Apuseni Mts. (Trascău Mts.) show the presence of three main series:

- tholeiitic series,
- calc-alkaline series,
- spilitic series.

The tholeiitic series are represented especially by basaltic rocks, sometimes in pillow lava facies and less by dolerites or microgabbros.

Within the *calc-alkaline series* there are two phases: a volcanic phase (flows and pyroclastics) represented by basalts, basaltic andesites, andesites, dacites, rhyolites and an intrusive (plutonic or subvolcanic) phase, with small bodies of porphyritic microdiorites-microgranodiorites and dikes of albitized dacites- rhyolites respectively.

These two series (i.e.tholeiitic series and calc-alkaline series) belong to a volcanic arc tectonic setting type (Nicolae, 1995); ophiolites of volcanic arc type occur in Trascău Mountains in Rimetea Nappe and Bedeleu Nappe.

The spilitic series includes predominantly spilitized basalts- basaltic andesites associated in a volcano-sedimentary olistostroma formation (Feneş Formation); these belong to an ensialic marginal basin tectonic setting type and occur in the Feneş Nappe.

The tholeiitic series shows in some tectonic setting discrimination diagrams, that the majority of the analyses plot in a volcanic arc field, such as Ti - Zr diagram (Fig.1), TiO_2 - MnO - P_2O_5 diagram(Fig.2), and Ti/Cr - Ni diagram (according to Beccaluva et al.,1979), or in a MORB field, such as V - Ti/1000 diagram (according to Shervais, 1982) and Ti - Cr diagram (Fig.3).

Most of the calc-alkaline series analyses plot in volcanic arc fields in all diagrams.

The spilitic series rocks show in some diagrams affinities with volcanic arc environments. Similar occurrences of (± ensialic) marginal basin were explained by the influence of "hydrous fluids derived from the subduction zone which may enter the sourse region"

Institutul Geologic al României

magmelor " de acest tip (Saunders et al., 1980). Aceste cadre geotectonice au fost denumite "supra subduction zone (SSZ)" (Pearce et al.,1984).

LREE şi rapoartele LREE/HREE arată cele mai mici conţinuturi respectiv valori pentru rocile seriei tholeiitice şi cele mai mari pentru rocile seriei calco-alcaline.

Diagramele normalizate REE/Chondrite furnizează informaţii însemnate despre petrogeneza ofiolitelor şi date suplimentare care confirmă modelul lor genetic.

Valorile medii pentru elementele radioactive (U, Th) sunt mai scăzute în seria tholeiitică şi în seria spilitică şi mai ridicate în seria calco-alcalină.

In rocile ofiolitice din Munţii Trascău se întâlnesc unele mineralizaţii fără importanţă economică care aparţin la două tipuri:

– tipul Cu–Pirită, înrudit cu tipul Cyprus (subtipul Gjervik, sensul Pearce şi Gale, 1977) la Pietroasa (Pr. Porcului) (Vlad, în Lupu et al., 1982), şi

– tipul Pb–Zn–Cu±Au (tipul Kuroko) la Podeni, similar cu mineralizaţiile de la Vorţa-Dl. Mare (Udubaşa, 1978).

Aceste noi date geochimice sunt în acord cu modelul genetic al ofiolitelor (Nicolae et al., 1992; Nicolae, 1995). Astfel, crusta oceanică generată în riftul Transilvanian s-a subdus sub marginea continentală activă a Munţilor Apuseni, conducând la formarea unui arc vulcanic (ale cărui produse aparţin seriei tholeiitice şi seriei calco-alcaline); în spatele acestui arc se formează un bazin ensialic ale cărui ofiolite aparţin seriei spilitice. Iniţial magmele au fost generate în urma topirii parţiale a mantalei superioare de deasupra plăcii subduse, în acest fel formându-se produsele seriei tholeiitice, după care prin topirea parţială a plăcii subduse însăşi s-au format rocile seriei calco-alcaline.

După apariţia acestor ofiolite, a avut loc o mişcare de rotaţie în sensul acelor ceasornicului, care este responsabilă, cel puţin în parte, de dezmembrarea în diferite unităţi tectonice a Munţilor Apuseni de Sud.

(Saunders et al.,1980). These tectonic settings were designated as SSZ (supra subduction zone) ophiolites (Pearce et al., 1984).

REE show the lowest (for tholeiitic series) and the highest (for calc-alkaline series) contents of LREE and LREE / HREE ratios.

Chondrite-normalized patterns of the tholeiitic series, calco-alkaline series and spilitic series provide valuable information about their petrogenesis and additional data to confirm the ophiolite genetic model.

Mean values for radio-active elements (U, Th) are lower in tholeiitic series and spilite series and higher in calc-alkaline series.

In ophiolitic rocks of the Trascău Mts. there are some mineralizations without economic importance, which belong to two types:

- Cu - Py type, related to Cyprus mineralization (subtype Gjervik, sensu Pearce and Gale, 1977) at Pietroasa (Porcului Creek) (Vlad in Lupu et al.,1982) and,

- Pb - Zn - Cu ± Au (Kuroko type) at Podeni, similar with Vorţa-Dl. Mare mineralizations (Udubaşa, 1978).

These new geochemical data are in accordance with our ophiolite genetic model (Nicolae et al.,1992; Nicolae,1995). Thus, the oceanic crust of the Transylvanian rift was subducted beneath the active continental margin of the Apuseni Mts., leading to the formation of a volcanic arc (tholeiitic and calc-alkaline series) and, behind this arc, of an ensialic marginal basin (spilite series).

Initially magmas were generated through melting of the mantle above the downgoing plate, producing the tholeiitic series and through further melting of the subducted slab, calc-alkaline series were generated.

After the generation of these ophiolites, a clockwise rotation took place, which can be responsible, in part, of the breack up in different tectonic units of the South Apuseni Mts..

Institutul Geologic al României

References

Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. (1979) Geochemical discrimination between ocean- floor and island-arc tholeiites - application to some ophiolites. *Can. J. Earth. Sci.*, 16, p.1874-1882, Ottawa.

Lupu, M. et al. (1982) Report, Arch. IGR.

Mullen, E. D. (1983) MnO - TiO_2 - P_2O_5 : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth. Planet. Sci. Lett..*, 62, p. 53-62, Amsterdam.

Nicolae, I. (1995) Tectonic Setting of the Ophiolites from the South Apuseni Mountains : Magmatic Arc and Marginal Basin. *Rom. J. Tect. & Reg.,Geol.* , 76, p.29-41, Bucureşti.

– , **Soroiu, M., Bonhomme, M. G. (1992)** Ages K - Ar de quelques ophiolites des Monts Apuseni du Sud et leur signification géologique (Roumanie) *Géologie Alpine*, 68, p. 77-83, Grenoble.

Pearce, J.A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 42-67, Amsterdam.

– **(1982)** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Andesites, Chichester, Wiley, p. 525-548, London.

– , **Gale, G.H. (1977)** Identification of Ore Deposition Environment from Trace Element Geochemistry of Associated Igneous Host Rocks.The Geol. Soc. of London Proc. Joint Meet. Volc. Stud. Group of the G.L.F. and I.M.M., 21-22 Jan. 1976, London.

– , **J.A., Lippard, S.J., Roberts, S. (1984)** Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In Kekelaar B.P. & Howells M.F.(Ed.) Marginal Basin. *Geology, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 16, p. 17-94.

Saunders, A.D., Tarney, J., Marsh, N.G., Wood, D.A. (1980) Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach. In: Panayiotou (Ed.) Proc. int. Ophiolite Conf. Nicosia, Cyprus, p. 193-204.

Shervais, J.W. (1982) Ti - V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 59, p.101-118, Amsterdam.

Udubaşa, G. et al. (1978) Report, Arch. IGR.

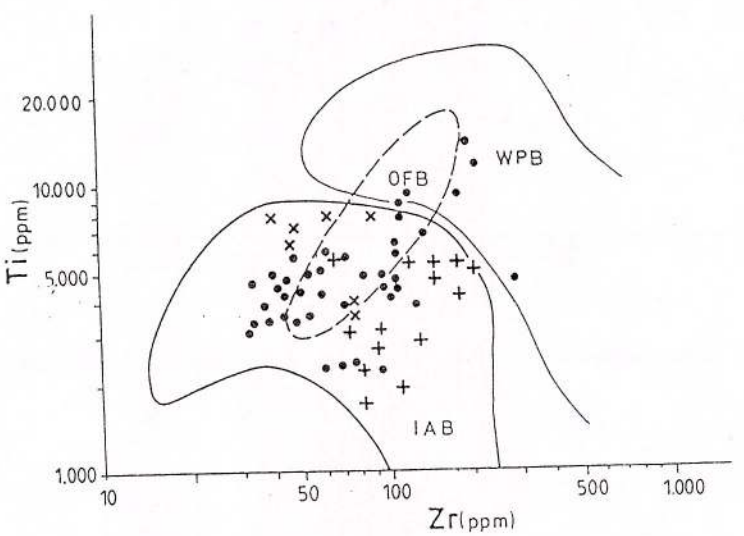


Fig.1 Ti - Zr diagram (according to Pearce, 1982). OFB- ocean floor basalts; IAB- island arc basalts; WPB- within plate basalts. (X) – Tholeiites series; (+) – Calc-alkali series; (·) - Spilite series; the same and in figs. 2 and 3.

Institutul Geologic al României

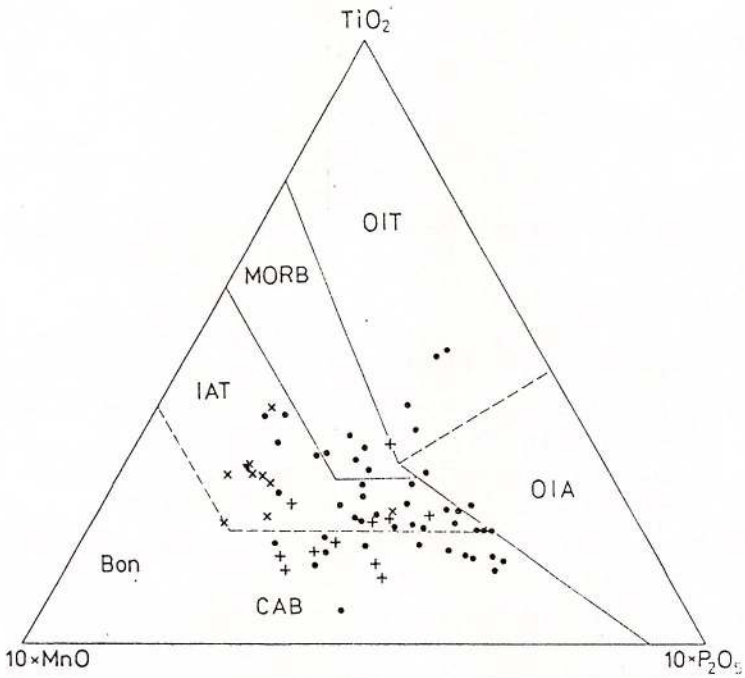


Fig. 2 TiO_2 - MnOx10 - P_2O_5x10 diagram (according to Mullen, 1983). MORB - mid ocean ridge basalts; OIT - ocean island tholeiites; OIA - ocean island alkali basalts; IAT - island arc tholeiites; CAB - calc-alkali basalts; Bon.- Boninites. (X) - Tholeiites series; (+) - Calc-alkali series; (·) - Spilite series; the same and in figs.2 and 3.

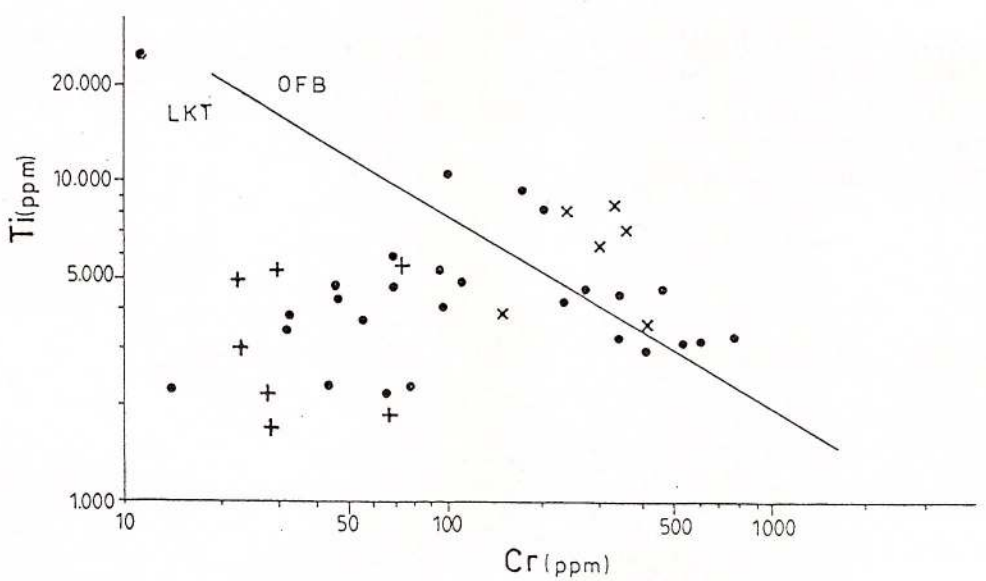


Fig.3 Ti - Cr diagram (according to Pearce, 1975) OFB - ocean floor basalts; LKT - low potassium tholeites.

Institutul Geologic al României

GEOCHIMIA VULCANITELOR NEOGENE DIN MUNŢII APUSENI DE SUD
GEOCHIMISTRY OF THE NEOGENE VOLCANICS IN THE SOUTH APUSENI MOUNTAINS

E. ROŞU, A. ŞTEFAN, P. ANDĂR, S. IAMANDEI, E. IAMANDEI, M. STOIAN, G. GRABARI, I. TIEPAC, V. ALEXE, C. UDRESCU

Aria de distribuţie a vulcanitelor neogene în Munţii Apuseni de Sud constitue un ansamblu geostructural complex, în cadrul căruia s-au format şi au evoluat, cu întreruperi, bazine intramontane terţiare. In aceste bazine, şi uneori în zone apropiate, din Badenianul inferior (Langhian) până în Pliocen-Cuaternar se recunosc trei momente de activitate vulcanică, produsele respective prezentând variaţii cantitative importante şi particularităţi petrografice-geochimice distincte.

Primele produse magmatice de vârstă langhiană, paralelizabile cu tuful de Dej, sunt reprezentate prin tufuri sudate riodacitice, cu răspândiri foarte reduse (Hărţăgani, Minişul de Sus).

Activitatea vulcanică care a generat marea masă de produse andezitice s-a desfăşurat în intervalul Kossovian-Sarmaţian, cu extindere în unele zone până în Pannonian; în cadrul acesteia au fost surprinse două tendinţe de evoluţie: prima, şi cea mai importantă, calcoalcalină, dezvoltată în toate zonele, urmată de a doua, cu tendinţe alcaline şi având o extindere limitată. In Dl. Zâmbriţa (Hărţăgani) şi Pârâul lui Toader (Săcărâmb).

Produsele vulcanice cele mai noi, Pliocen-Cuaternar, au caracter alcalin (trahiandezite) şi apar numai în Dl. Uroi.

Activitatea vulcanică care a generat marea masă de produse calcoalcaline, preponderent andezitice, a debutat în zonele Hărţăgani-Brad şi Zlatna, în Kossovian, la nivelul formaţiunii vulcano-sedimentare, prin andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit; concomitent cu acestea, s-a format, probabil, o formaţiune vulcano-sedimentară şi la Roşia Montană, care ulterior a fost puternic implicată în procesele de formare a brecciilor de explozie şi intrusive afiliate riodacitelor (Roşia Montană) şi dacitelor (Bucium). În Zarand, formaţiunea vulcano-sedimentară începe în Kossovian (probabil ceva mai târziu decât în zonele menţionate), prin andezite cu hornblendă verde şi piroxeni. La Hărţăgani, Brad şi Zlatna andezitele cu hornblendă verde şi biotit ± piroxeni străbat sau se dispun peste formaţiunea vulcano-sedimentară de vârstă kossoviană; astfel de roci apar şi la Săcărâmb, Deva, Roşia Poieni, Bucium şi Baia de Arieş, dar lipsesc în

The spreading area of the Neogene volcanics in the South Apuseni Mts represents a complex geostructural system within which Tertiary itermontane basins formed and developed. In these basins, and in places in nearby zones, from the Lower Badenian (Langhian) to the Pliocene-Quaternary, three moments of volvanic activity are known, whose products present significant quantitative variations and distinct petrographic-geochemical particularities.

The Langhian magmatic products, comparable to the Dej Tuff, are represented by rhyodacitic welded tuffs spread on a reduced area (Hărţăgani, Minişul de Sus).

The volcanic activity that generated most of the andesitic products developed during the Kossovian-Sarmatian time span, in some areas extending up to the Pannonian; within it two evolution trends have been observed: the first and the most important one is calc-alkaline and occurs in all areas; the second, alkaline one has a restricted development, in the Zâmbriţa Hill (Hărţăgani) and Pârâul lui Toader (Săcărâmb).

The most recent volcanic products, Pliocene-Quaternary in age, display an alkaline character (trachyandesites) and occur only in the Uroi Hill.

The volcanic activity that generated most of the calc-alkaline, mainly andesitic products started, in the Hărţăgani-Brad and Zlatna areas, with hornblende+ biotite quartz andesites in the Kossovian; it is probable that concomitantly with it a volcano-sedimentary formation formed at Roşia Montană that was subsequently involved in the formation processes of the explosion and intrusive breccias related to rhyodacites (Roşia Montană) and dacites (Bucium). In Zarand the volcano-sedimentary formation starts with green hornblende+ pyroxene andesites in the Kossovian (probably a litlle later than in the above- mentioned zones). At Hărţăgani, Brad and Zlatna the green hornblende + biotite ± pyroxene intrude or overlie the Kossovian volcano-sedimentary formation; thus, such rocks occur at Săcărâmb, Deva, Roşia Poieni, Bucium and Baia de Arieş but they are missing in Zarand. The magma that yielded the Cetraş-type andesites in the Hărţăgani zone developed independently and during a longer time

Institutul Geologic al României

Zarand. Magma care a generat andezitele de tip Cetraş din zona Hărţăgani a evoluat independent şi un timp mai îndelungat, probabil până în Sarmaţianul superior-Pannonian. Andezitele cu amfiboli sau cu amfiboli şi piroxeni (de tip Barza) au o largă răspândire în zonele Brad, Bolcana-Hondol, Zlatna, Bucium şi Zarand, formând uneori corpuri subvulcanice. Andezitele piroxenice apar la sud de Caraciu şi sunt foarte larg dezvoltate în Zarand. Andezitele cu hornblendă brună şi piroxeni ± biotit (adesea în facies megaporfiric) apar în majoritatea zonelor şi uneori încheie vulcanismul calcoalcalin andezitic; vârsta acestora este sarmaţian superioară - pannoniană în partea de vest şi centrală a Munţilor Apuseni de Sud şi pannoniană la Roşia Montană şi Baia de Arieş. Andezitele bazaltice de la Detunata (Bucium), de vârstă pannoniană (7,3 m.a.) constituie ultima manifestare vulcanică în această regiune.

Vulcanitele cu tendinţe alcaline de vârstă pannonian inferioră sunt reprezentate prin andezite cu amfiboli şi biotit (latite) în Dl. Zâmbriţa şi andezite-microdiorite cu piroxeni şi amfiboli (shoshonite) în Pârâul lui Toader. Ele încheie activitatea vulcanică în zona Hărţăgani-Săcărâmb.

Datele geochimice reflectă caracterul calcoalcalin al produselor preponderent andezitice şi confirmă evoluţia de la caractere acide, prin intermediare, spre bazice, cu intervale de variaţii ale conţinuturilor medii în SiO_2 în general reduse. Conţinuturile relativ ridicate în Al_2O_3, Rb, Sr, Ba, Zr, REE, precum şi alte date geochimice, pledează pentru evoluţia acestor andezite în cadrul unei zone de arc vulcanic continental-margine continentală. Procesele de generare ale magmelor calcoalcaline ar putea fi asociate unor fracturi profunde transcrustale, care au controlat probabil şi formarea bazinelor intramontane miocene. Adâncimile până la care s-au extins aceste fracturi au fost probabil suficient de mari pentru a declanşa în mantaua superioară, afectată de procese metasomatice, topiri parţiale prin scăderea relativ bruscă a presiunii. Ulterior, topiturile formate s-au deplasat ascensional şi apoi au evoluat în rezervoare magmatice intermediare. Distribuţia spaţială şi succesiunea produselor vulcanice sugerează existenţa unei stratificări în aceste camere intermediare, în partea superioară fiind localizate topiturile mai uşoare şi mai hidratate. Procesele de cristalizare fracţionată au fost complexe, controlate de compoziţia topiturilor şi variaţia condiţiilor fizico-chimice (P, T, etc.) şi s-au desfăşurat cvasisimultan cu procese de mixing prin realimentări periodice cu cantităţi mici de magme primare. Procesele respective s-au desfăşurat, probabil, în prezenţa unor curenţi de convecţie puternici, care au împiedicat separarea gravitaţională a fenocristalelor, în special a plagioclazului, date în acord cu slaba diferenţiere a REE

span, probably till the Upper Sarmatian-Pannonian. The amphibole or amphibole + pyroxene andesites (Barza type) are widely spread in the Brad, Bolcana-Hondol, Zlatna, Bucium and Zarand, in places forming subvolcanic bodies. Pyroxene andesites occur south of Caraciu and are widely spread in Zarand. Brown hornblende + pyroxene ± biotite andesites (often in megaporphyritic facies) are found in most of the areas and they sometimes end the andesitic calc-alkaline volcanism; they are Upper Sarmatian-Pannonian in age in the western and central part of the South Apuseni

Mountains and Pannonian in age at Roşia Montană and Baia de Arieş. Basaltic andesites at Detunata (Bucium), Pannonian in age (7.3 M.a.), represent the last volcanic manifestation in this area.

The Lower Pannonian volcanics with alkaline trend are represented by amphibole + biotite andesites (latites) in the Zâmbriţa Hill and by andesites and pyroxene + amphibole microdiorites (shoshonites) in Pârâul lui Toader. They end the volcanic activity in the Hărţăgani-Săcărâmb zone.

The geochemical data point out the calc-alkaline character of the mostly andesitic products and assert the evolution from acid, throungh intermediary, to basic characters with variation ranges of the SiO_2 average contents, generally reduced. The relatively high contents in Al_2O_3, Rb, Sr, Zr, REE, as well as other geochemical data are in favour of the volcanic evolution of these andesites within a continental volcanic arc-continental margin type. The calc-alkaline magmas generation processes could be related to transcrustal deep-seated fractures that probably controlled also the formation of Miocene intermontane basins. The depths up to which these fractures extended were probably great enough to produce, in the upper mantle affected by metasomatic processes, partial melts by the relatively sudden decrease of pressure. Later on the melts shifted ascensionally and then developed in intermediary magmatic reservoirs. The spatial distribution and succession of the volcanic products suggest the existence of a bedding in these intermediary chambers, the lighter and more hydrated melts being located in the upper part. The fractional crystallization processes were complex, controlled by the melts composition and the variation of the physico-chemical (P, T, etc.) conditions, and they developed quasiconcomitantly with mixing processes by periodical re-feedings with small amounts of primary magmas. The respective processes probably developed under the influence of strong convection currents that made impossible the gravitational separation of the phenocrysts, especially of plagioclase, represented by the poor REE differentiation and absence of an obvious Eu negative anomaly. The evolution way of the melts that generated dacite-andesite calc-alkaline rocks imposed the generally

Institutul Geologic al României

şi absenţa unei pronunţate anomalii negative de Eu. Modul de evoluţie al topiturilor care au generat rocile calcoalcaline dacit-andezitice menţionate a impus în general păstrarea neschimbată a compoziţiei chimice în elemente majore, dar cu variaţii în ceea ce priveşte conţinuturile în elemente minore, atât la scară locală cât şi regională. Valorile raporturilor izotopice $^{86}Sr/^{87}Sr$ pentru majoritatea rocilor calcoalcaline sunt în general suficient de scăzute (<0,707), astfel că se poate admite drept sursă a lor mantaua superioară. Aceste valori nu se corelează cu compoziţia chimică la scară locală sau regională, aspectul respectiv sugerând că procesele de contaminare cu crustă la nivelele superioare, combinate cu cristalizarea fracţionată implicând plagioclazul, nu joacă un rol important în determinarea compoziţiei izotopice. Variaţiile valorilor raporturilor izotopice nu depind de grosimea crustei străbătute, ci reflectă probabil procese de contaminare sau, mai degrabă, neomogenităţi în conţinuturile de Sr radiogen ale mantalei superioare afectată de procese metasomatice. Aceste procese au condus la o îmbogăţire în fluide şi concentrarea în cadrul lor a ionilor metalici care, ulterior, în diferite momente de evoluţie a vulcanismului calcoalcalin, au determinat numeroase şi variate tipuri de mineralizaţii.

Magmele care au generat andezitele cu tendinţe alcaline şi andezitele bazaltice (reprezentând ultimele produse magmatice în sectoarele respective) au avut drept sursă tot mantaua superioară metasomatizată, dar care a suferit procese de topiri parţiale mult mai scăzute. Aceste magme au avut o evoluţie diferită, bine evidenţiată de caracterele geochimice ale rocilor menţionate.

unchanged chemical composition in the major elements, but with variations as regards the contents in minor elements both on a local and regional scale. The values of the $^{86}Sr/^{87}Sr$ isotopic ratios for most of the calc-alkaline rocks are generally low enough (<0.707) so that upper mantle can be admitted as their source. These values are not correlated with the chemical composition on a local or regional scale, this suggesting that the crust contamination processes at the upper levels, beside the fractional crystallisation involving plagioclase, does not play an important part in the determination of the isotopic composition. The variations of the values of the isotopic ratios do not depend on the thickness of the intruded crust, but they probably indicate the contamination processes or rather nonhomogeneities as regards the radiogene Sr contents of the upper mantle affected by metasomatic processes. These processes led to an enrichment in fluids and the concentration within them of the metallic ions that later on, in different moments of the calc-alkaline volcanism evolution determined numerous and varied mineralization types.

The magmas that generated the andesites with alkaline trends and the basaltic andesites (representing the last magmatic products in the respective areas) originated in the metasomatized upper mantle, which underwent much lower partial melting processes. These magmas had a different evolution, well marked by the geochemical features of the mentioned rocks.

Institutul Geologic al României

ANALIZA STRUCTURALĂ–METALOGENICĂ A REGIUNII VULCANICE NEOGENE OAŞ-GUTÂI-ŢIBLEŞ, CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA MASIVULUI GUTÂI

L'ANALYSE STRUCTURAL-MÉTALLOGENIQUE DE LA RÉGION VOLCANIQUE NÉOGÈNE D'OAŞ-GUTÂI-ŢIBLEŞ (APERÇU SPECIAL SUR LE MASSIF GUTÂI)

M. Borcoş[1]., J. Andrei[1], R. Crahmaliuc[1], B. Găbudeanu[1], C. Stanciu[1], A. Crahmaliuc[1], V. Milu[1], E. Iamandei[1], S. Iamandei[1], A. Georgescu[1], E. Szabo[1], C. Andrei[1], D. Rădulescu[2], I. Măldărescu[2], C. Calotă[2], D. Ion[2], J.P. Milesi[3], E. Marcoux[3], P. Piantone[3], A. Genna[3], P. Nehlig[3]

Interpretarea corelată a datelor geologice şi geofizice realizată în cadrul unui program de cercetare la care au colaborat specialişti din partea Universităţii Bucureşti şi BRGM Orleans a permis schematizarea cadrului geotectonic al zonei Oaş-Gutâi cu evidenţierea principalelor elemente de control şi mod de evoluţie a proceselor magmatice şi metalogenetice. Au fost utilizate în acest scop, pe lângă rezultatele activităţii prestate în cadrul programului, toate informaţiile semnificative consemnate în rapoarte şi publicaţii.

Subasmentul preneogen al regiunii, ca şi zonele învecinate spre nord (zona transcarpatică) şi spre vest şi vest - sud-vest (partea nord-estică a bazinului panonic) a fost compartimentat în grabene şi horsturi de un sistem sublatitudinal de fracturi, dintre care cea mai importantă, cu caracter transcrustal, este fractura Cârlibaba-Carei (Dragoş Vodă), care poate fi urmărită în extindere spre sud-vest, probabil cu acelaşi rol magmatic activ şi în subasmentul bazinului pannonic, pe linia Mecsekalya (Fig.1) (Gavăţ et al, 1963; Naumenko, 1971; Rădulescu, Săndulescu, 1973; Borcoş et al, 1984; Săndulescu, 1984; Brezsyansky, 1989; Tari et al, 1991; Rădulescu et al, 1993; Vlad, Borcoş, 1994). Imaginea structurală primară a fost modificată atît prin instalarea unor corpuri plutonice, mai ales în arealul compartimentelor ridicate, îngropate la adîncimi variabile între 2000-4000 m şi grosimi cuprinse între 3-12 km (Fig. 2), cît şi prin reactivarea senestră a sistemului iniţial de fracturi şi pe alte direcţii predominant orientate nord-est şi nord-vest, preferenţial şi selectiv însoţite de episoade specifice, uneori recurente, ale activităţii vulcanice şi metalogenetice, care pot fi cuprinse într-o succesiune cronologică suficient de bine precizată (Andrei et al, 1970; Borcoş, Lang,1973;

L'interprétation des données géologiques et géophysiques realisée dans le cadre d'un programme de recherche auquel ont collaboré des spécialistes de l'Université de Bucarest et du BRGM-Orléans a permis la présentation schématique du cadre géotectonique de la zone d'Oas-Gutâi, avec les principaux éléments structuraux ayant contrôlé l'évolution des processus magmatiques et métallogeniques. Outre les résultats de l'activité déployée dans le cadre de ce programme, on a utilisé en plus toutes les informations significatives contenues en rapports et publications.

Le soubassement pré-néogène de la région, de même que les zones voisines vers le Nord (la zone transcarpatique) et vers l'Ouest et l'Ouest - Sud-Ouest (la partie nord-orientale du bassin pannonien), a été compartimenté en grabbens et horsts par un système sous-latitudinal de fractures, dont la plus importante, à caractère transcrustal, c'est la fracture de Cârlibaba-Carei (Dragoş Vodă), qu'on peut poursuivre en extension vers le SW, probablement avec le même rôle magmatique actif dans le soubassement du bassin pannonique aussi, sur la ligne Mecs-Mecskalya (fig.1) (Gavăt et al, 1963; Naumenko, 1971; Rădulescu, Săndulescu, 1973; Borcoş et al, 1984; Săndulescu, 1984; Brezsyansky, 1989; Tari et al, 199l; Rădulescu et al, 1993; Vlad, Borcoş, 1994). L'image structurale primaire a été déformée autant par l'installation des corps plutoniques, surtout dans l'aréal des compartiments éléves, enfouis à des profondeurs variables (entre 2000–4000 m) et à épaisseurs variant entre 3–12 km (fig.2), ainsi que par la réactivation senestre du système initial de fractures sur d'autres directions aussi, orientées de préférence N-E et N-W, accompagnées de manière préférentielle et sélective par des épisodes spécifiques, parfois récurrents, de l'activité volcanique et metallo-

[1] IGR
[2] Universitatea Bucureşti
[3] BRGM Orléans

Institutul Geologic al României

Borcoş et al,1973; Andrei et al, 1994; Vlad, Borcoş, 1994). Folosind modelarea magnetică tridimensională pentru plutonul Livada (Crahmaliuc, Crahmaliuc, 1994 a) şi profile de modelare magnetică bidimensionale pentru zona mediană a plutonului Gutâi (Andrei et al, 1994; Crahmaliuc, Crahmaliuc 1994 b); datele existente, care se găsesc într-un stadiu mai avansat de prelucrare, sînt transpuse în secţiuni geologice schematizate (Fig. 3) şi sugerează dependenţe genetice evidente între culminaţiile plutonului Gutâi şi localizarea centrelor de maximă activitate vulcanică şi metalogenetică (Fig. 1, 2, 3) (Crahmaliuc, 1994), intuite dealtfel anterior pe baza datelor geologice şi geofizice primare.

Individualizarea spaţio-temporală a principalelor aliniamente metalogenetice, care se suprapun concordant pe segmente tectono-vulcanice neogene şi /sau segmente rupturale pre-neogene reactivate poate fi raportată modului şi sensului de derulare a proceselor magmatice raportate la scară regională (Fig.4) (Vo, V1, V_2, V_3), context care ar condiţiona şi o etapizare a evenimentelor metalogenetice (Mo, M_1, M_2, M_3, M_4) (Fig. 4) (Borcoş et al., 1973; Rădulescu et al, 1987). Observaţiile bazate în special pe relaţiile directe determinate între diversele tipuri de vulcanite reprezentative şi formaţiunile sedimentare, pe prezenţa şi semnificaţia nivelelor vulcano-sedimentare, ca şi pe aspectele genetice şi paragenetice particulare atribuite unităţilor genetice delimitate (districtele metalogenetice: Ilba, Nistru - M_1; Săsar-Valea Roşie - M_2; Dealul Crucii-Băiuţ - M_3) pledează în continuare pentru o asemenea schemă crono-litostratigrafică. Totuşi , valabilitatea acesteia este pusă în discuţie mai ales în ceea ce priveşte vârsta evenimentelor metalogenetice prin neconcordanţele semnalate între observaţiile geologice şi rezultatele analizelor radiometrice efectuate. Alternativa bazată pe aceste date raportează întreaga activitate metalogenetică doar la două momente principale, în Pannonian, dispuse pe un interval de cca. 3,7 mil.ani (Kovacs et al, 1994). Rezultatele analizelor K/Ar şi $^{38}Ar/^{40}Ar$ pe roci şi minereuri în curs de execuţie în laboratoarele BRGM, luînd în considerare şi informaţiile menţionate, vor contribui la globalizarea episodicităţii proceselor hidrotermale (cu 2 sau mai multe faze sau secvenţe), al cărei sens de migrare la scară regională de la V spre E pare să fie suficient de bine precizat (Borcoş et al , 1973). Noi observaţii de teren consemnează, cu mai multă acurateţe, în cuprinsul formaţiunii vulcano-sedimentare badeniene (zona de confluenţă v.Ilba-v.Colbului) prezenţa unui nivel gros de pînă la 1.5m în care se identifică fragmente frecvent rulate de andezite (F 2-15 cm) hidrotermalizate şi /sau piritizate, însoţite uneori de sulfuri polimetalice. Acestea au fost raportate în schema propusă momentelor Vo şi Mo (Fig.4).

genique, qu'on peut ranger dans une succession chronologique assez bien précisée (Andrei et al, 1970; Borcoş, Lang, 1973; Borcoş et al, 1973; Andrei et al, 1994; Vlad, Borcoş, 1994). A l'aide de la modélisation magnétique en 3D pour le pluton Livada (Crahmaliuc, Crahmaliuc, 1994 a) et des sections de modélisation en 2D pour la zone médiane du pluton de Gutâi (Andrei et al, 1994; Crahmaliuc, Crahmaliuc 1994 b), les données actuelles - se trouvant dans un stade avancé de traitement - sont transposées dans des sections géologiques schématisées (fig.3) et suggèrent des dépendances génétiques évidentes entre les culminations du pluton Gutâi et la localisation des centres d'activité volcanique

et métallogenique maximale (fig. 1, 2, 3) (Crahmaliuc, 1994); pareilles relations ont été d'ailleurs supposées auparavant, à partir des données géologiques et géophysiques primaires.

Dans l'ensemble de la région on peut rapporter les principaux alignements métallogeniques se superposant en concordance sur des segments tectono-volcaniques néogènes et/ou segments rupturaux pré-néogènes réactivés à la manière et au sens de déroulement des processus magmatiques (fig.4) (V_o, V_1, V_2, V_3), contexte susceptible de conditionner également une épisodicité des événements métallogeniques (M_o, M_1, M_2, M_3, M_4) (fig.4) (Borcoş et al, 1974; Rădulescu et al, 1987). Des observations fondées spécialement sur les relations directes déterminées entre les divers types de volcanites représentatives et les formations sédimentaires, sur la présence et la signification des divers niveaux volcano-sédimentaires, ainsi que sur les aspects génétiques et paragénétiques particuliers attribués aux unités génétiques délimitées (districts métallogeniques: Ilba, Nistru - M_1, Săsar-Valea Roşie - M_2; Dealul Crucii-Baiut - M_3) plaident toujours à la faveur d'un tel schema chronolithostratigraphique. La valabilité de celui-ci est pourtant discutable, surtout en ce qui concerne l'âge des événements métallogéniques par les non-concordances signalées entre les observations géologiques et les résultats des analyses radiométriques effectuees. L'alternative avancée sur ces donnees met en rapport toute l'activité métallogénique seulement à deux moments principaux, au Pannonien, disposés sur un intervalle d'environ 3,8 M.A. (Kovacs et al., 1994). Les résultats des analyses K/Ar et $^{38}Ar/^{40}Ar$ sur des roches et minerais en train d'exécution dans les laboratoires du BRGM, tout en considérant les informations mentionnées aussi, vont contribuer à la globalisation de l'épisodicité des processus hydrothermaux (avec deux ou plusieurs phases ou séquences), dont le sens de migration à l'echelle regionale depuis l'Ouest vers l'Est semble etre assez bien precisé (Borcoş et al., 1973).

Institutul Geologic al României

În arealul cu produse vulcanice corespunzătoare dacitelor de Ulmoasa şi andezitelor cuarţifere tip Picuiatu, dependentă de o calderă încă insuficient de bine precizată, acestea sunt penecontemporane ($V_2b = V_2c$). Urmează să se revizuiască relaţiile existente şi între celelalte tipuri de produse încadrate la V_2b şi V_2c în vederea determinării cronologiei activităţii în limitele acestui nterval.

Prelucrarea statistică a tipurilor reprezentative de vulcanite grupate pe etape de evoluţie (V_1, V_2, V_3), în acord şi cu distribuţia lor spaţială (utilizînd doar datele publicate -Borcoş et al.,1973,1979; Lang, 1976), prin: distribuţii statistice, conţinuturi în principalii oxizi, raporturi caracteristice, pledează pentru doua varietăţi de magme. Produsele pot fi astfel raportate unor magme de tip crustă oceanică, care corespund vulcanitelor V_2 şi V_3, ca şi unor magme de tip crustă continentală, corespunzînd vulcanitelor V_1. Ultimele date, analize efectuate de BRGM pe probe recent recoltate, evidenţiază magme cu afinităţi tholeitice, generate pe mai multe linii de diferenţiere (Th/La şi La/Nb). Spectrul elementelor majore şi minore determinate este comparabil cu cel al magmelor formate în zone de subductie actuală. Variabilitatea geochimică sesizată ar putea fi explicată prin heterogenitatea surselor (între un pol tip "kersantit" şi altul tip "thoIeit continental"), cu efect de amestec şi de contaminare. Se poate presupune originea magmelor prin consumul unei plăci subduse (pol lamprofiric) cu contaminarea variabilă a acestora la nivelul mantalei litosferice subcontinentale (pol tholeitic).

Procesele de alterare hidrotermală se asociază fazelor metalogenetice menţionate, generînd în comun cu acestea , în secvenţe precursoare sau parţial concomitent ample succesiuni cogenetice. Dispoziţia zonală a produselor urmăreşte în general conturul căilor de acces a soluţiilor şi/sau a corpurilor de minereu, cu largi variaţii de la intervale monozonale la cele polizonale relativ comparabile pentru M_1, M_2, M_3. În majoritatea cazurilor, fondul petrografic iniţial este de natură propilitică. Seria completă a tipurilor de alterare, constituită din roci: cloritice (Cl), adularice (Ad±silice), carbonatice (Cb), sericitice (Sr), argilice (Ar), silicice (Si) este mult mai bine exprimată în episodul asociat lui M_1. n episodul M_1, dar mai ales în episodul M_2 a existat un aport masiv de potasiu, materializat printr-o hidrometasomatoză de tip adularic (M_1 = Ad, Ar >Cl, Sr; M_2 = Ad +Si > Ar, Sr, Cl); în timpul formării produselor din M_3, aportul de potasiu este mult mai scăzut (M_3 =Ar, Sr > Cl, Ad) (Stanciu,1973). Bilanţul geochimic determinat pe tipuri de roci hidrotermalizate reflectă pentru principalii oxizi şi elemente metalice (Pb, Zn, Cu, Ag) aspecte calitative şi cantitative posibil de corelat şi cu capacitatea de metalizare a corpurilor de minereu

De nouvelles observations en terrain ont indiqué, avec plus d'exactitude, au sein de la formation volcano-sédimentaire badenienne (zone du confluent des vallées Ilba et Colbului) la présence d 'un niveau épais de jusqu'à 1,5 m, dans lequel on peut mettre en évidence des fragments souvent roulés d'andesités (V 2–15 cm) hydrothermalisés et/ou pyritisés, accompagnés parfois de sulfures polymétalliques. Ceux-ci ont été rapportés dans le schéma proposé aux moments V_o et M_o (fig.4).

Dans l'aréal à produits volcaniques correspondant aux dacites d'Ulmoasa et aux andésites quartziféres type Piscuiatu, dépendant d'une caldére pas encore assez bien contourée, celles-ci sont péné-contemporaines ($V_{2b} = B_{2c}$). Il reste à réviser les relations qui existent également entre les autres types de produits encadrés à V_{2b} et V_{2c}, afin de déterminer la chronologie de l'activité entre les limites de cet intervalle.

Le traitement statistique des types répresentatifs de volcanites groupés par étapes d'évolution (V_1, V_2, V_3), en accord aussi avec leur distribution spatiale (en utilisant seules les données publiees - Borcoş et al., 1973, 1979; Lang, 1976) par: distributions statistiques, teneurs en principaux oxydes; rapports caractéristiques, plaide pour deux variétés de magmas. On peut, de la sorte, rapporter les produits à des magmas de type croûte océanique, correspondant aux volcanites V_2 et V_3, ainsi qu'à des magmas de type croûte continentalle, correspondant aux volcanites V_1. Les dernières données des analyses effectuées par BRGM sur des échantillons récemment récoltés mettent en évidence des magmas aux affinités tholéitiques, engendrés sur plusieurs lignes de différenciation (Th/La et La/Nb). Le spectre des éléments majeurs et mineurs déterminés est comparable avec celui des magmas formés dans des zones de subduction actuelle. On peut expliquer la variabilité géochimique saisie par la hétérogénéité des sources (entre un pôle du type "kersantite" et un autre du type "thóleite continental"), à l'effet de mélange et de contamination. On peut supposer l'origine des magmas par la consommation d'une plaque engloutie (pole lamprophyrique) avec la contamination variable de ceux-ci au niveau du manteau lithosphérique subcontinental (pôle tholeitique).

Les processus d'altération hydrothermale s'associent aux phases métallogéniques mentionnées, en engendrant en association avec celles-ci, au cours des séquences antérieures ou partiellement simultanées avec d'amples successions cogénétiques. La disposition zonaire des produits épouse en général le contour des voies d'accés des solutions et/ou des corps de minerai, avec de larges variations depuis d'intervalles monozonaux à ceux polyzonaux, relativement comparables pour M_1, M_2, M_3. Dans la majeure partie des cas, le fond pétrographique initial est de nature propylitique.

Institutul Geologic al României

asociate.

Investigaţiile recente detaliate de teren şi laborator efectuate în principalele zăcăminte din zona metalogenetică Gutâi, luînd în considerare şi rezultatele activităţilor anterioare au condus la identificarea unor repere de corelare gitologică, în relaţie cu evoluţia procesului magmatic şi cinematica activităţii vulcanice (Fig.5). Concluziile pertinente sînt însă în continuare condiţionate de precizarea unor aspecte în curs de soluţionare, cum ar fi: cronologia la scară regională a evenimentelor intrusive şi extrusive (pluton-vulcanite în relaţie şi cu evenimentele metalogenetice); semnificaţia datelor de paleomagnetism, în prezent în fază de abordare; sursa metalelor, condiţiile şi mecanismele de transport şi concentrare, determinarea duratei şi vitezei de propagare a sistemelor hidrotermale, care sa permită elaborarea unui model genetic global de evoluţie.

Plutonul Gutâi, local doar prin culminaţiile sale, traversează formaţiunile sedimentare paleogene; în ansamblu acesta a generat procese intense de contact termic (corneene rubanate tip Herja şi Cavnic), care par să nu fi afectat şi formaţiunile sedimentare neogene. Asemenea observaţii, ca şi omogenitatea morfologică şi compoziţională presupusă, sugerează existenţa unui important episod magmatic la nivelul instalării plutonului, posibil de plasat între V_1 şi V_2, poate chiar ante-V_1. Intr-o asemenea ipoteză, urmează să se verifice dacă manifestările vulcanice ulterioare (V_2 - V_3) derivă doar din acest pluton sau dacă alimentarea se face exclusiv sau şi din zone mai profunde prin sisteme de fracturi care permeabilizează plutonul şi sparg carapacea rigidă cornificată a acestuia.

Valorile determinate pentru izotopii plumbului în laboratoarele BRGM ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,78 ÷ 18,88) pentru M_2 şi M_3 indică o sursă comună a metalelor, identificabilă în magmatitele neogene (Marcoux et al, 1995). Analizele efectuate anterior pentru izotopii sulfului (pe 30 de probe nesatisfăcător purificate, care provin din mineralizaţii M_2 şi M_3 (Borcoş et al, 1994), indică un diapazon relativ mai restrîns de fracţionare pentru M_2 - zăcămintele Săsar - Valea Roşie ($\delta\ ^{34}S$ ‰ de la -5,2 la -0,3) şi mai extins pentru M_3 - zăcămintele Baia Sprie - Suior ($\delta\ ^{34}S$ ‰ de la -5,36 la 3,52). Rezultatele recent obţinute pe probe de maximă puritate, analizate în laboratoarele BRGM, indică pentru principalele secvenţe mineralogice din zăcămîntul Cavnic valori comparabile (d 34 S ‰ de la -5,2 la 0,3).

La scară regională şi pe plan local se constată că acumulările de minereu se localizează frecvent în sisteme de fracturi de distensiunie dispuse perpendicular pe aliniamente tectono-vulcanice cît şi în lungul unor segmente de fracturi preneogene reactivate, în legătură şi cu derularea unor procese freato-magmetice, care au avut un rol deosebit în amorsarea proceselor metalo-

La série complète des types d'altération faite de roches: chloritiques (Cl), adulariques (Ad±silice), carbonatiques (Cb), sériciticques (Sr), argiliques (Ar), siliciques (Si) est mieux saisisable dans l'épisode associe aux M−1. Au cours de cet épisode M_1, mais surtout dans l'épisode M_2 a existe un massif apport en potassium, matérialisé par une hydrométasomatose de type adularique (M_1 = Ar, Ar> Cl, Sr; M_2 = Ad+Si > Ar, Sr, Cl); pendant la formation des produits du M_3, l'apport en potassium est beaucoup moindre (M_3 = Ar, Sr > Cl, Ad) (Stanciu, 1973). Le bilan géochimique déterminé sur des types de roches hydrothermalisées reflète pour les principaux oxydes et éléments métalliques (Pb, Zn, Cu, Ag) des aspects qualitatifs et quantitatifs susceptibles d'être mis en correlation aussi avec la capacité de métallisation des corps de minerai associés.

Les récentes investigations de détail en terrain et au laboratoire, faites dans les principaux gisements de la zone métallogenique de Gutâi, tout en considérant également les résultats des activités antérieures, ont mené à la mise en évidence de certains repères de corrélation gîtologique, en relation avec l'évolution du processus magmatique et la cinématique de l'activité volcanique (fig.5). Mais, on peut toujours arriver a des conclusions pertinentes en précisant quelques aspects en train de solution, tels que: la chronologie à l'échelle régionale des événements intrusifs et extrusifs (pluton-volcanites en relation aussi avec les éléments métallogéniques); la signification des données de paléomagnétisme, à présent en train d'être entammer, la source des métaux, les conditions et les mécanismes de transport et concentration, la détermination de la durée et de la vitesse de propagation des systèmes hydrothermaux, à même de permettre l'élaboration d'un modèle génétique global d'évolution.

Le pluton de Gutâi traverse seulement sur le plan local, par ses culminations, les formations sédimentaires paléogènes; dans son ensemble, celui-ci a provoqué d'intenses processus de contact thermique (cornéennes rubanées type Herja et Cavnic), qui semblent ne pas avoir affecté les formations sédimentaires néogènes. Pareilles observations, ainsi que l'homogénéité morphologique et compositionnelle supposée, suggèrent l'existence d'un important épisode magmatique au niveau de l'installation du pluton, qu'on peut placer entre V_1 et V_2, peut-être même anté V_1. Dans une telle hypothèse, ce qui reste c'est de verifier si les mahifestations volcaniques ultérieures (V_2 - V_3) dérivent seulement de ce pluton ou si l'alimentation se fait exclusivement ou aussi des zones plus profondes, par des systèmes de fractures qui perméabilisent le pluton et crèvent la carapace rigide cornifiée de celui-ci.

Les valeurs déterminées pour les isotopes du plomb dans les laboratoires BRGM ($^{206}Pb/^{204}Pb$ =

Institutul Geologic al României

genetice şi în dinamica acestora, mult mai bine exprimate pentru M_3. Produse ale acestei activităţi pot constitui indicatori în decelarea temporală a succesiunilor metalo genetice (Fig.5)(Milesi et al., 1994).

Observaţiile mineralogice şi geochimice înregistrate susţin episodicitatea activităţii metalogenetice (Mo - M_4), cu o stadialitate a procesului mineralogenetic relativ asemănătoare sub aspect calitativ (6 stadii sau secvenţe: 1. st. cu pirită ± oxizi de fier; 2. secv.cupriferă; 3. secv.polimetalică 4. st.carbonatic 5. scv.cu sulfosăruri şi /sau aur; 6. st.steril - final), în cazul fazelor productive (M_1, M_2, M_3), dar cu diferenţe evidente sub aspect cantitativ de la o unitate genetică la alta (Borcoş et al., 1974, 1975, 1976; Borcoş, Vlad 1994). Se identifică astfel pentru M_1 omogenitatea moderată polimetalic- auriferă (Pb+Zn±Cu > Au+Ag), pentru M_2 tendinţa accentuată de predominanţă a mineralizaţiilor aurifere (sulfosăruri, cu concentraţii locale de Pb şi Zn (Au +Ag ≫Pb +Zn) şi pentru M_3 caracterul generalizat pregnant polimetalic, adesea cu individualizarea secvenţelor cuprifere şi plumbo-zincifere şi local cu concentraţii bogate în Au şi sulfosaruri (Pb+Zn+Cu > Au+Ag+Ss). Comportarea elementelor minore asociate analizate şi pe tipuri de concentrate de Pb, Pb+Zn, Cu, Py şi steril, ca şi variaţia conţinuturilor medii de Pb, Zn, Cu, Au, Ag calculate din valorile potenţialului total existent, susţin pînă la determinarea corectă a datelor radiometrice aceeaşi departajare în cadrul schemei temporale adoptate (Fig.4). Asemenea observaţii se regăsesc, pe de altă parte, şi în aspecte concordante privind intensitatea şi /sau amploarea procesului , înălţimea etajelor - coloanelor mineralizate şi tendinţa de distribuţie zonală a mineralizatiei, aspecte care se accentuează pregnant pe linia de migrare a proceselor de la vest spre est ($M_1 \rightarrow M_3$).

17,78 - 18,88) pour M_2 et M_3 indiquent une source commune des métaux, identifiable dans les magmatites néogènes (Marcoux et al., 1995). Les analyses effectuées auparavant pour les isotopes du S (sur 30 échantillons à degré de pureté insuffisant, provenant des minéralisations M_2 et M_3 (Borcoş et al., 1994) indiquent un diapason assez réduit de fractionnement pour M_2 - gisements Săsar-Valea Roşie (δ 34 S ‰ de 5,2 à 0,3) et plus large pour M_3 - gisements Baia Sprie-Şuior (δ^{34}S ‰ de 5,36 à 3,52). Les résultats récenemment acquis sur des échantillons de pureté maximale, analysés dans les laboratoires BRGM, indiquent pour les principales séquences minéralogiques du gisement Cavnic des valeurs comparables (δ 34S ‰ - 5,2 à 0,3).

A l'échelle régionale et sur le plan local on constate que les accumulations de minerai sont souvent localisées sur des systèmes de fractures de distension, disposés perpendiculairement sur des alignements tectono-volcaniques, ainsi que le long des segments de fractures pré-néogènes réactivées, ayant joué un rôle particulier dans l'amorçage des processus métallogeniques et dans leur dynamique, beaucoup mieux exprimés pour M_3. Les produits de cette activité sont de possibles indicateurs dans le décèlement temporel des successions métallogéniques (fig.4) (Milesi et al, 1994).

Les observations minéralogiques et géochimiques enregistrées viennent étayer l'épisodicité de l'activité métallogénique (M_o - M_4), avec une stadialité du processus minéralogénique assez semblable sous l'aspect qualitatif (6 stages ou séquences: 1. st.à pyrite + oxydes de fer; 2. séq. cuprifère; 3. séq. polymétallique; 4. st.carbonatique; 5. séq.à sulfosels et/ou or; 6. st.stérile-final), dans le cas des phases productives (M_1, M_2, M_3), mais avec des différences évidentes sous l'aspect quantitatif d'une unité génétique à l'autre (Borcoş et al., 1974, 1975, 1976; Borcoş, Vlad, 1994). On peut ainsi mettre en évidence pour M_1 l'homogénéité modérée polymétallique-aurifère (Pb+Zn±Cu > Au+Ag), pour M_2 la tendance accusée de prédominance des minéralisations aurifères±sulfosels, à concentrations locales de Pb et Zn (Au+Ag > Pb+Zn) et pour M_3 le caractère généralisé pregnant polymétallique, souvent avec l'individualisation des séquences cupriferes et plumbozincifères et localement à riches concentrations en Au et sulfosels (Pb+Zn+Cu > Au+Ag Ss). Le comportement des éléments mineurs associés analysés aussi par types de concentrés de Pb, Pb Zn, Cu, Py et stérile, ainsi que la variation des teneurs moyennes en Pb, Zn, Cu, Au, Ag calculées des valeurs du potentiel total existant, sont des arguments - jusqu'à la détermination correcte des données radiométriques - pour la méme

Institutul Geologic al României

distribution dans le cadre du schéma temporel adopté (fig.3). On retrouve, d'une autre part, les mémes observations, dans les aspects concordants concernant l'intensité et/ou l'ampleur du processus, la hauteur des étages - colonnes minéralisées et la tendance de distribution zonaire de la minéralisation, aspects qui vont en s'accentuant de manière frappante sur la ligne de migration des processus depuis l'Ouest vers l'Est (M_1 - M_3).

Bibliografie

ANDREI J., CIUCUR E., CRAHMALIUC R., CRAHMALIUC A., CALOTĂ C., IONESCU F., SCURTU F., BORCOŞ M. (1994) Imagini structurale şi metalogenice în zona eruptivă neogenă Baia Mare deduse din date geofizice; Comunicare prezentată la al XVII-lea Simpozion de Fizica Pământului şi Geofizică Aplicată, Bucureşti 24-26 niembrie 1994, în curs de publicare.

BORCOŞ M., LANG B., PELTZ S., STAN N. (1973) Volcanism néogene des Monts Gutâi. *Rev. Roum. Géol. Géogr, Géoph. ser. Géol.*, 17, Bucureşti.

BORCOŞ M., LANG B. (1973) Le control structural dans la metallogenese néogene des Monts Gutâi. *Rev. Roum. Géol. Géogr, Géoph. ser. Géol.*, 17, 1, Bucureşti;

BORCOŞ M., LANG B., GHEORGHIŢĂ J., BOŞTINESCU S. (1974, 1975, 1976) Neogene hydrothermal aur deposits in the volcanic Gutâi Mountains. *Rev. Roum. Geol. Geophyz. Geogr., ser. Geol.* 10, 18, 20, Bucureşti;

BORCOŞ M., FOTOPOLOS S., PELTZ S., SOCOLESCU M., STAN N. (1979) Observaţii preliminare asupra structurii regiunii vulcanice Oaş- Gutâi, dedus 2 din corelaţia datelor geologicxe şi geofizice; *Stud.Tehn. Econ., s.I Mineralogie-Petrografie*, nr.16;

BORCOŞ M., STAN N., UDRESCU C., VASILIU C. (1979) Consideraţii petrochimice şi geochimice asupra vulcanitelor neogene din Munţii Gutâi. *St. Tehn. Ec., s.I Mineralogie-Petrografie*, nr.16.

BORCOŞ M., CRISTESCU Tr., EDELSTEIN O., FOTOPOLOS S., RĂDUŢ M., PELTZ S., STAN N. (1984) Structural scheme of the Oaş-Gutâi Neogene volcanic region. Edit. de Academia Română în " Magmatism and associated metallogenesis during molasse formation", Bucureşti;

BREZSYANSKY et al (1989) Harta structurilor orogenice ale Ungariei şi zonelor învecinate; sc.1:1.000.000.

CRAHMALIUC A., CRAHMALIUC R., (1994 a) Modélisation magnétique en 3D de la structure plutonique de Livada; comunicare prezentată la Simpozionul IGCP, Proiect 356:"Plate tectonics and metallogeny in the east Carpathians and Apuseni Mts, iunie 7-19, 1994, Baia Mare, România; în curs de tipărire.

CRAHMALIUC R. , CRAHMALIUC A. (1994 b) Caractéristiques structurales et métallogéniques des roches magmatiques néogenes du secteur de Baia Sprie Est, a l'aide de la modélisation magnétique en 2D; comunicare prezentată la Simpozionul IGCP, Proiect 356 "Plate tectonics and metallogeny in the east Carpathians and Apuseni Mts, iunie 7-19, 1994, Baia Mare, România; în curs de tipărire.

KOVACS M., EDELSTEIN O., GABOR M., BONHOMME M., PECSKAY Z. (1994) Neogene magmatism and metallogeny in Oaş-Gutâi-Ţibleş Mts.; a new approach based on radiometric datings. Comunicare prezentată la Simpozionul IGCP, Proiect 356: "Plate tectonics and metallogeny in the east Carpathians and Apuseni Mts, iunie 7-19, 1994, Baia Mare, România; în curs de tipărire.

GAVĂT I., AIRINEI S., BOTEZATU R., SOCOLESCU M., STOENESCU S.,VENCOV I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.Române. *St. Cerc. Geol. Geof. Geogr.,ser. Geofiz.*, 1, p. 7-34.

LANG B. (1976) Mineralogy and geochemistry of the neogene pyroxene andesites from the northen part of the Gutâi Mountains (Romania). *An. Inst. Geol. Geof.*, XLIX, Bucureşti.

MARCOUX E., BORCOŞ M., MARIAN Z., MILESI J.P. (1995) Lead isotope and ore minerals genesis in Baia mare district, Maramureş, Romania. Congres Baia Mare 25-29 august 1995.

MILESI J.P., BORCOŞ M., GENNA A., STANCIU C., PIANTONE P., ANDREI J., CRAHMALIUC R., MARCOUX E., GĂBUDEANU B., EDELSTEIN O., NEHLIG P. (1993) Geodynamic controls of epithermal mineralization in the Gutâi Neogene volcanic region, Baia Mare Romania. Sub tipar I.G.R.

NAUMENKO V.I. (1971) Structura adâncă a Depresiunii Transcarpatice; origin. În limba rusă; Naukova Dumka, Kiev.

Institutul Geologic al României

RĂDULESCU D., SĂNDULESCU M. (1973) The plate tectonic concept and geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16/3-4, p.155-161, Amsterdam.

RĂDULESCU D., SĂNDULESCU M., BORCOŞ M. (1994) Alpine magmatogenetic map of Romania: an approach to the systematization of the igneous activity. *Rev. Roum. Geol.*, .37, p.3-8.

SĂNDULESCU M. (1984) Geotectonica României. Ed.Tehnică, Bucureşti;

STANCIU C. (1973) Hydrotermal alteration of Neogene volcanic rocks from Gutâi Mountains (East Carpathians). *Rev. Roum. Geol. Geoph. Geogr. ser. Geol.*, 17, Bucureşti;

TARI et al. (1991) Harta tectonică a Bazinului Pannonian şi a regiunilor învecinate. Sc. 1:400.000.

VLAD Ş., BORCOŞ M. (1994) Metallogenesis and plate tectonics in Romania. Field trip guide pentru Proiectul IGCP nr.356: Plate tectonics and metallogeny in the east Carpathians and Apuseni mountains , june 7-19 1994; edited by IGR;

Lucrări nepublicate:

ANDREI J., IONESCU F ., CIUCUR E. , NEDELCU-ION, C. (1970) Sinteza datelor geofizice din eruptivul neogen al zonei Baia Mare. Raport , arh. I .G.R.

BORCOŞ M. et al, (1975) Sinteza geologică asupra masivelor vulcanice Oaş-Gutâi cu aprecierea perspectivei şi întocmirea programului de prospecţiune şi explorare. Raport, arh.I.G.R.

BORCOŞ M., GAFTOI F., ŞERBĂNESCU A. (1984) Studiul izotopic al sulfului, cu privire specială asupra mineralizaţiilor hidrotermale neogene din regiunile vulcanice Oaş-Gutâi-ibleş şi Toroioaga. Raport, arh.I.G.R..

BORCOŞ M. et al (1994) Analiza structurală-metalogenică şi gitologică a zonelor vulcanice neogene, cu privire specială asupra determinării condiţiilor de acumulare a mineralizaţiilor sub nivelul actual de exploatare: Raport, arh. I.G.R;

BORCOŞ M. et al (1995) Cecetări pentru cunoaşterea, evaluarea şi valorificarea potenţialului de substanţe minerale utile metalifere. Raport, arh.IGR.

CRAHMALIUC R. (1994) Interpretation des données magnétiques et gravimétriques de la region volcanique néogene des Monts Oaş-Gutâi (Roumanie) a l'aide du logiciel GMI-Pack; Rapport de mission au BRGM du 19 sept. au 15 oct. 1994; arh BRGM Orléans.

MARCOUX E., NEHLIG P., PIANTONE P. (1994) Les mineralisations ithermales auriferes polymetalliques du district de Baia Mare (Maramureş,Roumanie); Rapport de mission en Roumanie du 29 Mai au 13 juin 1994; arh BRGM Orléans.

MILESI J.P., GENNA A., MARCOUX E., PIANTONE P. (1993) Les mineralisations epithermales (Au-Ag) du district de Baia Mare (Roumanie) dans leur contexte géologique et structural; Rapport de mission en Roumanie du 14 juin au 8 juillet 1993; arhiva BRGM Orléans.

RĂDULESCU D., SĂNDULESCU M., BORCOŞ M., KRAUTNER H.G., MICU M., PELTZ S., STANCIU C., ŞTEFĂNESCU M. (1987) Definitivarea schemelor generale de corelare geologică şi geofizică în vederea elaborării monografiei Carpaţilor Orientali. Raport arh.IGR.

RĂDULESCU D., MĂLDĂRĂSCU I., KLARIK L. (1993) Studii privind modele şi scheme de evoluţii magmatice şi metalogenetice în zona Munţilor Gutâi. Raport, arh.IGR.

RĂDULESCU D., MĂLDĂRĂSCU I., KLARIK L. (1994) Studii privind modele şi scheme de evoluţii magmatice şi metalogenetice în zona Munţilor Gutâi. Raport, arh.IGR.

Institutul Geologic al României

Fig.1 - Carte structurale préliminaire déduite de données géophysiques: 1. - volcanites néogènes au potentiel métallogène réduit pontien sup. -pliocènes; 2. - volcanites néogènes au potentiel métallogène badenien-pannoniennes; 3. - couverture sédimentaire: a. badenien-quaternaire; b. .cénomanien-miocène; 4. - nappes piénines; 5. - socle cristallin; 6. - faille; 7.- cordons de gradient de l'anomalie de la gravitation reflétant les lignes de fracture; 8.- nappe de charriage; 9.- failles détectées par sismométrie; 10.- compartiments a. descendus;b. éléves; 11.- sections géophysiques de modélisation; 12.- anomalies aéromagnétiques ou maxima gravimétriques majeurs reflétant de corps plutoniques néogènes.
A - Corrélation des éléments structuraux à l'échelle regionale: 1 - Dacides médianes; 2. Dacides internes: 3. Couverture Thétysienne ± Transylvanides; 4. souture intracontinentale Ceahlau-Severin; 5. Piénides; 6. Moldavides; 7. Volcanites néogènes; 8. Couverture sédimentaire post-tectogénique et molasse tertiaire; 9. Fracture Cârlibaba-Carei; 10. Systèmes de fractures pré-néogènes et prépaléogènes; 11. Corps plutoniques néogènes et structures subvolcaniques partiellement vérifiées; 12. Corps plutoniques supposés.

Fig.2 - Le pluton néogène de Gutâi (section longitudinale): 1. Volcanites néogènes (V_1 - V_2) ± sédimentaire néogène (bn-Pl); 2. sédimentaire néogène (bn-Pl); 3. Sédimentaire paléogène ± K2; 4. Formations métamorphiques ; 5. Systèmes de fractures prénèogenes réactivés et/ou alignements tectonomagmatiques (a), structures hypabissiques (b); 6. Systèmes de fractures réactivés (a), alignements tectono volcaniques(b); 7. Pluton néogène; 8. Cornéennes; 9. Fractures minéralisées et/ou alignements métallogéniques M_1, M_2, M_3); 10. Champs miniers ( )

Fig.3 - Le pluton néogène de Gutâi (sections transversales obtenues à l'aide de la modélisation magnétique en 2D): 1. molasse néogène; 2. formations sédimentaires paléogènes; 3. socle cristallin; 4. intrusions andésitiques; 5. produits andésitiques extrusives; 6. formations volcano-sédimentaires; 7. le pluton néogène de Gutâi; 8. cornéennes; 9. fractures pré-néogènes réactivées ou pas au Néogène; 10. fractures à rôle métallogène; 11. fractures appartenant à l'alignement majeur Cârlibaba-.Baia Mare - Carei.

Fig.4 - La chronologie des événements volcaniques et métallogéniques: 1. molasse néogène; 2. formations volcano-sédimentaires; 3. rhyolites, rhyodacites; 4. dacites; 5. andésites quartzifères, microgranodiorites porphyriques-microgranodiorites; 6. granodiorites-microgranodiorites porphyriques; 7. andésites; 8. basaltes; 9. microdiorites-microgranodiorites.

Fig.5 - Repères de corrélation gîtologique en relation avec la dynamique de l'activité volcano-tectonique: 1. stade ferro-sulfureux; 2a. stade cuprifère; 2b. séquence plumbo-zincifère-cuprifère; 3. séquence plumbo-zincifère; 4. stade carbonatique; 5a. séquence sulfosels-aurifères; 5b. séquence aurifère; 6. stade final stérile.

Institutul Geologic al României

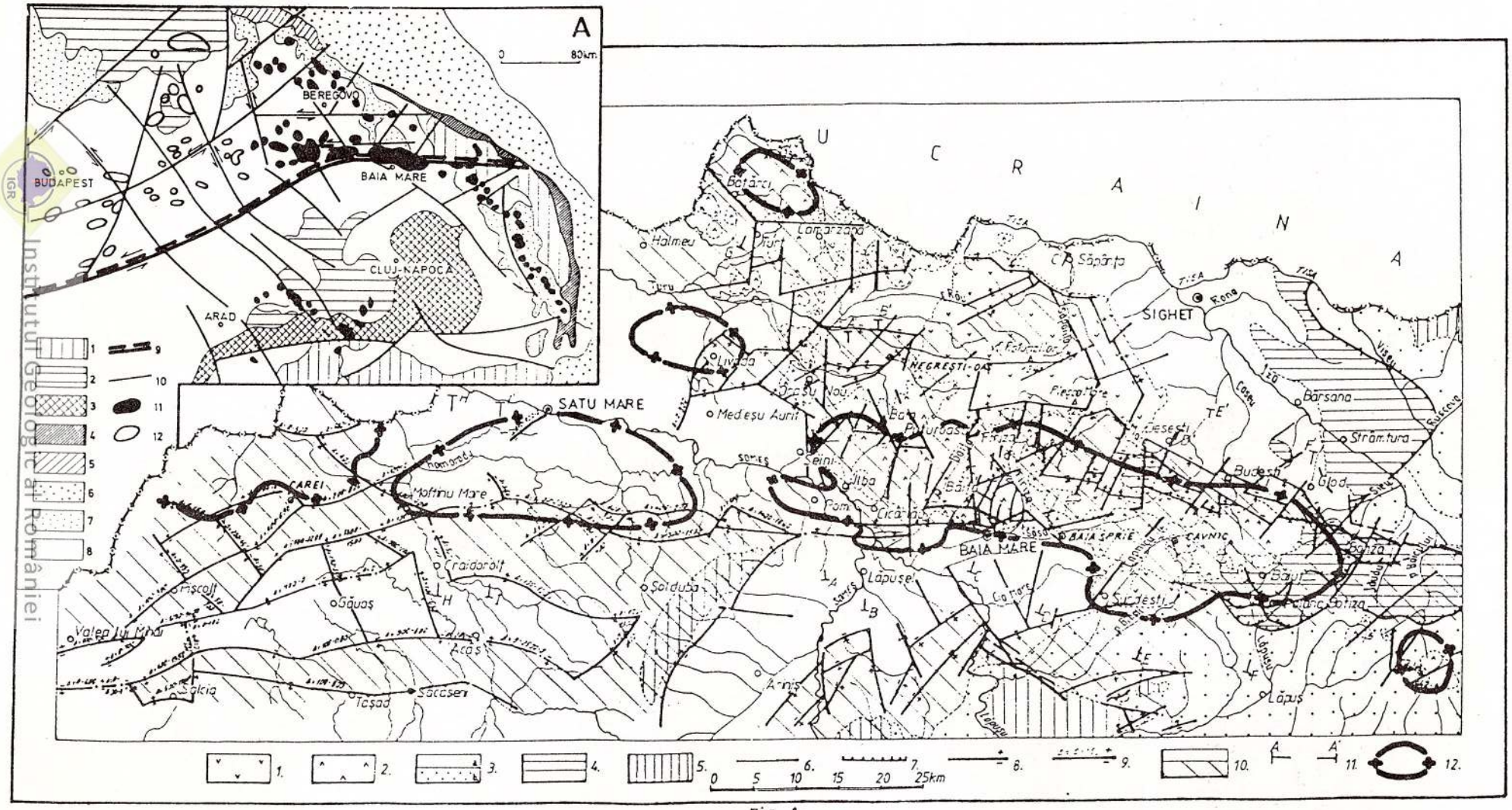


Fig. 1

Institutul Geologic al României

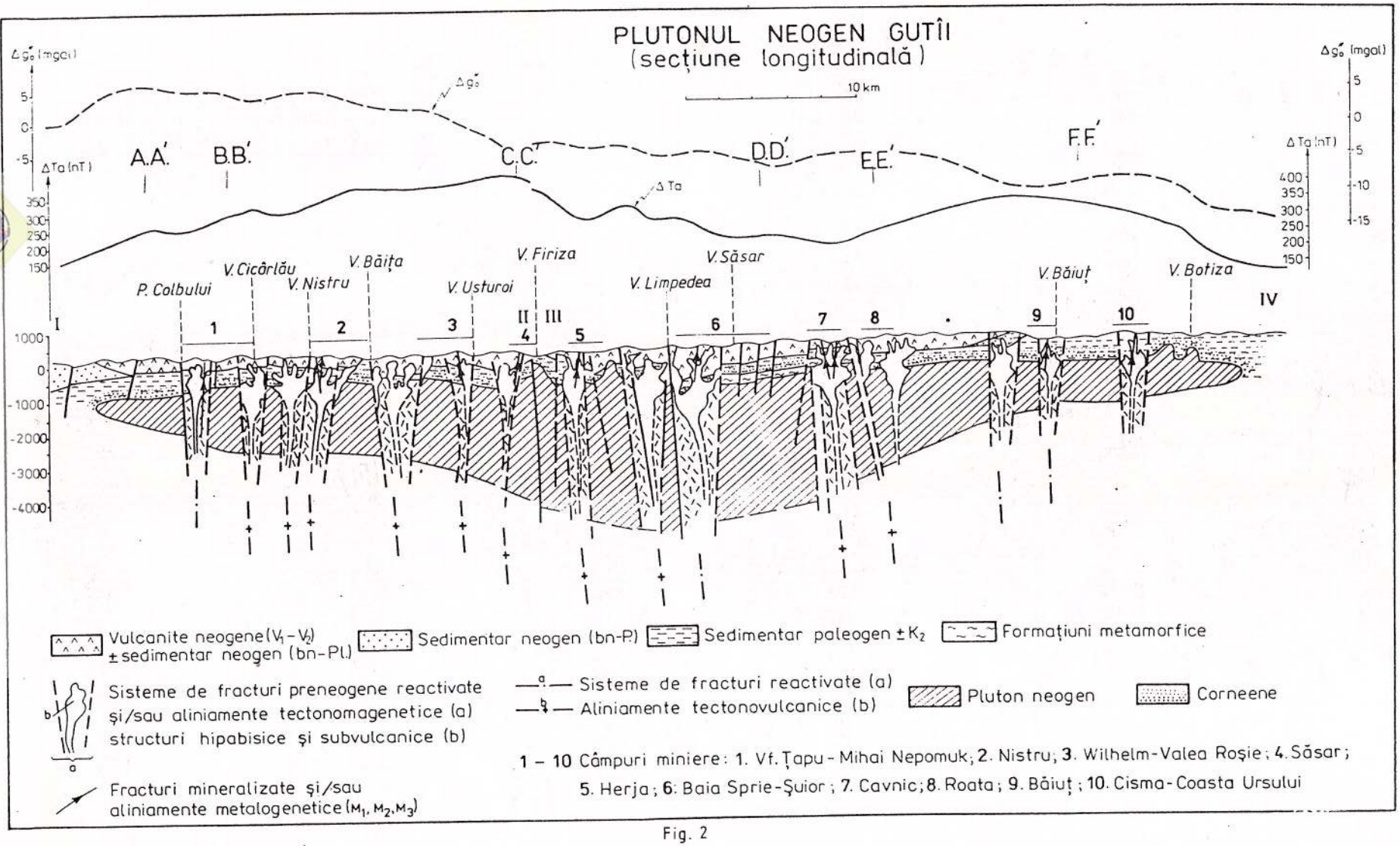
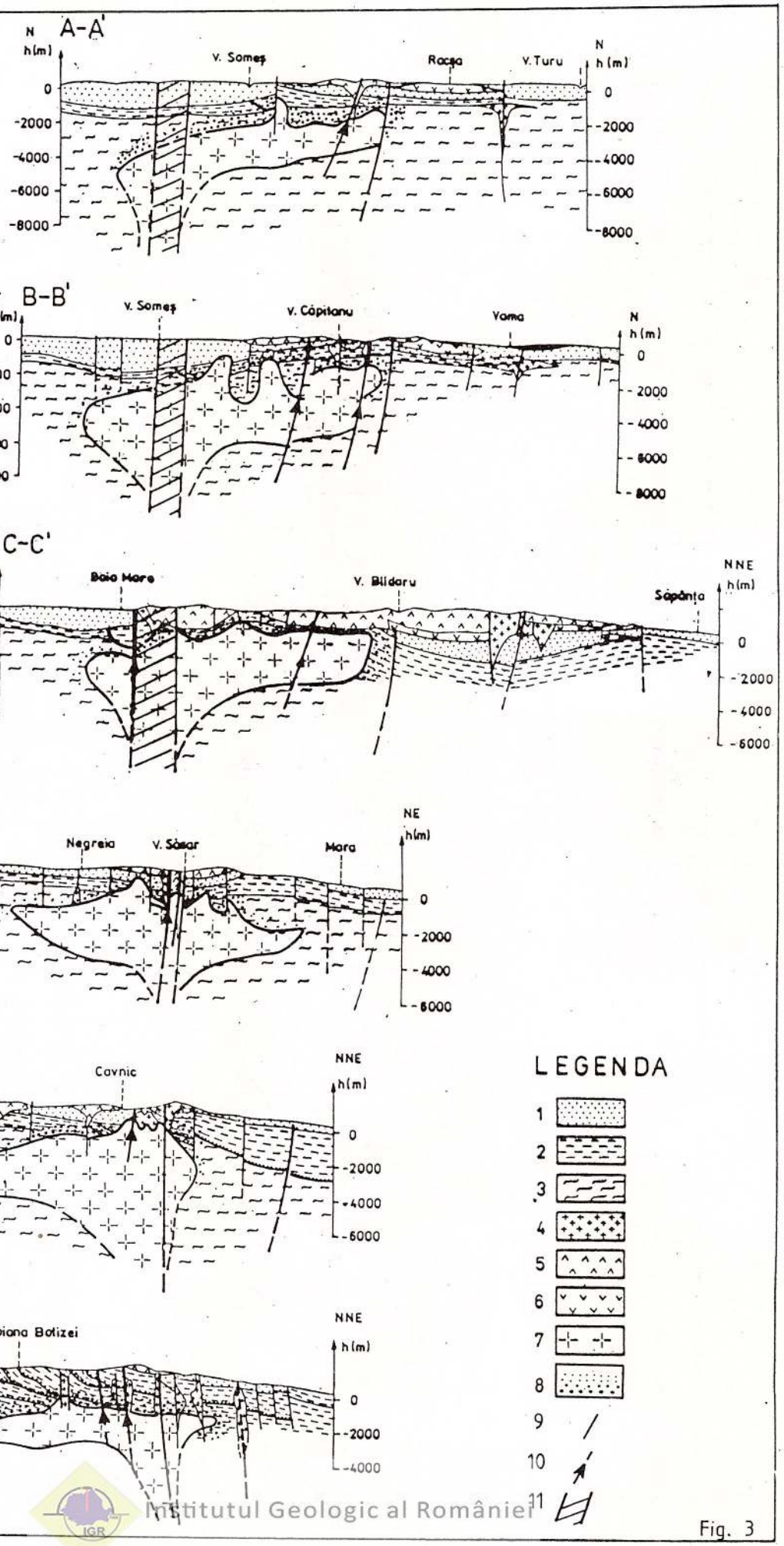


Fig. 2

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Fig. 3

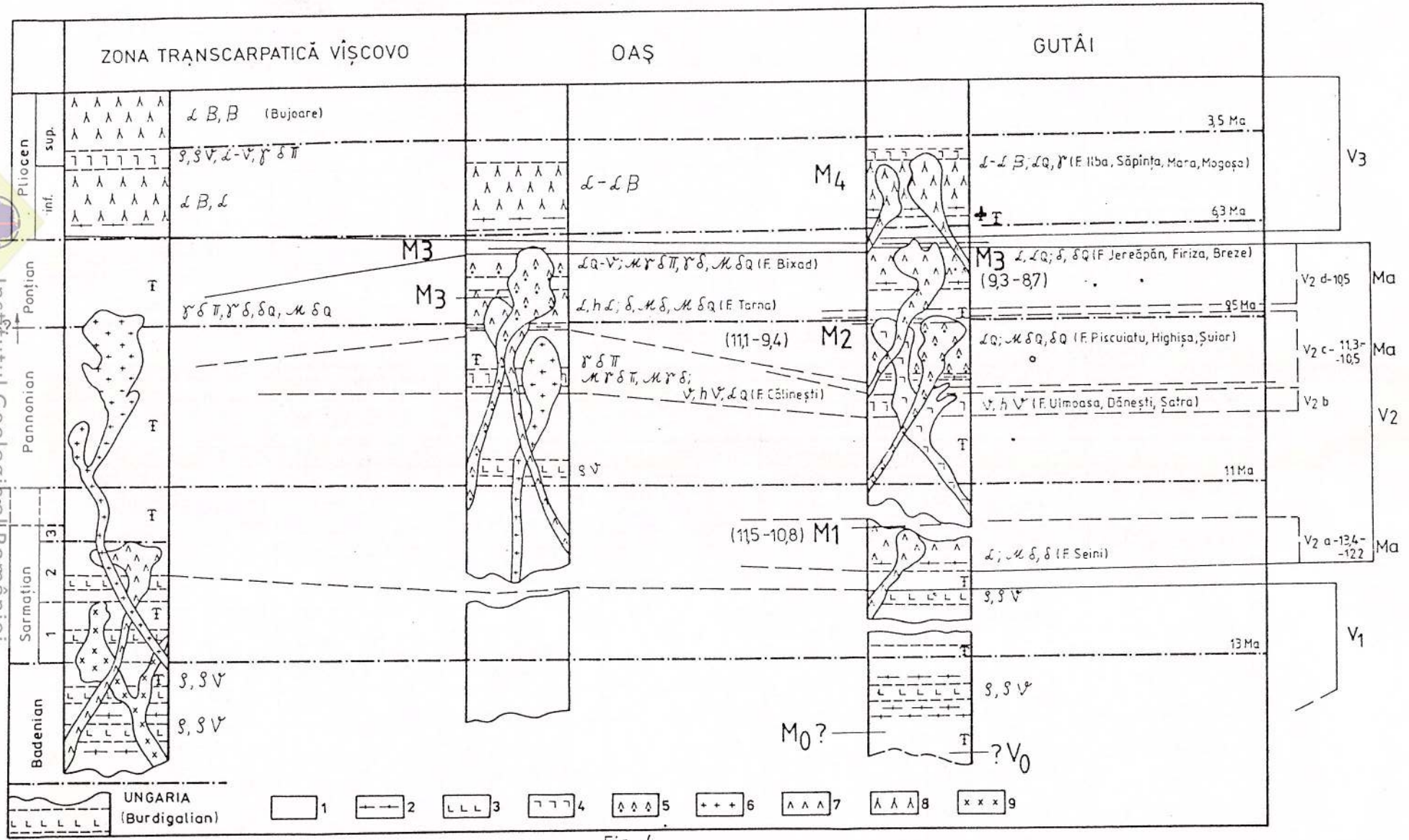


Fig. 4

Institutul Geologic al României

EVENIMENTE	ILBA	SĂSAR	HERJA	BAIA SPRIE	ŞUIOR	CAVNIC
Oxidarea Min. Min. St. 6 Falii normale (FN)	Superficială Sin.-Tarde Min.St.5 FN	- F.intensă în profunzime pe 800 m; - Br.a.(B_2) asoc. cu Min. St. 5.	Superficială ?	Superficială FN.post.min.St.5	Superficială FN.Tard. NE-SW FN.Sin. şi post. Min.St.5.	Superficială FN. Sin şi post Min. St.5
Min. St. 5 ± 6 (? Tip. Bonanza)	Corp.Br. a min. dispuse N 180° ce includ frag. cu min. St. 3. Au > 1,5 g/t	- Min.St.3 ± desv. - Br.a.($Br._1$) - Fil.rubanate cu calced. cu Au,Ag.	Min.St.5 prezentă, neconcludent localizată.	-Min.St.5 la partea superioară a fil. exploatat. -P.Dyke -BP.cu frag.de ametist sincrone cu secventă finală. Min.St.3 ± 4 ± 5	-Min.St.5 asoc. fract.senestre -Fil.Q.gri -Br.a. -Br.im. -Stock.laterale	-Min.St. 5 la partea superioară a fil. exploatat.
Min. St. 3 ± 4 ± 5	-Min.St.3 dispuse în corp.Br.a. N 160°; -Br.im. ± Stock. laterale Cu < 0,5 % -Fisuri tensiune NE-SW	Relicte Min.St. 3 ± 4 ?± 5; rar geode cu stibină.	Min.St.3 ± 4 ± 5 dispuse în fisuri de tensiune asociciate fracturilor senestre.	-Br.a.hidr. cu Min. St.3±4 ce includ frag.de BP.negre +Br.im.; - Stock.laterale; -Min.St.3+4 control. de falii polifaz.EW	-Min.St.3 ± 4 control.de decroşări senestre. -Br.a. - Br.im.	- Min.St.3+4 ? ±5 dispuse în fisuri de tensiune subparalele
Breccia pipe B.P.	BP. poligenice, central cu frag. hidr.; marginal bogate în frag. hidr.		BP. traversate de min. Py.	Falii senestre post BP. BP.negre faliate ante min.St.3 ± 4 ce traversează BP. albe hidr. cu PY.	BP.dispus EW şi NS	BP. (?) sau Br.a. traversate de min. St.3 + 4 ±5
Min. St. 1 + 2	Fragmente de min. St. 1 + 2 incluse în BP.		Fragmente min. St. 1 + 2 incluse în BP.	Fragmente minerale St. 1 + 2 incluse în BP.	Fragmente minerale St. 1+2 incluse în BP.	Min. St. 1 + 2 în fisuri de tensiune dispuse subparalele.
Elemente STRUCTURALE	- Aliniamente tectono-mecanice; - Fracturi precoce	-Fracturi precoce; - ? Calderă. - Aliniamente tectono-vulcanice	- Aliniament tectono-vulcanic. - Fracturi precoce	-Fracturi precoce	-Fracturi precoce	-Aliniament tectono-vulcanic. Fracturi precoce.

Fig. 5

1 2 3 (a, b) 4 5 (a, b) 6

Institutul Geologic al României

PROCESE DE GREISENIZARE ASOCIATE GRANITOIDELOR DIN ROMÂNIA (DOBROGEA DE NORD)
GREISENISATION PROCESSES ASSOCIATED WITH THE GRANITOIDS FROM ROMANIA (NORTH DOBROGEA)

M. TATU, L. ROBU, N. ROBU, A. DOBRESCU,
A. ŞERBĂNESCU, M. STOIAN, C. FEKÉTE, Ş. ANASTASE

Masivul alcalin de la Turcoaia aflorează în extremitatea sud-vestică a unităţii alpine de Măcin, parte a orogenului nord-dobrogean. Caracteristică pentru majoritatea masivelor alcaline, deci şi pentru cel în discuţie, este structura zonată. Astfel, atât cât permit depozitele loesoide observaţiile de teren, în zona centrală apar sienite cuarţifere într-o masă de granite cu riebeckit ± egirin (cu diferite aspecte texturale-structurale), iar la sud-vest şi sud această masă de plutonite este bordată de o "centură" de roci hipabisice reprezentate prin riolite alcaline. Acestea din urmă apar şi ca filoane de dimensiuni variabile în masa plutonitelor. Pe baza acestui fapt punerea lor în loc a fost considerată ultima manifestare în cadrul evoluţiei magmatice a masivului. Relaţiile difuze între diversele tipuri de granite sunt un indiciu al unei diferenţieri *in situ*. Existenţa în zona de contact a granitelor şi sienitelor a celor doi amfiboli primari caracteristici fiecărui tip (katoforit pentru sienite şi arfvedsonit pentru granite), ambii riebeckitizaţi, reclamă alături de alte aspecte (cum ar fi "bleb-urile" de compoziţie sienitică în granite, omniprezenţa hornblendei aciculare, a zonării compoziţionale remarcată în megacristalele de hornblendă), procese de "mingling" şi "mixing" care s-au desfăşurat de-a lungul coexistenţei magmelor sienitice cu cele granitice. La rândul lor sienitele cuarţifere prezintă enclave de diverse dimensiuni de roci magmatice mafice, în care au fost remarcate cristale izolate sau şlire de feldspat potasic, o creştere a frecvenţei hornblendei aciculare în sienitele din apropierea acestor enclave şi frecvente "ovoide" de cuarţ cu coroane fine de reacţie constituite din amfiboli, biotit, apatit ± ilmenit. Toate acestea sunt argumente pentru natura profundă a sienitelor şi evocă de astă dată coexistenţa a două magme cu chimism contrastant.

Aspectele mineralogice şi geochimice prezente în masivul alcalin post-Carapelit de la Turcoaia sunt caracteristice unui magmatism de tip intra-placă.

The alkaline massif at Turcoaia outcrops in the southwestern extremity of the Măcin Alpine Unit, a part of the North Dobrogea orogen. The zoned texture is characteristic of most of the alkaline massives, hence also of the one mentioned above. Thus, as field observations are scarce because of the poor outcropping, Q-syenites were determined in a riebeckite ± egirine bearing granite mass in the central part (displaying various structural-textural aspects) and a "belt" of hypabyssal rocks represented by alkaline rhyolites in the southwestern and southern parts of the central plutonite. These rhyolites occur also as veins varying in size within the plutonite mass. Based on this fact their emplacement was considered the last manifestation in the magmatic evolution of the massif. The diffuse relationships among the various granite types point to an *in situ* differentiation. The existence of the two primary amphiboles characteristic of each type (katophorite for syenites and arfvedsonite for granites), both of them riebeckitized in the contact zone of the granites and syenites, implies, besides other aspects (such as the "blebs" of syenitic composition in granites, the acicular hornblende omnipresence, the compositional zonation noticed in the hornblende megacrysts), "mingling" and "mixing" processes that took place during the coexistence of the syenites magmas with the granitic ones. On the other hand, quartz syenites show mafic magmatic rock enclaves varying in size, in which isolated crystals or potassium feldspar schlieren, an increase in the acicular hornblende frequency within syenites close to these enclaves, and frequent quartz "ovoids" with fine reaction coronas consisting of amphiboles, biotite, apatite ± ilmenite were noticed. All these are arguments in favour of the profound nature of syenites and suggest the coexistence of two magmas of contrasting chemistry.

The mineralogical and geochemical aspects present in the post-Carapelite alkaline massif at Turcoaia are characteristic of an intraplate type magmatism.

Institutul Geologic al României

În cadrul granitelor cu riebeckit ± egirin apar zone de dimensiuni variabile cu variaţii textural-structurale, ale căror contacte sunt difuze, şi în care au fost observate asociaţii mineralogice caracteristice unei metalogeneze de tip greisen cu Sn, Mo, Nb, TR ± U, Th, suprapuse paragenezelor magmatice. Datele analitice certifică şi ele existenţa proceselor de greisenizare şi trădează specializarea metalogenetică a magmatitelor alcaline.

Subordonate ca pondere şi subsecvente în raport cu greisenizarea apar slabe mineralizaţii de sulfuri de Cu, Co şi Fe, în care a fost observat şi aurul.

Within the riebeckite ± egirine granites, zones of different size displaying structural-textural variations occur, their contact being diffuse, and in which mineralogical assemblages characteristic of a greisen type metallogenesis with Sn, Mo, Nb, TR ± U, Th are superposed on the primary magmatic parageneses. The analytical data also attest the existence of the greisenisation processes and reveal the metallogenic potential of the alkaline magmas.

Poor Cu, Co and Fe sulphide mineralizations, in which gold was also noticed, occur subordinately, being subsequent to greisenisation.

Institutul Geologic al României

BRECII INTRUSIVE ŞI MINERALIZAŢII ASOCIATE MAGMATITELOR ALPINE DIN MUNŢII APUSENI
ALPINE INTRUSIVE BRECCIAS AND RELATED MINERALIZATIONS IN THE APUSENI MOUNTAINS

A. ŞTEFAN, E. ROŞU, G. UDUBAŞA, L. NEDELCU, V. PARASCHIVOIU, V. MILU, S. BOŞTINESCU, S. IAMANDEI, E. IAMANDEI

În Munţii Apuseni se cunosc trei epoci magmatice alpine acoperind un larg interval de timp din Jurasic-Cretacic inferior (ofiolite) prin Maastrichtian-Paleogen (magmatite calcoalcaline, "banatite") până în Badenian-Pannonian (vulcanite calcoalcaline neogene) (Planşa I).

Breciile intrusive sunt asociate fiecărei asociaţii magmatice majore şi anume termenilor mai acizi. Există atât brecii mineralizate (aur cu sau fără sulfuri polimetalice, ori numai Pb-Zn, Au-Ag), cât şi brecii sterile. Morfologia corpurilor de brecii este variabilă: pipes, dyke-uri, sill-uri sau corpuri neregulate. Materialul care compune brecia (matricea şi blocurile) derivă atât din rocile gazdă cât şi din roca magmatică generatoare.

Granitoidele eocretacice sunt însoţite de brecii intrusive hidrotermal-magmatice formate pe seama ofiolitelor bazice (curgeri de lave andezitice şi bazaltice, piroclastite) care le găzduiesc. În compoziţia acestor brecii se mai pot întâlni roci sedimentare şi alte roci eruptive. Această brecie conţine atât mineralizaţii de Au şi de sulfuri polimetalice ± aur (Băiţa-Crăciuneşti) cât şi de sulfuri polimetalice (Dealul Mare-Podele). În Valea Lungă breciile intrusive sunt sterile.

Rocile banatitite, puse în loc în cadrul a două stadii principale de evoluţie, sunt constituite dintr-o suită extrusivă (ciclul I) şi o alta intrusivă. În masivul eruptiv Vlădeasa primul ciclu începe cu andezite (curgeri de lave şi corpuri înrădăcinate) cărora nu le sunt asociate brecii intrusive. Ele sunt urmate de dacite însoţite de brecii intrusive atât în Valea Iadului-pârâul Lupului (Vlădeasa de vest) cât şi pe văile Anişel, Răcăzel, Răcad (Vlădeasa de est). În ambele arii breciile sunt alterate hidrotermal (epidotizări şi impregnaţii cu pirită). Litologia breciile asociate dacitelor din primul ciclu este complexă: fragmente şi blocuri de şisturi cristaline sau roci sedimentare şi andezite sunt înglobate împreună într-o matrice dacitică. Procesele de fluidizare au avut o intensitate scăzută, fapt ce explică contururile angulare ale blocurilor şi fragmentelor. Totuşi, astfel de procese au acţionat asupra rocilor sedimentare şi au generat brecii alloclastice.

Three major magmatic epochs are known in the Apuseni Mts covering a large time span i.e. from Jurassic-Early Cretaceous (ophiolites) through post Lower Maastrichtian-Paleogene (calc-alkaline magmatites, "banatites") to Badenian-Pannonian (calc-alkaline Neogene volcanics) (Plate I). Intrusive breccias are related to each major magmatic association, rather to felsic members. There are both mineralized (Au with or without base metals or only Pb-Zn, Au-Ag) and barren breccias. The morphology of intrusive breccia bodies is highly variable, i.e. pipes, dykes, sills or irregularly shaped. The breccia materials (matrix and blocks) is derived from both host and generating magmatic rocks.

The Eocretaceous granitoids are accompanied by magmatic hydrothermal intrusive breccias, formed at the expense of basic ophiolitic host (andesitic and basaltic lava flows and pyroclastics). Mesozoic sedimentary rocks and Eocretaceous granitoids may occur as constituents of this breccia. This breccia contains both gold and base metal ± gold ores (Băiţa-Crăciuuneşti), and base metal ores (Dealu Mare-Podele). Valea Lungă intrusive breccias are barren.

The banatitic rocks show two main evolution stages with an extrusive suite (first cycle) and an intrusive one (second cycle). Within Vlădeasa Massif the first cycle begins with andesites (lava flows and enrooted bodies) which are not associated with intrusive breccias. They are followed by dacitic rocks accompanied by intrusive breccias both at Valea Iadului-Pârâul Lupului (western Vlădeasa) and at Anişel, Răcăzel, Răcad valleys (eastern Vlădeasa). Within both areas breccias are slightly hydrothermally altered (epidote and impregnations with pyrite). The lithology of the first cycle dacites related breccias is complex: fragments and blocks of crystalline schists and/or sedimentary rocks and andesites are bound together in a dacitic matrix. Slight fluidization phenomena, that seldom occur, may explain the rough, angular outlines of blocks and fragments. However, fluidization processes of the sedimentary rocks generated alloclastic breccias.

Institutul Geologic al României

Cele mai mari corpuri neregulate de brecii intrusive asociate magmatitelor riolitice (ciclul I) sunt sterile şi se întâlnesc atât în partea de sud-est a Masivului Vlădeasa cât şi spre vest, în bazinele văilor Drăganului şi Iadului. Aceste corpuri neobişnuit de mari de brecii intrusive au fost generate de riolitele ignimbritice de Vlădeasa. Ele conţin blocuri rotunjite de şisturi cristaline, calcare, gresii şi siltite, precum şi andezite, dacite şi chiar riolite din corpul principal de Vlădeasa, toate fiind înglobate într-o matrice riolitică, local cu texturi de curgere. Materialul fluidizat şi topitura riolitică penetrează ca sill-uri planele de stratificaţie ale rocilor sedimentare, generând aspecte care "sugerează" o formaţiune vulcano-sedimentară.

Riolitele microgranitice din cel de-al doilea ciclu prezintă anvelope de brecii mixte de-a lungul contactelor cu rocile sedimentare cretacice (Borod-Corniţel). Anvelopele conţin concreţiuni pelletale de până la 5–6 cm (valea Mâşca-Borod) şi arată procese intense de fluidizare. Riolitele autobrecifiate conţin cuiburi de minereu plumbo-zincifer dispuse neregulat (Borod-Corniţel).

La Bucea-Corniţel, pe seama gresiilor triasice, s-au format brecii de fisurare ("crakle breccias") însotite de mineralizatii (sulfuri polimetalice). Breciile intrusive asociate riolitelor microgranitice (ciclul II), care străbat şisturile cristaline (la nord de Scrind si inclusiv pe valea Mişinii), sunt constituite din şisturi cristaline (de aceeaşi compoziţie cu cele străbătute), andezite, dacite şi în principal riolite; de asemenea se întâlnesc calcare, gresii si siltite. Elementele din brecii (blocuri şi fragmente) prezintă diferite grade de rotunjire. În această zonă este evident că a avut loc un puternic proces de fluidizare.

Mineralizaţiile de sulfuri ± aur de pe pârâul Mişinii sunt asociate breciilor tufacee şi constau din pirită şi marcasită cu relicte de pirotină. Observaţiile microscopice corelate cu analizele spectrale (Sn=1000 ppm) au pus în evidentă prezenţa unui mineral de staniu (cassiterit?).

În partea de nord-est a masivului Gilău, riolitelor microgranitice de la Dumbrava-Căpuşu Mic le sunt asociate brecii intrusive sterile.

Breciile intrusive asociate dacitelor din cel de-al doilea ciclu banatitic în Valea Muntelui (la nord-vest de Colţeşti, Mţii. Trascău) sunt constituite în principal din roci dacitice sau cuarţ-andezitice precum şi din şisturi cristaline de tipul celor care găzduiesc structura magmatică. Deşi foarte rar prezente, se întâlnesc totuşi concreţiuni pelletale (2–3 mm diametru). Contururile blocurilor şi fragmentelor sugerează că procesele de fluidizare au fost slabe.

Vulcanitele neogene sunt însoţite de numeroase şi diverse tipuri de brecii. Studiile detaliate arată că unele brecii au fost greşit atribuite piroclastitelor sau for-

The largest irregularly shaped intrusive breccia bodies, related to rhyolitic magmatites (Ist cycle) are barren and come to sight in the southeastern side of the Vlădeasa Massif and also towards west, in the Drăganului and Iadului valleys. These huge intrusive breccia bodies were generated by Vlădeasa ignimbritic rhyolites. These breccias contain rounded blocks of crystalline schists, limestones, Senonian sandstones and siltstones as well as andesites, dacites and rhyolites even from the main Vlădeasa body, all of them cemented with a rhyolitic matrix locally showing flow structures. The fluidized material and the rhyolite melt penetrated as sills into the bedding planes of sedimentary rocks giving rise to aspects resembling a volcano-sedimentary formation.

The second cycle microgranitic rhyolites display envelopes of mixed breccias along contacts with Cretaceous sedimentary rocks (Borod-Corniţel). The envelope contains pelletal concretions up to 5–6 cm in size (Mâşca-Borod) and shows intense fluidization processes. Self brecciated rhyolites contain irregularly spread Pb-Zn ore pods (Borod-Corniţel). Crackle breccias related to mineralizations ((base metals) were formed on Triassic sandstones (Corniţel-Bucea). Intrusive breccias related to microgranitic rhyolites (second cycle) that pierce crystalline schists (Nord Scrind-Mişinii Brook) are constituted of crystalline schists (the same as pierced), andesites, dacites and mostly rhyolites, and also limestones, sandstones and siltstones. The elements (blocks and fragments) have different grades of rounding. There is evidence of strong fluidization processes.

Base metals ± gold mineralizations at Mişinii Brook are related to tuffaceous breccias and consist of pyrite, marcasite with pyrrhotite relicts. Microscopic observation correlated with spectral analyses (Sn = 1.000 ppm) made obvious a Sn mineral (cassiterite ?).

In the northern side of the Gilău massif, at Dumbrava-Căpuşu Mic, intrusive breccias related to microgranitic rhyolites are barren.

Intrusive breccias related to second cycle dacites at Valea Muntelui (north-westward from Colţeşti, Trascău Mts) are mostly constituted of dacitic (or quartz-andesitic) rocks and crystalline schists like those hosting the entire magmatic assemblage. Although very seldom noticed, pelletal concretions (2–3 mm in size) certainly occur. Blocks and fragments are mostly suggesting that only slight fluidization processes could have been involved.

The Neogene volcanics display the most numerous and highly diversified breccia types. Detailed studies showed that some breccias were mistaken either for pyroclastics or volcano-sedimentary formations (Zarand, Bucium, etc.). The rhyodacite-dacite rocks (as at Roşia Montană) are accompanied by multistage explo-

Institutul Geologic al României

formaţiunilor vulcano-sedimentare (Zarand, Bucium, etc.). Rocile riodacitice-dacitice (ex. Roşia Montană) sunt însoţite de brecii intrusive şi de explozie formate în mai multe stadii. Uneori în breciile timpurii au fost întâlnite pellete (1–2 cm diametru). Atât breccia pipes, cât şi filoanele subţiri cu material fin, fluidizat, numite local "chingă" (Roşia Montană) constituie locurile preferenţiale de concentrare a minereului aurifer.

Fierberea retrogradă a fluidelor asociate unor corpuri subvulcanice andezitice împreună cu fluidizarea au avut un rol esenţial în mecanismul de formare a breciilor. Mineralizaţii importante asociate acestor brecii intrusive apar la Stănija, Bocşa-Săcărâmb, Coranda-Hondol (Pb, Zn) şi Baia de Arieş, Caraciu (Au).

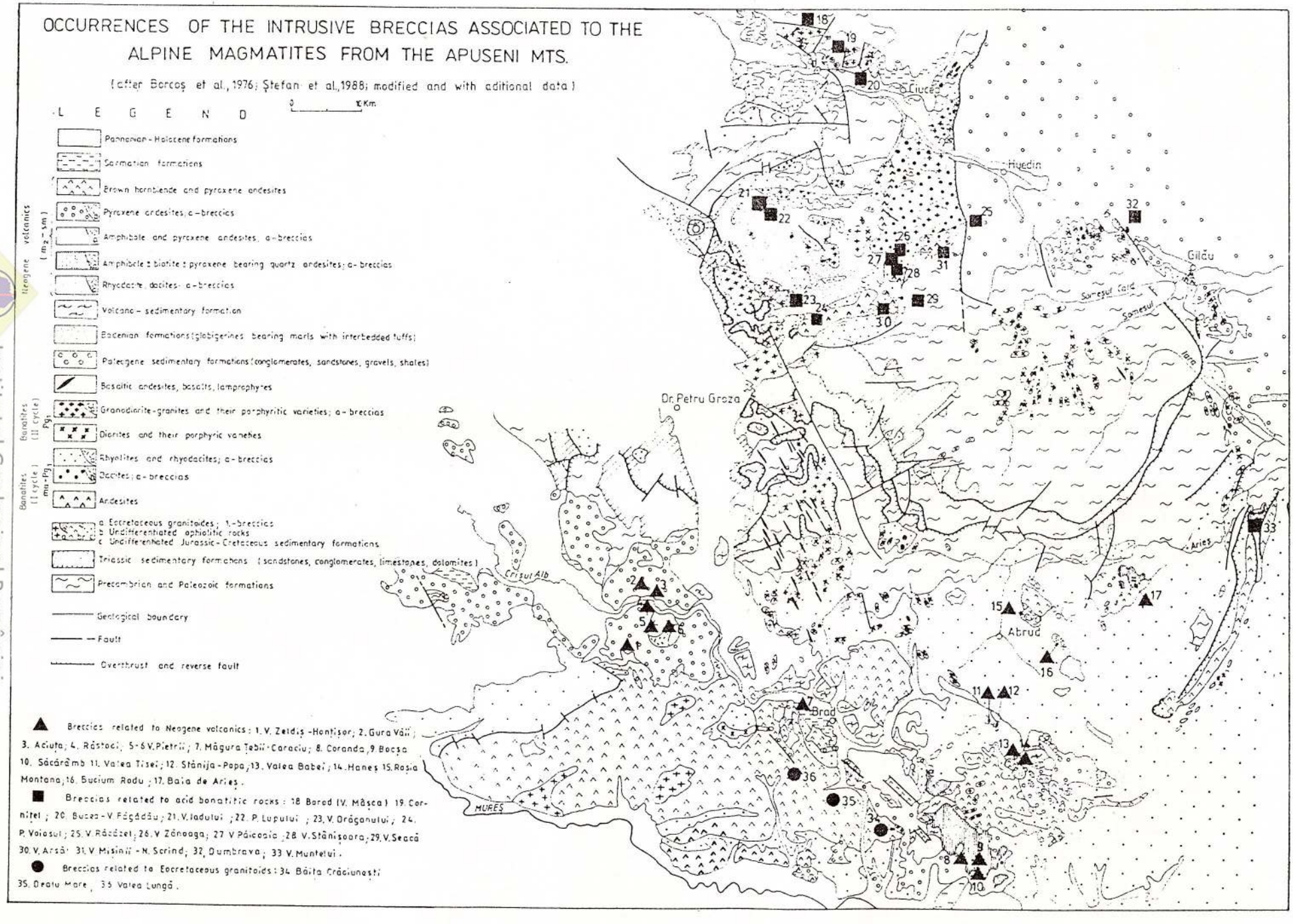
sion and intrusive breccias. Pelletization of early breccias was frequently observed and pellets up to 1–2 cm in size are locally present. Both breccia pipes and thin veins filled up with fluidized material, locally named "chinga" (Roşia Montană), are the preferred concentration loci for the gold ores. Second boiling processes underwent by magmatic melt played an essential role in breccias related to andesitic subvolcanic body evolution. In such cases fluidization processes were the leading mechanism of formation. Important mineralizing systems occurred in relation to intrusive breccias at Stănija, Bocşa-Săcărâmb, Coranda-Hondol (Pb-Zn ores) and Baia de Arieş, Caraciu (gold ores).

Institutul Geologic al României

OCCURRENCES OF THE INTRUSIVE BRECCIAS ASSOCIATED TO THE ALPINE MAGMATITES FROM THE APUSENI MTS.

(after Borcoș et al., 1976; Ștefan et al., 1988; modified and with aditional data)

0 ____ 30 Km



▲ Breccias related to Neogene volcanics: 1. V. Zeldiș - Hontișor; 2. Gura Văii; 3. Aciuta; 4. Răstoci; 5-6 V. Pietrii; 7. Măgura Țebii - Caraciu; 8. Coranda; 9. Bocșa 10. Săcărâmb 11. Valea Tisei; 12. Stânija - Popa; 13. Valea Babei; 14. Hanes 15. Roșia Montana; 16. Bucium Radu; 17. Baia de Arieș.

■ Breccias related to acid banatitic rocks: 18 Bored (V. Măsca) 19. Cornițel; 20. Bucea - V. Făgădău; 21. V. Iadului; 22. P. Lupului; 23. V. Drăganului; 24. P. Voiosu; 25. V. Răzăzel; 26. V. Zănoaga; 27 V. Păicoaia; 28. V. Stânișoara; 29. V. Seacă 30. V. Arsă 31. V. Misinii - N. Scrind; 32. Dumbrava; 33 V. Muntelui.

● Breccias related to Eocretaceous granitoids: 34 Băita Crăciunești 35. Dealu Mare; 36 Valea Lungă.

Institutul Geologic al României

BRECII INTRUSIVE NEOGENE ŞI METALOGENEZA ASOCIATĂ DIN REGIUNEA BAIA MARE
NEOGENE INTRUSIVE BRECCIAS AND RELATED METALLOGENESIS IN THE BAIA MARE AREA

L.NEDELCU, E.ROŞU, C.COSTEA, Ş.ANASTASE, C.UDRESCU, I.VANGHELIE

În cadrul magmatitelor neogene din Baia Mare sunt cunoscute mai multe structuri de brecii intrusive, dintre care, în prezentul studiu, au fost abordate structurile Borzaş, Kelemen şi Socea. Fiecare structură prezintă particularităţile sale sub aspectul sursei generatoare, poziţiei faţă de aceasta, morfologiei şi compoziţiei litologice, precum şi a evoluţiei parametrilor fizico-chimici ai fluidelor.

1. *Structura Kelemen* este amplasată în roci sedimentare de vârstă paleogenă, badeniană şi sarmaţiană, în partea apicală a unui corp subvulcanic superficial, alcătuit din andezite-microdiorite cu piroxeni.

Morfologia corpului de brecie este de coloană verticală cu secţiune eliptică, corpul fiind constituit preponderent din elemente de roci sedimentare şi, subordonat, din andezite-microdiorite. Contactele externe ale coloanei de brecii sunt nete, trecând, spre interior, de la o brecifiere avansată la una slab exprimată, cu elemente de dimensiuni metrice.

Corpul de brecii a fost generat de destinderea bruscă a fluidelor magmatice acumulate în cupola subvulcanului prin procese de fierbere retrogradă. În ansamblu, evoluţia sistemului ar fi fost următoarea:

- scăderea temperaturii concomitent cu depunerea secvenţială, într-un domeniu de temperatură cuprins între 500–350°C, a principalelor asociaţii de minerale din sistemul Fe-Zn-Cu-S, domeniu sugerat atât de morfologia piritei, cât şi de relaţiile reciproce dintre incluziunile de sfalerit şi calcopirită;

- etape repetate de brecifiere în decursul procesului mineralizator, datorate, probabil, atât unor episoade de fierbere retrogradă, cât şi unor procese de rambleiere a materialului. Aceste etape sunt sugerate de dezechilibrele existente la nivelul paragenezelor minerale din sistemul Fe-Zn-Cu-S (exsoluţii în sfalerit) şi ale izotopilor de sulf în perechi de sulfuri;

- deschiderea sistemului , spre partea finală a procesului, însoţită de destindere adiabatică, brecifiere şi scăderea bruscă a temperaturii până la circa 200°C, moment marcat de apariţia mackinawitului, a paragenezelor de temperatură scăzută cu sulfosăruri, a unei pirite cu structură "afânată", neorientată, a incluziunilor globulare de argint, precum şi de creşterea conţinutului de Tl din pirite.

Nowadays many intrusive breccia structures as part of Neogene magmatites in the Baia Mare region are known. Among these ones, Borzaş, Kelemen and Socea structures are very interesting because of their peculiarities concerning magmatic source, their relative position to this source, the morphology and lithology as well as the evolution of the mineralizing process.

1. *Kelemen structure*. This structure is developed within sedimentary rocks of Paleogene, Badenian and Sarmatian ages, on the top of the shallow subvolcanic body of pyroxene bearing andesites-microdiorites. The breccia morphology is of column-shaped ("pipe" or "chimney") type this body being preponderantly constituted of sedimentary rocks and subordinately of andesites-microdiorites.

Outer borders of the breccia column are very clear, the breccifiation process decreasing towards the inner part.

The breccia body was generated by the detente of magmatic fluids accumulated at the subvolcano cupola by second boiling process.

The following hydrothermal system evolution was presumed for Kelemen structure:

Temperature lowering into a range of 500–350°C, simultaneously with sequential deposition of the main mineral association of the Fe-Zn-Cu-S system, range suggested both by pyrite morphology and by mutual relationships between sphalerite and chalcopyrite inclusions.

Recurrent breccifiation stages during mineralizing process probably due to both second boiling episodes and filling up processes. These stages are suggested by lack of equilibrium among mineral parageneses in the Fe-Zn-Cu-S system (i.e. exsolutions in sphalerite), as well as of the sulphur isotopes in the sulfide pairs.

System opening towards final part of the process, accompanied by adiabatic detente breccifiation and rapid temperature lowering till 200°C roughly. This moment is marked by coming out of mackinawite, of low temperature sulfosalts bearing parageneses of pyrite with disordered structure, of silver globular inclusions as well as of increasing of Tl content in the pyrite.

Institutul Geologic al României

2. *Structura Socea.* Breciile intrusive din această structură sunt asociate unui corp subvulcanic de andezite -microdiorite şi prezintă morfologii variate: coloane (Afinetele Mare, Socea Mică) sau dykeuri în spaţiul unor fracturi filoniene (Filonul 2). Coloanele de brecii sunt localizate atât în produsele extrusive-efuzive din acoperişul intruziunii subvulcanice (Afinetele Mare) cât şi în interiorul acesteia (Socea Mică). Breciile sunt constituite din fragmente angulare şi/sau rotunjite de andezite piroxenice de tip Socea şi de elemente de marne negre, uşor cornificate.

Ca şi în cazul structurii Kelemen, "motorul" care a generat corpul de brecii îl constituie fluidele de origine magmatică. Evoluţia procesului urmează aceeaşi tendinţă cu cea de la Kelemen, cu deosebirea că, fie fluidele din sistemul Socea au fost mai sărace în Cu şi Fe, fie că depunerea sfaleritului a început la temperatură mai scăzută (vezi conţinutul scăzut de moli FeS în sfalerit şi prezenţa sporadică a exsoluţiilor de calcopirită), cuprinsă între 300–500^{0}C, în acord cu datele microtermometrice (Cioroianu et al., 1977), cât şi cu cele privind morfologia piritei. Aceasta din urmă indică şi o concentrare relativ scăzută a fluidelor mineralizatoare.

Procesul evoluează rapid spre temperaturi scăzute (200°C), cu depunerea sulfosărurilor, tendinţa de reţinere a taliului în reţeaua piritei şi apariţia formelor de piritoedru, încheindu-se cu depunerea de cinabru şi realgar.

3. *Structura Borzaş* s-a format ca efect al unor procese de explozie al căror "motor" au fost fluidele cu originea într-o cameră magmatică superficială, forţa acestora fiind, probabil, amplificată de un proces de vaporizare bruscă a apei din porii rocilor sedimentare suprajacente. Acest proces este sugerat de "fisurarea" andezitelor cuarţifere în blocuri de dimensiuni variabile, cimentate cu o matrice litocristaloclastică, în ansamblu corpul de brecie prezentând o morfologie neregulată. Această structură "afânată" a facilitat procese hidrometasomatice intense, care au condus la invadarea şi substituirea aproape completă a elementelor şi matricei prin adular. În stadiul tardiv, s-a trecut la o alteraţie de tip argilic. Metasomatoza potasică (procesul de adularizare) a constituit un mediu excelent pentru depunerea mineralizaţiei auro-argentifere. Datele privind mineralizaţia din corpul de brecii Borzaş sugerează că procesul mineralizator s-a realizat în două stadii, evidenţiate prin bimodalitatea tendinţelor morfologice ale piritei, a concentraţiei şi temperaturii fluidelor, precum şi prin bimodalitatea distribuţiei unor elemente minore în pirită. Aceste stadii ar reprezenta secvenţe temporale ale unui proces unitar, în care fluidele mineralizatoare au evoluat într-un domeniu relativ restrâns de temperatură

2. *Socea structure.* The intrusive breccias of this structure are tied to a subvolcanic body of andesites-microdiorites. They present various morphologies, as follows: columns (Afinetele Mare, Socea Mică) and dykes within the space of vein fracture (Vein 2). The breccia columns are localized both in the extrusive-effusive produces from the hanging wall of the subvolcanic intrusion (Afinetele Mare) and within it (Socea Mică).

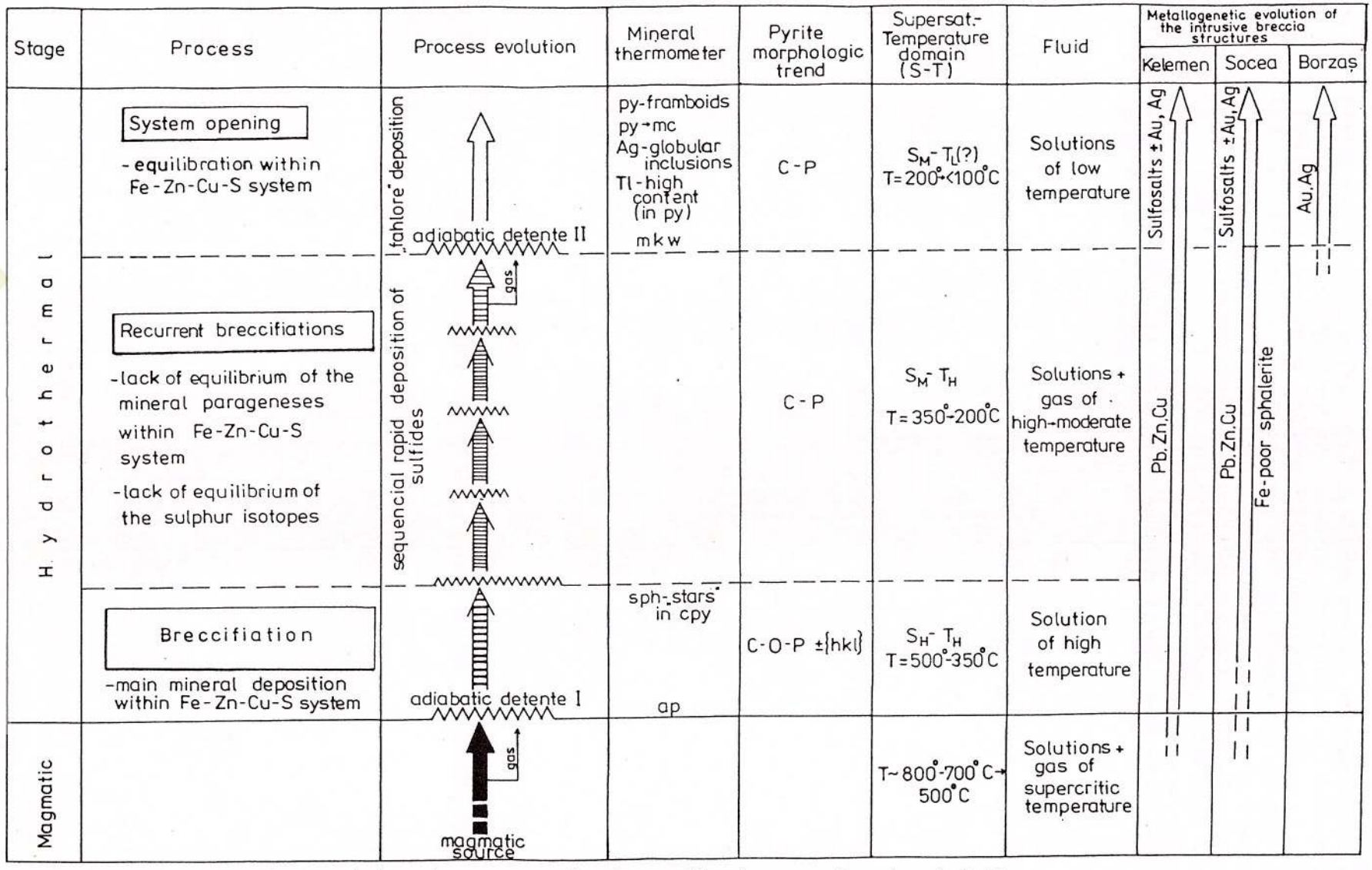
The breccias are formed by angular and/or rounded fragments of pyroxene andesites (Socea type) and by elements of black marls that supported an weak thermic metamorphism.

As in case of the Kelemen structure the generator of the breccia bodies is represented by fluids of magmatic origin. The process evolution follows the same trend as that of Kelemen with the difference that the fluids of the Socea system were either Cu and Fe poor, or the sphalerite deposition started at a lower temperature moment (see the low content of FeS mole in sphalerite and the sporadic presence of the chalcopyrite exsolutions). That moment is placed within a temperature range comprised between 300 and 500°C according to microthermometric data (Cioroianu et al., 1977) and thouse of the pyrite morphology, the late ones reflecting a low concentration of the mineralizing fluids.

The process quickly evolves to low temperatures (200°C) marked by the sulfosalts deposition, by thallium trapping in the pyrite crystalline network and by appearance of the pyritohedron forms, ending with the cinnabar and realgar deposition.

3. *Borzaş structure.* This structure is the effect of some explosive processes whose "motor" were the fluids originating in a shallow magmatic chamber, their force probably being amplified by a sudden "vaporization" of the pore water of the hanging wall sedimentary rocks. This process is suggested by the fissuring of the quartz-andesites in the blocks cemented by the lithocrystalloclastic matrix, on the whole, the breccia body showing an irregular morphology. The breccia structure facilitated intense hydrometasomatic processes that led to the nearly complete substitution of elements and matrix by adular, passing into a late stage argillic-type alteration. The potassic metasomathosis (adularisation process) constituted an excelent medium for the deposition of the auro-argentiferous minearalization. All the data regarding the mineralization of the Borzaş breccia body suggest that the mineralizing process took place into two stages reflected by bimodality of the pyrite morphologic trend, concentration and temperature of the fluids, as well as by bimodality of the distribution of some pyrite trace elements. These stages would represent temporal sequences of unitary process, in which

Institutul Geologic al României



Abbreviations: ap-apatite, cpy-chalcopyrite, mc-marcasite, mkw-mackinawite, py-pyrite, sph-sphalerite
C-cube, O-octahedron, P-pentagonal dodecahedron, {hkl} forms
S-supersaturation, T-temperature, H-high, M-moderate, L-low

Figure. Hypothetical evolution scheme of the intrusive breccia systems in the Baia Mare region

Institutul Geologic al României

(220^0–180^0C), concomitent cu creşterea relativă a concentraţiei fluidelor. Conţinuturile mari de taliu, cât şi cele de argint (inclus sub formă globulară) din pirită confirmă acest domeniu de temperatură scăzută. Caracterele termodinamice respective plasează sistemul Borzaş spre partea finală de evoluţie a sistemelor de brecii intrusive de la Kelemen şi Socea (Figura) şi explică atât poziţia sa superioară în raport cu aceste structuri, cât şi predominanţa mineralizaţiei auro-argentifere.

the mineralizing fluids evolved into a limited temperature range (220^0-180^0C) concomitantly with the relative increasing of the fluid concentration. The high contents of thallium as that of silver (included as globules) in pyrite confirm this low temperature domain. These thermodynamic characters place the Borzaş system to the final part of the evolution of the Kelemen and Socea intrusive breccia systems (Figure) and explain both its upper position in comparison with these structure and the prevalence of the auro-argentiferous mineralization.

Institutul Geologic al României

ZONELE DE ALTERARE HIDROTERMALĂ INTERCEPTATE DE FORAJE ÎN VULCANITELE NEOGENE DIN CARPAŢII ORIENTALI
HYDROTHERMAL ALTERATION ZONES INTERCEPTED BY BOREHOLES IN THE NEOGENE VOLCANICS OF THE EAST CARPATHIANS

C. STANCIU

O trăsătură caracteristică a activităţii postmagmatice din Munţii Călimani-Gurghiu-Harghita o constituie larga varietate de produse formate în condiţii genetice extrem de diferite în timpul evoluţiei sistemelor postmagmatice: de la alteraţii ± mineralizaţii de tip "porphyry", care au o largă răspândire, se trece la un sistem epitermal (filonian, cu sulfuri polimetalice, bine individualizat la Stânceni sau impregnaţii cu cinabru la Ivo-Cocoizaş şi Sântimbru), urmat de o manifestare postvulcanică de tip sulfatarian-hidrotermal metasomatic (sulf în caldera Călimani) şi sulfatarian activ (la Turia).

Elaborarea prezentului studiu este bazat pe datele provenite din cercetarea forajelor amplasate în următoarele structuri:

A characteristic feature of the postmagmatic activity in the Călimani - Gurghiu - Harghita Mts is the wide variety of products formed under quite different genetic conditions during the evolution of the postmagmatic systems: from the widespread porphyry-type alteration ± mineralization, to an epithermal system (vein system with base-metal sulphides, well individualised at Stânceni, or cinnabar at Ivo-Cocoizaş and Sântimbru) followed by a post-volcanic development of sulfatarian-hydrothermal metasomatic (sulphur in the Călimani caldera) and active solfatarian (at Turia) type.

The elaboration of the present study is based on data provided by the survey of the boreholes located in the following structures:

Structure	Number of wells		
	structural	of medium depth	of shallow depth
SOUTH GURGHIU MTS			
Seaca - Tătarca crater	1	1	–
Şumuleu crater	1	4	–
Fierăstraie crater	–	2	–
HARGHITA MTS			
Ostoroş crater	2	9	5
Ivo-Cocoizaş crater	–	6	9
Vârghiş crater	–	7	–
Băile Harghita extracraterial zone	1	–	–
Băile Sântimbru extracraterial zone	1	–	1

Pentru fiecare structură în parte sunt prezentate cronologia produselor eruptive, condiţiile structural genetice în care apar produsele de alterare, precum şi aprecieri privind potenţialul metalogenetic; pentru reprezentarea grafică, căreia i s-a acordat o atenţie deosebită, au fost întocmite coloane litologice şi de alterare hidrotermală, la scara 1:2.000, obţinându-se o imagine cartografică unitară.

S-a constatat că din punct de vedere structural, în toate situaţiile analizate s-a interceptat o formaţiune stratovulcanică (compartimentul superior) andezitică dezvoltată până la adâncimea de 1200 m (după informaţiile forajelor structurale) cu caracter subordonat dacitic (Ostoroş şi Vârghiş) şi străpunsă de nume-

For each structure we presented: chronology of the eruptive products, genetic structural conditions under which the alteration products occur, as well as estimations on the metallogenetic potential; for the graphic representations (to which special attention was paid), lithostratigraphic and hydrothermal alteration columns were elaborated, scale 1:2,000, a unitary cartographic image being obtained.

It is of note that, from the structural point of view, in all studied situations a stratovolcanic (upper compartiment) andesitic formation was intercepted developed up to 1.200 m (according to structural drilling data), which displays a subordinate dacitic character (Ostoroş and Vârghiş) and is penetrated by numerous

Institutul Geologic al României

roase corpuri mici de andezite, microdiorite porfirice, microdiorite sau chiar diorite (Vârghiş); în craterul Fierăstraie a fost interceptată şi formaţiunea vulcano-sedimentară (compartimentul inferior).

Comparând produsele de alterare hidrotermală interceptate de foraje din Munţii Harghita cu cele din masivul Gurghiu se constată atât existenţa unor similitudini cât şi prezenţa unor aspecte specifice, proprii ariilor din Harghita:

– *Aspecte comune*: a) alteraţii şi mineralizaţii generate de procese intrusive (din care unele sunt de tip porphyry) de la suprafaţă până la adâncimea de 1200 m, care sunt bine reprezentate în craterul Ostoroş şi caldera Ivo-Cocoizaş (Munţii Harghita), comparabile cu cele dezvoltate în structurile Şumuleu şi Fâncel-Lăpuşna din Munţii Gurghiu; b) faciesurile de alterare sunt asemănătoare şi prezintă o dezvoltare în jurul apofizelor intrusive cu tendinţă zonală, ceea ce conferă ansamblului hidrometasomatic un aspect recurent; c) fondul petrografic iniţial este reprezentat prin roci proaspete cu transformări incipiente sau roci propilitice de natură autometamorfică; d) activitatea hidrotermală s-a manifestat în cadrul compartimentului superior.

– *Aspecte specifice*: a) în zonele de tip porphyry o intensă activitate a borului, legată de un stadiu pneumatolitic tardiv, a determinat formarea rocilor turmalinice şi a filoanelor cu turmalină + cuarţ, bine reprezentate în partea nordică a Munţilor Harghita, în structurile Ostoroş şi Ivo-Cocoizaş; spre sud aceste produse diminuează mult, apărând ca ocurenţe mici şi sporadice la Vârghiş şi Băile Sântimbru; b) unele depozite de andezite argilizate au dezvoltări importante şi constituie obiectiv de exploatare la Băile Harghita; c) existenţa unei mineralizaţii (tip fisural şi impregnaţie) cu cinabru (la Ivo-Cocoizaş şi Sântimbru).

Produsele de alterare din Munţii Gurghiu de sud şi Harghita se grupează în două mari categorii:

a) produse generate de sisteme intrusive, care se găsesc în numeroase intervale situate de la suprafaţă până la adâncimea de 1200 m; seria de alterare completă de neoroci este: biotitice-cloritice-potasiu-feldspatice-sericitice-carbonatice- argilice-silicice- turmalinice; corelarea dintre intruziuni şi alterarea hipogenă este evidentă în unele structuri din Munţii Gurghiu de sud şi partea nordică a Munţilor Harghita; cele de la Şumuleu, Ostoroş, Ivo-Cocoizaş au parametri corespunzători sistemului, porphyry, rocile biotitice din craterul Şumuleu se asociază cu o mineralizaţie diseminată de Cu, iar cele din craterul Ostoroş se asociază cu o mineralizaţie diseminată de Zn-Pb>Cu; rocile cloritice din caldera Ivo-Cocoizaş conţin o mineralizaţie cupriferă diseminată;

b) faciesurile de alterare afiliate intruziunilor sunt succedate de produsele de tip epitermal (argilizări +

bodies (with variable sizes) of andesites, porphyry microdiorites, microdiorites or even diorites (Vârghiş); in the Fierăstraie crater the volcano-sedimentary formation (lower compartment) was also intercepted.

A comparison of the hydrotermal alteration products intercepted by boreholes in the Harghita Mts with those in the Gurghiu Mts stresses out both the existence of certain similarities and the presence of specific aspects proper to the Harghita area.

– *Common aspects*: a) alterations and mineralizations generated by intrusive processes (some of which are of porphyry type) from the surface to a depth of 1200 m, well represented in the Ostoroş crater and the Ivo-Cocoizaş caldera (Harghita Mts), and comparable with those developed in the Şumuleu and Fâncel-Lăpuşna structures in the Gurghiu Mts; b) the alteration facies are almost similar and they are developed around the intrusive apophyses with a zonal trend, which gives the hydrometasomatic assemblage a recurrent aspect; c) the initial petrographic bulk is represented by fresh rocks with incipient alterations or propylitic rocks of autometamorphic origin; d) the hydrothermal activity developed within the upper compartment.

– *Specific aspects*: a) in the porphyry-type zones, an intense boron activity, related to late pneumatolytic stage, resulted in tourmaline rocks and tourmaline + quartz veins, well represented in the northern part of the Harghita Mts in the Ostoroş and Ivo-Cocoizaş structures; southward, these products diminish, appearing as small and sporadic occurrences at Vârghiş and Băile Sântimbru; b) some argillized andesite deposits are quite developed and are being exploited at Băile Harghita; c) the existence of a cinnabar mineralization (of fissure and impregnation type) at Ivo-Cocoizaş and Sântimbru.

The alteration products in the South Gurghiu and Harghita Mts are grouped into two categories:

a) products yielded by intrusive systems which occur in numerous intervals situated up to a depth of 1200 m; the complete neorocks alterations series is: biotitic-chloritic-potassium-feldspathic-sericitic-carbonatic-argillic-silicic-tourmalinic; the correlation between intrusions and hydrothermal alteration is evident in some structures in the South Gurghiu Mts and in the northern part of the Harghita Mts; the structures occurring at Şumuleu, Ostoroş, Ivo-Cocoizaş display parameters corresponding to the porphyry-type system; the biotitic rocks in the Şumuleu crater are associated with a Cu-disseminated mineralization and those in the Ostoroş crater are associated with a Zn-Pb-Cu-disseminated mineralization; the chloritic rocks in the Ivo-Cocoizaş caldera contain a Cu-disseminated mineralization;

b) the alteration facies related to the intrusions are

Institutul Geologic al României

silicifieri), situate în apropierea suprafeţei, care cantonează impregnaţiile şi filonaşele cu cinabru de la Ivo-Cocoizaş şi Sântimbru şi care la Băile Harghita constituie un mare depozit argilitic (în exploatare).

În figură este prezentat un model al alteraţiei hidrotermale în structura Ivo-Cocoizaş care este parţial valabil (exceptând produsele zonei cinabrifere) şi pentru structura Ostoroş.

Considerăm că gradul de cunoaştere al efectelor hidrotermale şi valorificarea acestora, aşa cum a fost realizată până în prezent, nu este epuizată, structurile Ivo-Cocoizaş, dar mai ales Şumuleu şi Ostoroş având premize favorabile pentru cercetarea printr-o activitate minieră.

succeeded by epithermal (argillizations + silicifiations) type products, situated near the surface, which host the Ivo-Cocoizas and Santimbru cinnabar impregnations and veins; at Băile Harghita they constitute a large argillitic deposit (in operation).

Figure presents a model of the hydrothermal alteration zonality in the Ivo-Cocoizas structure which is partially (excepting the products of the cinnabar zone) valid for the Ostoroş structure.

We consider that the degree of knowledge of the hydrothermal effects and their assessment have not been completely achieved so far, the Ivo-Cocoizas and particularly Şumuleu and Ostoroş structures showing good prospects for future mining activities.

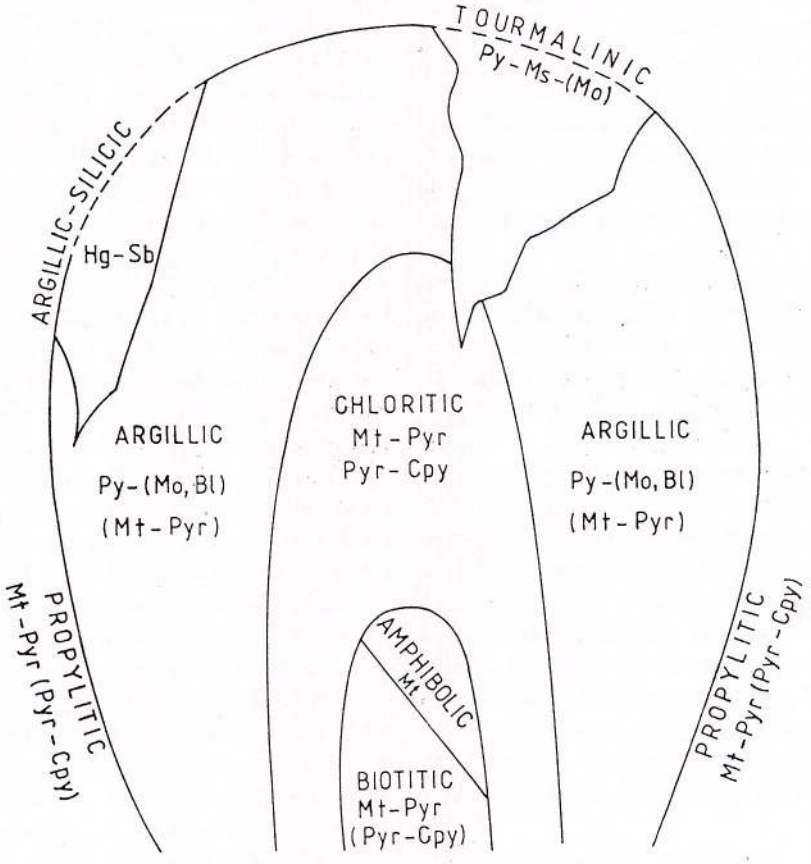


Fig. – Zonele de alterare-mineralizare in structura Ivo-Cocoizaş. Bl-sfalerite; Cpy-calcopirită; Hg-cinabru; Mo-molibdenit; Ms-marcasit; Mt-magnetit; Py-pirită; Pyr-pirotină; Sb-stibină subordonat (după Constantina Stanciu, 1984)

Alteration-mineralization zones in the Ivo-Cocoizaş structure. Bl-sphalerite; Cpy-chalcopyrite; Hg-cinnabar; Mo-molybdenite; Ms-marcasite; Mt-magnetite; Py-pyrite; Pyr-Pyrrhotite; Sb-stibnite subordinate. (after Constantina Stanciu, 1984).

Institutul Geologic al României

STUDIUL STRUCTURAL ŞI METALOGENETIC AL METAMORFITELOR DIN REGIUNEA BROŞTENI-BORCA
STRUCTURAL AND METALLOGENETIC STUDY OF THE METAMORPHIC ROCKS FROM BROŞTENI-BORCA REGION

A. VODĂ, M. MUNTEANU

Regiunea Broşteni-Borca se încadrează în structura geologică majoră a pânzelor central-est-carpatice numite şi Dacide mediane (Săndulescu, 1967, 1975, 1984; Balintoni et al., 1983), fiind amplasată pe bordura estică a acestora. Zona are o pronunţată ridicare axială care face ca seria stratelor de Sinaia din pânza de Ceahlău a Dacidelor externe să vină în contact cu partea inferioară a soclului cristalin al pânzei alpine sub-bucovinice, reprezentată prin unitatea prealpină de Rodna.

Structura geologică se ridică treptat de la Broşteni spre sud (Fig.) până la falia Grinţieşul Mare-Valea Seacă. Această falie, cu efect de decroşare dextră, produce revenirea, pe bordura zonei cristalino-mezozoice, a sinclinalului marginal extern din compartimentul Hăghimaş.

Pânza sub-bucovinică apare sub forma unei fâşii înguste între Holda şi Borca şi, cu o extindere considerabil mai mare, între pârâul Borca şi pârâul Grinţieşul Mare. Pânza bucovinică aflorează pe o suprafaţă mai mare la nord de pârâul Steghioara, într-o structură sinclinală, flancată la est şi la vest de structuri anticlinale în care apar pânza infrabucovinică de Arşiţa Barnarului la vest şi pânza sub-bucovinică la est. La sud de pârâul Steghioara până la pârâul Grinţieşul Mare, pânza bucovinică este aproape în totalitate erodată, păstrându-se ca o fâşie îngustă, limitată de falii direcţionale nord-sud.

Digitaţia Tarniţa, identificată în zona Gemenea-Broşteni (Săndulescu, 1981), a fost delimitată la sud de Broşteni sub forma unei fâşii aproape continue pe bordura zonei cristalino-mezozoice până la pârâul Secu (Borca), apoi sub formă de mari lame de şariaj sub frontul pânzei bucovinice, în versantul stâng al pârâului Borca şi sub formă de petice de acoperire peste pânza sub-bucovinică, pe creasta dintre pârâul Budacu şi pârâul Borcuţa şi în zona vârfului Grinţieşul Mare.

Formaţiuni ale seriei de Tulgheş atribuite digitatiei Tarniţa au fost interceptate în unele foraje din regiu-

Broşteni-Borca region is integrated in the general geological structure of the Central-East-Carpathian Nappes, also named Middle Dacides (Săndulescu, 1967, 1975, 1984; Balintoni et al., 1983), being situated at their eastern border. This zone has a pronounced axial uplift which has made possible the tectonic contact between the Sinaia Beds Series (from Ceahlău Nappe of the External Dacides) and the lower part of the crystalline basement of the Alpine Sub-bucovinian Nappe, represented by the pre-Alpine Rodna Unit.

The geological structure gradually raises from Broşteni as far to the south as the Grinţieşul Mare-Valea Seacă Fault (Fig.). This dextral fault has brought again the External Marginal Syncline from the H[aghima[s compartment on the border of the East Carpathian Crystalline Mesozoic Zone.

The Sub-bucovinian Nappe occurs as a narrow strip between Holda and Borca and, with a considerably greater extension, between Borca and Grinţieşul Mare Creek. On the contrary, the Bucovinian Nappe occurs across a larger area in the north of the Steghioara creek within a syncline-like structure, bordered to the east and to the west by anticline structures, in which the Arşiţa Barnarului Infra-bucovinian Nappe (to the west) and the Sub-bucovinian Nappe (to the east) occur. Between the Steghioara creek and the Grinţieşul Mare creek the Bucovinian Nappe is almost completely eroded, only a narrow strip, limited by faults to the east and to the west, being preserved.

Tarniţa Digitation, previously identified in Gemenea-Broşteni zone (Săndulescu, 1981) has been separated in the south of Broşteni, too, as an almost continuous band on the border of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone up to the Secu (Borca) creek and, as large overthrust blades beneath the front of the Bucovinian Nappe, in the left slope of the Borca creek or as thrust outliers, upon the Sub-bucovinian Nappe, on the crest between the Budacu creek and the Borcuţa creek and around the Grinţieşul Mare Peak.

Institutul Geologic al României

nea Broşteni-Borca, demonstrându-se existenţa digitaţiei până la circa 3–5 km spre vest faţă de zona de apariţie la suprafaţă.

Şariajul pânzelor central-est-carpatice (Dacide mediane) peste flişul de Sinaia este ultimul eveniment de acest fel, fiind posterior şariajelor pânzelor bucovinică, sub-bucovinică şi infrabucovinice, situaţie confirmată prin foraje la Broşteni.

Regiunea Broşteni-Borca se găseşte imediat la sud de câmpul minier Leşu Ursului, în care metalogeneza cambriană a seriei de Tulgheş este reprezentată prin zăcăminte de sulfuri polimetalice. Ridicarea structurii geologice spre sud reduce aria de apariţie a unităţii structurale bucovinice care conţine mineralizaţiile polimetalice şi, în acelaşi timp, face să apară unitatea structurală alpină inferioară (pânza sub-bucovinică) în care debutul metalogenezei cambriene este exprimat de numeroasele iviri de minereuri de mangan şi de mineralizaţii stratiforme de baritină.

Rocks of the Tulgheş Series attributed to the Tarniţa Digitation have been found in several drillings in the Broşteni-Borca region supporting the presence of the digitation as far as 3–5 km west of the outcropping zone.

The overthrust of the Central-East Carpathian Nappes upon the Sinaia Flysch is the last event of this type, being subsequent to the Bucovinian, Sub-bucovinian and Infra-bucovinian overthrusts, situation also confirmed by drillings at Broşteni.

As a metallogenetic district, the Broşteni-Borca region is a southern extension of the Leşu Ursului mining field (where the Cambrian metallogenesis of the Tulgheş Series is materialized in polymetallic sulfide deposits). The uplift of the geological structure to the south has diminished the outcropping area of the polymetallic-ore bearing formations of the Bucovinian Nappe and, at the same time, has revealed the inferior Alpine structural unit (the Sub-bucovinian Nappe) in which the Cambrian metallogenesis is expressed by manganese-ore and stratiform barite occurrences.

References

Balintoni, I., Gheucă, I., Vodă, Al. (1983) Alpine and Hercynian Overthrust Nappes from Central and Southern Areas of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone. *An. Inst. Geol. Geof.*, LX, p. 15–20, Bucureşti.

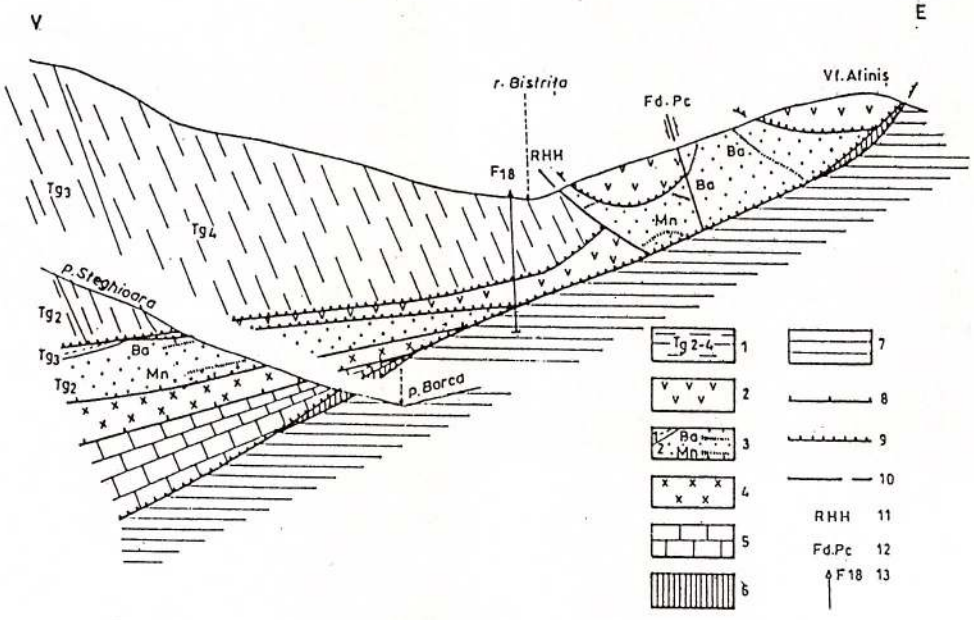
Săndulescu, M. (1967) La nappe de Hăghimaş – une nouvelle nappe de decollement dans les Carpathes Orientales. *Ass. Geol. Carp.-Balk.*, VIII-éme Congr., Rapp. geotect., p. 179–185, Bucureşti.

— **(1975)** Studiul geologic al părţii centrale şi nordice a sinclinalului Hăghimaş. *An. Inst. Geol. Geof.*, XLV, 200 p., Bucureşti.

— **(1984)** Geotectonica României. Ed. Tehnică, Bucureşti.

Vodă, Al. (1986) Central East-Carpathian nappes in the Broşteni-Borca region. *D.S. Inst. Geol. Geof.*, LXVI/1, p. 233–246, Bucureşti.

Institutul Geologic al României



Corelarea structurii geologice de la Holdiţa-Broşteni şi Borca (pârâul Steghioara):

1, pânza bucovinică, seria de Tulgheş; formaţiunile Tg_2–Tg_4; 2, digitaţia Tarniţa, seria de Tulgheş, formaţiunea Tg_3; 3–5, pânza sub-bucovinică: 3, pânza prealpină de Putna, seria de Tulgheş; formaţiunile Tg_2 şi Tg_3; Mn-mineralizaţii de mangan; Ba-mineralizaţii de baritină; s-mineralizaţii de sulfuri; 4, pânza prealpină de Pietrosu Bistriţei, seria de Negrişoara; 5, unitatea prealpină de Rodna, seria de Rebra în faciesul de Steghioara; 6, formaţiuni sedimentare mezozoice în facies sub-bucovinic (în lamă de şariaj); 7, pânza de Ceahlău, strate de Sinaia; 8, şariaj prealpin; 9, şariaj alpin; 10, falie; 11, retroîncălecarea Holdiţa-Hăleasa (RHH); 12, falia direcţională pârâul Casei (FdPC); 13, foraj executat (nr. 18).

Correlation of profiles representing the geological structures from

Holdiţa-Broşteni and Borca (Steghioara Creek). 1, Bucovinian Nappe, Tulgheş Series, Tg_2–Tg_4 formations; 2, Tarniţa Digitation, Tulgheş Series, Tg_3 formation; 3, 4, 5, Sub-bucovinian Nappe: 3, Pre-Alpine Putna Nappe, Tulgheş Series, Tg_2 and Tg_3 formations; Mn-manganese mineralizations; Ba-baryte mineralizations; s-sulphide mineralizations; 4, Pre-Alpine Pietrosu Bistriţei Nappe, Negrişoara Series; 5, Pre-Alpine Rodna Unit, Rebra Series, Steghioara facies; 6, Mesozoic sedimentary formations Sub-bucovinian facies (in an overthrust blade); 7, Ceahlău Nappe, Sinaia Layers; 8, Pre-Alpine overthrust; 9, Alpine overthrust; 10, Fault; 11, Holdiţa-Hăleasa reverse thrust (RHH); 12, Pârâul Casei strike-slip (FdPC); 13, drilling (no. 18).

Institutul Geologic al României

CORELĂRI LITOSTRATIGRAFICE, STRUCTURALE ŞI METALOGENETICE ÎN CRISTALINUL CARPAŢILOR ORIENTALI
LITHOSTRATIGRAPHIC, STRUCTURAL AND METALLOGENETIC CORRELATIONS IN THE EAST CARPATHIANS CRYSTALLINE-MESOZOIC ZONE

A. VODĂ, M. MUNTEANU

Modelul structural actual al zonei cristalino-mezozoice elaborat de Săndulescu (1967, 1975, 1984) şi Balintoni et al. (1983) stabileşte existenţa unor pânze alpine, mezocretacice (pânza bucovinică, pânza subbucovinică şi pânzele infrabucovinice) şariate de la vest la est, fundamentul cristalin al acestora fiind alcătuit din pânze prealpine. În pânzele alpine superioare – numim în acest mod pânzele alpine bucovinică şi subbucovinică – fiecare pânză prealpină este alcătuită dintr-o singură serie metamorfică (Fig.), după cum urmează:

1) pânza de Rarău, alcătuită din seria de Bretila (Proterozoic Mediu ?), gnaise, micaşisturi şi amfibolite, şariată peste

2) pânza de Putna, care constă din seria de Tulgheş (Cambrian-Ordovician inferior ?):: şisturi sericito-clorito-cuarţitice ± porfiroblaste de albit ± pseudomorfoze de rutil după ilmenit, şisturi cuarţo-feldspatice, cuarţite negre, şisturi carbonatice, metariolite şi şisturi verzi, şariată peste

3) pânza de Pietrosu Bistriţei, formată din seria de Negrişara (Proterozoic terminal-Cambrian inferior ?): porfiroidul de Pietrosu Bistriţei, gnaise cu biotit, micaşisturi retromorfe, calcare, cuarţite negre şi amfibolite, şariată, la rândul ei peste

4) unitatea de Rodna, constituită din seria de Rebra (Proterozoic superior ?): gnaise şi micaşisturi, calcare, amfibolite şi cuarţite negre, a cărei limită inferioară este reprezentată întotdeauna de un plan de şariaj alpin (bucovinic sau sub-bucovinic) din acest motiv fiind denumită unitate prealpină, nu pânză prealpină.

În acest context, separarea unor formaţiuni metamorfice cu extindere locală şi dificil de corelat între ele (formaţiunile de Chiril, Mândra, Poiana Grebin, Balaj, Argestru, Steghioara şi Tibău) a complicat foarte mult modul de înţelegere a alcătuirii tectonice a zonei cristalino-mezozoice.

În urma noilor observaţii am ajuns la concluzia că formaţiunile cu arie de apariţie restrânsă menţionate mai sus reprezintă faciesuri retromorfe ale unor secvenţe din seriile cristaline ce alcătuiesc unităţile

The East Carpathians are built up by three strikingly different NNW-SSE oriented bands; a Precambrian-Caledonian metamorphic terrane with a sedimentary Mesozoic cover (the Crystalline-Mesozoic Zone) in the middle, a Cretaceous-Paleogene flysch to the east and a volcanic chain, chiefly andesitic, to the west.

The nowadays structural model of thre Crystalline-Mesozoic Zone, worked out by Săndulescu (1967, 1975, 1984) and Balintoni et al. (1983) assert the existence of two nappe systems: the upper Transylvanian Nappe System, which consists of cover nappes, and the lower Central-East-Carpathian Nappe System comprising shearing nappes (Bucovinian Nappe, Sub-bucovinian Nappe and infrabucovinian Nappe) of Alpine age, thrust from the west to the east, their metamorphic basement being built up by pre-Alpine nappes. From the top to the bottom these pre-Alpine nappes are (Fig. 1):

1) Rarău Nappe, built up by the Bretila Series (Middle Proterozoic?): amphibolites and almandine-pyrope gneisses and micaschists;

2) Putna Nappe which consists of the Tulgheş Series (Cambrian-Lower Ordovician?): quartz-sericite-chlorite schists ± albite porphyroblasts ± rutile pseudomorphs upon ilmrenite, quartz-feldspar schists, black quartzites, lime-chlorite-sericite schists, metarhyolites and greenschists;

3) Pietrosu Bistriţei Nappe, made up by Negrişoara Series (final Proterozoic-Lower Cambrian?): Pietrosu Bistriţei Porphyroid (metadacite) biotite gneisses, retromorphosed micaschists, limestones, black quartzites and amphibolites;

4) Rodna Unit, buiilt up by the Rebra Seriues (Upper Proterozoic?): micaschists and gneisses with biotite, garnet, staurolite, kyanite, cordierite and sillimanite, limestones with zoisite, tremolite, phlogopite and diopside, amphibolites and black quartzites, its lower limit being always an Alpine overthrust plane (Bucovinian or Sub-bucovinian).

Institutul Geologic al României

tectonice prealpine. Ele se grupează în baza celui mai clar şariaj prealpin, cel al pânzei de Rarău şi în baza pânzelor alpine superioare (Fig.). Astfel, formaţiunile de Chiril, Mândra, Poiana Grebin şi Balaj au fost echivalate cu părţi ale seriei de Bretila iar formaţiunile de Argestru, Steghioara şi Tibău au fost interpretate ca aparţinând succesiunilor litostratigrafice ale seriei de Rebra.

Validitatea acestui model structural care repreziuntă o variantă îmbunătăţită, cu mai puţine complicaţii tectonice, a celei exprimate de Balintoni et al. (1983), este susţinută şi de studiile din Munţii Maramureşului în nord şi din Munţii Perşani în sud.

Aproape toate zăcămintele din zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali se află cantonate în rocile seriei de Tulgheş. Aceste mineralizaţii sunt singenetice, stratiforme, având un control stratigrafic riguros. Au fost identificate cinci faze metalogenetice în seria de Tulgheş: prima, în partea inferioară a formaţiunii cuarţitelor negre (Tg_2) constând în mineralizaţii manganifere, a doua fază, tot manganiferă dar însoţită lateral de depuneri de baritină (estice), în partea superioară a formaţiunii cuarţitelor negre şi ultimele trei faze metalogenetice legate de formaţiunea metavulcanitelor acide (Tg_3), constând în mineralizaţii de sulfuri polimetalice şi cuprifere.

Planul de şariaj bucovinic a tăiat atât domeniul de acumulare al sulfurilor cât şi pe cel al mineralizaţiilor manganifere în aşa fel încât aproape toate zăcămintele polimetalice au fost preluate de pânza bucovinică iar acumulările de mangan de interes economic au rămas în pânza sub-bucovinică.

Cum zăcămintele de mangan şi baritină apar în zona de bordură a pânzei sub-bucovinice este de presupus că partea de est a zonei de depunere a fost fie tăiată de planul de forfecare sub-bucovinic, fie erodată odată cu fruntea pânzei sub-bucovinice.

Corelarea datelor pe întreaga zonă a Munţilor Maramureşului şi Munţilor Bistriţei sugerează o migraţie a zonelor de depunere cambriene de la est spre vest pentru depunerile de mangan şi de la vest spre est pentru sulfurile polimetalice.

In this context, the identification of additional local metamorphic formations, difficult to correlate with each other (Chiril, Mândra, Poiana Grebin, Balaj, Argestru, Steghioara and Ţibău formations) has exaggerated the tectono-structural complexity of the Crystalline-Mesozoic Zone. The new field observations supported the assumption that the above-mentioned formations of restricted occurrence represent retromorphic facies of different sequences from pre-Alpine tectonic units. Chiril, Mândra, Poiana Grebin and Balaj formations have been attributed to the Bretila Series whereas Argestru, Steghioara and Ţibău formations have been considered as being parts of the Rebra Series. The validity of this structural model is proved by the studies in the Maramureş Mountains and in the Perşani Mountains, north and south of the Crystalline-Mesozoic Zone, respectively.

Almost all ore deposits known in the Crystalline-Mesozoic Zone are hosted by rocks of the Tulgheş Series. These are syngenetic, stratiform mineralizations and have a rigorous stratigraphic control. Five metallogenetic phases have been identified in the Tulgheş Series: the first, in the lower part of the black quartzites formation (Tg_2) consists of manganese mineralizations; the second phase is also manganoan but accompanied by distal barite deposits, localized in the upper part of the black quartzites formation; the last three metallogenetic phases are linked to the metarhyolite formation (Tg_3) and consists of polymetallic and copper sulfide mineralizations.

The Bucovinian thrust plane has cut both sulfide and Mn-bearing areas in such a way that almost all the sulfide deposits have been inherited by the Bucovinian Nappe and all the economically significant manganese mineralizations have remained in the Sub-bucovinian Nappe.

As the manganese and barite deposits occur on the border of Sub-bucovinian Nappe it is apparent that the eastern part of the deposition area either has been cut by the Sub-bucovinian thrust plane or has been eroded together with the front of the Sub-bucovinian Nappe.

The correlation of the field data throughout the Bistriţei Mountains and Maramureş Mountains suggests a migration of the Cambrian depositional domains from the east to the west for manganese mineralizations and from the west to the east for copper, lead and zinc mineralizations.

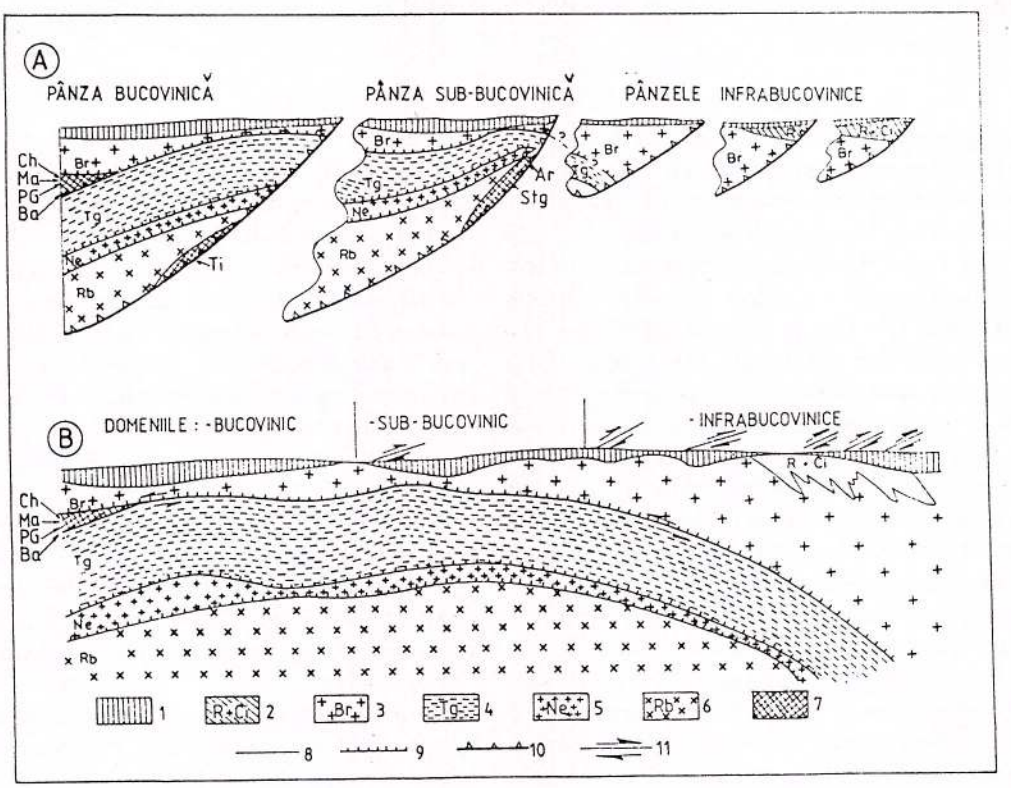
Institutul Geologic al României

References

Balintoni, I., Gheuca, I., Vodă, Al. (1983) Alpine and Hercynian Overthrust Nappes from Central and Southern Areas of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone. *An. Inst. Geol. Geof.*, LX, p. 15–22, Bucureşti.

Săndulescu, M. (1967) La nappe de Hăghimaş – une nouvelle nappe de décollement dans les Carpathes Oriéntales *Ass. Géol. Carp.-Balk.*, VIII-éme Congr. Rapp. geotect., p. 179–185, Belgad.

Săndulescu, M. (1984) Geotectonica României. Ed. Tehnică, Bucureşti.Alpine and Hercynian Overthrust Nappes from Central and Southern Areas of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone. *An. Inst. Geol. Geof.*, LX, p. 15–22, Bucureşti.



Prezentarea schematică a unităţilor structurale prealpine şi alpine din pânzele central-est-carpatice (A) şi un posibil aranjament structural premezocretacic (B).

1, succesiuni mezozoice ale seriilor sedimentare bucovinică, sub-bucovinică şi infrabucovinice; 2, Seriile varistice de Rusaia, Repedea (R) şi Cimpoiasa (Ci); 3, Pânza prealpină de Rarău (Br-seria de Bretila); 4, Pânza prealpină de Putna (Tg-seria de Tulgheş; 5, Pânza prealpină de Pietrosu Bistriţei (Ne-seria de Negrişoara); 6, Unitatea prealpină de Rodna (Rb-seria de Rebra); 7, Localizarea apariţiilor de succesiuni retromorfe prealpine (Ch, Mâ, PG,. Ba) şi alpine (Ti, Ar, Stg); 8, Limită geologică normală; 9,Şariaj prealpin; 10, Şariaj alpin; 11, Forfecări alpine.
Ch-seria (formaţiunea) de Chiril; Mâ-formaţiunea de Mândra; PG-formaţiunea de Poiana Grebin; Ba-formaţiunea de Balaj; Ti-seria de Ţibău; Ar-seria de Argestru; Stg-seria de Steghioara.

Simplified view of the pre-Alpine and Alpine structural units from the Central-East-Carpathian nappes (A) and a possible pre-Mesocretaceous structural arrangement (B).

1, Mesozoic suites of the Bucovinian, Sub-bucovinian and Infrabucovinian sedimentary series; 2, Rusaia, Repedea (R) and Cimpoiasa (Ci) Hercynian series; 3, Rarău pre-Alpine Nappe (Br-Bretila Series); 4, Putna pre-Alpine Nappe (Tg-Tulgheş Series); 5, Pietrosu Bistriţei pre-Alpine Nappe (Ne-Negrişoara Series); 6, Rodna pre-Alpine Unit (Rb-Rebra Series); 7, Position for the occurrences of pre-Alpine (Ch, Mâ, PG, Ba) and Alpine (Ti, Ar, Stg) retromorphosed suites; 8, Normal geological limit; 9, Pre-Alpine overthrust; 10, Alpine overthrust; 11, Alpine shearing.
Ch-Chiril Series (Formation); Mâ-Mândra Formation; PG-Poiana Grebin Frormation; Ba-Balaj Formation; Ti-Ţibău Series; Ar-Argestru Series; Stg-Steghioara Series.

Institutul Geologic al României

PROPRIETĂŢILE MAGNETICE ŞI DENSITĂŢILE METAMORFITELOR ŞI VULCANITELOR DIN ZONA CRISTALINO–MEZOZOICĂ, MUNŢII GURGHIU DE SUD ŞI HARGHITA DE NORD
MAGNETIC PROPERTIES AND DENSITIES OF METAMORPHIC AND IGNEOUS ROCKS FROM THE CRYSTALLINE–MESOZOIC ZONE, SOUTH GURGHIU AND NORTH HARGHITA MTS

D. ROMANESCU, V. STOENESCU, E. SZABO, A. GEORGESCU, V. ROSIN, M. GHIŢĂ, M. MUREŞAN

Studiul a început în anul 1992, având ca obiectiv final realizarea monografiei proprietăţilor fizice ale vulcanitelor şi metamorfitelor situate în arii aparţinând Carpaţilor Orientali, Occidentali şi Meridionali. Până în prezent s-au cercetat metamorfitele zonei cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali şi vulcanitele din Munţii Călimani, Gurghiu şi Harghita de Nord. La elaborarea monografiei am folosit toate informaţiile obţinute de grupa noastră de petrofizică, prin studierea sistematică a proprietăţilor magnetice şi densităţii rocilor, de astfel de date dispunând mai ales pentru terenurile eruptive. Pentru metamorfite am executat în aceşti ani cercetări de teren şi de laborator.

Deoarece cu lucrarea de faţă se încheie studiul zonei cristalino-mezozoice, ea cuprinde informaţii petrofizice sintetice asupra metamorfitelor din întreaga zonă.

În figura 1 este redată situaţia zonelor studiate în Carpaţii Orientali. Hărţile petrofizice (distribuţia susceptibilităţii magnetice şi densităţii), la scara 1:50.000 s-au elaborat numai pentru zone ocupate de vulcanite, acolo unde am dispus de date suficiente. Pentru metamorfite nu ne-am propus să alcătuim hărţi, deoarece limitele de variaţie a valorilor proprietăţilor fizice studiate sunt foarte restrânse.

ZONA CRISTALINO–MEZOZOICĂ. În pânzele de şariaj cu metamorfite, rocilor care conţin SiO_2 în procente mai ridicate, ca şi calcarele, le sunt proprii valori foarte scăzute ale susceptibilităţii magnetice ($0–35*10^{-6}$ uCGS) şi relativ scăzute ale densităţii (2,45–2,70 g/cm^3). Acestea cresc uşor (până la $60*10^{-6}$ uCGS) în cazul şisturilor sericitoase şi chiar cuarţitice, dacă ele conţin procente mai mari de mice, în special biotit, ca şi în acela al şisturilor muscovitice şi mai ales biotitice, şisturilor sericito-cloritoase, al celor tufogene şi al rocilor blastodetritice, datorită conţinutului în clorit al acestora. Toate aceste roci rămân însă în clasa "foarte slab magnetice". Fac excepţie filoanele de lamprofire postmetamorfice, care se întâlnesc în toate unităţile tectonice, precum şi unele granodiorite şi granodiorite gnaisice din granitoidele de Hăghimaş. Toate aceste roci sunt neglijabile ca volum.

This study has begun since 1992, having for a final object the achievement of a monograph of physical properties of metamorphic and igneous rocks situated in areas belonging to the East, West and South Carpathians. Till now the metamorphic rocks from the Crystalline–Mesozoic Zone of the east Carpathians and the igneous rocks from the Călimani, Gurghiu and North Harghita Mountains have been explored. For compiling this monograph we used all the information obtained by a systematic study of magnetic properties and density of rocks. We had such information especially for volcanic areas. To get data about metamorphic rocks in recent years we have performed, field and laboratory researches.

The present work finishes the study of the Crystalline-Mesozoic Zone, consequently it contains synthetic petrophysical data on metamorphic rocks from all this zone.

Figure 1 presents the stage of monograph elaboration for the East Carpathians. The petrophysical maps (magnetic susceptibility and density distribution) have been drawn up only for volcanic areas, where we had enough data at our disposal. We did not make maps of metamorphic rocks because the variation of physical property values are very small.

CRISTALLINE–MESOZOIC ZONE. In all tectonic groups, rocks containing higher SiO_2 percentage, as well as limestones, have very low magnetic susceptibility values ($0–35*10^{-6}$ uCGS) and relatively low density values (2.45–2.70 g/cm^3). The magnetic susceptibility values increase a little (up to $60*10^{-6}$ uCGS) in case of sericitic or quartzitic schists rich in micas, especially biotite, as well as in the case of muscovitic schists, especially biotitic ones, chloritic-sericitic schists, tuffaceous schists and blastodetrital rocks due to their content in chlorite. From the magnetic point of view all these rocks are considered "very weak". The lamprophyre veins, met in all tectonic groups as well as in some granodiorites and gneissic granodiorites from the Hăghimaş Group are an exception, but they have a negligible volume.

Institutul Geologic al României

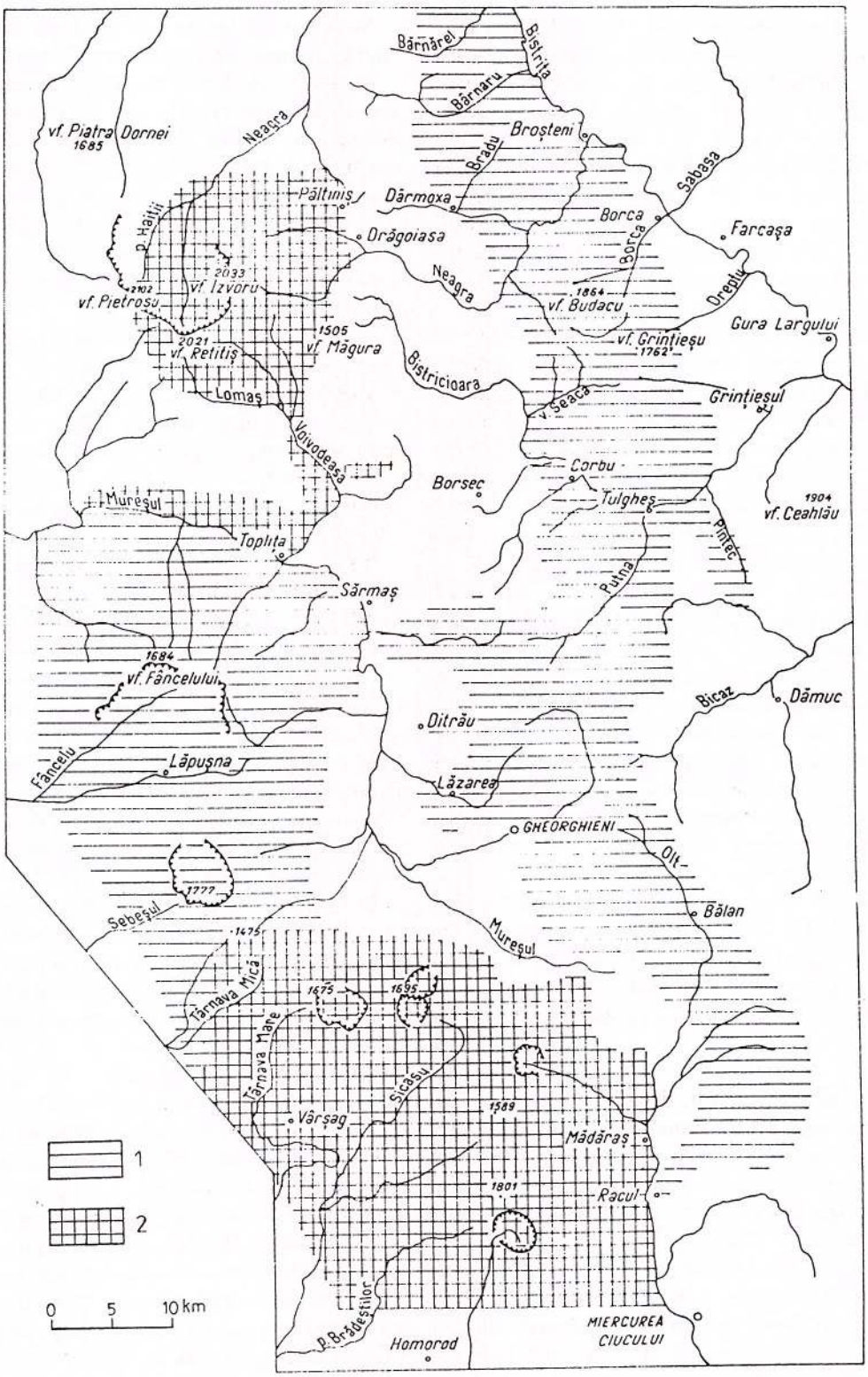


Fig. 1 – Lucrări petrofizice executate în Carpaţii Orientali (Zona cristalino-mezozoică şi munţii Călimani–Gurghiu–Harghita de nord). 1, arii cercetate cuprinse în monografie; 2, arii cercetate şi pentru care s-au elaborat hărţi ale distribuţiei susceptibilităţii magnetice şi densităţii.

Petrographic works carried out in the East Carpathians (Crystalline-Mesozoic Zone in the Călimani–Gurghiu–North Harghita Mountains. 1, Investigated areas included in the monograph; 2, Investigated areas for which distibution maps of magnetic susceptibility and density were elaborated.

Institutul Geologic al României

Rocile cristalofiliene cu susceptibilitate magnetică ridicată, uneori foarte ridicată (500–1000, chiar $10000*10^{-6}$ uCGS), precum şi cu densitate mare (2,60–2,85 g/cm^3) se află numai în alcătuirea grupului Rebra. Acestea sunt, de regulă, şisturi micacee, şisturi cuarţitice–micacee sau cuarţite, toate având un oarecare conţinut de magnetit. Astfel de roci se întâlnesc pe paralele: Barnar (Crucea), Bradu (Dârmoxa), Cristişor (Neagra Broşteni), Borca, precum şi în forajele din zona Lăzarea (Gheorgheni), străbătute de foraje.

Amfibolitele studiate aparţin grupului Rebra. Ele se deosebesc pregnant de celelalte roci ale edificiului cristalofilian al zonei cristalino-mezozoice, prin valori mari ale densităţii (2,80–3,30 g/cm^3) şi în majoritatea cazurilor ale proprietăţilor magnetice (1000–$25000*10^{-6}$ uCGS). Împreună cu celelalte roci cu proprietăţi fizice ridicate fac din grupul Rebra o unitate deosebită, din punctul nostru de vedere, faţă de toate celelalte care alcătuiesc zona cristalino-mezozoică.

ERUPTIVUL NEOGEN DIN MUNŢII GURGHIU DE SUD ŞI HARGHITA DE NORD a fost studiat de noi începând din 1980, prin cercetarea petrofizică sistematică a aflorimentelor, ca şi a coloanelor litologice ale forajelor săpate. Datele obţinute au fost reanalizate, stocate şi prelucrate, obţinându-se tabele sintetice, diagrame şi histograme ale distribuţiei susceptibilităţii magnetice, magnetizării remanente naturale şi densităţii pe tiouri de roci şi pentru diferite zone, ajungându-se la generalizări pentru întreaga regiune.

În figura 2 prezentăm distribuţia globală a valorilor proprietăţilor fizice cercetate în rocile eruptive în Munţii Gurghiu de Sud şi Harghiata de Nord. În această diagramă sunt cuprinse numai rezultatele măsurătorilor "in situ" şi pe eşantioanele prelevate din aflorimente.

Informaţiile obţinute din cercetarea carotelor din foraje sunt analizate separat, deoarece sondele au fost săpate în zone afectate de transformări endogene, proprietăţile fizice având semnificaţii deosebite. Volumul mare de date ne-au permis să constatăm unele legităţi care controlează distribuţia proprietăţilor fizice, cuma ar fi legătura dintre acestea şi modul de zăcământ al rocilor andezitice sau, mai ales, dintre diferitele tipuri de transformări endogene suferite de roci şi proprietăţi fizice. S-au putut face paralelizări între distribuţia proprietăţilor fizice din rocile care formează craterele din Munţii Gurghiu de Sud, pe de o parte, şi din Caldera Bătrâna–Fâncel–Lăpuşa, pe de alta.

Metamorphic rocks having high magnetic susceptibility values, sometimes very high ones (500–1000 even $10000*10^{-6}$ uCGS) and also high density values (2.60–2.85 g/cm^3) are only met in the Rebra Group. As a rule, these are micaschists, micaceous-quartzitic schists or quartzites, all of them containing some magnetite. Such rocks have been met on rivulets: Barnar (Crucea), Bradu (Dârmoxa), Cristişor (Neagra Broşteni), Borca and also in the crystalline basement of the Lăzarea (Gheorgheni) zone crossed by some drillings.

Amphibolites have been met in the Rebra Group only. They are very different from the other rocks of metamorphic structure of the Crystalline–Mesozoic Zone, having high density values (2.80–3.30 g/cm^3) and very often, high values of magnetic properties (1000–$25000*10^{-6}$ uCGS). So, from our point of view, the Rebra Group is a special unit in the frame of the Crystalline–Mesozoic zone.

THE NEOGENE IGNEOUS ROCKS FROM THE SOUTH GURGHIU MOUNTAINS AND NORTH HARGHITA MOUNTAINS. It has been studied since 1980 by a systematic petrophysical research of outcrops and lithologic column of existing drillings. The obtained data have been reanalysed, stored and processed. The results have been presented as synthetic tables, diagrams, histograms of magnetic susceptibility, natural remanent magnetization and density distribution of different types of rocks for different zones. Generalizations for entire zones have been obtained.

In Figure 2 the global distribution of physical property values of igneous rocks in the South Gurghiu and North Harghita Mountains is presented. This diagram presents only the results of "in situ" measurements and of measurements made on samples drawn from outcrops.

The information obtained by measurement of drilling cores are separately analysed because the drilling have been performed in zones affected by endogenous alterations, physical properties having in this case different significance. The great number of data we had at our disposal, allowed us to establish some relations between the distribution of physical properties and emplacement mode of andesitic rocks or between these properties and different kinds of endogenous alterations of rocks. We can also draw a parallel between the physical properties distribution of rocks constituting the craters in the South Gurghiu Mountains, on the one hand, and the Bătrâna–Fâncel–Lăpuşna Caldera, on the other hand.

Institutul Geologic al României

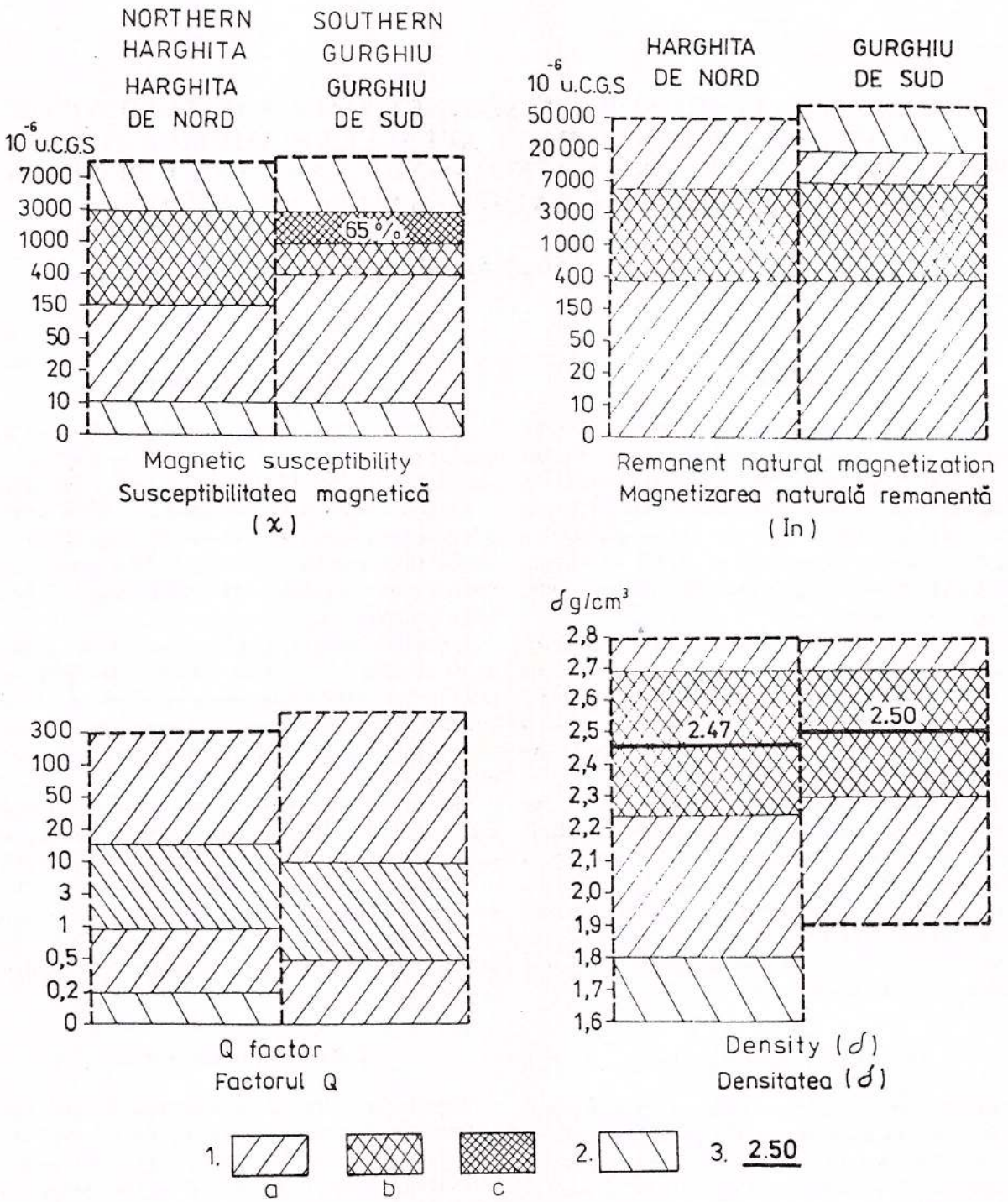


Fig. 2 – Distribuţia valorilor χ, In, Q şi δ în rocile eruptive din zona de sud a munţilor Gurghiu şi de nord a munţilor Harghita. 1, Distribuţia procentuală a valorilor: a, sub 10%; b, peste 10%; c, peste 50%; 2, valori puse în evidenţă în zone restrânse sau valori izolate; 3, media valorilor de densitate.
Distribution of χ, In, Q and δ values in the igneous rocks from the southern zone of the Gurghiu Mountains and the northern zone of the Harghita Mountains. 1, percentage distibution of values; a, below 10%; b, over 10%; c, over 50%; 2, values pointed out in restricted zones or isolated values; 3, mean density values.

Institutul Geologic al României

PALEOMAGNETISMUL ŞI ROCK-MAGNETISMUL FORMAŢIUNILOR PURTĂTOARE DE CĂRBUNI: APLICAŢII ŞI IMPLICAŢII
PALAEOMAGNETISM AND ROCK MAGNETISM OF COAL BEARING FORMATIONS: APPLICATIONS AND IMPLICATIONS

S. C. RĂDAN, M. RĂDAN

Remarci introductive

Pe o serie de roci sedimentare asociate complexelor de lignit din Avanfosa Carpatică (România) au fost aplicate tehnici paleomagnetice şi rock-magnetice.

Magnetizarea remanentă naturală (NRM), RM primară şi RM secundară, precum şi susceptibilitatea magnetică (MS) şi anizotropia ei (AMS) au fost investigate în laboratorul paleomagnetic al Institutului Geologic al României.

Rezultatele au fost obţinute pe argile "proaspete" situate în diferite poziţii în raport cu complexele de cărbune (acoperiş sau culcuş, între complexe sau interstratificate, intim asociate cu cărbunele), precum şi pe argile "coapte" generate prin arderea naturală spontană a unor strate de lignit.

Argilele originale (neafectate de căldură) ce au dobândit o magnetizare remanentă detritică (DRM) au indicat valori mici şi foarte mici ale intensităţii NRM totale (0,01–30 mA/m), ca şi ale MS (65.10^{-6}–755.10^{-6} u.SI). Totuşi, investigaţiile paleomagnetice şi rock-magnetice pe colecţiile de eşantioane respective au condus la date magnetostratigrafice şi de fabric magnetic fezabile (Rădan et al., 1994a).

Rezultate paleomagnetice

Scările magnetocronologice elaborate pentru secţiuni pliocene din zona Motru–Jilţ (nord-vestul Bazinului Dacic) au fost utilizate pentru îmbunătăţirea nominalizării şi corelării stratelor de cărbune, precum şi a localizării limitelor cronostratigrafice.

A fost identificată subcrona Cochiti (4,18–4,29 mil.ani; Cande, Kent, 1995). Acest eveniment paleomagnetic a invalidat numerotarea unor strate de cărbune existentă în documentaţia geologică a carierei Jilţ. Limita dintre Dacianul superior şi Romanianul inferior a fost localizată la nivelul subcronei Cochiti, aceasta fiind controlată prin biozonele stabilite în regiune (Andreescu, 1992).

Introductory remarks

Palaeomagnetic and rock-magnetic techniques have been applied on sedimentary rocks associated with lignite seams from the Carpathian Foredeep (Romania).

Natural remanent magnetization (NRM), primary RM and secondary RM, and equally magnetic susceptibility (MS) and its anisotropy (AMS) have been investigated in the palaeomagnetic laboratory of the Geological Institute of Romania.

The results have been obtained on "fresh" clays situated in different positions related to the coal seams (roof or bed, between seams or interbedded, i.e. intimately associated with the coal), as well as on "baked" clays generated by natural spontaneous burning of lignite seams.

The original clays (not affected by heating) acquiring a detrital remanent magnetization (DRM) have shown very low and low total NRM intensities (0.01–30 mA/m) and MS values (65.10^{-6}–755.10^{-6} SIu.). However, the palaeomagnetic and rock-magnetic investigations of the specimen collections led to reliable magnetostratigraphic and magnetic fabric data (Rădan et al., 1994a).

Palaeomagnetic results

Magnetochronological scales elaborated for Pliocene sections in Motru–Jilt area (north-western Dacic Basin) have been used to improve the nomination and correlation of coal beds, as well as the chronostratigraphic boundary location.

The Cochiti subchron (4.18–4.29 Ma; Cande, Kent, 1995) has been identified. This palaeogeomagnetic event has invalidated the numbering of some lignite beds according to the Jilt quarry geological documentation. The boundary between Upper Dacian and Lower Romanian has been located at the level of Cochiti subchron, this being controlled by biozones established in the area (Andreescu, 1992).

Institutul Geologic al României

Secvenţele de polaritate magnetică rezultate , elaborate pentru secţiunile respective, au evidenţiat şi un interval lung de polaritate inversă atribuit cronei Gilbert Superior.

Pe baza scărilor magnetocronologice pot fi calculate rate de sedimentare, fiind astfel mai bine definit factorul tectono-sedimentar, fundamental în bazinele carbogeneratoare (Rădan et al., 1993a).

Fidelitatea înregistrării magnetostratigrafice a argilelor interstratificate în complexele de cărbune a fost analizată în legătură cu date mineralogice şi geochimice (Rădan et al., 1994b).

Au fost realizate o serie de lucrări experimentale privind comportarea RM, MS şi AMS în timpul "curăţirii" termice aplicată eşantioanelor de argilă ca teste de stabilitate magnetică. In timpul demagnetizării termice au apărut schimbări mineralogice, acestea fiind bine reflectate de testele rock-magnetice (Rădan et al., 1993b). Analizele prin difracţie cu raze X (XRD) realizate pe probe încălzite în laborator (în trepte, până la 700^0C) au evidenţiat procese de transformare mineralogică similare celor descrise pentru argile naturale – porţelanite (argile "coapte" în zona complexelor de lignit arse *in situ*) (Rădan et al., 1994b).

Ca o parte a investigării magnetostratigrafice au fost realizate teste rock-magnetice pe porţelanite şi "clinkere", precum şi pe argile neafectate (argile "proaspete") din vecinătatea lor. S-au determinat magnetizări normale pentru porţelanite şi inverse pentru argilele proaspete. Datele paleomagnetice obţinute pentru porţelanite nu sunt utilizabile pentru calibrarea cronostratigrafică a formaţiunilor pliocene purtătoare de cărbuni, dar sunt fezabile pentru datarea procesului de coacere a secvenţelor detritice şi pentru înregistrarea câmpului geomagnetic din Cuaternar (Rădan et al., 1993a).

Rezultate rock-magnetice

A fost investigată anizotropia susceptibilităţii magnetice (AMS) a formaţiunilor purtătoare de cărbuni, utilizându-se colecţiile paleomagnetice probate în scopuri magnetostratigrafice, în partea de nord-vest a Ba-zinului Dacic (Rădan, Rădan, 1993; Rădan et al., 1994a).

Pe baza distribuţiei verticale a factorilor de anizotropie (L, F, P, E, q, V^0) au fost realizate câteva modele rock-magnetice. S-au folosit, de asemenea, diagrame de anizotropie magnetică (L/F, L/P, F/P, T/P') (Rădan, Rădan, 1993). Pe de altă parte, a fost realizată o analiză a direcţiilor susceptibilităţilor principale (maximă, intermediară şi minimă), datele de AMS fiind sistematizate raportat la secvenţele detritice dezvoltate între principalele strate de cărbune

The resulting magnetic polarity sequences of the sections have also revealed a long reversed polarity interval assigned to the Upper Gilbert Chron.

Based on magnetochronological scales, sedimentation rates can be calculated and the tectono-sedimentary factor, fndamental in coal-generating basins, is better defined (Rădan et al., 1993a).

The fidelity of the magnetostratigraphic record of clays interbedded in coal seams has been analysed in connection with mineralogical and geochemical data (Rădan et al., 1994b).

Experimental works concerning the behaviour of RM, MS and AMS during thermal cleaning applied to the clay specimens as magnetic stability tests have been performed. Mineral changes have occurred during thermal demagnetization, being well reflected by rock magnetic tests (Rădan et al., 1993b). X-ray diffraction (XRD) analyses carried out on samples heated in laboratory (in steps, up to 700^0C) have revealed similar mineral transformation processes as described in natural clays – porcelanites (baked clays over *in situ* burned lignite seams) (Rădan et al., 1994b).

As a part of the magnetostratigraphic investigation, rock magnetic tests have also been performed on porcelanites and clinkers, as well as on unaffected rocks ("fresh" clays) from their vicinity. Normal polarity for porcelanites and reversed magnetization for the neighbouring "fresh" clays have been determined. The palaeomagnetic data obtained for porcelanites are not reliable for chronostratigraphic calibration of the Pliocene coal bearing formations, but are reliable for detrital sequences baked process dating and for Quaternary geomagnetic field recording (Rădan et al., 1993a).

Rock-magnetic results

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of coal bearing formations has been investigated using the palaeomagnetic collections sampled for magnetostratigraphic purposes in the north-western part of the Dacic Basin (Rădan, Rădan, 1993; Rădan et al., 1994a).

Based on the vertical distribution of anisotropy factors (L, F, P, E, q, V^0), some rock magnetic models have been performed. Magnetic anisotropy plots (L/F, L/P, F/P, T/P') have been used, too (Rădan, Rădan, 1993). On the other hand, an analysis of principal susceptibility directions (maximum, intermediate and minimum) has been carried out, the AMS data being systematized related to the detrital sequences developed between the main coal layers of a quarry and to

Institutul Geologic al României

dintr-o carieră şi, respectiv, relativ la argilele interstratificate ale unui complex de cărbune.

Rezultatele de AMS sunt discutate în context stratigrafic, fiind realizat un studiu al datelor obţinute pentru secţiuni paralele de depozite pliocene cu cărbuni din zona Motru–Jilt (Rădan, Rădan, 1993). O interesantă abordare cu potenţiale implicaţii sedimentogenetice o constituie analiza relaţiei dintre parametrii AMS şi forţele de aliniere de la diferite nivele stratigrafice (Rădan et al., 1993c).

Pe baza rezultatelor de AMS pot fi făcute câteva consideraţii asupra direcţiilor de transport în bazinul de sedimentare, fiind sugerate ariile-sursă (Rădan et al., 1994a).

Datele de AMS, prin direcţiile susceptibilităţilor principale (axele susceptibilităţilor maxime şi intermediare cvasiorizontale şi axele susceptibilităţii minime cvasiverticale), argumentează un fabric magnetic depoziţional (parametrii q şi V^0 sprijină şi ei această afirmaţie) (Rădan et al., 1993a, 1994a). Rezultatele de AMS sunt, de asemenea, consecvente cu caracteristicile procesului carbogenerator, definit prin compresiune şi compactizare verticală sau aproape verticală.

In ceea ce priveşte porţelanitele şi clinkerele, aceste roci afectate de căldură au indicat (prin XRD) asociaţii minerale modificate sau nou-formate [de exemplu: hematit, cristobalit, tridimit, mullit, spinel, cordierit şi magnetit (?)], care sunt corelate cu creşterea temperaturii (1100^0–1200^0C pot fi atinse), în etapele succesive de la o coacere slabă la o fuziune mai mult sau mai puţin totală, înspre complexele de cărbune arse (Rădan et al., 1994b).

Aceste schimbări importante în mineralogia argilelor au drept rezultat intensificarea proprietăţilor magnetice ale rocilor în timpul perturbării termice post-depoziţionale. Argilele coapte indică valori mari ale susceptibilităţii magnetice (2580.10^{-6}–161000.10^{-6} u.SI) şi ale intensităţii magnetizării remanente (150–5900 mA/m) în comparaţie cu argilele neafectate termic. Ca o consecinţă, orizonturile de argile porţelanitice, porţelanite şi/sau clinkere produc anomalii magnetice puternice (700–1450 nT), ce sunt uşor înregistrate cu magnetometrele protonice (Rădan et al., 1994a). Profilele ΔT demonstrează că este posibilă localizarea limitei arse a stratului de cărbune. Metoda poate avea implicaţii în explorarea cărbunelui.

In loc de concluzii

Paleomagnetismul şi rock-magnetismul formaţiunilor purtătoare de cărbuni investigate în nord-vestul Bazinului Dacic au drept rezultat o serie de aplicaţii şi implicaţii în geofizică şi geologie, precum şi în domenii interdisciplinare. Câteva dintre ele au fost aici evidenţiate.

the interbedded clays of a coal seam, respectively.

The AMS results are discussed in a stratigraphic context and a comparative study of data obtained for parallel sections of Pliocene coal bearing deposits in Motru–Jilţ area is carried out (Rădan, Rădan, 1993). The relation between AMS parameters and aligning forces at different stratigraphic levels is an interesting approach with potential sedimentogenetic implications (Rădan et al., 1993c).

On the basis of AMS results some considerations on the transport directions in the sedimentary basin can be done, the source areas being suggested (Rădan et al., 1994a).

The AMS data confirm that the principal susceptibility directions (nearly horizontal maximum and intermediate susceptibility axes and nearly vertical minimum susceptibility axes) are consistent with depositional magnetic fabric (q and V^0 parameters are supporting this assesment, too) (Rădan et al., 1993a, 1994a). The AMS results are also consistent with the coal-generating process, characterized by vertical or near-vertical compression and compaction.

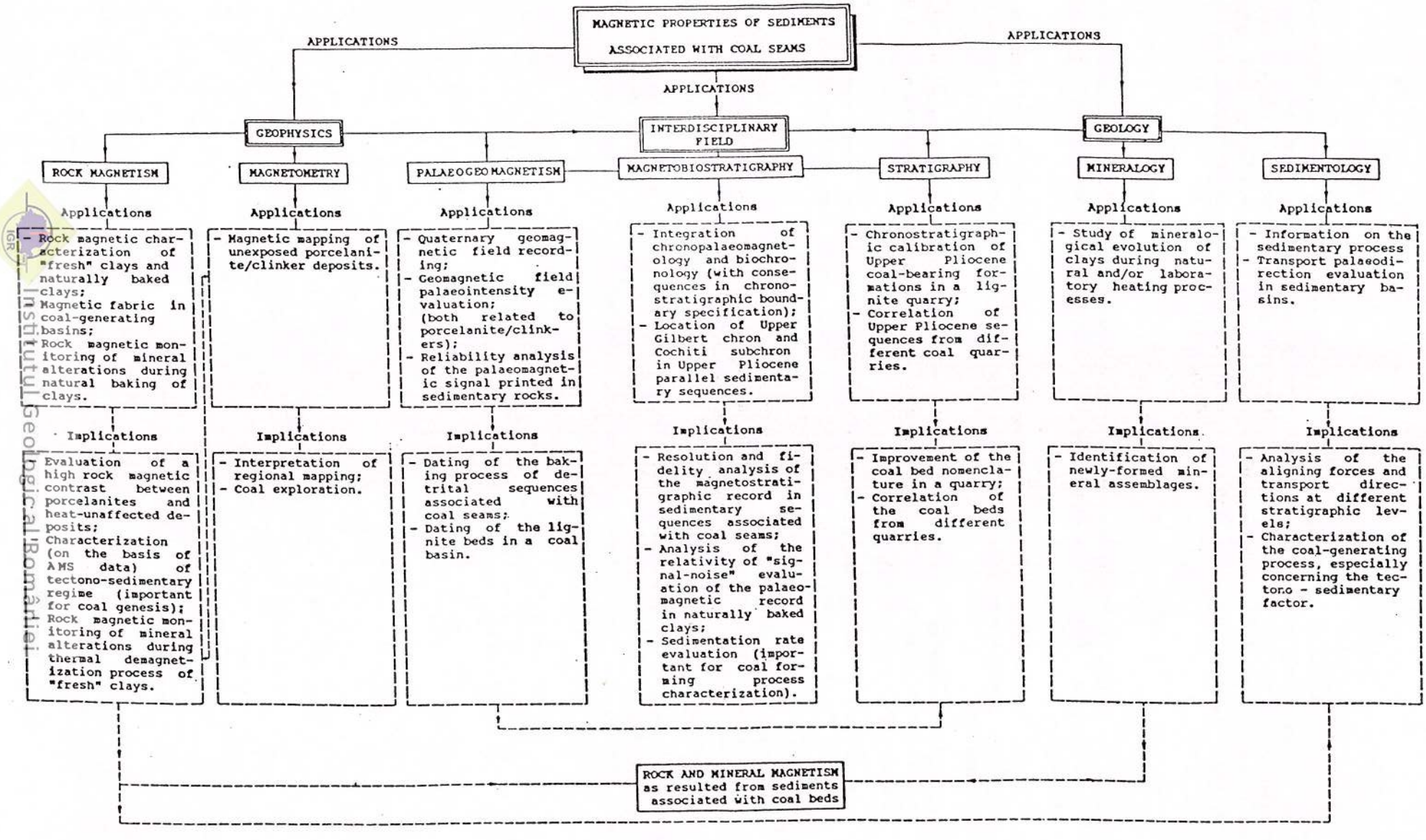
As regards the porcelanites and clinkers, these heat-affected rocks have shown (by XRD) modified or newly-formed mineral assemblages [e.g. hematite, cristobalite, tridymite, mullite, spinel, cordierite and magnetite (?)], which are correlated with the increasing temperature (1100–1200^0C can be reached), in the successive stages from slight baking to more or less total fusion, towards the burnt coal seams (Rădan et al., 1994b).

These important changes in the mineralogy of the clays are resulting in the enhancement of the magnetic properties of the rocks during the post-depositional thermal perturbation. The baked clays show high values of magnetic susceptibility (2580.10^{-6}–161000.10^{-6} SIu.) and remanent magnetization intensity (150–5900 mA/m) as compared with natural non-affected clays. As a consequence, the occurrences of porcelanite-like clays, porcelanites and/or clinkers are producing strong magnetic anomalies (700–1450 nT) which are easily recorded by magnetic survey (Rădan et al., 1994a). The ΔT profiles demonstrate that it is possible to locate the burnt edge of a lignite bed. The method appears to have application in coal exploration.

Instead of Conclusions

The palaeomagnetism and rock magnetism of coal bearing formations which have been investigated in the north-western Dacic Basin are resulting in a series of applications and implications in Geophysics and Geology, and in an interdisciplinary field, too. Some of them have been revealed here.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

In figură este expus un model interpretativ al aplicaţiilor şi implicaţiilor proprietăţilor magnetice ale sedimentelor asociate complexelor de cărbune rezultate din lucrările noastre. Acesta poate constitui un cadru pentru concluzii prezente şi discuţii viitoare.

An interpretative model of the applications and implications of the paleomagnetic and rock magnetic properties of sediments associated with coal seams as resulted from our works is set out in Figure. This can form a framework for present conclusions and future discussion.

References

Rădan, S. C., Rădan, M. (1993) Magnetic susceptibility anisotropy of coal bearing formations. *Annales Geophysicae*, I, 11, p. C96, Part I – Solid Earth Geophysics & Natural Hazards, Springer International.

— , **Rădan, M., Rădan, S. (1993a)** Rock-magnetic tests on clayey deposits in coal basins and reliability for magnetostratigraphic studies. *IAGA Bulletin*, 55, Part B: Abstracts, Div. I and II, p. 188, Argentina.

— , **Rădan, M., Rădan, S. (1993b)** Parallel investigations on remanent magnetization, magnetic susceptibility and magnetic anisotropy of rocks under thermal cleaning. *IAGA Bulletin*, 55, Part B: Abstracts, Div. I and II, p. 188, Argentina.

— , **Andreescu, I., Rădan, M., Enciu, P. (1993c)** Magnetic polarity and susceptibility anisotropy of rocks as tectono-sedimentary indexes in coal-generating basins. *IAGA Bulletin*, 55, Part B: Abstracts, Div. I and II, p. 134, Argentina.

— , **Rădan, M., Rădan, S. (1994a)** Magnetic properties of sediments associated with coal seams: applications and implications. "New Trends in Geomagnetism"–IV-th Biennial Meeting on Paleomagnetism, Rock-Magnetism and Data bases Usage, Castle of Trest', South Moravia, Czech Republic, Sept. 5–10, 1994, Abstracts, p. 14.

Rădan, S., Rădan, S. C., Rădan, M., Vanghelie, I. (1994b) Mineralogy and magnetic properties of baked clays in Pliocene coal deposits of the Dacic Basin, Romania. Int. Mineral. Assoc., 16-th Gen. Meeting, Pisa, Italy, 4–9 Sept., 1994, Abstracts, p. 344–345.

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI PRIN SONDAJE MAGNETOTELURICE IN ZONE NOI ŞI DE PERSPECTIVĂ CU CONDIŢII GENETICE FAVORABILE ACUMULĂRII DE SUBSTANŢE MINERALE UTILE METALIFERE DIN ZONA BAIA MARE

STUDIES BY MAGNETOTELLURIC SOUNDINGS IN NEW AND PROSPECTIVE ZONES HAVING GENETIC CONDITIONS FAVOURABLE TO THE ACCUMULATION OF MINERAL METALLIFEROUS RESOURCES IN BAIA MARE ZONE

D. STĂNICĂ, M. STĂNICĂ, L. ASIMOPOLOS, A. IVANOV, H. NISTOR, C. VISARION

În condiţiile fizico-geologice specifice Dacidelor Interne, Pienidelor şi Dacidelor Mediane, aparţinând sectorului nord-estic al Depresiunii Pannonice, datele magnetotelurice asigură un amplu conţinut informaţional care permite atât conturarea structurilor vulcanice, cât şi evidenţierea structurilor geologice de sub stiva cu produse vulcanice.

Sondajele magnetotelurice, executate de-a lungul a patru profile, au condus la elaborarea secţiunilor de distribuţie în adâncime a rezistivităţii aparente şi a fazelor care, prin corelare cu informaţiile obţinute prin procedee de inversie, au condus la realizarea unor modele adecvate scopului propus. Trebuie precizat faptul că informaţiile furnizate de aceste sondaje magnetotelurice au fost interpretate avându-se în vedere şi rezultatele magnetotelurice anterioare furnizate de modelele structurale Medieşu Aurit–Negreşti–Tisa (finalizat în 1991) şi Coltirea–Cicârlău–Vama (finalizat în 1993), precum şi date oferite de cercetările gravimetrice, seismometrice, magnetice, geologice şi de foraj, obţinute în aria Munţilor Oaş–Gutâi.

Modelele bidimensionale, construite pentru cele patru profile menţionate anterior, prezintă o corespondenţă bună cu majoritatea elementelor geologice de suprafaţă şi de foraj cunoscute, furnizând, totodată, informaţii de ordin cantitativ privind raporturile structurale dintre cuvertura sedimentară şi subasmentul metamorfozat, dintre curgerile de lave şi formaţiunile subjacente. De asemenea, a fost posibilă conturarea şi dezvoltarea în adâncime a corpurilor plutonice neogene de care, din punct de vedere genetic, sunt legate structurile eruptive neogene în facies subvulcanic (fig.). Această imagine, dedusă din informaţia magnetotelurică, este confirmată de date magnetice şi, parţial, de date gravimetrice, în special, în zonele unde sunt prezente mase de magmatite cu proprietăţi mai ridicate decât cele ale cuverturii sedimentare sau ale fundamentului, cum ar fi cazul corpurilor din zonele:

On the physico-geological terms specific to the Inner Dacides, Pienides and Median Dacides belonging to the Pannonian Depression north-eastern zone, magnetotelluric (MT) data ensurre an ample informational material permitting both to outline the volcanic structures or to point out the geological structures below the volcanic rocks pile.

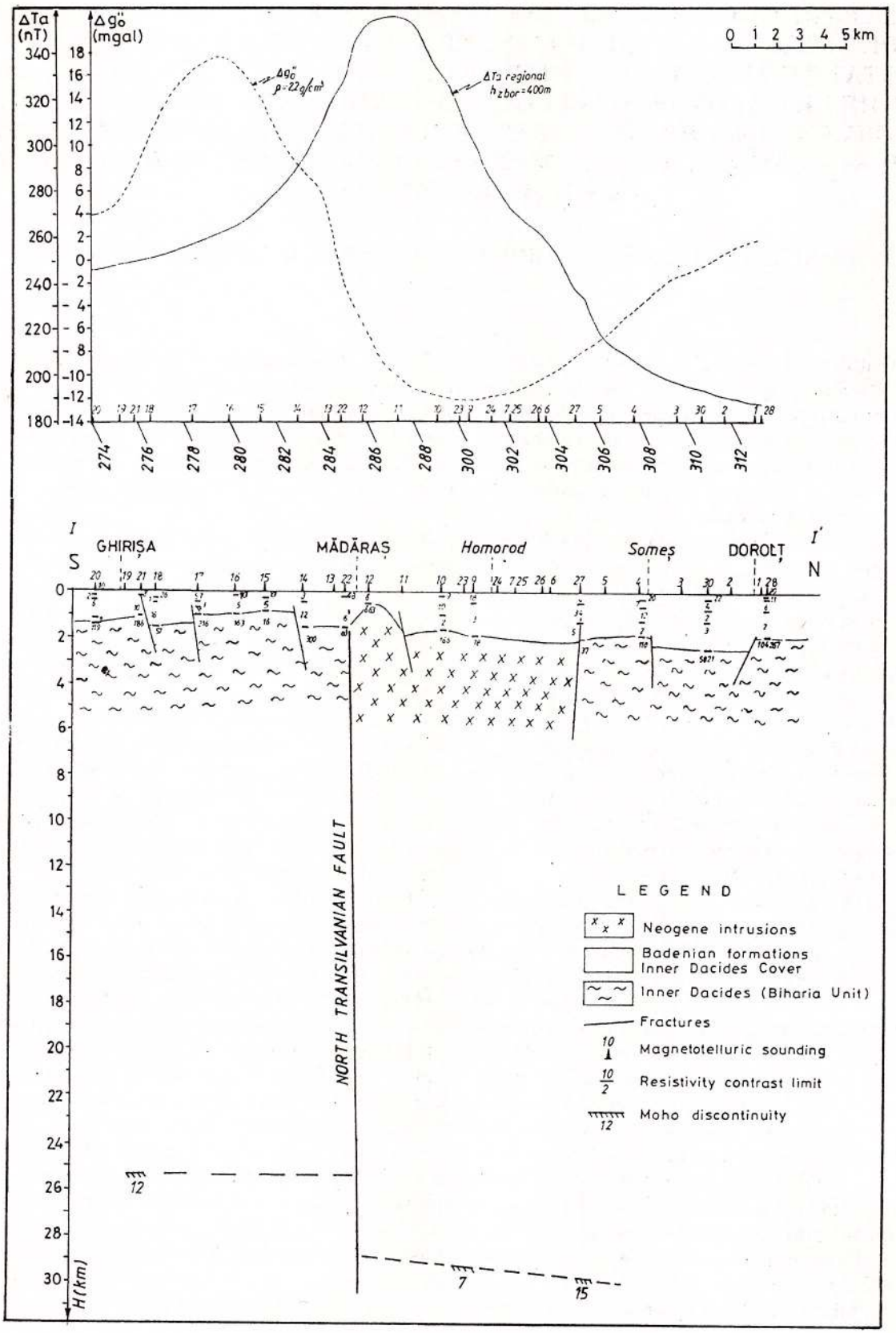
The magnetotelluric soundings, accomplished along four profiles, led to the elaboration of the cross sections regarding the distribution of the apparent resistivity and phases which, by correlation with the information provided by inversion procedures, allowed to achieve some models adequated to the proposed aim.

It is necessary to emphasize that the information supplied by these magnetotelluric soundings were interpreted taking also into account the previous magnetotelluric results, offered by the Medieşu Aurit–Negreşti–Tisa (finalized in 1991) and Coltirea–Cicârlău–Vama (finalized in 1993) structural models, as well as the gravimetric, seismometric, geological and drilling data referring to the Oaş–Gutâi area.

The 2-dimensional models, elaborated for the four above-mentioned profiles have a good correlation with the majority of the know drilling and superficial elements, also supplying quantitative information concerning the structural relations between the sedimentary cover and metamorphosed basement, on the one hand, and between the volcano-sedimentary deposits and the underlying formations, on the other hand. It was also possible to outline, into the depth, the volcanic Neogene bodies that are genetically related to the Neogene eruptive structures in subvolcanic facies (Fig.). This image, deduced from MT results, is confirmed by magnetic and, partially, by gravimetric data, especially in zones where there are the magmatites masses having higher properties than those of the sedimentary cover or the basement, such as the bodies of Mădăraş, Dumbrava, Batarci, Sociu Valley, North

Institutul Geologic al României

MAGNETOTELLURIC RESEARCHES ON THE GHIRIŞA–MĂDĂRAŞ–DOROLŢ PROFILE



Institutul Geologic al României

Mădăraş, Dumbrava, Batarci, Valea Sociului, Nord Cicârlău, Băile Puturoasa, Negreşti şi Vf. Higea.

Fundamentul metamorfozat, aparţinând în sectorul vestic (Satu Mare – Oraşu Nou) Dacidelor Interne, apare puternic tectonizat şi compartimentat prin câmpuri de fracturi care creează un sistem de blocuri cu denivelări diferite, situate la adâncimi cuprinse între 600 m (Nord Mădăraş) şi 2600 m (Sud Dorolţ).

Sunt evidenţiate, totodată, sistemele de fracturi regionale asociate faliilor crustale majore Bogdan Vodă şi Nord Transilvană, oferindu-se posibilitatea precizării gradului lor de implicare în evoluţia proceselor geologice şi în realizarea condiţiilor genetice de acumulare a substanţelor minerale utile.

Modelele elaborate confirmă ipotezele anterioare şi aduc elemente noi privind existenţa celor două paleoplane de consum – unul corespunzător suturii majore tethysiene, iar celălalt zonei de consum a soclurilor primare ale pânzelor flişului carpatic, permiţând unele precizări privind extinderea lor pe verticală, precum şi gradul de implicare în carecterizarea tectonică regională. În ceea ce priveşte sectorul situat între cele două suturi, prin corelare cu informaţiile obţinute pe profilul Medieşu Aurit–Tisa, s-a apreciat că orizontul de bază, caracterizat prin valori de rezistivitate cuprinse între 125–860 ohm.m, ar aparţine Pânzei de Băbeşti–Tiacev atribuită grupului Pienidelor. Prezenţa complexelor magmatice cu afinităţi ofiolitice exclude apartenenţa acestei unităţi la Dacidele Interne, impunându-se astfel ataşarea acesteia la unităţile suturii majore tethysiene.

Blocurile majore, separate de cele două suturi, sunt caracterizate prin grosimi crustale de 25–26 km pentru arealul de dezvoltare al Dacidelor Interne, 30–32 km pentru blocul sialic al Dacidelor Mediane şi peste 40 km pentru zona soclului subşariat al Platformei Europei Centrale.

Cicârlău, Băile Puturoasa, Negreşti and Higea Peak.

The metamorphosed basement, belonging westwards to the Inner Dacides, appears strongly fractured by some faults that create a system of blocks with various levels, placed at a depth oscillating between 600 m (North Mădăraş) and 2,600 m (South Dorolţ).

The regional fracture systems, associated to the Bogdan Vodă and North Transylvanian major crustal faults, are rendered evident, thus the possibility being offered to point out their implication degree in the development of the geological processes and in the creation of the genetic conditions for mineral resources.

The elaborated models confirm the previous hypotheses and bring new elements concerning the existence of the two paleo-plans of consumption – the first one corresponding to the Major Tethyan suture and the other one related to the consumption zone of the primary socles below the nappes of the Carpathian flysch, permitting some specifications concerning their extent in depth, as well as the involvement degree in the regional tectonic characterization. As regards the sector placed between the two sutures, by correlating with the information obtained on the Medieşu Aurit–Tisa profile, it was appreciated that the base horizon, characterized by resistivity values of 125–860 ohm.m., may belong to the Băbeşti–Tiacev Nappe, attributed to the Pienides group. The presence of the magmatic complexes having ophiolitic affinities excludes the affiliation of this nappe to the Inner Dacides, thus being imposed to become attached to the Major Tethyan Suture units.

The major blocks, separated by the two sutures, are characterized by crustal depths of 25–26 km for the Inner Dacides area, 30–32 km for the Median Dacides block and over 40 km for the zone of Central European Platform underthrust socle.

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI PRIN SONDAJE MAGNETOTELURICE IN ZONE NOI ŞI DE PERSPECTIVĂ CU CONDIŢII GENETICE FAVORABILE ACUMULĂRII DE SUBSTANŢE MINERALE UTILE METALIFERE – ZONA BAIA MARE

STUDIES BY MAGNETOTELLURIC SOUNDINGS IN NEW AND PROSPECTIVE ZONES HAVING GENETICAL CONDITIONS FAVOURABLE FOR THE ACCUMULATION OF THE METALLIFEROUS ORE DEPOSITS – BAIA MARE ZONE (COAŞ–FIRIZA VALLEY PROFILE)

D. STĂNICĂ, M. STĂNICĂ, AL. BALEA, A. IVANOV

Cercetările magnetotelurice efectuate de-a lungul a două profile ce traversează depresiunea Coaş–Baia Mare, ariile vulcanice din partea centrală a Munţilor Gutâi şi partea nordică a Depresiunii Transcarpatice, au avut scopul de a aduce noi elemente pentru descifrarea structurii geologice la scară regională.

În scopul obţinerii de informaţii până la adâncimi de 10–15 km, micropulsaţiile câmpului electromagnetic s-au înregistrat în banda de frecvenţe 0,01–20 Hz. Pentru creşterea adâncimii de investigaţie, în 10 sondaje, domeniul frecvenţelor utilizate a fost extins până la 0,001 Hz.

Prelucrarea datelor se bazează pe descompunerea spectrală a înregistrărilor, folosind transformata Fourier rapidă, tensorul impedanţă fiind determinat statistic, prin mediere spectrală, făcută pe principiul celor mai mici pătrate. Domeniul spectrului Fourier folosit în prelucrarea datelor a trebuit să fie astfel ales încât să asigure obţinerea de valori ale tensorului impedanţă pentru toate frecvenţele echipamentului. Deoarece benzile de frecvenţă de operare nu pot fi acoperite cu gama de armonici folosită, se aplică "cascada zecimală". Etapa finală a procesului de prelucrare o constituie obţinerea parametrilor folosiţi în interpretare.

Inversia 1D a datelor magnetotelurice se bazează pe algoritmul Marquardt şi foloseşte curbele de rezistivitate şi fază. Secţiunile geoelectrice întocmite pe baza interpretării datelor magnetotelurice coroborate cu datele gravimetrice, magnetometrice şi de foraj, au condus la evidenţierea unor elemente structurale reprezentative pentru zona cercetată:

– evidenţierea bazinului Coaş–Baia Mare, având depozite molasice cu grosimi cuprinse între 500–1000 m, posibil mai mari la Baia Mare;

– evaluarea grosimii plăcii neovulcanice (800m–MTS8 – 1200m–MTS1);

– dezvoltarea sub placa neovulcanică a pânzelor Pieninе, neindividualizate din punct de vedere electric, cu grosimea medie de 2000 m şi valori de rezistivitate vari-

The magnetotelluric researches carried out along two profiles crossing the Coaş–Baia Mare Depression, the volcanic areas from the central part of the Gutâi Mountains and the northern area of the Transcarpathian Depression, have had the aim to point out new elements to solve the regional geological structure.

In order to obtain information up to 10–15 km depth, the electromagnetic field micropulsations have been recorded in the frequency range 0,01–20 Hz. For the increase of the investigation depth, the range of the useful frequencies has been extended up to 0,001 Hz, in 10 soundings.

The data processing is based on spectral decomposition of the recordings, by using Fast Fourier Transform – the impedance tensor being statistically determined by spectral averaging, made on the least means squares principle. The range of the Fourier spectrum used for data processing has been selected in order to assure the impedance tensor values for all frequencies of the equipment. As the operation frequency ranges cannot be covered by the harmonics scale used, the "decimal cascade" is applied. The final stage of the data processing program offers the parameters used in the data interpretation.

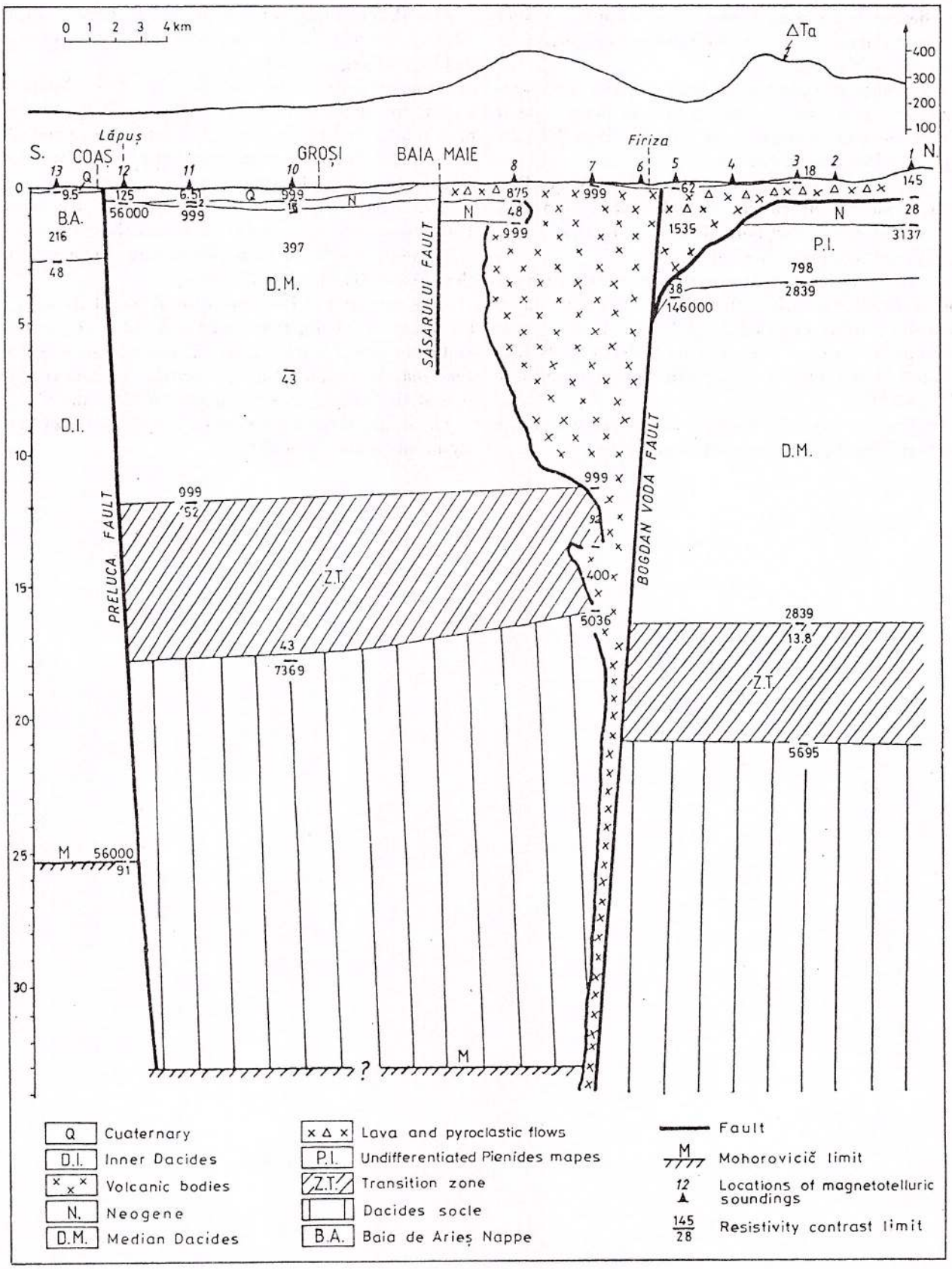
The 1 D inversion of the magnetotelluric data is based on the Marquardt algorithm and uses the resistivity and phase curves. The geoelectrical sections drawn up on the base of the magnetotelluric data interpretation, corroborated with gravimetric, magnetic and drilling data, have emphasized several new elements, illustrative for the investigated zone, such as:

– the emphasizing of the Coaş–Baia Mare Basin, having molassic deposits with thicknesses from 500 m up to 1000 m, probably greater in the Baia Mare region;

– the estimation of the thickness of the Neogene volcanic formation (800 m in MTS.8 - 1200 m in MTS.1);

– the development beneath the Neogene volcanic formation of the Pieniny Nappes, unseparated electricaly, with thickness of 2000 m, on an average, and resistivity

Institutul Geologic al României



Depth Geoelectrical Section on the Coaş–Firiza Valley profile

Institutul Geologic al României

ind într-un spectru larg;

– dezvolatarea în adâncime, până la aproximativ 11 km a plutonului neogen din Gutâiul de Sud, identificat şi în datele aeromagnetice;

– prezenţa sub pânzele de Baia de Arieş, caracterizate de rezistivitate, a unui orizont conductor, care ar putea corespunde elementelor specifice Transilvanidelor (la sud de localitatea Coaş);

– caracterul normal al faliei transcrustale Preluca, de-a lungul căreia se realizează sutura dintre formaţiunile aparţinând Dacidelor Interne şi cele aparţinând Dacidelor Mediane;

– existenţa zonei de tranziţie, identificată prin valori scăzute ale rezistivităţii aparente (13,8–52 ohm.m) şi având grosimi de ordinul a 5–6 km. Apariţia acestei zone ar putea fi explicată de trecerea de la faza casantă la cea ductilă, în condiţii de temperatură de 350^0–400^0C.

În figură prezentăm rezultatele cercetărilor de pe profilul Coaş–bazinul superior al văii Firiza.

values ranging in a large scale;

– the development in the depth, up to 11 km, of the Neogene intrusive body from Southern Gutâi, identified in aeromagnetic data, too;

– the presence under the Baia de Arieş Nappes, which are characterized by high resistivity values, of a conductive horizon, which might correspond to the specific structural elements of the Transylvanides (south of the Coaş locality);

– the normal character of the transcrustal Preluca Fault, along which the suture between the formations belonging to the Inner Dacides and those belonging to the Median Dacides is achieved;

– the existence of the Transition Zone, identified by low values of the apparent resistivity (13.8–52 ohm.m) and being about 5–6 km thick. The appearance of this zone may be explained by the brittle - ductile transition at the temperature conditions of 350^0–400^0C.

The result of the researches on the Coaş–Firiza Valley profile is shown in Figure.

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI SEISMICE PRIVIND APLICAREA METODOLOGIEI UNDELOR REFLECTATE LA INVESTIGAREA DISCONTINUITĂŢILOR ADÂNCI DIN CRUSTA TERESTRĂ
SEISMIC ANALYSES CONCERNING REFLECTION METHOD FOR DEEP CRUSTAL DISCONTINUITIES

P. CRISTEA, B. STANCHEVICI, G. ION

Tematica investigării seismometrice a limitelor fizico-geologice situate la adâncimi mari în crustă este reactualizată în ultimii ani în programele de cercetare ale institutului, după o perioadă de cca. 15 ani de întrerupere a preocupărilor în acest domeniu.

Utilizarea metodologiei undelor reflectate, în varianta acoperirii multiple, metodologie folosită peste hotare preponderent pentru studiul structurii adânci, prilejuieşte unele abordări metodologice în scopul facilitării alegerii parametrilor adecvaţi sistemului de observaţie.

Sunt analizate elemente care vizează **lungimea dispozitivului înregistrare, rezoluţia înregistrării şi parametrii staţiei la achiziţia datelor**. Analiza acestora bazată pe relaţii fizico-matematice, a condus la elaborarea în final a unor programe de calcul automat interactive, care, în funcţie de modelul geologic ales, permit evaluări rapide ale influenţelor asupra calităţii finale a informaţiei seismice.

Lungimea dispozitivului de pe teren, reprezentând distanţa dintre punctul de generare şi cel de recepţie cel mai depărtat este condiţionată în principal de favorizarea amplitudinii undelor seismice şi de evaluarea mai bună a vitezei seismice.

Amplitudinea undelor seismice reflectate este analizată ca sumum al influenţei divergenţei sferice a frontului de undă, transmisiei prin refracţie, absorbţiei energiei elastice, variaţiei coeficientului energetic de reflexie în raport cu unghiul de incidenţă şi ameliorării raportului semnal/zgomot prin procedeul acoperirii multiple.

Ca element de noutate se menţionează includerea în algoritmul relaţiei generale de calcul a secvenţei de determinare a coeficientului de reflexie R_x, în funcţie de unghiul de incidenţă, respectiv de offset. Programele de calcul permit diferite construcţii grafice, dintre care o formă sintetică o constituie urmărirea câmpului de variaţie a mărimii R_x, în raport de contrastul de viteze seismice la limita studiată şi valorile de offset, con-

In the last years, after a gap of about fifteen years, the theme concerning the seimic investigation of the deep geological limits, has been resumed in the research programmes of the Geological Survey of Romania.

The use of the reflected wave technique, which is intensively used abroad as a tool for deep seismic investigation implies some methodological approaches to facilitate a proper selection of parameters which characterise the corresponding seismic array.

Elements concerning **the length of the receiving array, the recording resolution and the parameters of the acquisition station** are analysed. The mathematical expressions which control the behaviour of these elements permitted us to achieve some interactive computer programmes, to evaluate the influence of each parameter on the quality of the final seismic recording.

The array length, representing the distance between the source and the farthest receiver, is mainly conditioned by the amplitude of the seismic waves and by an accurate estimation of the seismic velocities.

The amplitude of the reflected waves is analysed as a sum of the spherical divergence, refraction phenomena, mechanical absorption, the variation of the energetic reflection coefficient versus incidence angle (R_x) and the improvement of the signal/noise ratio as a result of the CDP reflection data.

As a novelty, in the general expression which controls the algorithm, the determination of the reflection coefficient as function of the incidence angle (offset respectively) is used. The computer programmes permit different graphical presentations, one of these being the range of variation of the R_x versus offset, converted in the incidence angle, and velocity ratios, for a given density contrast (Fig. 1).

Institutul Geologic al României

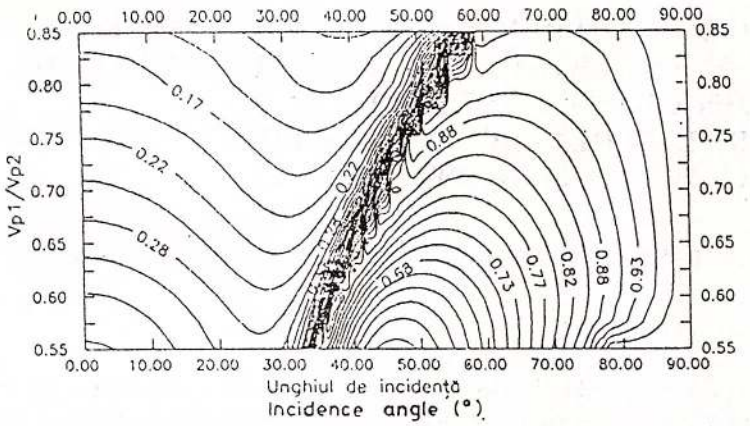


Fig. 1 – Evoluţii ale coeficientului de reflexie, la nivelul limitei din baza crustei (h=40 km), în funcţie de contrastul vitezelor undelor seismice longitudinale şi valoarea unghiului de incidenţă (raportul densităţilor ρ_1/ρ_2=0.85).
Seismic reflection coefficients at the base level of the Crust (h=40 km) for ρ_1/ρ_2=0.85.

vertite în valorile unghiului de incidenţă (fig. 1).

Graficul final al factorului de atenuare totală evidenţiază aportul principal în alura sa a divergenţei sferice şi coeficientului de reflexie.

Studii privind vitezele r.m.s., şi cele de interval (V int.r.m.s.), au condus la elaborarea de programe interactive care realizează grafice ale erorii relative ale vitezelor r.m.s. pentru modelul fizico-geologic selectat. Astfel, este oferită o modalitate rapidă de localizare a domeniilor de offset care asigură erori ale vitezelor r.m.s. sub limitele impuse, în raport cu adâncimea şi grosimea stratelor urmărite (fig. 2).

The final graphic of the total attenuation coefficient shows as the main contribution on its shape the spherical divergence and the reflection coefficient.

Studies concerning the r.m.s. velocities (V r.m.s.) and interval velocities (V int.r.m.s.) caused the achievement of a group of computer programmes which compute the relative errors of the r.m.s. velocities for given geological models. In this way rapid means is offered to find the scopes which permit V r.m.s. determination, within an accepted error domain, function of depth and thickness of the investigated strata (Fig. 2).

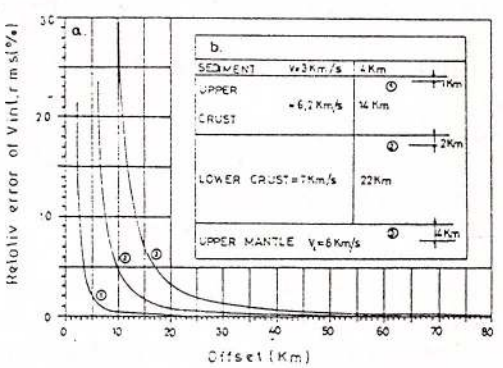


Fig. 2 – Eroarea relativă a vitezei de interval V_{RMS} în funcţie de offset (a), pentru diferite adâncimi de situare şi grosimi ale stratului analizat (b).
Relative error of the V int.r.m.s. as function of offset (a) for different depths and thicknesses of the investigated geological stratum (b).

Rezoluţia investigării este prezentată în funcţie de frecvenţa centrală a spectrului de frecvenţă al semnalului, permiţând determinarea orientativă a grosimilor minime de strat ce pot fi evidenţiate pe secţiunea seismică.

Parametrii aparaturii seismice la înregistrare (rata de eşantionare, domeniul de filtrare a frecvenţelor, durata filei de teren) sunt stabilite în raport de spectrul de frecvenţe al semnalului seismic şi modelul fizico-geologic al zonei investigate.

Urmare a concluziilor analizelor metodologice de mai sus, s-a conceput şi experimentat o variantă particulară a tehnologiei de achiziţie a datelor seismice de reflexie, aceea cu offset progresiv crescător, denumită

The resolution is shown as function of the central frequency of the signal spectrum, permitting an approximate determination of the minimum stratum thicknesses that could be estimated on the seismic cross-section.

The parameters of the seismic station (sampling rate, the domain of frequency filtering and the length of the recording files) are settled function of frequency spectrum which characterises the seismic signal and the local physico-geological conditions.

As a result of the methodological analyses expressed above, a peculiar variant of the acquisition methodo-

Institutul Geologic al României

şi tehnologie walkaway prin similitudine cu procedeul omonim din carotajul seismic.

Înregistrările experimentale s-au desfăşurat în partea de NV a Depresiunii Bârlad (pr. 5–19/92, zona Parincea) şi în Platforma Moesică, în partea sa estică (pr. 16–19/93, zona Balta Albă) şi central-estică (pr. 16–15/94, zona Buriaşi-Periş), realizându-se offset maxim de 10 km.

Înregistrările s-au desfăşurat, aşa cum este uzual, concomitent cu cele din programe de prospecţiuni pentru hidrocarburi, valorizând aceleaşi surse de generare a undelor seismice. Dispozitivul de înregistrare a constat din 48 canale seismice, echidistanţate la 50 m, pe fiecare canal utilizând grupări de 12 geofoni, situaţi la 5 m interval. Sursele de generare a undelor seismice (cantităţi de cca. 2 kg exploziv) au fost amplasate la intervale de 100 m, la cca. 20 m adâncime. Tehnologia CDP aplicată a permis realizarea ordinului de acoperire 24.

În principal, pe secţiunile seismice au fost obţinute elemente privind caracteristicile de reflectivitate ale crustei superioare şi celei inferioare şi informaţii structurale privind limite seismice din crusta neconsolidată (partea superioară a formaţiunii sedimentare).

Analize speciale au fost impuse de stabilirea vitezelor r.m.s. pentru nivelurile mari de timp de pe secţiuni (8–20 s) şi fructificarea acestora pentru prelevarea de viteze r.m.s. de interval.

În consens cu rezultatele teoretice privind erorile relative V r.m.s., a fost posibilă obţinerea de viteze r.m.s. de interval doar pentru formaţiuni situate până la cca. 5 s timp dublu de parcurs (de ex. pr. 5–19/92, complexele mesozoice şi paleozoice sunt caracterizate de V r.m.s. = 5 km/s, spre deosebire de formaţiunile cristaline ale soclului, V r.m.s. = 6,1 km/s). Asocierea valorilor de viteze de interval pentru limitele seismice contribuie la creşterea gradului de încredere a interpretării geologice a secţiunilor seismice.

Concluziv, se subliniază că utilitatea rezultatelor studiului metodologic a constat din obţinerea de informaţii structurale privind crusta terestră pe profile executate concomitent în cadrul prospecţiunii pentru hidrocarburi şi din constituirea unui set de procedee ce permit alegerea de tehnologii adecvate de observaţii seismice în cadrul unor potenţiale programe special destinate investigării structurii litosferei în Carpaţii Orientali şi Vorlandul acestora.

logy for seismic reflection data was designed and experimented, with a progressively increasing offset, also called walkway techniques, by similarity with the homonymous procedure of seismic logging.

The experimental recordings were done in the northwestern part of the Bârlad Depression (pr. 5–19/92, zone Parincea) and in the eastern part (pr. 16–19/93, Balta Albă zone) and in the central-eastern part (pr. 16–15/94, Buriaşi–Periş zone) of the Moesian Platform with until 10 km offset.

The recordings were achieved, as usual, concomitantly with the exploration programme for hydrocarbons, using the same generating seismic sources. The recording array was compounded by 48 channels, spaced at 50 m, each channel using 12 seismic receivers spaced at 5 m. The seismic sources (about 2 kg dynamite) were placed at 100 m interval, in drill holes at 20 m depth. The degree of coverage with CDP method applied was 24 fold.

Generally, on seismic sections elements regarding the reflectivity characteristics of the upper and lower crust, and structural information concerning the seismic limits from unconsolidated strata (the upper part of the sedimentary part) were obtained.

Special analyses were necessary to settle the r.m.s. velocities for large time intervals (8–20 sec.) and to determine interval r.m.s. velocities.

In accordance with the theoretical results concerning the relative errors of V r.m.s., it was possible to obtain interval r.m.s. velocities only for geological structures placed up to 5 sec. two-way time (e.g. pr. 5–19/92, Mesozoic and Palaeozoic complexes are characterized by V r.m.s. = 5 km/sec. values, in contradistinction to the crystalline formations of the basement, V r.m.s. = 6.1 km/sec.). The association of the interval velocities for some seismic limits produces the growth of the confidence degree in the geological interpretation.

In conclusion, the utility of the methodological results could be emphasised, which consists in the achievement of information about earth crust along profiles executed for hydrocarbon explorations and the design of a set of procedures which allow a proper selection of the seismic technologies, in the frame of potential programmes specially designated to investigate the lithospherical structure of the East Capathians and their foreland.

Institutul Geologic al României

HARTA GRAVIMETRICĂ A ROMÂNIEI, SCARA 1:50.000, FOILE NAGHILETA, MARGHITA, TĂŞNAD, POCIAIESTAR, SALARD ŞI POPEŞTI
ROMANIA'S GRAVITY MAP, SCALE 1:50,000, SHEETS NAGHILETA, MARGHITA, TĂŞNAD, POCIAIESTAR, SALARD AND POPEŞTI

A. NICOLESCU, M. VIHRISTENCU

Elaborarea hărţilor gravimetrice pentru cele şase foi menţionate în titlu s-a efectuat în baza unui număr de 4360 staţii, cu o densitate medie de 3 staţii/km^2. Hărţile au fost întocmite pentru două valori de densitate ale stratului intermediar, respectiv 2,20 g/cm^3 şi 2,67 g/cm^3.

Fiind cunoscută competenţa metodei gravimetrice în descifrarea structurii ascunse din Depresiunea Panonică, unde contrastul de densitate semnificativ se realizează (în principal) între formaţiunile neogene şi cele preneogene, s-au obţinut informaţii de detaliu asupra structurii geologice din această zonă. În fapt, aceste noi date argumentează, susţin şi completează modelul structural actual, cunoscut din lucrări anterioare (Visarion, Săndulescu, 1988).

Stocarea datelor gravimetrice pe suport magnetic a făcut posibilă prelucrarea şi interpretarea cu eficienţă crescută a datelor primare rezultate din măsurători. Informaţia gravimetrică – pentru aceste foi – poate fi acum utilizată mai complet, devenind posibilă întocmirea unei mari varietăţi de hărţi (Bouguer, Faye, mediate, reziduale, cu derivate de diverse ordine etc.).

Dintre hărţile elaborate, harta anomaliei locale şi cea a gradientului vertical de ordinul I sunt mai semnificative pentru precizarea elementelor structurale de detaliu. În aceste hărţi morfologia blocurilor şi a subcompartimentelor din cadrul lor au putut fi conturate cu destulă precizie (figura alăturată). Se distinge corelarea bună între zonele elevate ale fundamentului cu maxime gravimetrice, pe de o parte, şi între zonele coborâte ale fundamentului cu minime gravimetrice, pe de altă parte.

În sfârşit, întocmirea hărţilor gravimetrice la scara 1:50.000 face posibilă racordarea arealului românesc al Depresiunii Pannonice cu hărţile gravimetrice din zonele învecinate (Ungaria şi Iugoslavia).

The gravity maps for the six sheets mentioned in the title have been elaborated on the basis of 4360 stations, with an average density of 3 stations/km^2. These maps have been drawn up for two density values of the intermediary bed, 2.20 g/cm^3, respectively.

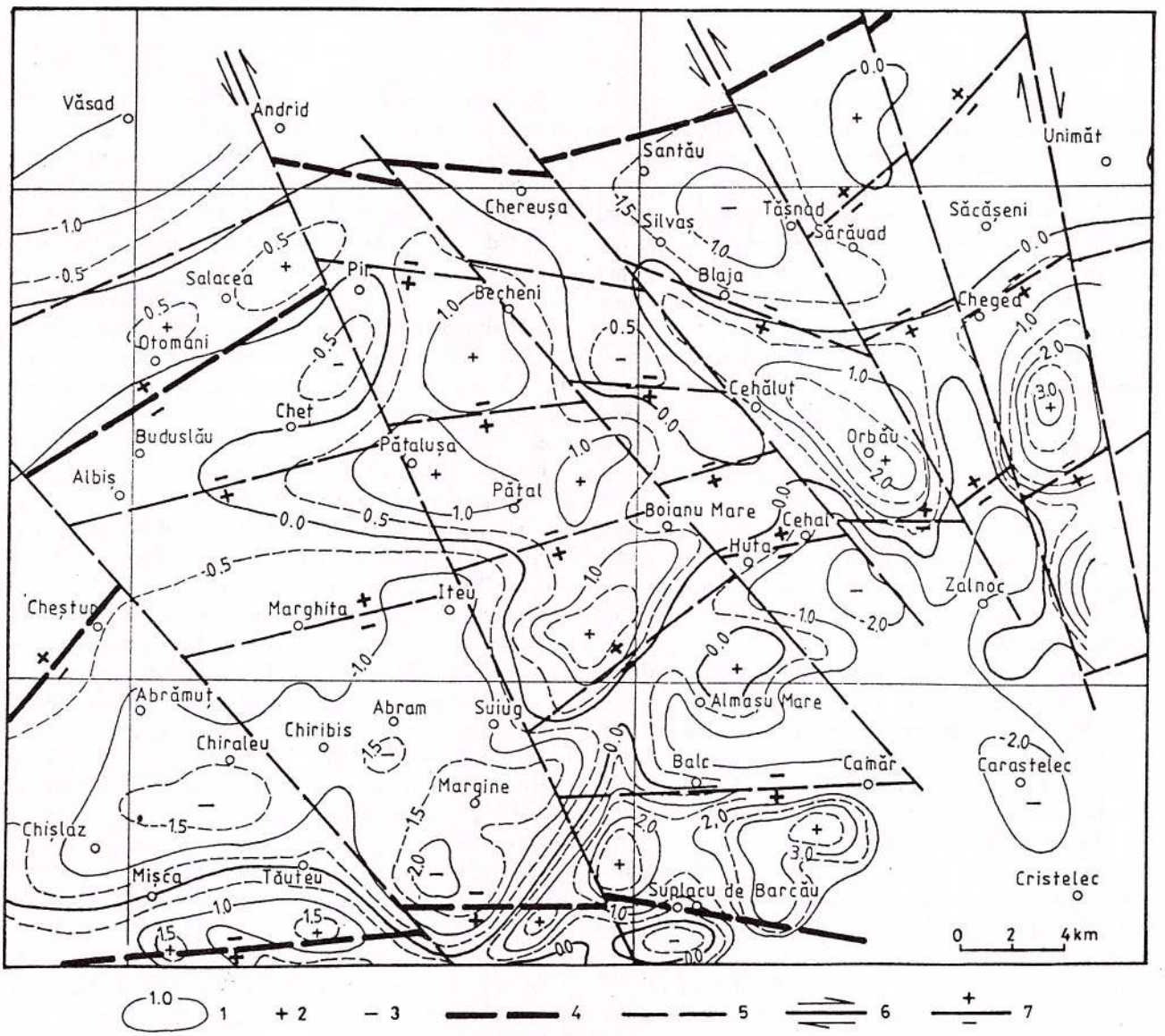
Considering the competence of the gravity method in the clearing up of the hidden structure in the Pannonian Depression, where the significant density contrast is mainly achieved between the Neogene and pre-Neogene formations, detail information has been obtained on the geological structure in this area. In fact these data argue, maintain and complete the present structural pattern known from previous papers (Visarion, Săndulescu, 1988).

The stocking of the gravity data on magnetic cards made possible the accurate processing and interpretation of primary data obtained by measurements. The gravity data – for these sheets – can be now used more completely, thus making possible the elaboration of a greater variety of maps (Bouguer, Faye, mediated, residual, with derivatives of diverse grades etc.).

Among the elaborated maps, the local anomaly map and the first grade vertical gradient map are more significant for the specification of the detail structural elements. On these maps the morphology of the blocks and of the subcompartments within them could be accurately outlined (Fig.). It is of note the good correlation between the uplifted zones of the basement with gravity maximums, on the one hand, and sinked zones of the basement with gravity minimums, on the other hand.

Finally, the drawing up of the gravity maps, scale 1:50,000, makes possible the correlation of the Romanian areal of the Pannonian Depression with the gravity maps of the neighbouring zones (Hungary and Jugoslavia).

Institutul Geologic al României



Elemente structurale de detaliu deduse din hărţile gravimetrice la 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.

Detail structural elements deduced from gravity maps, scale 1:50,00
1, isograde of 1 mgal; 2, gravity maximum; 3, gravity minimum; 4, first grade fractures; 5, second grade fractures; 6, strike-slip fracture; 7, uplifted/sinked compartment.

Institutul Geologic al României

RELAŢII TECTONICĂ–SEISMICITATE LA SUD-EST DE CURBURA CARPAŢILOR
TECTONICS–SEISMICITY CONNECTIONS SOUTH–EAST OF THE CARPATHIANS BEND ZONE

S. SPÂNOCHE

Dezvoltarea rapidă a reţelei de staţii seismice din România, după anul 1977, precum şi eforturile depuse pentru creşterea calităţii aparaturii au condus la acumularea unui mare volum de date; o situaţie asemănătoare se constată şi pe plan mondial: numai între anii 1964–1977 factorul de creştere a numărului înregistrat de seisme a fost în jur de 3–4, faţă de perioada instrumentală timpurie (1900–1963) a seismologiei.

Îmbunătăţirea substanţială a detectabilităţii seismelor a fost dublată de localizări geografice mai bune pentru epicentre şi adâncimi ale focarelor. Saltul uriaş în privinţa numărului de evenimente seismice localizate în ultimii ani impune o nouă abordare a interpretării bazei de date a seismicităţii.

Pe această linie se situează şi lucrarea de faţă, care îşi propune să evidenţieze unele relaţii dintre configuraţia tectonică şi seismele produse în crusta terestră de la curbura Carpaţilor Orientali până în zona litorală din vestul Mării Negre.

Seismicitatea de adâncime intermediară (regiunea Vrancea)

În litosfera inferioară vrânceană sunt două importante zone seismic active, cuprinse în intervalele de adâncime 70–100 km şi care apar sub forma unor plane de falii de orientare NE-SV, înclinate asemănător, 65–70^0 către NV (Trifu, 1991).

Ocupând o arie destul de restrânsă, aproximativ 20x50 km, cu dezvoltare mai mare pe direcţia NE-SV seismele vrâncene determină în principal seismicitatea României; din 1649 cutremure ce au avut loc pe teritoriul nostru în perioada 1940–1980, 966 au fost localizate în zona Vrancea, 164 în apropierea acesteia, între Focşani şi Bârlad, restul fiind distribuite în alte regiuni.

Unele din seismele vrâncene prezintă magnitudini peste valoarea M = 6, situându-se în categoria cutremurelor mijlocii şi mari; numai în acest secol se cunosc peste 10 astfel de seisme, majoritatea dispuse clar pe direcţie NE-SV, dintre care patru au avut magnitudinea peste 7 grade (1908, 1940, 1977, 1986). Ultimul seism puternic produs aici în luna mai 1990 a avut magnitudinea M = 6,8.

The rapid development of the seismic stations network in Romania after 1977, as well as the efforts for higher quality equipment led to the build-up of a large amount of data. A similar state is found all over the world: during the period 1964–1977 the number of recorded earthquakes increased by a factor of 3–4 in comparison to the 1900–1963 period.

The significant improvement of earthquake detection was combined by better accuracy in the estimation of epicentres locations and foci depth. The ever increasing number of recorded seismic events dictates a new approach of the seismic activity data base interpretation.

Following this direction, the present paper aims at outlining some connections between the tectonic configuration and the earthquakes occurred in the earth's crust from the East Carpathians Bend Zone up to the western Black Sea coast.

Intermediary depth seismicity (Vrancea area)

There are two significant active seismic zones in the Vrancea lower lithosphere. These are located within the 70–100 km depth range and occur as fault planes with NE-SW trending and similar dippings of 65–70^0 toward NW (Trifu, 1991).

Even if the Vrancea earthquakes are distributed on a quite small area, about 2050 km with the larger edge directed NE-SW, they define the main seismic activities in Romania. Out of 1,649 earthquakes registered on the Romanian territory in the period 1940–1980, 966 were originating in the Vrancea area, and 164 in the nearby region between Focşani and Bârlad towns.

Some of the Vrancea earthquakes show magnitudes higher than M=6, being included in the medium- and high-magnitude earthquakes. There are more than ten such earthquakes known in the 20th century with an obvious NE-SW trending. Four of them had a magnitude above seven grades (1908, 1940, 1977, 1986). The last important earthquake with M = 6.8 was registered in May, 1990.

The spatial distribution of the major strain axes orientation (P and T), computed by fault plane solution, show: the general NE-SW trend of the fracture plane, a quasi-vertical T axes orientation with a horizontal

Institutul Geologic al României

Distribuţia spaţială a orientărilor axelor principale de tensiuni (P şi T), arată orientarea generală NE-SV a planului de rupere, cvasiverticalitatea axelor T cu tendinţa de orizontalizare la adncimi mai mari şi compresii aproape orizontale, de orientare predominantă NV-SE, mai ales pentru seisme cu hipocentrul mai adnc de 140 km (Trifu, Oncescu, 1988).

Seisme subcrustale din afara zonei Vrancea

O serie de seisme produse în ultimul timp la adâncimi cuprinse între 55–90 km sunt plasate însă şi la exteriorul ariei unde se concentrează principala activitate seismică din Vrancea; acest fapt a fost semnalat de Oncescu et al. (1988), pentru partea estică a Carpaţilor Meridionali, între meridianele 22–26 , unde s-au produs unele cutremure subcrustale, cu hipocentrele la 54, 59 dar şi 71 km. Soluţiile planului de falie pentru aceste seisme se deosebesc de cele din Vrancea, fiind prezente tensiuni orizontale şi compresii aproape verticale.

Probabil că şi seismele din: zona Miercurea Ciuc-Sf. Gheorghe, cu hipocentre la 75–95 km, zona Câmpina-Sinaia (85–90 km), zonele Afumaţi-Urziceni, Făurei-Brăila (în jur de 60 km) şi, cu unele rezerve, regiunea cursului inferior al Dunării-Delta Dunării, pot fi încadrate în aceeaşi categorie.

Seisme crustale

Limita convenţională a adâncimilor până la care se produc cutremure de acest tip se situează în jurul valorii de 45–50 km. Cea mai importantă zonă în care sunt prezente seisme normale este cuprinsă între marginea vestică a Platformei Est Europene şi Orogenul carpatic (în W), respectiv platformele paleozoice (în S). Ea se caracterizează prin valori ale adâncimilor focarelor de 20–30 km în centrul Moldovei şi ceva mai mari, 30–40 km, spre sud; doar în depresiunea Focşani seismele se produc şi până la adâncimi de 40–50 km. Majoritatea lor sunt în general mici, de ordinul a 2–3 grade, relativ puţine au 4 grade şi numai trei peste M=5 (1959-Focşani M=5,2, 1960-Căzăneşti M=5,4 şi 1981-Tulcea M=5,2).

Distribuţia manifestărilor seismice normale este neregulată, epicentrele ocupând mari suprafeţe ale teritoriului; corelarea epicentrelor cu principalele falii din zonă este dificilă din aceste motive şi, deşi în decursul anilor au existat câteva tentative în această direcţie (Polonic, 1988), este necesar un alt mod de tratare a problemei.

Una dintre posibilele căi o reprezintă considerarea tendinţelor rezultate din prelucrarea bazei de date, ca în lucrarea de faţă, unde din valorile numărului de seisme localizate în interiorul unei reţele pătratice, uniform distribuită, cu latura de 12,5 km, am realizat prin interpolare o hartă cu izolinii, reprezentând densitatea seismelor pe unitatea de suprafaţă convenţională.

trend at large depths, and almost horizontal compressions with a NW-SE trend, particularly for earthquakes with a hypocentre deeper than 140 km (Trifu, Oncescu, 1988).

Subcrustal Earthquakes outside the Vrancea Zone

Several earthquakes, recorded in recent years at depths ranging between 55 and 90 km, occurred also outside the highest seismic activity area in Vrancea. This fact was stressed out by Oncescu et al. (1988) for the eastern part of the South Carpathians, between the 22 and 26 meridians, were subcrustal earthquakes occurred, with 54, 59 and 71 km deep hypocentres. The fault plane solution of these earthquakes differ from those in the Vrancea area by the presence of horizontal extension and almost vertical compressions.

It is likely that other earthquakes can be included in this category, e.g. those in the Miercurea Ciuc – Sf. Gheorghe zone with 75–95 km deep hypocentres, in the Câmpina-Sinaia zone (85–90 km deep), Afumaţi-Urziceni and Făurei-Brăila zones (about 60 km deep) and possibly the area of the lower course of the Danube-Danube Delta with some restrictions.

Crustal Earthquakes

The conventional depth limit for this class of earthquakes is about 45–50 km. The most significant zone for crustal earthquakes occurrence lies between the western edge of the East-European Platform and the Carpathian Orogen (in the west) and the Palaeozoic platforms (in the south). This region is characterised by 20–30 km focal depth in Central Moldova and 30–40 km in the south. Earthquakes with a focal depth of 40–50 km are recorded only in the Focşani Depression. Most of the earthquakes had low magnitude (M=2–3), few had M=4 and only three had M=5 (1959 - Focşani M=5.2, 1960 - Căzăneşti M=5.4 and 1981 - Tulcea M=5.2).

The crustal seismic manifestations have a quasi-random distribution, epicentres being spread on large areas. That is why it is difficult to correlate epicentres to the major faults of the region. Although there were some attempts in this respect (Polonic, 1988), this problem can be approached in a different way.

One solution is to take into account the trends resulting from the data base processing by using the number of earthquakes located inside each 12.5x12.5 km^2 of a uniform square mesh and generating an interpolating contour map of the earthquakes number density.

This map (see Appendix) is more powerful than an epicentres distribution map and creates a better picture of relations between tectonic activity and seismicity.

Institutul Geologic al României

Această hartă (anexa) este mai expresivă decât o hartă cu distribuţia epicentrelor şi permite o vizualizare mai bună a unor relaţii dintre activitatea tectonică şi seismicitate.

Analiza acesteia permite constatarea unor aspecte generale: în timp ce pe Platforma Moesică şi în prelungirea acesteia din zona litorală a Mării Negre seismicitatea este redusă, fără a se putea contura direcţii preferenţiale de aliniere a epicentrelor, la nord de această unitate tectonică şi anume în zona Orogenului Nord Dobrogean şi a Platformei Scitice, activitatea seismică apare mai intensă,cel puţin pe o lăţime de 70–75 km; mai departe către nord, la marginea Platformei Est-Europene se intră din nou într-un regim seismic tipic de vechi craton, unde crusta terestră este mai groasă, cu o structură mai simplă.

Trecerea de la Platforma Moesică la zona de tranziţie către Platforma Est-Europeană se realizează de-a lungul fracturii Peceneaga-Camena, bine marcată prin izolinii de epicentre, alungite pe direcţia NV-SE. Traseul acestei fracturi este deseori întrerupt prin linii de decroşare, orientate preponderent NE-SV, dar se urmăreşte cu caractere bine definite către NV, până în zona Tuşnad, trecând aproximativ pe lângă localităţile Râmnicu-Sărat, S Focşani, Covasna, iar spre SE până pe platoul continental al Mării Negre.

Semnalăm, în plus,că în apropierea traseului faliei Peceneaga-Camena sunt localizate seisme produse la adâncimi mai mari de 60 km, marcând caracterul transcrustal al acesteia. Rezultă că falia Peceneaga-Camena este o fractură majoră, de mare amploare; ea poate fi considerată în prelungirea fracturii transeuropene Teisseyre-Tornquist, de la Ţărmul Mării Baltice până la Marea Neagră (TTL). După cum este cunoscut la NE de TTL, paralel cu marginea vestică a Platformei Est-Europene se dezvoltă o zonă de tranziţie, cu o structură complicată, cunoscută sub numele TTZ (Guterch, 1986); ea poate fi corelată cu zona seismică semnalată de noi, la nord de fractura Peceneaga-Camena.

Mult mai puţin definită apare Falia Intramoesică; de-a lungul ei, local, izoliniile numărului de epicentre au tot orientare NV-SE. Un posibil traseu ar cuprinde Câmpulungul, Moreni-sud Ploieşti, NE Bucureşti, Silistra-Sabla, şi posibil mai departe către SV, în Marea Neagră.

Semnalăm, de asemenea, tot pe direcţia NV-SE traseele unor aliniamente, corelabile cu faliile din Dobrogea: Capidava-Ovidiu, Istria – pe zona şisturilor verzi, Heracleea – marcând probabil contactul dintre Orogenul Nord-Dobrogean şi Platforma Scitică, Sf. Gheorghe – urmărită către SV numai până în zona Dunavăţ şi care ar delimita către NE un bloc mai co-

Several general points can be derived from this map: whereas in the Moesian Platform and its prolongation the Black Sea shore zone the seismic activity is reduced, making impossible to outline preferential lineament directions of the epicentres, north of this tectonic unit, namely in the area of the North-Dobrogean Orogen and of the Scythian Platform, the seismic activity seems to be more intense, at least on a 70–75 km width region. Farther north, at the margin of the East-European Platform, there is an area with a typical craton seismic regime due to a thicker and simple structure of the earth's crust. The transition from the Moesian Platform to the East-European Platform, achieved along the Peceneaga-Camena fracture, is well marked by the epicentres density isolines with a NE-SW trend. The route of this fracture is often interrupted by strike-slip lines, basically with a NE-SW trend, but can be easily traced toward NW, up to the Tuşnad zone, passing nearby the Râmnicu-Sărat, Focşaani south and Covasna towns and toward SE up to the continental shelf of the Black Sea.

Moreover, it is of note that earthquakes with a focal depth greater than 60 km were recorded nearby the Peceneaga-Camena lineament, indicating the transcrustal character of this fault. This leads to the fact that the Peceneaga-Camena fault is a major fracture. This fault can be regarded as a prolongation of the Teisseyre-Tornquist trans-European fracture, lying from the shoreline of the Baltic Sea up to the Black Sea (TTL). There is a complex structure transition zone, known as TTZ, NE of TTL and parallel to the western margin of the East-European Platform (Guterch, 1986). This transition zone can be correlated to the seismic area outlined by us north of the Peceneaga-Camena fracture.

The intra-Moesian Fault is less distinct. Along it, in several points, the isolines display a NW-SE trending. A possible route that can be extracted from the map would include Câmpulung, Moreni-South Ploieşti, NE - Bucharest, Silistra-Sabla and possibly farther southwest, in the Black Sea.

Some lineaments with a similar NW-SE trend can be identified and correlated to the faults from Dobrogea: Capidava-Ovidiu, Istria -in the greenschists area, Heracleea- indicating probably the contact between the North-Dobrogean Orogen and the Scythian Platform; Sf. Gheorghe - followed toward SW only by the Dunavăţ zone, that would delimit toward NE a lowered block of the Scythian Platform. A last lineament of the epicentres would occur northwards, namely Adjud, Bârlad-Kagul-N. Ismail-Crişan-Sulina that realizes the transition to the typical platform regime with local earthquakes.

Institutul Geologic al României

borât al Platformei Scitice; un ultim aliniament posibil al epicentrelor s-ar afla mai la nord, pe direcţia Adjud-Bârlad-Kagul-N. Ismail-Crişan-Sulina, de la care s-ar face trecerea către regimul tipic de platformă, cu seisme locale.

Analiza rezultatelor prezentate în anexa 1 permite în acelaşi timp constatarea că seismicitatea de la curbura Carpaţilor are un caracter net diferit, izoliniile fiind direcţionate preponderent NE-SV.

Sunt evidenţiate câteva aliniamente dintre care cele mai importante sunt cele marginale: în SE pe direcţia S Ploieşti-Rm. Sărat-E Tecuci şi cel din NV, bine definit între Piteşti-Adjud, cu prelungire posibilă spre Huşi-Chişinău. Ultimul dintre acestea – care cuprinde şi numeroase seisme de adâncime intermediară atât în zona Vrancea, cât şi local la Sinaia, Covasna, Oneşti – ar putea fi corelat cu o fractură adâncă, de manta (Sollogub şi Cekunov, 1985), ce pleacă din Siberia, intersectând Uralii şi traversând întreaga platformă epicareliană, apoi de-a lungul aliniamentului deja descris de pe teritoriul ţării noastre s-ar prelungi mult către S, în Bulgaria, până în regiunea Rodope.

Intersecţia dintre această fractură transcontinentală – împreună cu alte falii de aceeaşi orientare, situate în vecinătatea sa imediată, din SE – şi fractura transeuropeană ce urmăreşte linia TT (şi falia Peceneaga-Camena) se realizează tocmai în zona seismică Vrancea. Aici se creează prin înaintarea relativă a diferitelor blocuri către SV, puternice neomogenităţi de viteze şi gradienţi (verticali şi orizontali) ai acestora.

Mişcarea continuă a geoblocurilor respective, antrenate în deplasarea reciprocă a principalelor plăci litosferice, din vecinătate, conduce la acumulări mari de tensiuni, mai ales în zonele neomogene, în final la producerea marilor cutremure din zonă.

Lucrarea a scos în evidenţă unele caracteristici seismotectonice din Vorlandul Carpaţilor, pe baza distribuţiei izoliniilor de densitate a seismelor. A rezultat că seismele produse în zonă sunt de origine tectonică, fiind legate de poziţia lor relativă faţă de contacte geotectonice active importante.

Au fost evidenţiate câteva zone de sursă seismică; delimitarea acestora reprezintă o treaptă fundamentală şi în analize probabilistice viitoare pentru determinarea hazardului seismic.

The analysis of Appendix map leads also to the conclusion that the seismic activity in the Carpathian Bend Zone is clearly different by isolines trending toward NE-SW.

Some lineaments are stressed out, the peripheral ones being more important: in the south-east on the S Ploieşti-Rm. Sărat–E Tecuci lineament and in the north-west, well defined between Piteşti and Adjud, with a possible prolongation toward Huşi-Chişinău. The latter lineament, that includes also many intermediate earthquakes both in Vrancea area and locally at Sinaia, Covasna and Oneşti, might be correlated to a deep-seated mantle fracture (Sollogub and Cekunov, 1985). It starts in Siberia, crosses the Urals and the whole Epicarelian Platform, then, along the above described lineament on the Romanian territory, and extends farther southwards, in Bulgaria, up to the Rodope area.

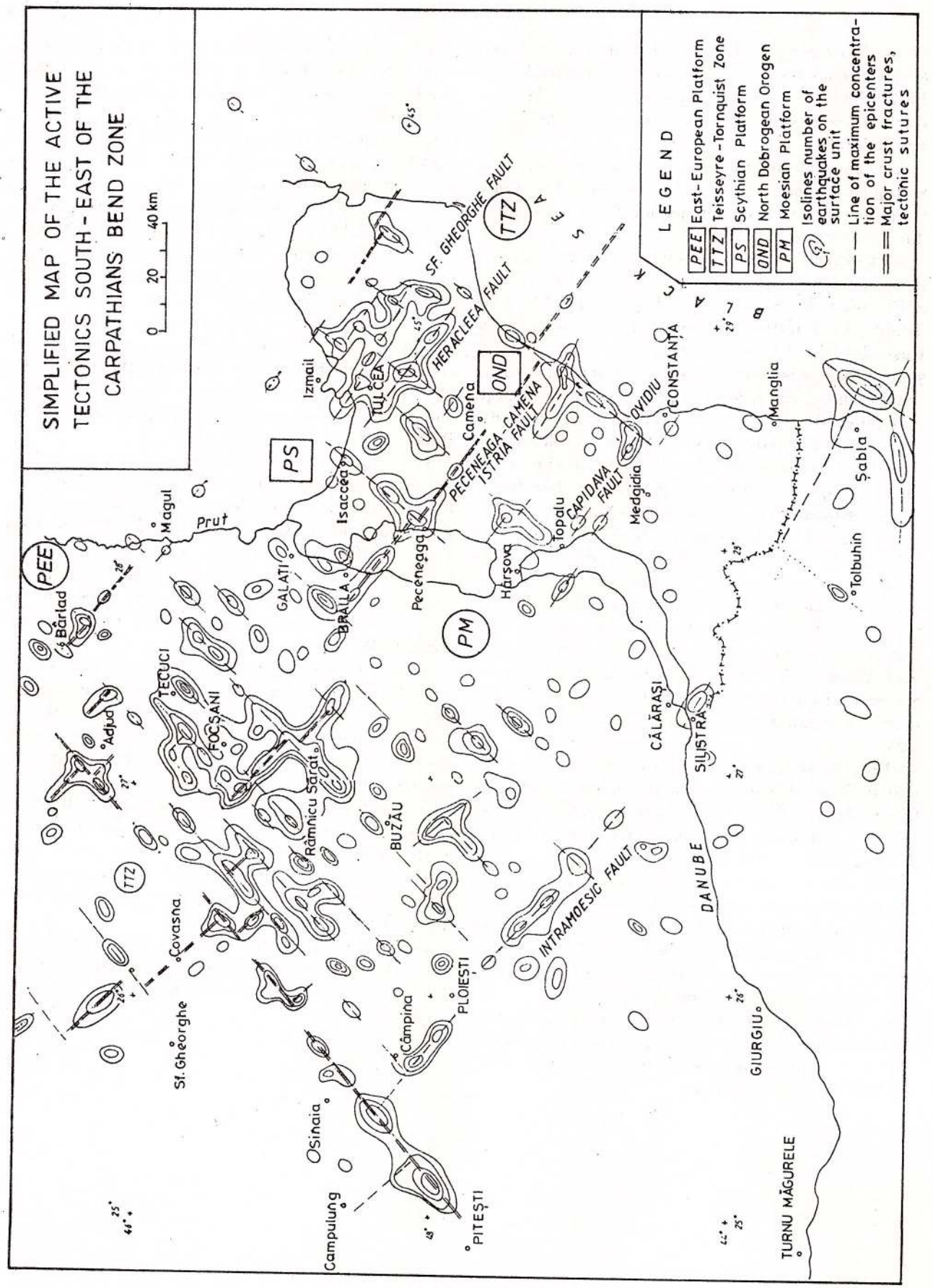
The crossing zone of this trans-continental fracture – together with other faults of similar orientation situated in its close vicinity, from the SE – and the trans-European fracture that follows the TT line (and the Peceneaga-Camena fault) are in the seismic area of the Vrancea zone. Strong velocity and vertical and horizontal gradients inhomogeneity are present in this area due to the relative advance of the different blocks toward SW.

The continuous movement of these geoblocks, involved in the mutual shift of the major lithospheric plates from the neighbourhood, leads to high tension accumulation, particularly in the inhomogeneous zones, and finally to the generation of large magnitude earthquakes.

This paper outlined some seismo-tectonic characteristics in the Carpathian Foredeep on the basis of the earthquakes density isoline distribution. As a consequence of this study, the earthquakes of this zone prove to be of tectonic origin, by their relative position to the major active geotectonic contacts.

Some zones of seismic activity have been pointed out. This is a fundamental stage in prediction studies for the seismic hazard estimation.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REFERENCES

Guterch, A., Grad, M., Materzok, R., Perchuc, E. (1986) Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Paleozoic and Precambrian platforms in Poland Tornquist-Teisseyre zone), *Tectonophysics*, 128, 3–4, 251–280.

Oncescu, M. C., Ardeleanu, L., Popescu, E. (1988) The stade of stress under the Meridional Carpathians inferred from slip vectors and source parameters, SEG, XXI General Assembly Sofia.

Polonic, G. (1988) Neotectonic and Seismogenic Peculiarities of the East-European Platform and Adjacent Unit Borders in Romania, in Recent Seismological Investigations in Europe, Moskva, pag. 86.

Sollogub, V. B., Chekunov, A. V., Starostenko, V. I. (1985) Prinţipialnie certî stroenie litosferî Ucrainî, *Geof. Jurn.* ,7,8, Kiev.

Trifu, C. I., Oncescu, M. C. (1988) Three-Dimensional Image of Moment Tensor Principal Axes in Vrancea Region, Romania in Recent Seismological Investigations in Europe, Moskva, pag. 321.

— **(1991)** Un model al sursei seismice bazat pe distribuţia de asperităţi şi străpungerea tensiunii tectonice, cu aplicaţie în calculul seismogramelor teoretice, Teză de doctorat, IFA Bucureşti.

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI SEISMICE, GRAVIMETRICE ŞI MAGNETICE
SEISMIC, GRAVITY AND MAGNETIC RESEARCHES

P. CRISTEA, B. STANCHEVICI, S. SPÂNOCHE, D. IOANE, V. ROŞCA, F. SCURTU, L. ATANASIU

Cercetări seismice în zona de curbură a Carpaţilor Orientali şi în avanfosa carpatică s-au efectuat din 1966 până azi.

Cercetări ale structurii crustei pe o scară largă au început în România cu investigaţii seismice de refracţie. Cercetările au fost realizate de-a lungul a două geotraverse importante: profilul transcarpatic (XI), care are o lungime de peste 500 km şi trece pe lângă localităţile Galaţi, Focşani, Tg. Neamţ, Oradea, şi profilul II, cu o lungime de peste 150 km, situat între Galaţi şi Călăraşi.

Pe lângă aceste profile, înregistrări au mai fost făcute pe o parte din profilul XI_1 (Milcov-Vişani) şi sondaje seismice pe aliniamente care au traversat Depresiunea Focşani.

Profilele seismice de reflexie adâncă au fost înregistrate în zonele sedimentare cu parametri de achiziţie specifici prospecţiunii pentru petrol. În depresiunea carpatică această metodă a fost folosită sporadic înainte de 1990 şi, cu o continuitate mai mare, în ultimii ani.

În 1994 au fost obţinute înregistrări noi pe două profile seismice de reflexie, unul situat în partea sudică a Depresiunii Bârlad şi celălalt în partea de est a Platformei Moesice.

În cele ce urmează vom prezenta interpretarea geologică a unui profil sintetic obţinut din lucrări seismice de reflexie şi refracţie.

Figura 1 arată o descreştere a reflectivităţii cu adâncimea de la sud către nord şi o crestere a grosimii cuverturii sedimentare. Cel mai coerent orizont este considerat a fi limita între formaţiunile neogene şi mezozoice. Această limită apare ca un reper seismic care în acelaşi timp separă două domenii de regim seismic: unul de suprafaţă, cu frecvente elemente reflectatoare, corelabile pe distanţe mari, reprezentând limite de separare între diferite formaţiuni terţiare şi altul subiacent, Mezozoic-Paleozoic, în care discontinuitatea reflexiilor şi diminuarea lungimii acestora determină incertitudini ale interpretării geologice a secţiunii seismice.

Întrucât baza cuverturii sedimentare nu apare ca un reper seismic, poziţia acesteia a fost stabilită prin corelare cu date de reflexie obţinute anterior.

Cercetările prin seismica de reflexie au oferit in-

Seismic studies in the Eastern Carpathian Bend Zone and Carpathian foreland have been made from 1966 until today.

Crustal structure investigation on a large scale started in Romania with seismic refraction studies. Investigations were performed along two important geotraverses: the trans- Carpathian profile (XI), which is over 500 Km long and passes by the cities of Galaţi, Focşani, Târgu Neamţ, Oradea, and profile II, over 150 km long, between the cities of Galaţi and Călăraşi.

Besides these profiles, records were made over a part of profile XI_1 (Milcov - Vişani) and for wide-angle seismic soundings crossing the Focşani Depression.

The deep seismic reflection lines were recorded in the sedimentary areas, with acquisition parameters proper for oil prospecting. In the Carpathian foreland this method was used sporadically before 1990 and with great continuity during the last years.

In 1994 new records were made along two seismic reflection lines, one in the southern part of the Bârlad Depression and the other one in the eastern part of the Moesian Platform.

We will further present a geological interpretation of a synthetic profile obtained from seismic reflection and refraction lines.

Figure 1 shows a decrease of reflectivity with depth from south to north and an increase in thickness of the sedimentary cover. The most coherent horizon is considered to be the boundary between Neogene and Mesozoic deposits. This boundary appears to be a seismic marker which separates at the same time two seismic regimes: a shallow one, very reflective, showing good correlation, which is specific for the limits between different Tertiary deposits; and a deeper one where the reflectivity decreases.

The Mesozoic and Palaeozoic layers generate rare and shorter reflection as well as some diffraction. Because the base of the sedimentary cover does not appear as a seismic marker, its position was established by correlation with the previous reflection data.

The reflection studies revealed information about boundaries of Palaeozoic deposits, sedimentary crystalline basement, upper crust and lower crust and allowed estimations for the depth of the Conrad and Mohorovicic discontinuities.

Institutul Geologic al României

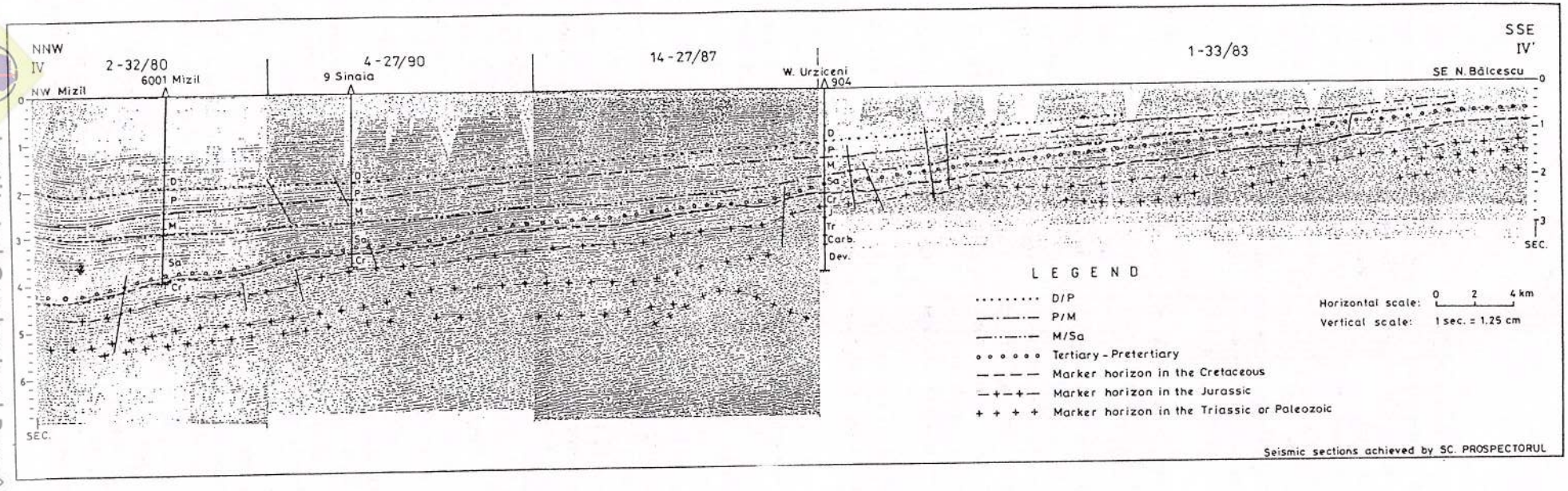


Fig. 1 – Secţiune seismologică de timp IV–IV'
Time IV–IV' seismological section

Institutul Geologic al României

formaţii asupra limitelor depozitelor paleozoice, limita sedimentar - fundament cristalin, crusta superioară şi crusta inferioară şi au permis estimări ale adâncimii discontinuităţilor Conrad şi Mohorovicic.

Suprafaţa depozitelor paleozoice reprezintă o discontinuitate seismică bună, îndeosebi atunci când grosimea cuverturii sedimentare este mai mică şi devine şi mai evidentă dacă secvenţa superioară nu conţine depozite mezozoice. O bruscă descreştere a reflectivităţii marchează trecerea de la cuvertura sedimentară la fundament.

Crusta superioară apare ca fiind transparentă, cu câteva difracţii şi cu reflectori rari, scurţi, slabi şi suborizontali.

Reflectivitatea crustei inferioare pare să crească cu adâncimea până la 12–14 s. timpi ecou şi se poate observa un grup de câteva reflexii cvasiorizontale mai numeroase şi cu corelabilitate mai bună. Se consideră că acest facies seismic cu structură "lamelară" reprezintă crusta inferioară. Se poate determina astfel discontinuitatea Conrad ca o limită între crusta inferioară şi crusta superioară transparentă.

Baza crustei este slab evidenţiată printr-o reflectivitate uşor crescută, dar oferă adâncimea discontinuităţii Moho.

Pentru studiul grosimii litosferei au fost utilizate de asemenea date seismologice. La scară continentală, în partea de est a Europei adâncimea până la discontinuitatea Moho variază considerabil de la 18–20 km (Marea Neagră, Marea Egee, Depresiunea Pannonică) până la 50–65 km (Rodope, Carpaţii, Caucazul).

Întrucât stratul sedimentar are variaţii de grosime considerabile, de la zone de afloriment ale cristalinului (în Carpaţi) până la mai mult de 15 km (în avanfosă) şi de ordinul a 20 km în Depresiunea Focşani, a fost adoptat un parametru denumit "grosimea crustei consolidate". Datele de bază utilizate pentru determinarea acestui parametru au fost valorile adâncimii limitei Moho şi grosimea sedimentarului; prin compilare a fost realizată o hartă cu izobate ale crustei consolidate. Câteva elemente sunt foarte importante pe această hartă: în primul rând se poate observa o diferenţiere în grosimea crustei consolidate de-a lungul unei linii orientate aproximativ NV - SE. În partea sud-vestică grosimea este redusă (25–35 km), în timp ce în cea nord-estică, grosimea este foarte mare (40–45 km).

Rezultatele sondajelor seismice adânci efectuate în Polonia şi Ucraina arată că aceasta este o zonă reprezentând limita dintre platformele precambriană şi paleozoică, evidenţiate între Marea Nordului şi Marea Neagră, zona denumită Tornquist–Teisseyre cu proprietăţi anomale importante. S-a determinat că grosimea crustei în această zonă este de 45–50 km pe o lăţime de 50–70 km. Cercetările seismice de adâncime

The surface of Palaeozoic deposits represents a good seismic discontinuity especially when the thickness of the sedimentary cover is smaller and becomes more evident if the upper sequence has no Mesozoic deposits. A sharp decrease in reflectivity marks the transition from the sedimentary cover to the basement.

The upper crust appears to be transparent, with some diffractions or with rare, short, weak and subhorizontal events.

The reflectivity of the lower crust appears to increase with depth till 12-14s Two Way Travel Time and we can observe a group of several quasi-horizontal reflections with good coherence.

We consider that this seismic facies with "lamellar" structure represents the lower crust. So we can determine the Conrad discontinuity as a limit between the lower crust and upper transparent crust.

The base of the crust is poorly expressed by a slightly higher reflectivity but offers the depth of the Moho discontinuity.

For the study of the lithosphere thickness seismological data were used, too.

At the continental scale in the eastern part of Europe the depth to the Moho discontinuity has considerable variations from 18–20 km (Black Sea, Aegeean Sea, Pannonian Depression) down to around 50–65 km (Rhodope, Carpathian, Caucasus).

Since the sedimentary layer has considerable thickness variations, from areas of crystalline outcrops (in the Carpathians) to more that 15 km (in the Foredeep) and around 20 km in the Focşani Depression a parameter called "the consolidated crust thickness", has been adopted. The data used for valuing this parameter were the depth to the Moho discontinuity and the thickness of the sedimentary layer; by compilation a map with isobaths of the consolidated crust has been drawn. Some elements are very important on this map. First we can see a differentiation in the thickness of the consolidated crust on a line running approximately from NW to SE. In the south-western part the thickness is small (25–35 km) while in the north-eastern part the thickness is very great (40–45 km).

The results of the deep seismic sounding performed in Poland and the Ukraine show that there is a zone representing the boundary between the Precambrian and Palaeozoic Platforms, evinced between the North Sea and the Black Sea, the so-called Tornquist-Teisseyre zone, which has highly anomalous properties.

The thickness of the crust in this zone was found to be 45–50 km on a width of 50–70 km. The deep seismic investigations prove also that TTZ is locally cut and displaced by transverse faults.

The TTZ is crossed on the Romanian territory by a fault striking NW-SE, the Chişinău - Vrancea - Câm-

Institutul Geologic al României

arată, de asemenea, că TTZ este local secţionată şi deplasată de falii transversale.

Zona TT pe teritoriul României este traversată de o falie orientată NV - SE, falia Chişinău - Vrancea - Câmpina. Aceste falii care afectează crusta şi litosfera ar putea explica seismicitatea zonei de curbură a Carpaţilor Orientali.

Pe de altă parte, date seismologice recente ne oferă unele elemente interesante: pe lângă aria epicentrală a cutremurelor intermediare din zona Vrancea, unele cutremure cu focare subcrustale se produc în partea estică a Carpaţilor Meridionali în zona Sinaia şi, de asemenea, în partea nordică (Miercurea Ciuc, Sf. Gheorghe), în partea sudică (Afumaţi-Urziceni, Făurei-Brăila), precum şi în est (Delta Dunării). Toate aceste cutremure sunt generate pe falii adânci active.

Alte date geofizice asupra structurii adânci au fost obţinute prin modelarea anomaliei de gravitate. Au fost folosite mai multe hărţi: harta gravimetrică, harta cu izobate pentru depozitele neogene, harta geologică şi câteva secţiuni geologice.

Pentru îmbunătăţirea secţiunii geologice anomalia gravimetrica a fost modelată folosind procedeul Talwani. S-a estimat că structura geologică a depozitelor neogene este tridimensională. Calculul a fost efectuat în ipoteza unui singur contrast de densitate (– 0,35 g/cm^3).

Rezultatele obţinute arată că depresiunea neogenă are o mare contribuţie la existenţa minimului gravimetric regional, adăugându-se şi un efect notabil al structurii adânci a litosferei.

Interesul geofizicienilor pentru analizarea şi interpretarea în termeni geofizici a ondulaţiilor geoidului la scară globală, regională sau locală se datoreşte informaţiilor privitoare la structura internă a pământului, pe care astfel de anomalii le pot oferi.

Componentele cu lungime mare de undă ale geopotenţialului pot fi obţinute din analiza perturbaţiilor satelitare de la orbitele "calculate"; în mod obişnuit soluţiile sunt mult îmbunătăţite prin includerea observaţiilor de altimetrie satelitară, a observaţiilor satelit - satelit şi a celor de gradientometrie satelitară. Soluţiile de geopotenţial global conţin pe lângă datele satelitare, un număr important de observaţii gravimetrice terestre.

Este important de accentuat că ondulaţiile geoidului reflectă neomogenităţile din interiorul pământului, posibilitatea deducerii unor structuri geologice, limite şi corpuri depinzând de corelarea sau suprapunerea unor trăsături geologice şi geofizice. Luând în consideraţie aspectele menţionate şi ţinând cont de neunicitatea interpretării datelor de potenţial, pot fi evidenţiate diferenţe semnificative prin compararea anomaliilor geoidale şi a celor de gravitate:

– dependenţa anomaliei cu distanţa faţă de sursă

pina fault. These faults that disturb the crust and the lithosphere also might explain the seismicity of the Carpathian Bend Zone.

On the other hand, recent seismological data give us some interesting elements: besides the epicentral area with intermediary earthquakes, in Vrancea zone, some earthquakes with subcrustal foci are present in the eastern part of the Southern Carpathians in the Sinaia zone, but also in the northern part (Miercurea Ciuc, Sf. Gheorghe), in the southern part (Afumai - Urziceni, Făurei - Brăila) and in the eastern one (Danube Delta). All these earthquakes are generated on the deep active faults.

Other geophysical data on the deep structure have been provided by modelling the gravity anomaly.

We used several maps: gravimetric map, map with isobaths for Neogene deposits, geological map and some geological cross-sections.

For the improvement of the geological cross-section the gravity anomaly was modelled using the Talwani method. It was estimated that the geological structure of the Neogene deposits is of tridimensional type. The computing was performed under the assumption of a single density contrast (- 0.36 g/cm^3).

The results obtained show that the Neogene Depression has a great contribution to the regional gravity low and suggest that the deep structure of the lithosphere has an important contribution, too.

The interest of geoscientists for analyzing and interpreting in geophysical terms the geoid undulations on a global, regional or local scale is due to the valuable information which might be obtained by preparing models of the internal structure of the Earth. The long wavelength component of the geopotential field can be derived from the analysis of satellite perturbations from their predicted orbits; currently, the solutions are being improved by including satellite altimetry, satellite to satellite tracking and gradiometry. The satellite solutions have been extended with the inclusion of terrestrial gravity observations.

It is important to stress that the geoid undulations reflect physical inhomogeneities within the Earth (large scale boundaries with distinct density contrasts), the possibility of deducing geological structures, limits or bodies depending on the correlation or superposition between geophysical and geological features. Taking into account the above-mentioned aspect and the non-uniqueness in the interpretation of potential data, the comparison between geoidal and gravity anomalies may emphasize significant differences:

– the dependence with the distance to the source of the anomaly is proportional with $1/r$ in the case of the geoidal anomalies and with $1/r^2$ for the gravity ones, implying much deeper density contrasts revealed by the geoid;

Institutul Geologic al României

este proporţională cu 1/r în cazul anomaliilor geoidale şi cu $1/r^2$, în cazul celor gravimetrice, implicând un contrast de densitate mai accentuat relevat de geoid;

- anomaliile geoidale sunt mai netezite şi mai largi decât cele de gravitate, reprezentând efectul unor mase neomogene adânci, care nu pot fi observate pe hărţile gravimetrice datorate componentelor de înaltă frecvenţă.

Pe continent, literatura referitoare la semnificaţia geofizică a anomaliilor geoidale este încă săracă - câteva investigaţii au început abia în ultimii ani, datorită dificultăţilor în determinarea cu precizie a unui geoid gravimetric regional (dată fiind confidenţialitatea datelor gravimetrice) şi complexităţii trăsăturilor geologice şi tectonice. Componentele cu lungimi de undă intermediare şi mici reflectă structura litosferei şi crustei; maximele geoidale sunt generate de valori ridicate de densitate corespunzătoare unor roci vechi, compacte, în timp ce minimele geoidale reflectă structuri mai puţin dense de tipul bazinelor sedimentare sau al unor plutoni de natură granitică.

Analiza metodelor actuale pentru determinarea gravimetrică a geoidului (Integrala Stokes, Least Squares Collocation şi Transformata Fourier Rapidă), ne-a dus la concluzia că metoda Transformatei Fourier Rapide este cea mai apropiată posibilităţilor noastre de calcul.

Modelul de geopotenţial global cel mai evoluat OSU91A (realizat la Universitatea din Ohio), a fost analizat şi pe teritoriul României, lipsa unui set complet de date gravimetrice terestre afectând calitatea informaţiilor.

Hărţile cu date geoidale prezentate în figura 2 ilustrează utilitatea unor astfel de informaţii pentru studiile de structură adâncă, geoidul gravimetric rezultat din modelul de geopotenţial OSU91A sublinind relaţiile între unităţile tectonice majore. Harta evidenţiază o subţiere semnificativă a litosferei de la est la vest reflectată de tendinţa generală de creştere a valorilor cotelor pe această direcţie. Harta re-zidual calculată ca diferenţă între quasigeoidul astrogravimetric şi geoidul OSU91A accentuează tendinţa regională importantă deja menţionată şi contrastele majore de densitate asociate Carpaţilor Meridionali.

În afara studiilor de geoid, trebuie menţionate hărţile anomaliei izostatice de pe teritoriul României. Au fost luate în consideraţie atât ipoteza Airy, cât şi ipoteza Pratt.

Datele utilizate la realizarea hărţilor anomaliei izostatice au fost reprezentate de harta Bouguer realizată într-o reţea cu dimensiunea de 5'x7,5'de arc meri-dian şi respectiv paralel. S-au utilizat hărţile publicate cu izolinii de corecţie izostatică, în vederea calculării hărţilor anomaliei izostatice Airy pentru adâncimile de

- the geoidal anomalies are smoother and larger than the gravity ones, representing the effect of deep mass inhomogeneities which may be not observed in gravity maps due to high frequency components.

In Europe, the literature dedicated to the geophysical significance of the geoidal anomalies is still poor - such investigations started lately due to the difficulty of determining precise regional gravimetric geoids (considering the confidentiality of the gravity data) and the complexity of the geological and tectonic features. Intermediate and short wavelengths in the geoid may reflect the lithospheric and crustal structure; a geoid local high is generated by high density sub-surface features such as old and compacted rocks, while a local geoid low may reflect lower density structures, such as sedimentary basins or large acidic igneous intrusions.

The analysis of the actual methods for gravimetric geoid determination (Stokes Integral, Least Squares Collocation and Fast Fourier Transform) led us to the conclusion that the FFT method is the most appropriate, due to our computing possibilities.

Since the long and intermediate wavelenths of the geoid are to be obtained from a global geopotential model, the most advanced GGM released by the Ohio State University, OSU91A, has been analyzed on the Romanian territory, the lack of a consistent data set of terrestrial gravity information affecting its quality in this region.

The maps with geoidal data presented in figure 2 illustrate the utility of such information for deep structure studies, the gravimetric geoid derived from the OSU91A global geopotential model emphasizing relations between major tectonic units, on a background offered by the significant thinning of the lithosphere from east to west, reflected by a regional trend of continuously increasing geoid heights on this direction. The residual map, computed as differences between the astrogravimetric quasigeoid and the OSU91A geoid stresses the important already mentioned regional trend and major density contrasts associated with the Southern Carpathians.

Besides geoid studies, a concern for new isostatic anomaly maps of the Romanian territory should also be mentioned. Both Airy and Pratt systems have been considered.

The data used for preparing the isostatic anomaly maps have been Bouguer gridded values on a 5'x7,5' meridian/parallel arc grid. Already published isostatic correction maps for Romania have been used in order to prepare a set of Airy anomaly maps for 30 km, 40 km and 60 km compensantion depth together with a Pratt anomaly map for a 116 km compensation depth.

Along a profile in western Romania, interpreting of aeromagnetic anomalies was performed by 2D mod-

Institutul Geologic al României

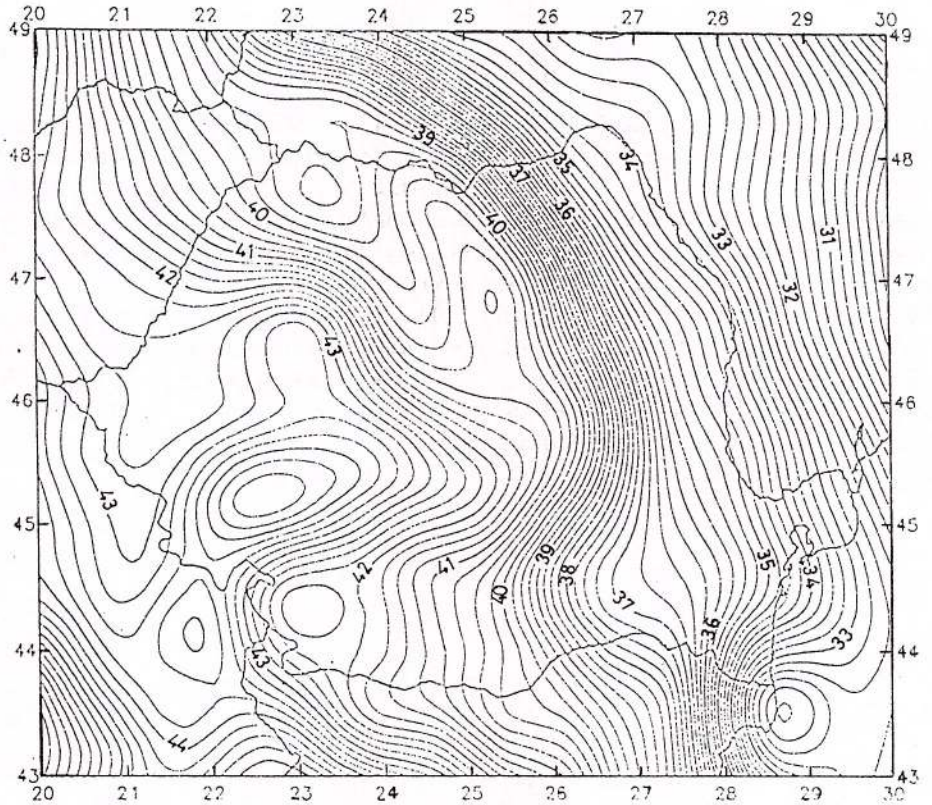


Fig. 2 (A) – Harta geoidului pe teritoriul României, obţinută din modelul de geopotenţial global OSU91A (Rapp, 1991).
Map of the geoid on the Romanian territory obtained from the OSU91A global geopotential model (Rapp, 1991).

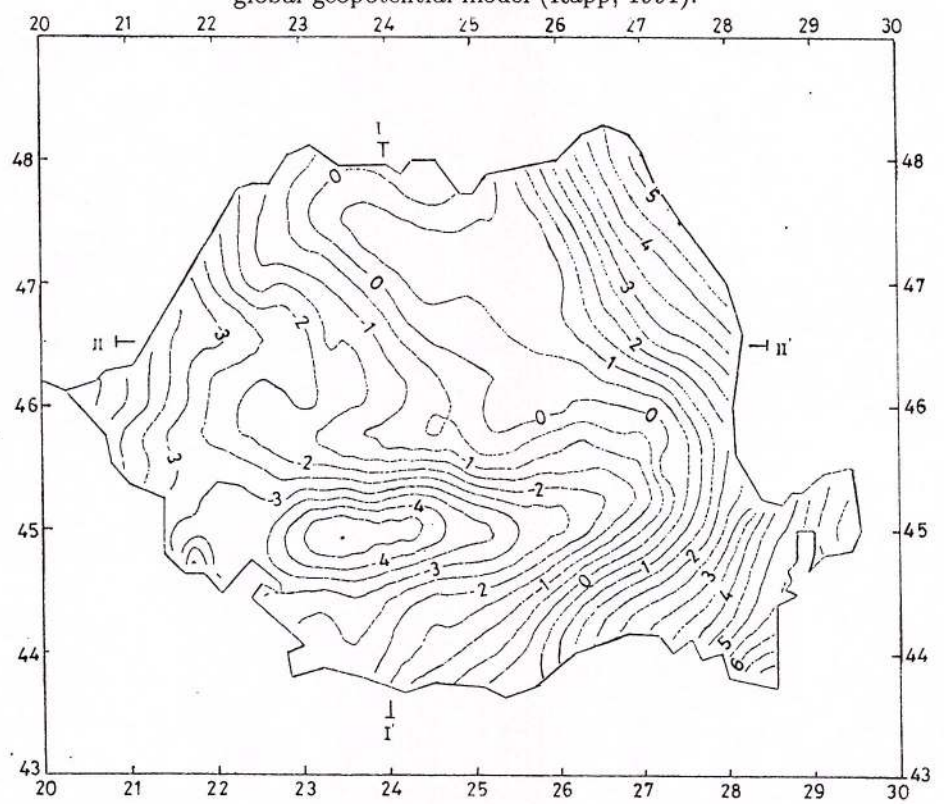


Fig. 2 (B) – Anomalii geoidale pe teritoriul României, obţinute din diferenţa OSU91A – quasigeoid astrogravimetric (Ioane, Radu, 1994).
Geoidal anomalies on the Romanian territory obtained from the OSU91A – astrogravimetric quasigeoid (Ioane, Radu, 1991).

Institutul Geologic al României

compensare 30 km, 40 km şi 60 km şi a hărţii anomaliei izostatice Pratt pentru adâncimea de compensare 113,7 Km.

O modelare bidimensională a fost făcută de-a lungul unui profil aeromagnetic situat în vestul României. Profilul este situat între Şistarovăţ şi Lugoj, orientat NNW-SSE. Modelul arată apariţia ofiolitelor pe două linii paralele (WSW-ESE) între Şistarovăţ şi Bata (linia nordică) şi între Belinţ şi Făget (linia sudică).

Rădăcina ofiolitelor, care se adânceşte în partea sudică, se situează lângă comuna Secaş situată pe profil, unde rocile bazice se scufundă cu mai mult de 10 km.

elling. The profile is situtated between Şiştarovă and Lugoj, striking NNW-SSE. The model shows that ophiolites appear on two parallel (WSW - ENE) lines, between Şistarovăţ and Bata (the northern one) and between Belinţ and Făget (the southern one) respectively.

The root of the ophiolites, dipping southward, is to be noticed near the Secaş village on the profile, where these basic rocks sink for more than 10 km.

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI MAGNETOTELURICE
MAGNETOTELLURIC RESEARCHES

D. STĂNICĂ, M. STĂNICĂ, A. IVANOV, AL. BALEA, H. NISTOR

În anul 1994 s-au executat un număr de 21 sondaje magnetotelurice dispuse de-a lungul unui segment al geotraversei pannono-carpatice, jalonat de localităţile Lipova - Belinţ - Lugoj.

Prelucrarea înregistrărilor obţinute în teren, în domeniul de frecvenţe 20–0,001 Hz, pe suport magnetic, cu ajutorul unui echipament magnetoteluric digital, a comportat următoarele etape:

– Conversia datelor din format tipic echipamentului magnetoteluric în format binar şi stocarea lor în fişiere DOS;

– Procesarea propriu-zisă a informaţiei stocate în fişiere DOS în vederea determinării tensorului impedanţă în funcţie de frecvenţă, prin aplicarea unui algoritm bazat pe Transformata Fourier Rapidă atât a unei serii de timp înregistrată normal (după direcţiile de măsură), cât şi a unei serii de timp obţinută după rotirea sistemului de coordonate.

– Selectarea valorilor de impedanţa pentru cele două situaţii şi construirea curbelor de rezistivitate şi fază pentru E - polarizat (Ro_{min}, Fi_{min}) şi B - polarizat (Ro_{min}, Fi_{min}), ceea ce presupune existenţa unei structuri bidimensionale.

– Pe baza diferitelor caracteristici ale acestor curbe, utilizând procedee de calcul adecvate (algoritmul Merquardt) s-a realizat inversia 1-D care a permis eva-luarea atât a grosimilor, cât şi a rezistivităţilor aparente care caracterizează structura stratificată a zonei investigate.

După eliminarea efectelor statice existente în curbele de rezistivitate (datorate neomogenităţilor superficiale), prin interpretarea inversă a curbelor de fază, s-a construit secţiunea geoelectrică de adâncime cu principalele limite de contrast de rezistivitate.

Rezultatele cercetărilor magnetotelurice sunt prezentate, în final, sub formă de pseudosecţiuni de rezistivitate şi de fază - Ro_{max}, Fi_{max} (fig. 1) şi Ro_{min}, Fi_{min} (fig. 2), precum şi sub forma unui model de simulare de tip secţiune geoelectrică (fig. 3).

Interpretarea integrată a informaţiilor magnetotelurice, magnetice şi gravimetrice aduce elemente noi referitoare la structura geoelectrică profundă de-a lungul aliniamentului menţionat.

21 magnetotelluric soundings, placed along a segment of the Pannono-Carpathian geotraverse marked by Lipova - Belinţ - Lugoj localities, were accomplished in 1994.

The processing of the field records, in the frequency range of 20 - 0.001 Hz, on magnetic tapes, by means of digital magnetotelluric equipment, included the following stages:

– The data conversion from the typical format of the equipment into binary format, as well as their storage in DOS files;

– The proper processing of the files stored in DOS, in order to assess the impedance tensor depending on the frequency, by applying an algorithm based on Fast Fourier Transform both for time series recorded normally (on measurement direction) and for the rotated impedance tensor;

– The selection of the impedance values for the two cases and the drawing of the resistivities and phases curves for E - polarised (Ro_{min}, Fi_{min}) and B - polarised (Ro_{max}, Fi_{max}), which presumes the existence of a two - dimensional structure.

On the basis of various characteristics of these curves, by using adequate calculation procedures (Marquardt algorithm), the one-dimensional inversion was made, which permitted an estimation both of the depth and the apparent resistivities characterising the stratified structure for the investigated zone.

After taking off the static effect generated by the shallow inhomogeneities and interpreting inversely the phase curves, the depth geoelectric section including the main contrast limits was drawn up.

The results of the magnetotelluric researches are finally presented as resistivities and phases pseudosections - Ro_{max}, Fi_{max} (Fig. 1) and Ro_{min}, Fi_{min} (Fig. 2), as well as a simulation model - geoelectric section (Fig. 3).

The integrated interpretation of the magnetotelluric, magnetic, and gravimetric information supplied new elements regarding the deep geological structure along the mentioned profile.

The magnetotelluric researches emphasized the efficiency of the method to assess the depth and the relief

Institutul Geologic al României

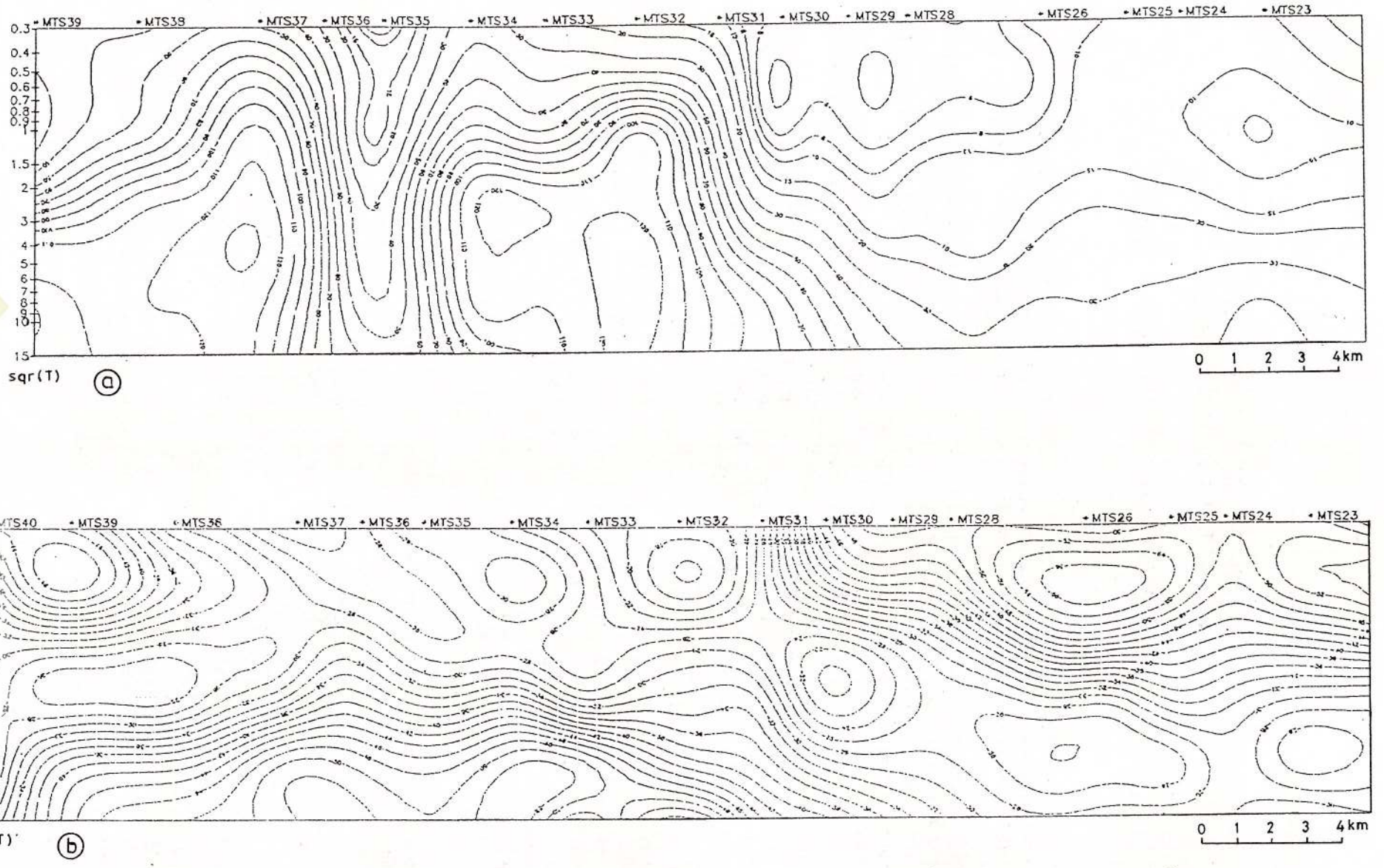


Fig. 1 – (a) Pseudosecţiune de rezistivitate (Resistivity pseudosection Ro_{max}) : *MTS21 - sondaj magnetoteluric (magnetotelluric sounding, 30 ohm.m, 30–100 ohm.m, 100 ohm.m); sqr:(T), radical din perioada (square root from the period (time)).
(b) Pseudosecţiune de fază (Phase pseudosection FI_{max}) : *MTS21 – sondaj magnetoteluric (magnetotelluric sounding, -50 degrees, -50 – -30 degrees, -30 degrees); sqr:(T), radical din perioada (square root from the period (time)).

Institutul Geologic al României

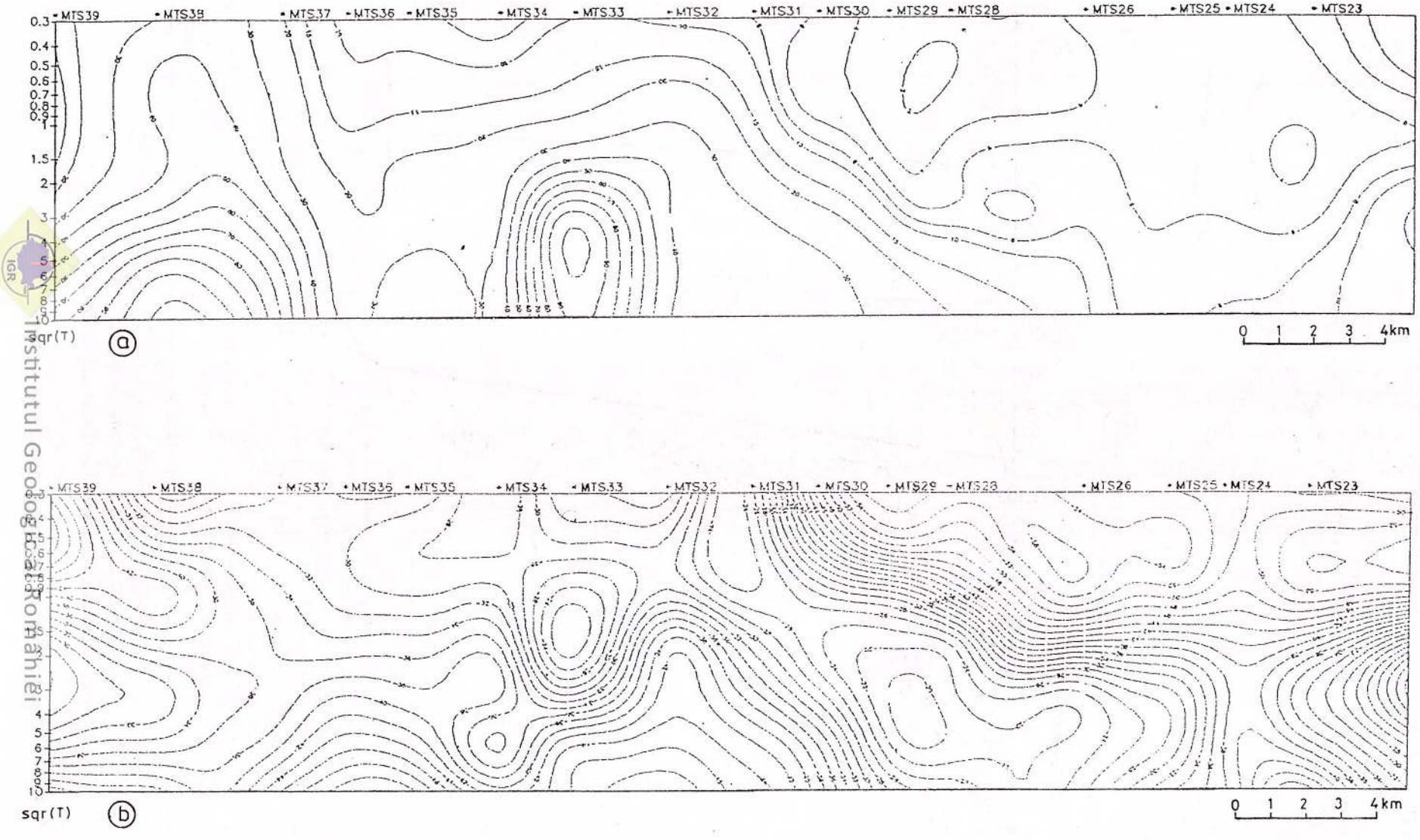


Fig. 2 – (a) Pseudosecţiune de rezistivitate (Resistivity pseudosection Ro_{min}) : *MTS21, sondaj magnetoteluric (magnetotelluric sounding, 15 ohm.m, 15–40 ohm.m, 40 ohm.m); sqr:(T), radical din perioada (square root from the period (time)).
(b) Pseudosecţiune de fază (Phase pseudosection FI_{min}) : *MTS21, sondaj magnetoteluric (magnetotelluric sounding, - 40 degrees, -40 - 30 degrees, -30 degrees); sqr:(T), radical din perioada (square root from the period (time)).

Institutul Geologic al României

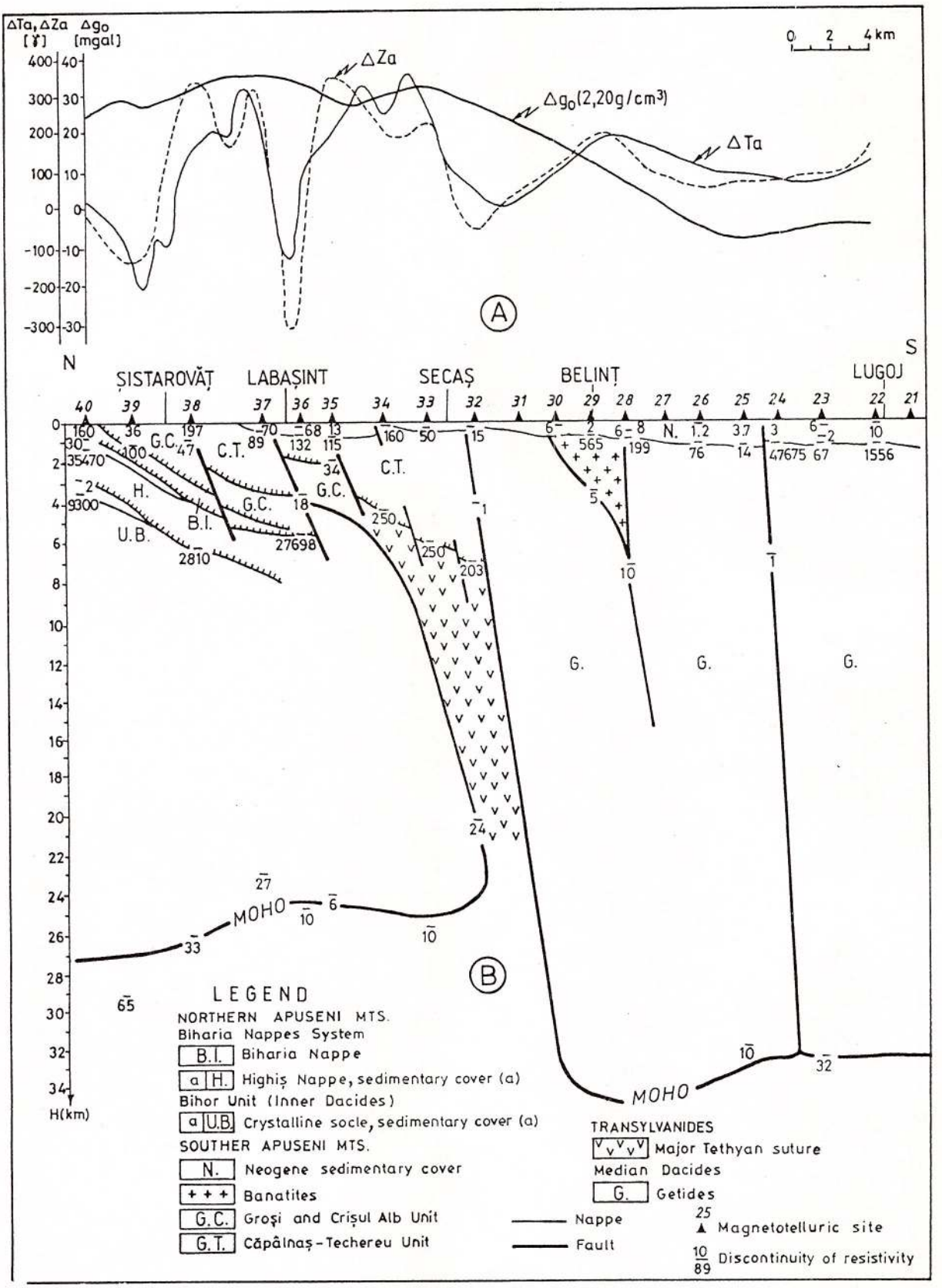


Fig. 3 – (A) Cercetări magnetotelurice pe profilul Şistarovăţ–Lugoj; Δg_0, gravimetric; ΔZ_a, magnetometric and ΔT_a, aeromagnetometrice.

(A) Magnetotelluric Researches on the Şistarovăţ–Lugoj section.

(B) Secţiune ipotetică de adâncime obţinută pe baza datelor magnetotelurice.

(B) Depth hypothetical section obtained on the basis of the magnetotelluric data.

Institutul Geologic al României

Cercetările magnetotelurice au arătat eficienţa metodei la precizarea adâncimii şi reliefului subasmentului metamorfozat, a raporturilor structurale dintre diferite unităţi tectonice, precum şi a grosimii crustei.

Modelul geoelectric (fig. 3) evidenţiază următoarele aspecte:

– Existenţa unei cuverturi sedimentare neogene, conductoare, care prezintă o îngroşare maximă (1800 m) în Bazinul Lugojului;

– Prezenţa unei suturi ofiolitice, reprezentată de unităţile nediferenţiate ale Transilvanidelor, care este situată între 2 blocuri de crustă continentală corespunzătoare Dacidelor Interne (25–27 km grosime), la nord, şi Dacidelor Mediane (34–36 km), la sud;

– Larga alohtonie a unităţilor care aparţin Transilvanidelor şariate spre nord, alcătuite în partea superioară din formaţiuni cristaline prezentând caractere similare seriilor metamorfice din sistemul Pânzelor de Biharia (Ro= 100 - 250 Ohm.m.);

– O evidentă delimitare a fracturii transcrustale Sud-Transilvană, care marchează contactul, spre sud, dintre Transilvanide şi Pânzele Supragetice din Carpaţii Meridionali. Aceasta produce o denivelare de aproximativ 10 km la nivelul crustei inferioare;

– Evidenţierea şariajului Pânzelor de Groşi şi Criş peste Pânzele de Highiş, precum şi caracterul lor de pânze complet dezrădăcinate;

– Amploarea Pânzelor de Biharia şi de Highiş, acestea din urmă având rezistivităţi mult mai ridicate.

of the metamorphosed basement, the structural reports between various tectonic units, as well as the depth of the crust.

The geoelectric model (Fig. 3) reveales the following aspects:

– The existence of a Neogene sedimentary cover, conductive, having a maximum thickness (1800 m) in the Lugoj Basin;

– An ophiolitic suture (Major Tethyan suture), represented by the undifferentiated Transylvanides units, is placed between two blocks of continental crust corresponding to the Inner Dacides (depth of 25–27 km), towards north, and Median Dacides (depth of 34–36 km), towards south.

– A large allochthony towards north of the units belonging to the overthrust Transylvanides, composed of crystalline formations that have features similar to the metamorphic series of the Biharia Nappes System (Ro = 100 - 250 ohm.m).

– An obvious limit of the transcrustal South-Transylvania fault which marks, towards south, the contact between Transylvanides and Getides. This produces a vertical displacement of about 10 km at the lower crust level;

– The Groşi Nappes' thrust over the Highiş Nappes, as well as their characteristic as a completely uprooted nappe;

- The extension of the Biharia and Highiş Nappes, the last having much higher resistivities.

Institutul Geologic al României

STUDII PRIVIND APLICABILITATEA METODEI MERCUROMETRICE LA LOCALIZAREA ACUMULĂRILOR DE HIDROCARBURI
ON THE APPLICABILITY OF MERCUROMETRY IN LOCATING HYDROCARBON ACCUMULATIONS

D. IOANE, J. ANDREI

Cercetări cu caracter metodologic şi asupra aplicabilităţii metodei mercurometrice la investigarea mineralizaţiilor de sulfuri polimetalice şi auro-argentifere au fost realizate în cadrul Institutului Geologic al României de la începutul anilor '80, rezultate deosebite fiind obţinute în zone cu eruptiv neogen din Munţii Apuseni (Munţii Metaliferi) şi Carpaţii Orientali (Munţii Oaş–Gutâi). Beneficiind de experienţa dobândită şi luând în considerare menţionarea în literatura de specialitate a posibilităţilor de aplicare a metodei mercurometrice la prospectarea acumulărilor de hidrocarburi lichide şi gazoase, colectivul de cercetări mercurometrice a iniţiat în ultimii ani cercetări care au avut ca obiectiv studiul aplicabilităţii metodei la localizarea unor astfel de zăcăminte şi la semnalarea unor falii sau fracturi de care structurile productive pot fi afectate.

Primele lucrări cu caracter experimental au fost executate în zona cutelor diapire, între Valea Ialomiţei şi Valea Teleajenului, pe structurile petrolifere şi gazeifere bine cunoscute de la Ocniţa, Moreni, Băicoi, Tintea, Bucşani, Mărgineni şi Vlădeni. Au fost obţinute corelaţii remarcabile între sectoare cu concentraţii anomale de mercur şi zăcămintele investigate (fig. 1, fig. 2), rezultatele pozitive de aici fiind determinate, în opinia noastră, de prezenţa unor condiţii favorizante: adâncime relativ redusă a acumulărilor de hidrocarburi (500–2500 m) şi o tectonizare accentuată a formaţiunilor sedimentare acoperitoare, determinată în mare măsură de diapirismul sării.

În alte cazuri, cercetările mercurometrice întreprinse au evidenţiat şi limitări ale metodei, datorate îngropării la mare adâncime a unor acumulări gazeifere, situaţie însoţită şi de o slabă tectonizare a depozitelor sedimentare acoperitoare (zona Conţeşti–Adjud, situată la limita dintre Promontoriul Nord Dobrogean şi Depresiunea Bârladului), sau unor condiţii geologice şi structurale deosebit de complexe (zăcământului de petrol Ghelinţa–Covasna, situat în Oligocenul Unităţii cutelor marginale şi acoperit cu formaţiuni sedimentare groase de cca. 2000 m, aparţinând Unităţii de Tarcău).

The Geological Institute of Romania started from the early eighties methodological researches aiming to apply mercurometry in Romania. Studying the applicability of this method for base metal sulphides and Au–Ag ore deposits in the Apuseni Mountains and East Carpathians, best results have been obtained on such mineralisations associated with Neogene magmatism in the Metaliferi and Oaş–Gutâi Mountains. Considering the broad experience accumulated during this rather long interval of time and the fact that different authors from the former Soviet Union, U.S.A. and Canada stated the possibility of locating oil and/or gas fields by means of mercury content anomalies in soil gases or soil samples, the Geological Institute of Romania developed a project dedicated to the mercurometrical investigation of hydrocarbon bearing geological structures.

The first experimental works have been carried out on well-known oil fields north of Ploieşti town, situated on the internal, folded sector of the East Carpathians Foredeep, characterized by salt diapirism and important oil and gas accumulations in Neogene sedimentary deposits: Ocniţa, Moreni, Băicoi, Tintea, Bucşani, Mărgineni and Vlădeni. The mercurometric measurements revealed the presence of several sectors with important Hg content anomalies in soils overlying the oil fields. The positive results obtained in this region (Fig. 1, Fig. 2) seem to be related to the shallow position of the hydrocarbon accumulations (500–2500 m) and to structural and tectonic aspects connected mainly to salt diapirism processes.

In other regions, due to the deep burial of the oil and gas accumulations and to the absence of important systems of fractures in the sedimentary cover, the mercurometric researches did not offer correlations between the high Hg content anomalies and the hydrocarbon deposits, emphasizing the critical influence of these parameters: depth of burial and ways of migration.

Our studies have shown that when at least one of the above mentioned conditions is respected, the mer-

Institutul Geologic al României

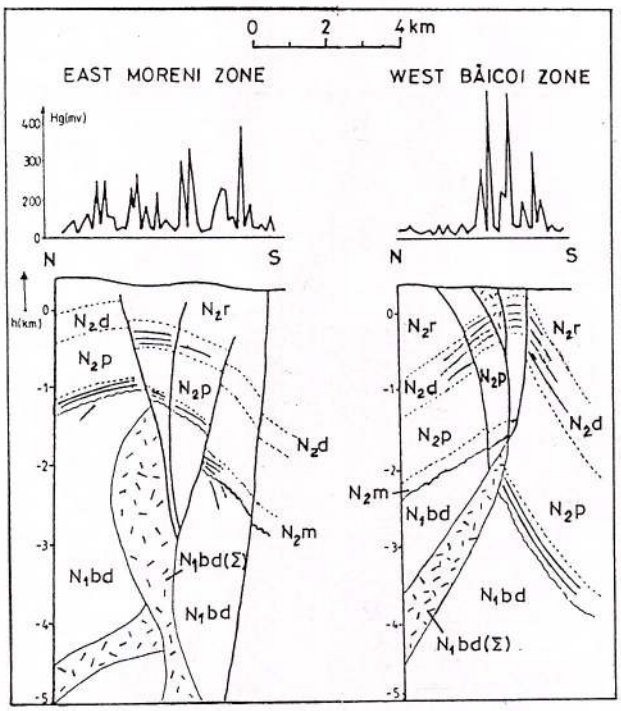


Fig. 1 – Profile mercurometrice în zona Moreni–Băicoi
Mercurometric profiles in Moreni–Băicoi zone

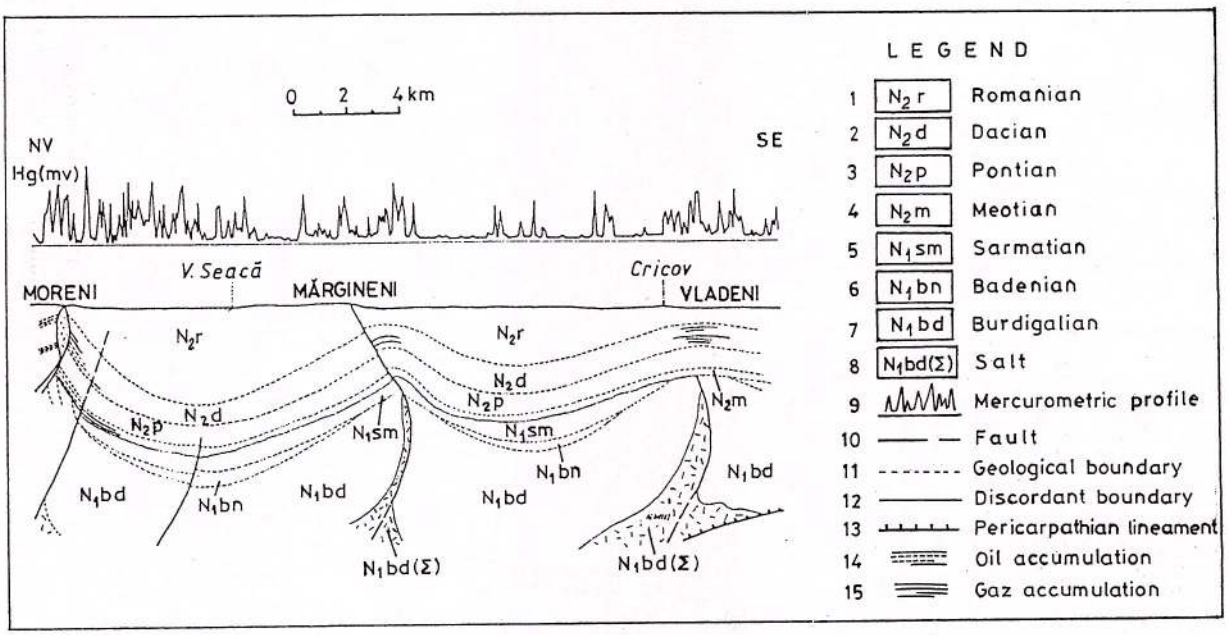


Fig. 2 – Profil mercurometric în zona Moreni–Vlădeni
Mercurometric profile in Moreni–Vlădeni zone

Institutul Geologic al României

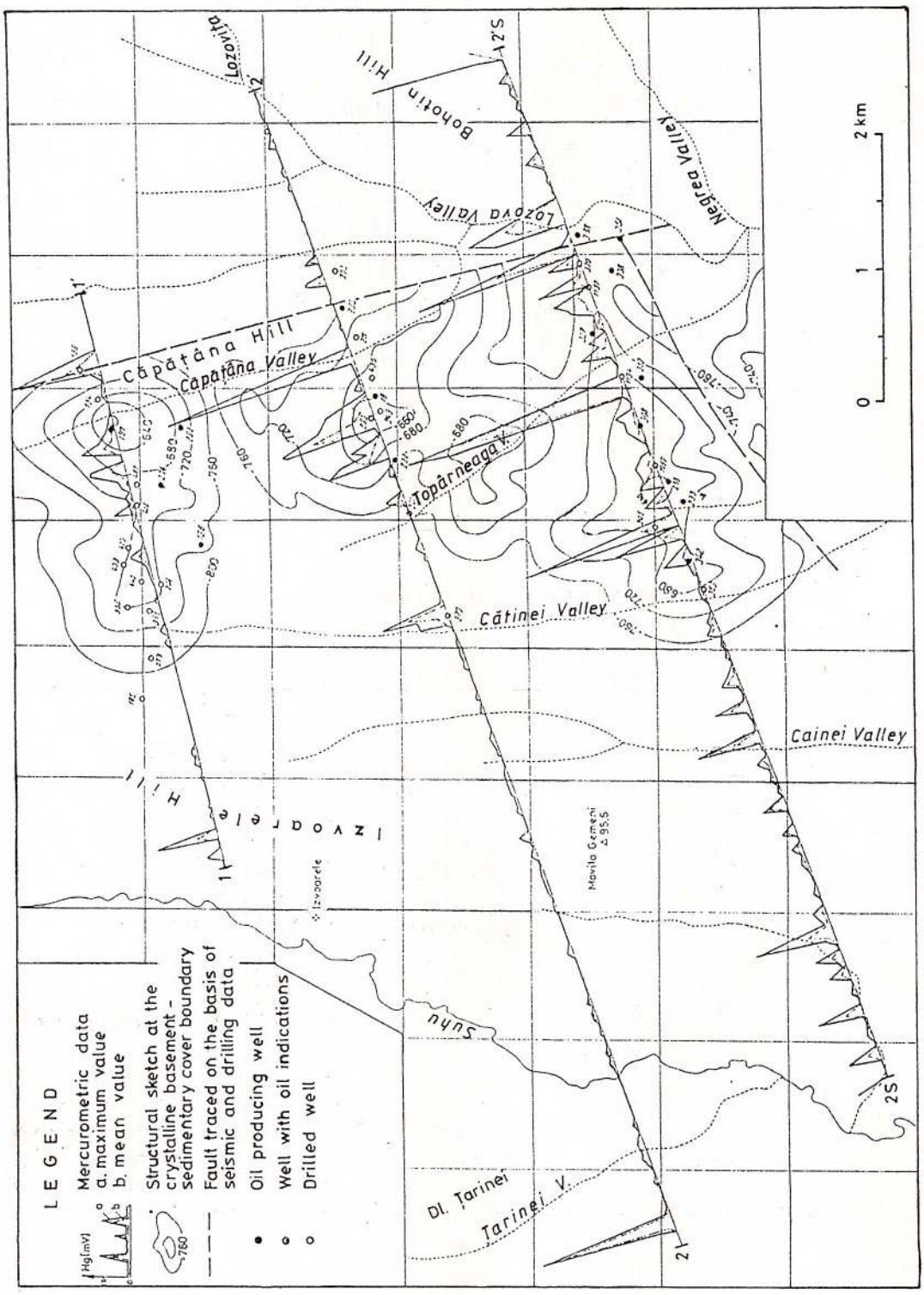


Fig. 3 – Profile mercurometrice, structura Independenţa, jud. Galaţi
Mercurometric profiles, Independenţa structure, jud. Galaţi

Institutul Geologic al României

În cazul zăcământului de petrol Independenţa, localizat pe Promontoriul Nord Dobrogean, a fost îndeplinită doar una din condiţiile care s-au dovedit favorizante pentru metoda mercurometrică în zona cutelor diapire (adâncimea redusă de îngropare), formaţiunile sedimentare acoperitoare fiind aici de natură marnoasă şi foarte slab fracturate, iar hidrocarburile localizate în colectoare lentiliforme; majoritatea anomaliilor mercurometrice obţinute sunt grupate în aria structurilor productive, reliefând o bună aplicabilitate a metodei (fig. 3).

curometric investigations might be successfull. For instance, in the Independenţa oil field area, geologically located on the North Dobrogea Promontory, the shallow position of the oil accumulations allowed mercurometry to prove its utility, even the sedimentary cover is very weakly tectonically affected. The most important mercurometric anomalies are associated with the oil accumulations, the anticline-type traps being here determined by doming structures of the crystalline basement (Fig. 3).

Institutul Geologic al României

CAROTAJUL GEOFIZIC APLICAT LA VALORIFICAREA, POZIŢIA ŞI CONSERVAREA RESURSELOR DE APE SUBTERANE
GEOPHYSICAL LOGGING BORE HOLE APPLIED TO CAPITALIZATION, POSITION AND PRESERVING OF UNDERGROUND WATER RESOURCES

L. PODOLEANU

Diagrafia geofizică, îndeosebi combinaţia electric-radioactiv, oferă date valoroase care conduc la descoperirea surselor de apă subterană şi ne ajută la estimarea caracteristicilor acestora.

În programul complex de evaluare a formaţiunilor traversate de sondele cu obiective hidrogeologice, metodele geofizice au devenit parte integrantă a realizării efective a sondei. Au fost elaborate o serie de procedee şi tehnici de prelucrare şi interpretare a diagrafiei geofizice ce permit obţinerea unor parametri fizico-chimici, care adăugaţi la caracteristicile geologice naturale ale zonei de cercetat, conduc la caracterizarea calitativă şi cantitativă a formaţiunilor de interes: separarea şi caracterizarea *in situ* a formaţiunilor după natura litologică şi corelarea lor; determinarea grosimii şi plasarea limitei straturilor, identificarea rocilor colectoare acvifere; evaluarea conţinutului în argilă; evaluarea calităţii apei etc.

Investigarea experimentală a trei foraje cu obiectiv hidrogeologic, amplasate în arii geologice foarte diferite, prin carotaj de rezistivitate electrică aparentă, carotajul potenţialelor naturale şi carotajul gama natural a condus la alcătuirea unor coloane litologice. Astfel a fost făcută o poziţionare foarte precisă a ac-viferelor interesante. Conţiunutul în argilă a putut fi estimat pe baza diagrafiei radioactivităţii naturale. S-a constatat că nivelul calităţii apei, din punctul de vedere al conţinutului în elemente radioactive, nu depăşeşte în nici un caz limita admisibilă. În cazul celor trei foraje investigate: Dor Mărunt (Independenţa), Chitila şi Salonta (Oradea), beneficiarul a construit coloana de tubaj pe baza informaţiilor obţinute de investigarea geofizică.

The geophysical diagraphy, especially the combination electric-gamma, offers valuable data which lead to the discovery of underground water sources and help us in their exploitation.

In the complex program of evaluation of formations crossed by the derricks, with hydrological objectives, the geophysical methods became an integrated part of the effective realization of the derrick.

There were elaborated a series of proceedings and techniques of processing and interpreting of the geophysical diagraphy which allow the obtaining of some physico-chemical parameters which, being added to the natural geological characteristics of the research area, lead to the qualitative and quantitative characterization of the formations we are interested in: the separation and the *in situ* characterization of the formations according to their lithologic nature and their correlation; the determination of the thicjness and the placement of the layers limits, the identification of the aquifer collecting rocks; evaluation of the clay content; evaluation of the water quality etc.

The experimental investigation of three drillings with hydrogeological objective, placed in very different geological areas, through apparent electrical resistivity logging borehole, the natural potential logging borehole and the natural gamma logging bore hole, lead to the formation of some lithologic columns. Thus, a precise positioning of interesting aquifers has been performed. The clay content was evaluated according to the natural radioactivity diagraphy. Concerning the level of the water quality from the point of view of the radiactive elements content, it has been noticed that it does not overtake in any case the admissible limits. In the case of three drillings investigated: Dor Mărunt (Independenţa), Chitila şi Salonta (Oradea), the beneficiary has built the tubage column according to information provided by the geophysical investigation.

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOFIZICE ŞI BIOGEOFIZICE ÎN ARII ACOPERITE DE APE DE MICĂ ADÂNCIME
SHALLOW WATERS GEOPHYSICAL AND BIOGEOPHYSICAL INVESTIGATIONS

L. BEŞUŢIU, R. G. DIMITRIU, A. NICOLESCU, D. SVORONOS, M. VIHRISTENCU

Cercetarea geofizică detaliată a zonelor acoperite de ape de mică adâncime, aparţinând complexului lagunar Razim-Sinoe, a început în anul 1986, pe baza unei metodologii elaborate în cadrul Departamentului de Geofizică al Institutului Geologic al României (Beşuţiu et al., 1993).

Proiectate iniţial în scopul realizării unei hărţi magnetometrice unitare a Dobrogei de Nord, lucrările au căpătat treptat extindere, prin adăugarea cercetărilor biogeofizice (Beşuţiu et al., 1990) şi gravimetrice, care au permis o mai bună interpretare a rezultatelor observaţiilor efectuate.

În anul 1992, cercetări complexe, magnetometrice şi biogeofizice, au conturat o zonă restrânsă din arealul sudic al lacului Razim, în care a fost presupusă existenţa unor acumulări de sare (Svoronos in Beşuţiu et al., 1993). Ulterior, determinări gravimetrice de fund întreprinse în acelaşi areal (Dimitriu in Panin et al., 1994) par a confirma ipoteza, punând în evidenţă o tendinţă de minim suprapusă regiunii în discuţie. Harta anomaliei gravimetrice reziduale a evidenţiat clar prezenţa unui minim local, ce ar putea fi datorat deficitului de masă creat de existenţa depozitelor de sare (fig. 1).

În cursul verii anului 1993, au fost întreprinse, de asemenea, cercetări integrate, geofizice (magnetometrice şi gravimetrice) şi biogeofizice în partea de vest a Deltei Dunării, într-o zonă cuprinsă între lacul Razim şi ţărmul Mării Negre (Beşuţiu in Panin et al., 1994).

Minimul regional relevat de anomalia Bouguer în acest areal a fost interpretat ca efect al unei structuri de graben, având o cuvertură sedimentară groasă de 2000–2500 m, alcătuită în principal din depozite jurasice şi cretacic-inferioare, dispuse discordant pe un subasment triasic. Este cazul unei structuri depresionare simetrice, cu ambele flancuri urcând în trepte către nord şi, respectiv, sud.

Morfologia suprafeţei superioare a depozitelor antejurasice, aşa cum reiese ea din interpretarea datelor geofizice, este prezentată în figura 2.

Atât interpretarea datelor magnetometrice, cât şi a celor gravimetrice a sugerat, de asemenea, prezenţa unui corp granitic, larg dezvoltat pe flancul de nord al

Starting from 1986, detailed geophysical investigations within areas covered by shallow waters, belonging to the Razim-Sinoe lacustrine complex, have been carried out according to a methodology developed within the Department of Geophysics from the Geological Institute of Romania (Beşuţiu et al., 1993).

Initially intended for the achievement of a comprehensive map of Northern Dobrogea, at the scale 1:25,000, the works have been extended by adding biogeophysical researches (Beşuţiu et al., 1990) and gravity measurements, which allowed a more appropiate interpretation of the observational data.

During 1992, complex magnetics and biogeophysical researches outlined a confined area within southern Razim lake, where the presence of the salt deposits has been assumed (Svoronos in Beşuţiu et al., 1993). Later on, in 1993, bottom gravity determinations within southern Razim lake (Dimitriu in Panin et al., 1994), seemed to confirm the hypothesis by pointing out a minimum trend superposed on the discussed region. Besides, the Bouguer residual map revealed the presence of a local gravity low, that could be due to the mass deficiency created by the salt deposits existence (Fig. 1).

During the summer of 1993, integrated geophysical (gravity and magnetics) and biogeophysical researches have been also carried out in western Danube Delta, in an area located between Razim lake and the Black Sea shore (Beşuţiu in Panin et al., 1994).

The large spread minimum revealed by the Bouguer anomaly has been interpreted as the effect of a graben structure, with 2,000–2,500 m thick sedimentary cover, mainly constituted of Lower Cretaceous and Jurassic rocks lying unconformably on a Triassic basement. It is the case of a symmetrical structure with both flanks climbing in steps northward and southward. The upper surface of the prior-to-Jurassic deposits, as deduced from geophysical data interpretation is presented in Figure 2.

Both magnetic and gravity data interpretation also suggested the presence of a large granite body on the northern flank of the structure. Tentative interpretational models pointed out magnetic susceptibility and

Institutul Geologic al României

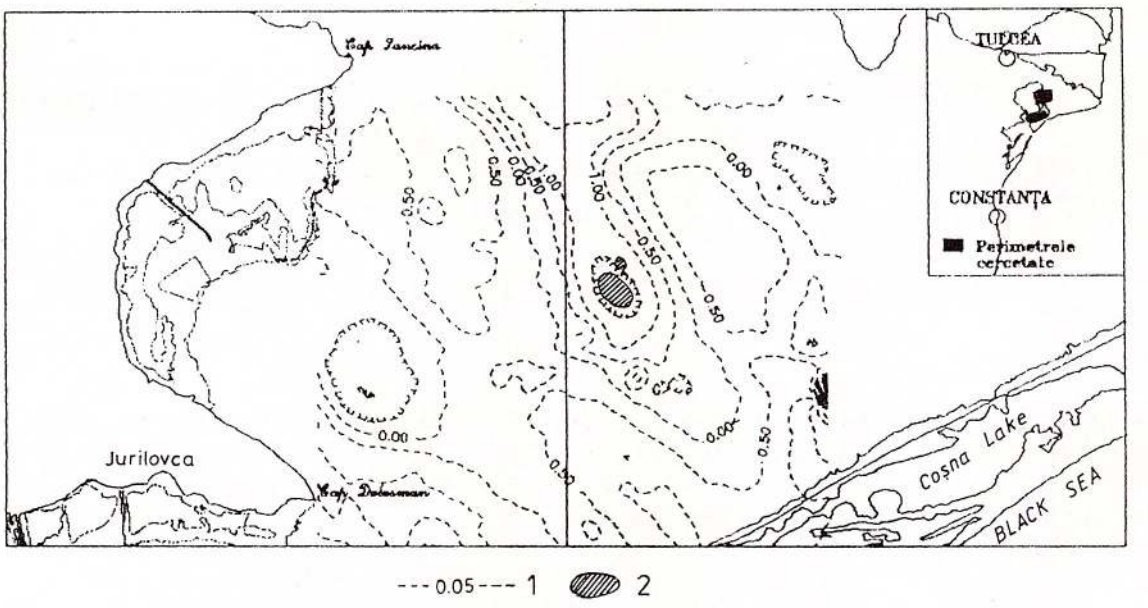


Fig. 1 – Anomalia reziduală a gravităţii in zona depozitelor de sare postulate biogeofizic în arealul de sud al lacului Razim. 1, izolinii gravimetrice (în mgal); 2, presupusa acumulare de sare.
– Residual Bouguer anomaly map over the area of the postulated salt deposits within southern Razim Lake. 1, gravity contour (in mgals); 2, assumed salt deposits occurrence.

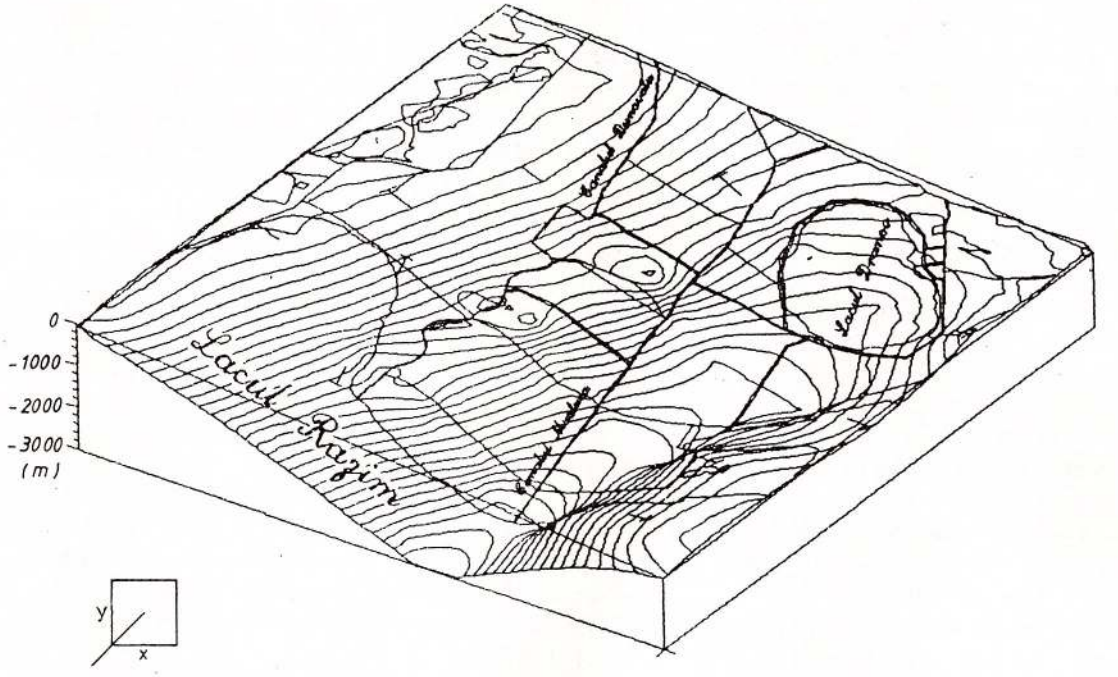


Fig. 2 – Suprafaţa depozitelor antejurasice în perimetrul Dunavăţu-Dranov
– Upper surface of the Triassic deposits within Dunavăţu-Dranov area

Institutul Geologic al României

acestei structuri. Tentativele de modelare au indicat valori ale contrastelor de densitate şi susceptibilitate magnetică perfect compatibile cu determinările efectuate pe carote din granitele întâlnite de forajul de la Agighiol, situat în vecinătatea arealului respectiv. În plus, existenţa unui subasment rigid în zonă este în deplin acord cu prezenţa sedimentaţiei de platformă carbonatică şi a tectonicii cunoscute în acest areal.

density contrasts as measured on the granite core samples from Agighiol drilling site. Besides, the presence of a rigid basement in the area is in complete agreement with the carbonate platform sedimentation occurrence and tectonic evidences.

References

Beşuţiu, L., Nicolescu, A., Svoronos, D. (1990) Integrated magnetics and biogeophysical researches in geological investigation. *Rev. roum.* 34, p. 97–102, Bucureşti.

— , **Roşca, Vl., Maran, C. (1993)** Prospectarea magnetometrică a ariilor acoperite de ape de mică adâncime. Lacul Babadag. *Rom. J. Geophysics*, 16, p. 9–14, Bucureşti.

— , **Roşca, Vl., Nicolescu, A., Svoronos, D. (1993)** Raport, arhiva I. G. R., Bucureşti.

Panin, N., Salomie, G., Ariciuc, C., Beşuţiu, L., Calotă, F., Caraivan, D., Dimitriu, R. G., Donici, A., Fulga, V., Gligoriţa, A., Nicolescu, A., Opreanu, G., Opreanu, P., Păun, F., Petrişor, I., Popescu, C., Popa, A., Puşcheză, D., Roşca, Vl., Sava, C., Secrieru, A., Şerban, N., Svoronos, D., Vihristencu, M. (1994) Raport, arhiva I. G. R., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

APLICAREA TEHNICILOR DE PRELUCRARE A IMAGINILOR SATELITARE ŞI A SISTEMULUI GEOGRAFIC INFORMAŢIONAL (GIS) ÎN CERCETAREA GEOLOGICĂ
APPLICATION OF THE SATELLITE IMAGES PROCESSING METHODS AND GEOGRAPHIC INFORMATIONAL SYSTEM (GIS) IN THE GEOLOGICAL SURVEY

I. POPESCU, C. NIŢICĂ, A. MARINESCU

În anul 1992, prin aplicarea tehnicilor de prelucrare a imaginilor satelitare şi a Sistemului Geografic Informaţional (GIS) în cercetările geologice s-a urmărit crearea bazei de date privind cercetarea prin teledetecţie a întregului teritoriu al României. S-a stabilit ca scara materialelor grafice să fie de 1:200.000 pentru a face posibilă compararea acestui tip de hărţi tematice cu cele 50 de hărţi geologice, editate de către IGR la aceeaşi scară.

Fiind vorba de o lucrare de mare anvergură, execuţia a fost planificată pe mai mulţi ani.

În prima etapă (1992) au fost prelucrate şi interpretate imaginile satelitare aferente părţii de vest a României în care intră regiunea Baia Mare, Munţii Apuseni, Masivul Poiana Ruscă, Munţii Căpăţânii, Munţii Banatului şi Câmpia de Vest.

În etapa următoare (1993) au fost continuate lucrările de cercetare prin teledetecţie în Carpaţii Orientali, Carpaţii de Curbură, Munţii Făgăraş, Masivul Leaota, Podişul Moldovei şi Dobrogea de Nord. e menţionat că materialele grafice realizate în acest an prin interpretarea imaginilor satelitare, au fost coroborate pentru regiunile în care a fost cazul, cu diferitele materiale obţinute anterior în scopul de a le conferi un caracter unitar.

Cercetările prin teledetecţie au asigurat realizarea hărţilor cu elemente liniare totale, aferente hărţilor geologice la scara 1:200.000, hărţi ce stau la baza lucrărilor ulterioare pentru realizarea următoarelor materiale grafice:

- hărţi cu elemente liniare selectate;
- hărţi cu distribuţia densităţii elementelor liniare;
- diagrame azimutale;
- hărţi cu elemente liniare pe sisteme de orientare;
- hărţi cu modele structural-tectonice;
- hărţi de prognoză, cu menţiunea că ultimele două categorii de hărţi necesită coroborarea cu datele geologice, geomorfologice, geofizice şi geochimice cunoscute.

Prin prelucrarea statistică a hărţilor cu elemente liniare totale, au fost construite hărţile de distribuţie

In 1992 an attempt was made to create database on the remote sensing survey of the entire territory of Romania using methods of satellite images processing and the Geographical International System (GIS) in the geological survey. It was decided to make the graphic materials at the scale 1:200,000 in order to be able to compare this kind of maps with the geological maps edited by GIR at the same scale.

As this is a vast work, its carrying out was phased for several years.

During the first phase (1992) the satellite images concerning the western part of Romania were processed and interpreted. They included the region of Baia Mare, The Apuseni Mountains, the Poiana Ruscă, Căpăţânii, Banatului Mountains and the Western Plain.

During the next stage (1993) continued the remote sensing survey of the East Carpathians, Bend Carpathians, Făgăraş and Leaota mountains, the Transylvanian and Moldavian plateaus, and North Dobrogea. It is worth mentioning that the graphic materials effectuated in 1993 by satellite images processing were corroborated, when necessary, with other materials in order to give them a unitary character.

The remote sensing survey provided the achievement of maps with linear elements, beside the maps scale 1:200,000, on the basis of which the following graphic materials are achieved:

- maps with selected linear elements;
- maps with distribution of linear elements density;
- azimuthal diagrams;
- maps with linear elements based on orientation systems;
- maps with structural-tectonic models;
- prognosis maps.

It should be mentioned that the last two categories of maps require the corroboration with geological, geomorphological, geophysical and geochimical data known so far.

On the basis of the statistical processing of the maps with total linear elements, the maps with the distri-

Institutul Geologic al României

a elementelor liniare după lungime şi după frecvenţă pentru foaia 4–Vişeu, scara 1:200.000, hărţi ce se adaugă celor executate în etapa anterioară de cercetare pentru foile 2–Satu Mare şi 3–Baia Mare. De asemenea, pentru această foaie au fost obţinute atât diagrame azimutale totale, cât şi diagrame azimutale pe categorii de formaţiuni geologice.

Lucrarea de faţă, prin cele 24 de hărţi cu elemente liniare totale realizate, a permis acoperirea a circa 75% din teritoriul României cu acest tip de hărţi din setul de hărţi tematice preconizate a fi realizate prin teledetecţie. Totodată au fost digitalizate toate datele incluse în hărţile cu elemente liniare totale realizate în perioada 1992–1993, astfel încât, în etapa următoare va fi uşurată activitatea de prelucrare statistică şi, implicit, realizarea hărţilor de distribuţie a densităţii elementelor liniare după lungime şi/sau frecvenţă cu caracter unitar. De asemenea, a fost stabilită o metodologie unitară de lucru şi etapele de desfăşurare a lucrărilor de cercetare prin teledetecţie, în scopul acoperirii întregului teritoriu al României cu hărţi tematice specifice.

bution of the linear elements according to length and frequency were achieved for sheet 4–Vişeu, scale 1:200,000. These maps are added to those effectuated during a previous stage for the sheets 2–Satu Mare and 3–Baia Mare. For this sheet, total azimuthal diagrams and azimuthal diagrams were achieved on categories of geological formations.

The present paper and the 24 maps with total linear elements cover about 75 per cent of the Romanian territory with this kind of maps from the set of thematic maps suggested to be effectuated by means of remote sensing. At the same time all the data included in the maps effectuated in the period 1992–1993 were processed. Consequently, during the next stage the statistical processing is facilitated as well as the achievement of the maps for the distribution of minor elements density according to length and frequency. Likewise, a unitary work methodology and the necessary stages of the remote sensing research were established in order to cover the entire territory of Romania with specific thematic maps.

Institutul Geologic al României

STUDIUL FENOMENELOR DE INTERACŢIUNE OM-MEDIU GEOLOGIC CU APLICAŢII ÎN CERCETAREA GEOLOGICĂ ŞI GEOFIZICĂ
STUDY OF THE MAN-GEOLOGICAL ENVIRONMENT INTERACTION PHENOMENA WITH APPLICATIONS IN THE GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL RESEARCH

D. SVORONOS, A. NICOLESCU, C. NIŢICĂ

Lucrarea cuprinde două părţi distincte:

Prima parte, cea a cercetărilor teoretico-experimentale, care se referă la elaborarea de modele (posibile) ale mecanismelor interacţiei energetice om-mediu geologic. După prezentarea unor probleme de ordin general ale energeticii sistemelor biologice (cu privire specială asupra calităţii de sistem deschis al organismului ca sistem integral adaptat mediului geologic) au fost stabilite stările caracteristice relaţiei om-mediu. În continuare, pornindu-se de la efectele definitorii relaţiei cu mediul – aşa cum acestea au fost constatate experimental – au fost evidenţiate următoarele:

a) un mecanism în care relaţia cu mediul se bazează pe starea de împotrivire a organismului uman la acţiunea discontinuităţilor active în câmpul de stress al Pământului. Acesta a fost denumit "mecanism al interacţiei biogeofizice" după procedeul pus la punct şi brevetat în anul 1991. Caracteristic acestuia este faptul că în sistemul biologic apare o cauzalitate informaţională care depinde de cauza geologică şi de programul de funcţionare al organismului asupra căruia acţionează;

b) Un mecanism al integrării bioenergetice ambientale, în care organismul recunoaşte în mediul geocosmic manifestarea ordonată a unei cauze de importanţă vitală pentru el – cuplajul energetic Pământ-Soare (Lună).

Ambele mecanisme au fost analizate ţinându-se seama de intervenţia cortexului ca bază a percepţiei, cu aspecte specifice pentru fiecare dintre modelele în discuţie. Primul mecanism a fost încadrat la tipul "ordine biologică din dezordinile mediului geologic"; cel de-al doilea s-a considerat aparţinând tipului "ordine biologică din ordinea mediului geocosmic" Cele două mecanisme sunt strâns legate şi ele asigură unitatea între continuităţile şi discontinuităţile (energetice) ale mediului ambiant.

Cea de-a doua parte a studiului se referă la aplicaţii ale biogeofizicii în cercetarea geofizică a Lacului Razim (Dobrogea de Nord). A fost elaborată schiţa structurală a lacului unde a fost evidenţiată o compartiThe paper consists of two distinct parts:

The first part, dealing with the theoretical-experimental researches, refers to the elaboration of (possible) models of the man-geological environment energetic interaction mechanism. After the presentation of some general problems on the energetics of the biological systems (with special regard to the quality of open system of the organism as integrate system adapted to the geological environment) the states characteristic of the man-environment relationships were established. Starting from the basic effects of the relationship with the environment – as these have experimentally been found – the following aspects were further pointed out.

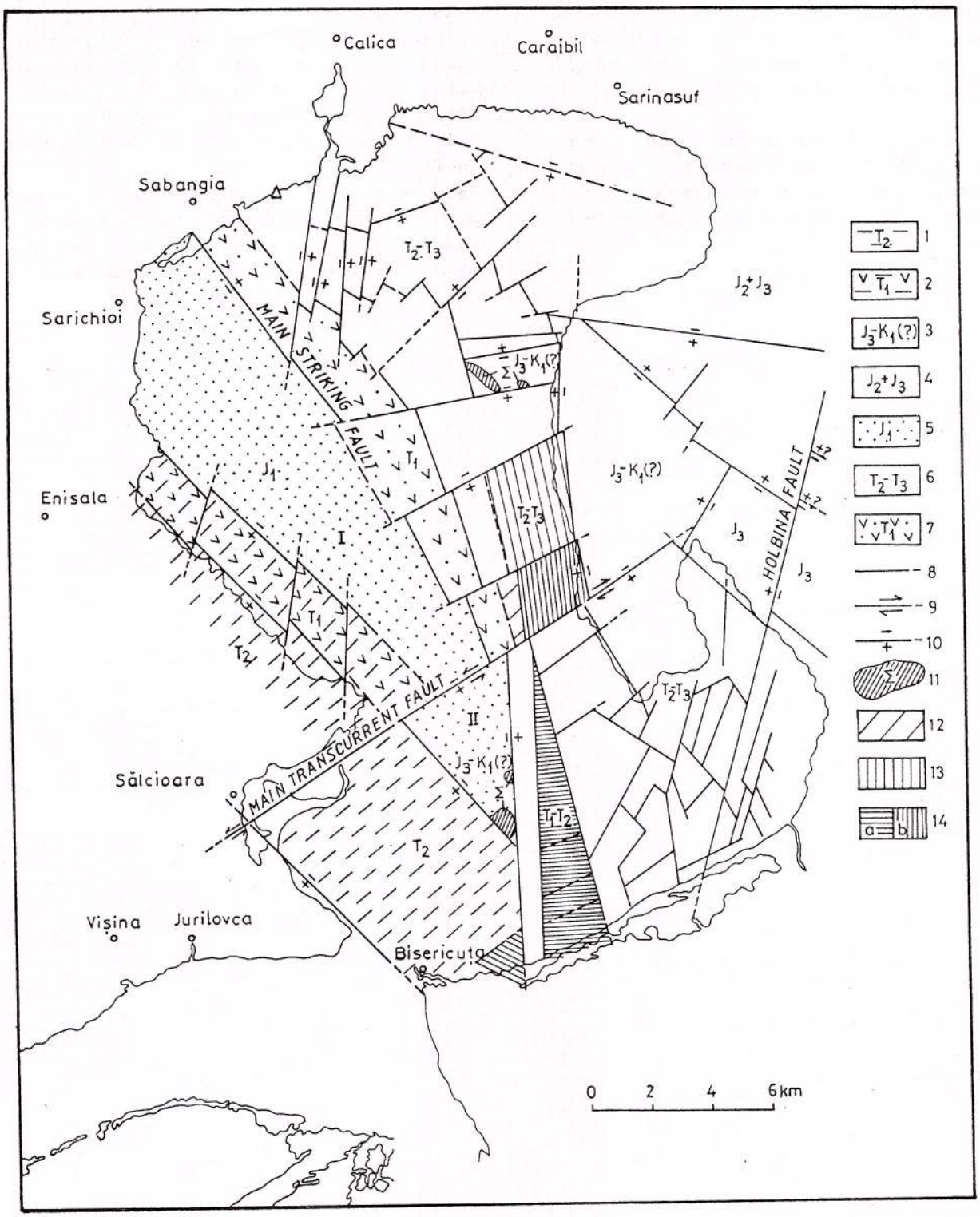
a) a mechanism in which the relationship with the environment is based on the resistance of the human organism to the action of the active discontinuities in the Earth's stress field. It was named mechanism of biogeophysical interaction in accordance with the procedure adjusted and patented in 1991. This mechanism is characterised by the fact that an informational causality occurs in the biological system, which depends on the geological cause and the functioning programme of the organism on which it acts;

b) A mechanism of the environmental bioenergetic integration in which the organism recognizes in the geocosmic environment the ordered manifestation of a cause of vital importance for it – the Earth – sun (moon) energetic coupling.

Both mechanism were analysed taking into account the influence of the cortex as a basis of perception, with the specific aspects for each of the models under discussion. The former is considered to belong to the type of biological order from the disorders of the geological environment and the latter to the type of biological order from the order of the geocosmic environment. The two mechanisms are closely connected and ensure the unity between the (energetic) continuities and discontinuities of the environment.

The second part of the study refers to the applications of biogeophysics in the geophysical investigation

Institutul Geologic al României



Hartă structurală preliminară a lacului Razim, după date biogeofizice
Preliminary structural map of the Razim Lake, acc. to biogeophysical data

LEGEND : NICULIŢEL UNIT : 1, Chert limestones formation; 2, Basalts with levels of sandstones, limestones, conglomerates and microconglomerates; TULCEA UNIT : Presumed Cretaceous (Aptian ?) formations; 4, Jurassic formations (prolongation of the Dunavăţu ? ones); 5, Nalbant flysch (Nalbant formation); 6, Triassic formations; 7, Basalts from the Niculiţel formation; 8, Fault; 9, Strike-slip fracture; 10, Sunken compartment/uplifted compartment; 11, Salt (Aptian ?); 12, Medium tectonic fissuration zone; 13/14, Intense tectonic fissuration zone.

Institutul Geologic al României

mentare în blocuri tectonice, bine delimitate de distribuţia unor accidente tectonice mai vechi sau mai noi. La intersecţia sistemelor de fracturi NV-SE şi N-S, în câteva locuri a fost semnalată prezenţa sării (fig. 1).

În sfârşit, în blocul tectonic sudic corelarea datelor biogeofizice cu date gravimetrice a evidenţiat concordanţa între compartimentul cu sare localizat biogeofizic şi o anomalie locală de minim gravimetric.

of the Razim Lake (North Dobrogea). The structural sketch of the lake was achieved where a division into tectonic blocks, well delimited by the distribution of some older or younger tectonic accidents was pointed out. The presence of salt was noticed in a few places at the intersection of the NV—SE and N–S fracture systems (Fig. 1).

Finally, in the southern tectonic block, the correlation of the biogeophysical data with the gravimetric data revealed the concordance between the biogeophysically located salt compartment and a local anomaly of gravimetric minimum.

Institutul Geologic al României

PETROELECTROGRAFIA ROCILOR POROS–PERMEABILE
PETROELECTROGRAPHY FOR PERMEABLE ROCKS

D. SVORONOS, A. NICOLESCU, C. NIŢICĂ

Lucrarea introduce şi aplică o nouă direcţie de investigare a proprietăţilor fizice ale rocilor – Petroelectrografia, cu aplicaţii din electrografia rocilor sedimentare.

Observaţii asupra efectului electrografic al rocilor datează din 1992, an când a fost evidenţiat faptul că probe de gresii micacee, supuse descărcărilor în câmpuri de înaltă tensiune, furnizează fenomene de fotoluminescenţă. Ele au fost denumite "electrografice", pentru a se evita confuzia cu imaginile electronografice, numai acestea din urmă fiind obţinute cu ajutorul microscopului electronic.

In cazul gresiilor micacee imaginile electrografice obţinute pe film sugerau o legătură cu structura rocii. Concluzia noastră a fost că, cel puţin la aceste roci, descărcarea electrică a străpuns roca, a determinat o fotoexcitare şi o fotoionizare de volum, iar imaginea imprimată pe film (sau chiar pe hârtie) constituie răspunsul "fotoluminescent" al structurii explorate.

Principiul petroelectrografiei poate fi ilustrat cu uşurinţă cu ajutorul buteliei de Leyda. Aceasta – un condensator mult întrebuinţat în secolul al XVIII-lea şi al XIX-lea – are rolul de eclator (scânteietor). Dacă între cele două armături se introduce proba de rocă aşezată strâns pe un film fotosensibil, atunci, pentru diferenţe de potenţial, ce depăşesc un anumit prag, dielectricul şi roca sunt străpunse, iar pe film pot apărea fotoluminescenţe. Desigur, aceasta înseamnă scoaterea din uz a condensatorului.

In schema noastră de lucru locul condensatorului este luat de un generator de monoimpulsuri, iar dielectricul, proba de rocă şi filmul fotosensibil fac parte din dispozitivul de înregistrare (Fig. 1).

Generatorul de monoimpulsuri permite precizarea tensiunilor de lucru şi fixarea lor la valori prestabilite. La ieşirea lui se obţine un impuls electric de înaltă tensiune, care este etalonat şi are forma de semisinusoidă.

Monoimpulsul este aplicat pe capacitatea formată între rocă şi un electrod-placă (care este încărcat fie pozitiv, fie negativ). Celălalt electrod este punctiform şi este legat la masă. In dispozitivul de înregistrare pot fi utilizate astfel fie impulsuri negative, fie impulsuri pozitive, în raport cu electropozitivarea sau electronegativarea electrodului-placă, iar ima-ginile electrografice – corespunzătoare unei polarităţi sau alteia

Petroelectrography introduces a new trend of research to the study of the physical properties of rocks, with practical applications to permeable sedimentary formations.

The electrographic effect of rocks was observed in 1992 as a photoluminescent phenomenon, when a sample of sandstone with mic was subjected to a high voltage electrical field.

Photoluminescent phenomena are also studied by electronography, when samples are observed under an electronic microscope. In our case the phenomenon has been observed under normal conditions and was defined as electrography.

Electrographic pictures recorded on film for sandstones with mica suggest a clear relationship with the rock structure. Our interpretation of such a result was that the electric discharge percolated the entire rock volume and created photoexcitation and photoionization. As a consequence, the picture recorded on film or paper shows the photo luminescent effect for the entire explored structure of the rock sample.

The fundamentals of petroelectrography can be easily understood by placing a rock sample, with a film attached around it, between the two conductors of a Leyden bottle. Such a bottle was used mostly in the 18-th and 19-th centuries as capacitor, in order to produce an electric spark. For certain high electric potentials, the rock sample and the dielectric are penetrated. As a result, the film attached around the rock sample will show photoluminescent effects. Certainly, this will discharge completely the capacitor.

In our working method, the Leyden bottle is replaced by a monoimpulse generator. The rock sample, the dielectric and the film, are all part of our recording system (Fig. 1).

The monoimpulse generator enables us to choose a certain level of electric potentials for the high voltage output. The output has a semisynusoidal shape.

The monoimpulse is then applied on a capacitor, created between the rock sample and the electrode. The electrode can be charged positive or negative. As a result, in our system we can use positive or negative inputs and produce corresponding positive or negative outputs and pictures.

In order to create a working methodology, we had

Institutul Geologic al României

– vor fi pozitive sau negative.

In lucrare se prezintă date de bază ale metodologiei de lucru. Aceasta a presupus rezolvarea unor probleme complexe, cum sunt: forma rocilor, standardizarea lor şi influenţa grosimii dielectricului.

Experimental s-a arătat rolul covârşitor al conţinutului de apă liberă, în general al apei slab legate fizic, în formarea imaginii electrografice.

Au fost stabilite tehnici de lucru petroelectrografice. Acestea pot conduce la obţinerea de informaţii predominant de la suprafaţa sau predominant din interiorul probei investigate.

Au fost studiate marne, calcare şi gresii (Fig. 2). Analiza efectelor fotoluminescente, după înregistrarea lor pe filme radiologice, a fost efectuată în baza unui Program automat de analiză interactivă a imaginilor.

Pe plan ştiinţific, electrografierea unor probe de rocă poroasă coroborată cu imaginile electrografice ale structurilor biotice a demonstrat o legătură de fond între viu şi mediul geologic-geofizic, asigurată de prezenţa şi proprietăţile apei din cuprinsul porilor.

Pe plan aplicativ, rezultatele obţinute au arătat că se pot urmări procesele de umidificare/uscare ale rocilor. De asemenea, se pot stabili relaţii cantitative pentru aceste procese.

Petroelectrografia este o metodă de investigare nedistructivă a rocilor, care permite stabilirea valorii morfologiei porilor. In acest sens se relevă a fi singura metodă care conduce la obţinerea de imagini ale proceselor de penetrare a apei în roci.

Aplicaţiile petroelectrografiei pot fi în geologie, alături de microscopia optică şi electronică, şi în domenii conexe, precum geoecologia şi protecţia mediului.

In concluzie, tehnicile petroelectrografice produc imagini pe film sau hârtie, la scara probei de rocă cercetate. Informaţia conţinută în suportul iniţial poate fi transferată prin metode fotografice pe orice alt film sau hârtie fotografică cu proprietăţi asemănătoare.

Când metoda este asistată de calculator pot fi evidenţiate nebănuit de multe detalii. Se poate afirma "fotografia lărgeşte spectrul vizibilului, iar prelucrarea la computer conturează detalii care scapă vederii obişnuite". Un exemplu în acest sens îl constituie procesarea imaginilor scanate ale rocilor sedimentare şi atribuirea treptelor de gri, culori din spectrul vizibil.

Aplicaţiile noastre au constat exclusiv din evidenţierea şi analiza efectelor de luminescenţă la roci porospermeabile, unde predomină conducţia ionică. Rezultatele obţinute indică următoarele domenii de aplicabilitate ale petroelectrografiei:

to solve certain problems, such as the standard shape for the rock sample, the standard thickness for the dielectric and the standard high voltage output.

The water content and the amount of free water are essential for the electrographic picture of a given rock sample.

We created various working techniques to generate information either from the rock surface or from the rock sample interior. In this way various sedimentary rocks such as sandstones, limestones and marl were studied (Fig. 2). Petroelectrographic pictures were then analysed based on a computer program.

At a scientific level, photoelectrography showed up certain similarities with electronography for live biological samples. Certainly water might be the common link between the geological and biological domains.

At a practical level, we created a method to analyse the process of drying/watering of permeable sedimentary rocks.

Petroelectrography is a nondestructive method to investigate permeable rocks, enabling us to analyse how water penetrates the rock pores, also the morphology of pores.

Petroelectrography can be applied in geology together with optical and electronic microscopy. Other possible applications might be in the geoecology and environment protections domains.

The petroelectrographic techniques create images on film or on paper on the rock sample scale. The initial information can be transferred at any time on other similar films or papers.

With the help of any computer, as in our own methodology, many unseen details can be revealed. We may say that "photography widens the visible spectrum, while the software helps to go over the visible domain". A good example in this regard is the data processing for sedimentary rocks, able to display visible gray shades in various colour of the spectrum.

Our applications presented here cover only the domain of porous-permeable rocks, characterized mainly by an ionic conduction. In such conditions our results show the following domains of applicability for petroelectrography:

A. In studies for physical properties of rocks:

1. to characterize the degree of moisturizing for rock pores. The physical properties of a certain rock can be extended by adding a new parameter related to the degree of moisturizing of the rock pores obtained through electrography.

2. to obtain an image related to water penetration in the rock pores.

B. In petrography studies, parallel to the optical and

Institutul Geologic al României

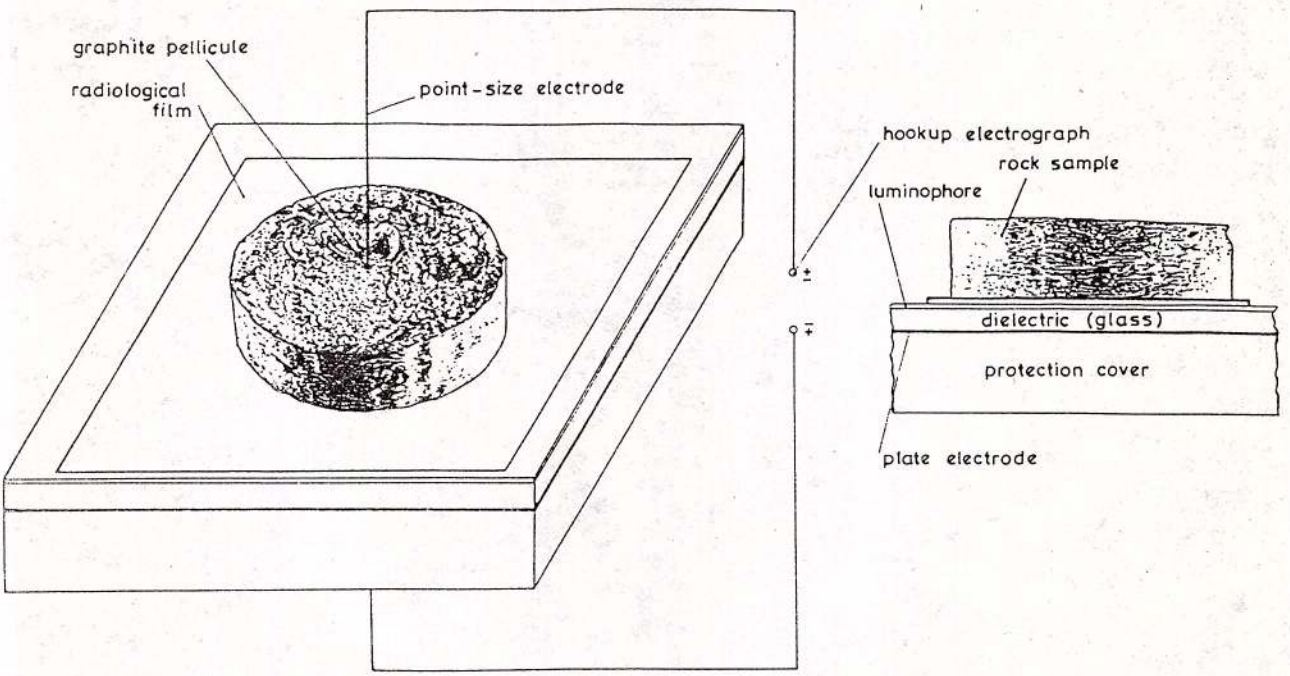


Fig. 1 – Schema de lucru (Exposing system design)

A. In studiul proprietăţilor fizice ale rocilor

1. pentru caracterizarea rocilor din punctul de vedere al posibilităţilor lor de umidificare. Investigarea permite completarea proprietăţilor fizice ale unei roci prin adăugarea unui parametru distinct indicând umiditatea pe cale electrografică.

2. pentru obţinerea de imagini ale penetrării apei în roci.

B. In studii de petrografie, alături de microscopia optică şi electronică

1. pentru a aduce informaţii de la suprafaţa probei de rocă (textura petroelectrografică);

2. pentru a aduce informaţii preponderent din interiorul rocii (structura petrografică).

C. In geoecologie, unde modelarea electrografică poate aduce contribuţii la studiul unor fenomene de interacţiune rocă–aer–apă. Astfel pot fi investigate:

1. procesul de infiltrare/exfiltrare a apei în roci;

2. calitatea de colector pentru substanţe organice a rocilor şi discriminarea rocilor cu conţinuturi organice;

3. relaţia între stressul mecanic şi stările de umiditate ale apei în roci;

4. curgerea de tip laminar în medii poroase;

5. relaţia acid/bază.

electronic microscopy.

1. to reveal information taken from the rock sample surface (textural petroelectrography);

2. to reveal information taken mainly from the interior of the rock sample (structural petroelectrography).

C. In geoecology , where electrographic modelling may contribute to the study of phenomena related to rock–water–air interaction. In this way we can investigate the following aspects:

1. the process of infiltration/exfiltration of water in the rock pores;

2. the quality of a collector for organic substances in the rock pores and the discrimination of all rocks with possible organic content;

3. the relationship between the mechanical stress and the water content in the rock pores;

4. laminar flow in poros media;

5. the acid/base relationship.

The following two conclusions may be added:

a. the petroelectrography does not imply the destruction of the rock sample;

b. the petroelectrographic images are related to the free water content and to the physically weak linked water in the rock pores.

Institutul Geologic al României

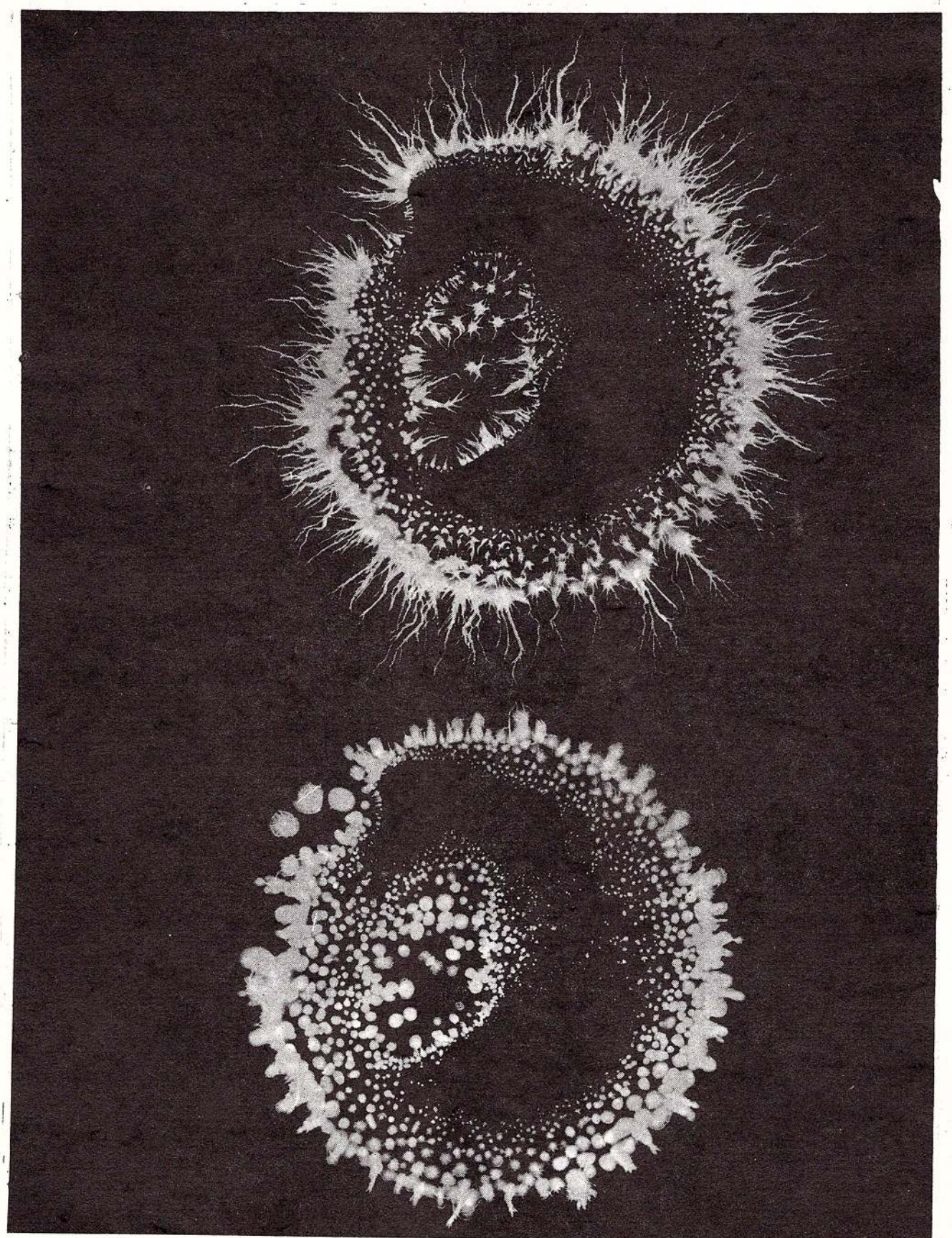


Fig. 2 – Imagini electrografice la o marnă fosiliferă. a, impuls pozitiv; b, impuls negativ.
Electrographic images of fossiliferous marl. a, anodically electric discharge; b, catodically electric discharge.

Institutul Geologic al României

Să mai menţionăm două concluzii:

a. petroelectrografia nu necesită distrugerea sau fărâmiţarea rocii;

b. imaginile petroelectrografice sunt legate intrinsec de conţinutul în apă liberă sau apă slab legată fizic din porii rocilor.

Indirect putem spune că petroelectrografia permite stabilirea valorii morfologiei porilor.

In other words we may say that petroelectrography enables one to establish a certain value for the rock pores morphology.

References

Svoronos, D., Nicolescu, A., Niţică, C. (1995) Petroelectrography for Permeable Rocks with Applications in the Geological and Geoecological Domains. *Bull. Rom. Soc. Geophys.*, 2, 1995.

Institutul Geologic al României

STUDIUL MAGNETOSTRATIGRAFIC ŞI MINERALOGIC AL FORMAŢIUNILOR DACIAN-ROMANIENE DIN ZONA MEHEDINŢI, ÎN VEDEREA SINONIMIZĂRII STRATELOR DE LIGNIT CU CELE DIN SECTORUL MOTRU

MAGNETOSTRATIGRAPHIC AND MINERALOGICAL STUDY OF DACIAN-ROMANIAN FORMATIONS FROM MEHEDINŢI AREA: TOWARDS THE SYNONYMOUS NAMING OF LIGNITE BEDS RELATED TO THE MOTRU ZONE

S. C. RĂDAN, M. RĂDAN, S. RĂDAN, I. ANDREESCU, I. VANGHELIE

1. Introducere

Acest studiu (Rădan et al., 1995a) continuă, de fapt, cercetările sinergetice de paleomagnetism, rock-magnetism, mineralogie, biostratigrafie, litostratigrafie, sedimentologie realizate din anul 1984 pe formaţiuni purtătoare de cărbuni din diferite zone ale Bazinului Dacic.

Complexa investigaţie desfăşurată pe parcursul a aproape 3 ani a demonstrat că noua problemă propusă spre rezolvare a fost mai dificilă, datele magnetostratigrafice, sedimentogenetice, mineralogice şi geochimice acumulate determinând însă găsirea unei soluţii. Pe lângă alte consecinţe ale cercetării integrate, este prezentată în final o tentativă de nominalizare şi corelare a stratelor de lignit din două arealuri cu paleoambianţe foarte diferite. Acest studiu (de asemenea, Rădan et al., 1995 b, c) furnizează argumente clare pentru acceptarea unui nou criteriu de corelare - magnetostratigrafic/magnetocronologic - printre criteriile clasice de sinonimizare şi corelare a stratelor de cărbune (de exemplu, macrofaunistic, microfaunistic, litologic-litofacial).

Prezentul studiu este constituit din 3 capitole: 1. Stratigrafia depozitelor pliocene din zona vestică a Bazinului Dacic (autor: Ion Andreescu); 2. Studiul mineralogic şi geochimic al argilelor asociate depozitelor de cărbune (autor: Silviu Rădan); 3. Studiul magnetostratigrafic şi petromagnetic al formaţiunilor purtătoare de cărbuni daciene şi romaniene din zonele Motru şi Mehedinţi (autori: Sorin Corneliu Rădan şi Maria Rădan).

2. Rezultate şi discuţie

În continuare sunt prezentate o serie de date obţinute în domeniile mai sus menţionate (indicate în titlurile capitolelor).

1. Introduction

Actually, this study (Rădan et al., 1995a) continues the synergetic researches of palaeomagnetism, rock magnetism, mineralogy, biostratigraphy, lithostratigraphy, sedimentology which have been carried out since 1984 on coal bearing formations in different areas of the Dacic Basin.

As it has been demonstrated by the complex investigation during about 3 years, this new problem to be solved has been the most difficult one. Reliable magnetostatigraphic, sedimentogenetic, mineralogical and geochemical data have been accumulated, and a solution has been found. Besides other consequences of the integrated research, an attempt of nomination and correlation of the lignite beds from two areas with very different palaeoenvironments is finally presented. This study (also, Rădan et al., 1995b, 1995c) provides good grounds for accepting of the new correlation criterion - magnetostratigraphic/ magnetochronologic - among the classical criteria of synonymous nomination and correlation of coal beds (e.g., macrofaunistic, microfaunistic, lithological-lithofacial).

The present study is constituted of 3 main chapters: 1. The stratigraphy of Pliocene deposits from western zone of the Dacic Basin (author: Ion Andreescu); 2. The mineralogical and geochemical study of the clays associated with the coal deposits (author: Silviu Rădan); 3. The magnetostratigraphic and petromagnetic study of Dacian and Romanian coal bearing formations from the Motru and Mehedini areas (authors: Sorin Corneliu Rădan, Maria Rădan).

2. Results and discussion

A series of results obtained in the above mentioned fields (shown by the chapter titles) are further presented.

Institutul Geologic al României

2.1. Stratigrafie (I.Andreescu)

Este prezentat un nou punct de vedere privind limitele cronostratigrafice ale intervalului Miocen-Pliocen.

Pentru a descrie cadrul stratigrafic autorul foloseşte conceptul bazat pe sisteme şi ambianţe depoziţionale. Într-un studiu de fază anterior (Andreescu, 1993 in Rădan et al., 1993) au fost comentate aspecte privind litostratigrafia depozitelor ponţiene, daciene şi romaniene din sectorul Motru-Dunăre, însoţite de unele consideraţii asupra evoluţiei bazinului de sedimentare. În prezentul studiu sunt analizate comparativ cele două zone propuse pentru corelare. În vederea descifrării condiţiilor genetice ale formaţiunilor ce includ stratele de cărbune a fost utilizată stratigrafia secvenţială.

"Criteriul macrofaunistic" este comentat pe baza a 10 repere biostratigrafice nominalizate şi descrise de autor (I.A). Dintre ele, R_6 este foarte important - relativ la stratele de cărbune - pentru corelarea sectoarelor Mehedinţi şi Motru.

În acelaşi cadru biostratigrafic este evidenţiat riscul sinonimizării locale şi al corelării stratelor de lignit din Romanian, din cele două zone, mai ales că intercalaţiile cărbunoase din <<Formaţiunea de Cândeşti>> sunt ca-racterizate prin grosimi reduse şi extensiune areală restrânsă în regiunea Motru-Dunăre. În acest sens, este clar exprimată speranţa biostratigrafului către tehnica magnetostratigrafică, considerând-o ca singura alternativă pentru datarea şi corelarea eventuală a acestor strate de cărbune cu stratele de lignit ale "Complexului de Bălceşti" din zona Motru. Rezultatele magnetostratigrafice (Capitolul 2.3., în prezentul rezumat) confirmă această ipoteză.

Pe baza a numeroase observaţii din aflorimente şi cariere, şi a unor date de foraj, autorul (I.A) a realizat o serie de coloane litologice şi secţiuni litofaciale semnificative. A fost evidenţiat faptul că în zona Coşuştea-Dunăre (extremitatea vestică a Bazinului Dacic) cea mai mare parte a <<Formaţiunii de Jiu-Motru>> nu este prezentă. În consecinţă, lipsesc şi stratele de lignit ale "Complexului de Motru", situate peste stratul IV de cărbune sau peste depozitele mai fine din acoperişul lui, după o suprafaţă de discordanţă dezvoltându-se <<Formaţiunea de Cândeşti>>.

Aceste consideraţii litostratigrafice şi sedimentogenetice, foarte bine argumentate de autor (I.A) folosind elemente specifice ale metodei sistemelor şi ambianţelor depoziţionale, sunt confirmate de rezultatele paleomagnetice (vezi Capitolul 2.3).

2.2. Mineralogie şi geochimie (S. Rădan)

Analizele de minerale argiloase au fost realizate, folosind tehnicile de raze X, pe fracţiuni $< 2\mu m$

2.1. Stratigraphy (I. Andreescu)

A new view on some chronostratigraphic boundaries regarding the Miocene - Pliocene interval is presented.

To describe the stratigraphic framework, the author uses the concept based on depositional systems and environments. In a previous phase-study (Andreescu, 1993 in Rădan et al., 1993) some aspects concerning the lithostratigraphy of the Pontian, Dacian and Romanian deposits from the Motru - Danube area were commented together with some considerations on the sedimentary basin evolution. In the present study, the two zones proposed to by correlated are comparatively analysed. To decipher the genetic conditions of the formations including the coal beds, the sequence stratigraphy has been used.

The "macrofaunistic criterion" is commented on the basis of 10 biostratigraphic levels nominated and described by author (I.A.). Among them, the R_6 is very important - related to the coal beds - for the correlation of the Mehedinţi and Motru areas.

In the same biostratigraphic framework is pointed out the risque of the local synonymous nomination and of the correlation of the lignite beds in Romanian in the two zones. This is so, especially because the coaly intercalations within <<the Cândeşti Formation>> are characterised by a reduced thickness and spatial development in the Motru-Danube area. In this respect, the hope of the biostratigraphist towards the magnetostratigraphic technique is clearly expressed. It is considered as the only alternative to date and correlate these coal layers with the lignite beds of the "Bălceşti Complex" identified in the Motru-Jiu zone. The magnetostratigraphic results (Chapter 2.3., in the present summary) confirm this supposition.

Based on a large amount of data from outcrops, quarries and boreholes, the author (I.A.) performed a series of lithological columns and very significant extended lithofacial cross sections. It has been revealed that in the Coşuştea-Danube area (western extremity of the Dacic Basin) the most part of the <<Jiu-Motru Formation>> is not present. Consequently, the lignite beds of the "Motru Complex" overlying the coal bed IV or finer deposits from its roof are not found, too. So, above a unconformity boundary it is developed the <<Cândeşti Formation>>.

These lithostratigraphic and sedimentogenetic considerations, very well argued by the author (I.A.), using specific elements of the depositional system and environment method, are confirmed by the palaeomagnetic results (see Chapter 2.3.).

2.2. Mineralogy and geochemistry (S. Rădan)

Clay mineral analyses have been achieved using X-ray techniques on $< 2\ \mu m$ fractions obtained from clays

Institutul Geologic al României

obţinute din argile şi chiar din orizonturile nisipoase incluse în secvenţele sterile dintre complexele de cărbune, precum şi din materialul argilos intim asociat colectat din culcuşul, acoperişul şi din interiorul stratelor de cărbune.

Analizele chimice ale argilelor au fost realizate pe probe totale, rezultatele fiind interpretate cu ajutorul sistemului de clasificare geochimică propus de Englund şi Jorgensen (1973).

Studiile mineralogice şi geochimice au condus la elaborarea unui model de distribuţie a asociaţiilor de minerale argiloase caracterizând cel puţin partea vestică a Bazinului Dacic (zona Jiu-Dunăre). Sunt evidenţiate totodată o serie de evoluţii specifice pentru fiecare din cele două sectoare principale cercetate în prezentul studiu: Mehedinţi (Coşuştea-Dunăre) şi Motru (Jiu-Motru).

Astfel, argilele secvenţelor sterile şi cele din acoperişul stratelor de cărbune sunt caracterizate printr-o asociaţie de minerale argiloase dominate de illit şi/sau smectit, primul fiind mai important la Lupoaia, iar al doilea, la Husnicioara. Argilele din interiorul stratelor de cărbune se evidenţiază printr-o abundenţă remarcabilă a caolinitului, pentru cele din culcuşul lor fiind relevantă preponderenţa smectitului. Pe baza acestei abundenţe a smectitului sunt discutate unele consecinţe practice privind activitatea de exploatare a cărbunelui. Conţinuturile ridicate de caolinit şi/sau smectit au rezultat din procesele de neoformare (autigeneză) şi transformare a mineralelor argiloase iniţiale remaniate din diferite zone ale arieisursă carpatice în mediile acide carbogeneratoare.

Este notabil faptul că în cariera Husnicioara ponderea smectitului este mult mai mare pentru fiecare categorie de argilă în comparaţie cu rocile echivalente. Aceasta sugerează că sectoarele Mehedinţi şi Motru au fost alimentate din arii sursă cu litologii diferite ale substratului supus denudării. Extremitatea occidentală este probabil influenţată de aporturile de material cineritic remaniat din formaţiunile badeniene şi sarmaţiene care includ nivele de tufuri şi aflorează numai pe rama vestică a bazinului. La această diferenţiere a contribuit probabil şi paleogeografia bazinului de sedimentare. Direcţiile aporturilor de material, evaluate pentru Dacian şi Romanian pe baza hărţilor litofaciale ale Neogenului (Saulea, 1969), indică o localizare diferită a ariilor sursă pentru cele două sectoare, confirmând consideraţiile asupra originii smectitului.

O cauză majoră care poate determina modificarea compoziţiei mineralogice a materialului furnizat bazinului de sedimentare este evoluţia în timp a proceselor de eroziune în aria sursă, ceea ce ar sugera o poziţie nesincronă a secvenţelor studiate în cele două cariere.

and even send beds, included within the detrital sequences between the coal seams, and from the intimately associated clayey material collected from the floor, the roof and within the coal beds, as well.

Chemical analyses of the clays were performed on bulk samples and results were interpreted using the geochemical classification system proposed by Englund and Jorgensen (1973).

The mineralogical and geochemical studies led to the elaboration of a clay mineral assemblage distribution pattern suitable for the western part of the Dacic Basin (Jiu- Danube area) at least. A series of particular evolutions are revealed for each of the two main zones under investigation in the present study: Mehedinţi (Coşuştea-Danube) and Motru (Jiu-Motru).

So, the clays within detrital sequences and those from the roof of the coal beds are characterised by a clay mineral assemblage dominated by illite and/or smectite. The first mentioned mineral is more important in Lupoaia quarry, while the second, in Husnicioara quarry. The clays included within the coal beds are characterised by a remarkable kaolinite abundance, and those from the floor of the coal seams reveal the smectite predominance. Based on this smectite abundance, practical consequences related to the coal exploitation activity are discussed. The high kaolinite and/or smectite concentrations resulted from neoformation (authigenesis) and transformation processes of the initial clay minerals reworked from various zones of the Carpathian source area, in the coal-generating acid environment.

It is worthy to notice that in the Husnicioara quarry the smectite contents are much higher for each clay type as compared with the equivalent rocks from the Lupoaia quarry. This suggests that the two zones (Mehedinţi and Motru) were supplied from source areas characterised by different lithologies of the bedrock under denudation. The occidental extremity is probably influenced by the supplies of ash material reworked from the Badenian and Sarmatian formations including tuff levels, exposed only in the western part of the basin. The palaeogeography of the sedimentary basin has probably contributed to this differentiation, as well. The supply directions of the material, evaluated for Dacian and Romanian, on the basis of the Neogene lithofacial maps of Saulea (1969), show a different location of the source areas for the two zones, confirming the considerations on the origin of smectite.

An important factor which is able to control the mineralogical composition changes of the material provided to the sedimentary basin is the evolution history of the erosion processes in the source area. This could also suggest the heterochronous position of the sequences studied in the two quarries.

The hypothesis is in agreement with the lithostrati-

Institutul Geologic al României

Această ipoteză este în acord cu datele litostratigrafice/sedimentogenetice (vezi Capitolul 2.1.) şi magnetostratigrafic (vezi Capitolul 2.3.).

2.3. Rock-magnetism şi magnetostratigrafie
(S.C. Rădan şi M. Rădan)

Tehnica paleomagnetică, precum şi cea petromagnetică au fost aplicate pe formaţiunile purtătoare de cărbune din cele două zone din vestul Bazinului Dacic supuse studiului comparativ.

2.3.1. Rock-magnetism

Susceptibilitatea magnetică (MS) şi anizotropia ei (AMS), cât şi magnetizarea remanentă naturală (NRM) au fost măsurate pe colecţii substanţiale de eşantioane de argilă orientate. Pe baza rezultatelor de AMS obţinute pe depozite daciene şi romaniene sunt prezentate noi modele petromagnetice în cadru stratigrafic. Este ilustrată distribuţia verticală a valorilor parametrilor de anizotropie L, F, P, E, q, V^0.

Din datele de AMS (direcţiile susceptibilităţilor principale) sintetizate în stereograme pot fi evaluate direcţiile de transport ale materialului sedimentar.

Sunt prezentate, de asemenea, rezultate de AMS obţinute pe eşantioane provenite din carote colectate din două foraje executate în zona Motru. Aceste noi date, sistematizate în legătură cu poziţia probelor în raport cu stratele de cărbune, sunt asemănătoare cu caracteristicile AMS (fabric magnetic) evidenţiate de probele prelevate din cariere (Rădan et al., 1991, 1993, 1994; Rădan şi Rădan, 1995).

2.3.2. Paleomagnetism/Magnetostratigrafie

Într-o primă fază au fost completate datele existente pentru zona Motru, în particular cu informaţii asupra polarităţii magnetice a depozitelor din părţile superioară şi inferioară ale carierei Lupoaia. Din două foraje de explorare au fost probate carote orientate "sus/jos" din intervalul stratul VI - sub stratul IV de lignit.

Subcrona Nunivak (4.48-4.62 mil. ani; Cande & Kent, 1995), asociată intervalului dintre stratele V şi IV de cărbune (în zona Motru) a fost elementul magnetocronologic folosit pentru corelarea cu partea bazală a carierei Husnicioara (zona Mehedinţi) ce conţine complexul IV de lignit. În acest sens, pot fi menţionate şi rezultatele magnetostratigrafice obţinute în Platforma Moesică (Rădan et al., 1994, in Enciu et al., 1994) care au indicat prezenţa subcronei Nunivak, de asemenea în intervalul dintre stratele IV şi V de cărbune.

Referitor la partea inferioară a secţiunii Lupoaia trebuie remarcat faptul că în vederea unei mai bune definiri a zonei de polaritate magnetică pentru intervalul dintre stratele complexului V de cărbune şi culcuşul stratului VI de cărbune au fost investigate paleomagnetic 8 subsecţiuni.

graphic/sedimentogenetic (see Chapter 2.1.) and the magnetostratigraphic (see Chapter 2.3.) data.

2.3. Rock magnetism and magnetostratigraphy
(S.C. Rădan & M. Rădan)

Both palaeomagnetic and rock-magnetic techniques have been applied on the coal bearing formations in the two zones under comparative study in the western Dacic Basin.

2.3.1. Rock magnetism

The magnetic susceptibility (MS) and its anisotropy (AMS), and the natural remanent magnetisation (NRM) have been measured for large collections of oriented clay specimens. On the basis of AMS results obtained on Dacian and Romanian deposits, new petromagnetic patterns in stratigraphic framework are presented. The vertical distribution of L, F, P, E, q, V^0 anisotropy parameter values is illustrated.

The transport directions of sedimentary material can be evaluated from the AMS data (directions of principal susceptibilities) synthetisized in stereograms.

AMS results obtained on specimens originated in cores collected from two boreholes in the Motru zone are presented. These new data, systematised in connection with the position of the samples related to the coal beds, are consistent with the AMS characteristics (magnetic fabric) revealed by the samples taken from quarries (Rădan et al., 1991, 1993, 1994; Rădan & Rădan, 1995).

2.3.2. Palaeomagnetism/Magnetostratigraphy

Firstly, the palaeomagnetic data existent for the Motru area have been completed, particularly with information on magnetic polarity of the deposits from the upper and lower zones of the Lupoaia quarry. Two exploration boreholes were used for sampling "up/down" oriented cores up to below the lignite bed IV.

The Nunivak subchron (4.48-4.62 Ma; Cande & Kent, 1995), assigned to the interval between the coal beds V and IV (in the Motru zone) has been the magnetochronological element used for correlation with the basal part of the Husnicioara quarry (Mehedinţi zone) containing the lignite seam IV.

Magnetostratigraphic results from Moesian Platform (Rădan et al., 1994 in Enciu et al., 1994) indicated the presence of the Nunivak subchron in the interval between coal beds IV and V, too.

As concerns the lower part of the Lupoaia section, it must be equally remarked that 8 subsections have been palaeomagnetically investigated with a view to a better defining of the magnetic polarity zone for the interval between the layers of the coal seam V and the floor of the coal bed VI.

Institutul Geologic al României

Rezultate interesante au fost obţinute şi în ceea ce priveşte sinonimizarea şi corelarea stratelor de cărbune din partea superioară a carierei Husnicioara ("intercalaţiile cărbunoase" din cadrul Formaţiunii de Cândeşti, vezi Capitolul 2.1.).

Acceptând ca XIV şi XV numerotarea stratelor de cărbune din Formaţiunea de Cândeşti din partea terminală a carierei Lupoaia, modelul magnetostratigrafic realizat pentru secţiunea Husnicioara (fig.) - sprijinit de argumente litostratigrafice-sedimentogenetice şi mineralogice-geochimice - a condus la nominalizarea celor 3 strate de cărbune (întâi notate x, y, z) ca XVI, XVII şi respectiv, XVIII. Pentru a ilustra soluţia magnetostratigrafică este prezentat (de asemenea, în Rădan şi Rădan, 1996) un model de corelare sugestiv ce conţine scările de polaritate magnetică din cele două zone supuse studiului comparativ, toate calibrate la Scara de timp a polarităţilor geomagnetice (GPTS) elaborată de Cande & Kent.

Sunt discutate şi alte consecinţe ale calibrării la GPTS, printre ele menţionând localizarea în timp a stratelor de cărbune IV-XVIII (4,4-3,22 mil.ani, în acord cu GPTS - Cande & Kent, 1992; 4,55-3,22; Cande & Kent, 1995). Pe baza scărilor magnetocronologice Lupoaia şi Husnicioara au fost efectuate şi determinări de rată de sedimentare. Lipsa celei mai mari părţi a Formaţiunii de Jiu-Motru remarcată în sectorul Mehedinţi (vezi Capitolul 2.1.) a fost confirmată de zonarea polarităţii magnetice observată în secţiunea Husnicioara (vezi fig.).

Interesting results have been obtained regarding the synonymous nomination and correlation of the coal beds from the upper part of the Husnicioara quarry ("coaly intercalations within the Cândeşti Formation", see Chapter 2.1.).

Accepting as XIV and XV the numbering of the coal beds within the Cândeşti Formation in the terminal part of the Lupoaia quarry, the magnetostratigraphic pattern performed for the Husniciara section (Figure) - supported by lithostratigraphic- sedimentogenetic and mineralogical-geochemical arguments - led to the nomination of the 3 coal beds (firstly labelled x, y, z) as XVI, XVII and XVIII, respectively. To illustrate this magnetostratigraphic solution, a suggestive correlation pattern containing magnetic polarity scales from the two areas under comparative study, all calibrated to the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) of Cande and Kent, is presented (also, in Rădan & Rădan, 1996).

Another consequences of the calibration to the GPTS are discussed. The temporal location of coal beds (IV - XVIII) is mentioned (4.4 - 3.22 Ma, according to GPTS of Cande & Kent, 1992; 4.55 - 3.22, Cande & Kent, 1995). Sedimentary rates have been determined on the basis of the Lupoaia and Husnicioara magnetochronological scales. The sedimentary gap remarked in the Mehedinţi area (see Chapter 2.1.) has been confirmed by the magnetic polarity zonation observed in the Husnicioara section (see Figure).

2.4. Metode integrate aplicate la depozitele de porţelanite
(S.C. Rădan, M. Rădan şi S.Rădan)

Ca rezultat al investigaţiilor petromagnetice, mineralogice, geochimice şi magnetometrice executate pentru depozite expuse şi/sau neexpuse din zona Motru au fost obţinute noi date pentru porţelanite, cu implicaţii ştiinţifice şi practice. n sectorul Husnicioara aceste argile coapte sunt mai puţin dezvoltate. Totuşi, pe câteva porţelanite au fost realizate analize mineralogice şi geochimice, pentru discuţii folosindu-se difractograme XRD şi diagrame Englund & Jorgensen (1973).

Sunt prezentate şi consideraţii asupra vârstei porţelanitelor, studiul paleomagnetic sugerând o perioadă de timp din Pleistocenul mediu-superior (sub 780000 ani, polaritate normală asociată Cronei Brunhes).

Noi date petromagnetice obţinute pe argile porţelanitice din cariera Lupoaia sunt comentate, fiind ilustrate şi o serie de rezultate ce privesc direcţiile NRM determinate pe probe-monolit tăiate în 3-5 subprobe.

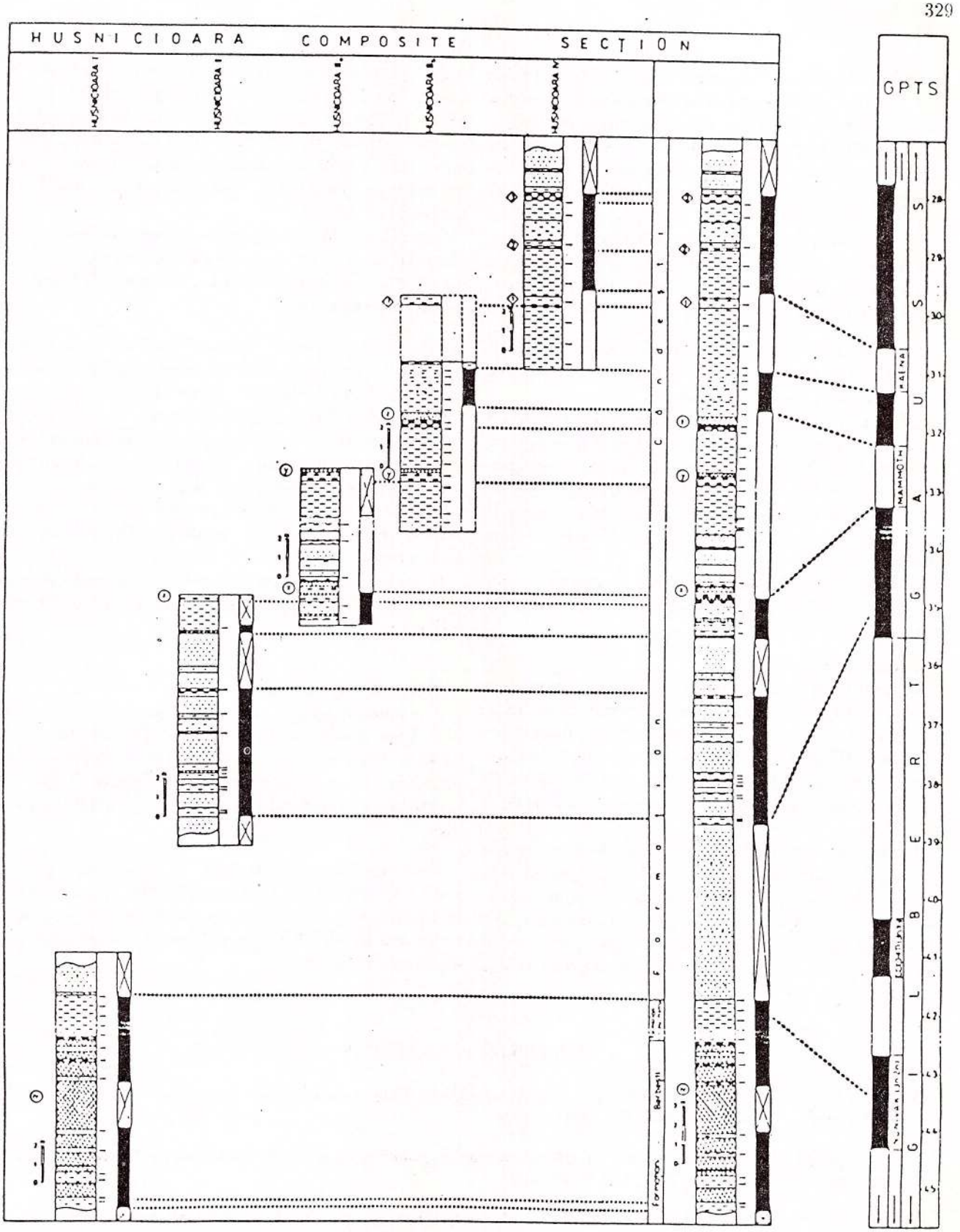
2.4. Integrated methods applied to porcelanite deposits
(S.C. Rădan, M. Rădan & S. Rădan)

New data with scientific and practical implications have been obtained on porcelanites as result of rock magnetic, palaeomagnetic, mineralogical, geochemical and magnetometric investigations of some exposed and/or unexposed deposits in the Motru area. In the Husnicioara zone these baked clays are less developed. However, on some porcelanites, mineralogical and geochemical analyses were carried out. XRD diffractograms and ternary diagrams of Englund & Jorgensen (1973) have been used for discussion.

Considerations on the age of porcelanites are presented, the palaeomagnetic study suggesting a period of time within Middle-Upper Pleistocene (younger than 780000 years; normal polarity - assigned to the Brunhes Chron).

New rock magnetic data obtained on porcelanite-like clays from Lupoaia quarry are commented; NRM directions determined on monoliths cut in 3-5 subsamples are illustrated.

Institutul Geologic al României



– Secţiunea compozită Husnicioara (zona Mehedinţi) şi secvenţa totală de polarităţi magnetice calibrată la GPTS.

– Husnicioara composite section (Mehedinţi area) and the total magnetic polarity sequence calibrated to the GPTS

Institutul Geologic al României

La sud de cariera Lupoaia au fost realizate profile ΔT, cea mai ridicată amplitudine a anomaliei magnetice fiind 1880 nT. Câteva foraje executate pentru explorarea cărbunelui în zonă au interceptat depozite de porţelanite. Rezultatele sunt comparate cu date magnetice înregistrate pe depozite de porţelanite/clinkere din Noua Zeelandă şi SUA.

Sunt evidenţiate şi unele consecinţe practice. Investigarea magnetometrică poate uşor localiza porţelanitele asociate complexelor de lignit arse, metoda fiind utilă în explorarea cărbunelui.

Studiul se încheie cu **Concluzii generale şi propuneri**, fiind prezentate 25 de remarci concluzive cu privire la toate metodele aplicate.

Câteva din ele au fost comentate în acest abstract extins. Integrarea paleo-magnetismului/magnetostratigrafiei, rock-magnetismului, mineralogiei, geochimiei, biostratigrafiei, sedimentologiei formaţiunilor purtătoare de cărbuni din zona Mehedinţi a condus la nominalizarea stratelor de lignit relativ la cele din zona Motru.

A fost demonstrat că abordarea complexă a unei probleme dificile poate avea ca rezultat o soluţie fezabilă.

Mulţumiri

Studiul paleomagnetic şi petromagnetic cu greu ar fi fost posibil fără aportul colegei Cristina Păun, care, cu tenacitate, a realizat în laborator mii de măsurători de RM, MS şi AMS, precum şi prelucrări de date. Mulţumiri sunt îndreptate şi către Gabriela Bacargis pentru numărul mare de desene executate estetic şi cu acurateţe.

Dorim să mulţumim domnului ing. T. Nica, geolog principal la Sucursala Lignitului Motru, pentru dificila problemă propusă spre rezolvare cu ajutorul instrumentelor noastre ştiinţifice şi pentru competentele observaţii de ordin geologic-minier şi discuţiile consistente şi utile avute pe parcursul desfăşurării lucrărilor de teren.

ΔT profiles were carried out south of Lupoaia quarry, the highest magnetic anomaly amplitude being 1880 nT. The porcelanite deposits were intercepted by several boreholes performed for coal exploration in the area. The results are compared with magnetic data recorded on porcelanite/clinker deposits from New Zealand and USA.

Some practical consequences are emphasised. The magnetic survey can easily locate the porcelanite associated with burnt lignite seams, the method being of use in coal exploration.

The study ends with "General conclusions and proposals"; 25 concluding remarks regarding the all methods applied are presented. Some of them have been commented in this extended abstract.

The integrated palaeomagnetism/magnetostratigraphy, rock magnetism, mineralogy, geochemistry, sedimentology of Dacian and Romanian coal bearing formations from the Mehedinţi area led to the nomination of the lignite beds related to those from the Motru zone.

It has been demonstrated that the complex approach of a difficult problem can have as result a reliable solution.

Acknowledgements

The palaeomagnetic and rock magnetic study would have been hardly possible without the assistance of Cristina Păun who accurately performed thousands of measurements and data processed. Thanks go also to Gabriela Bacargis for the great number of skillful drawings.

We would like to thank Eng. T. Nica, Senior geologist at Motru Lignite Company, for the difficult problem proposed to be solved by means of our scientific tools, and for the valuable and useful discussions during the field works.

SELECTED REFERENCES

Cande, S.,C., Kent, D.,V. (1992) A New Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 97, 13917–13951.

— **(1995)** Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093–6095.

Rădan, S., C., Rădan, M., Rădan, S., Andreescu, I., Vanghelie, I. (1993) Magnetostratigraphic and mineralogical study of Dacian-Romanian formations from Mehedinţi area with a view to synonymous nomination of the lignite beds with those from the Motru zone. Part I (in Romanian), Report, GIR Archives, Bucharest.

Institutul Geologic al României

Rădan, S., C., Rădan, M., Rădan, S., Andreescu, I., Vanghelie, I. (1995a) Magnetostratigraphic and mineralogical study of Dacian-Romanian formations from Mehedinţi area with a view to synonymous nomination of the lignite beds with those from the Motru zone. Part II (in Romanian), Report, GIR Archives, Bucharest.

— , **Rădan, M., Andreescu, I., Enciu, P. (1995b)** "Pliocene magnetostratigraphy in the Western Dacic Basin (Romania)", Europ. Geophys. Soc., XX Gen. Assem., Hamburg 3–7 April, 1995, Abstract, *Annales Geophysicae*, Suppl. vol. 13, Springer International, p. C73.

— , **Rădan, M., Andreescu, I. (1995c)** "Magnetostratigraphy of Pliocene Lignite-Clay Sequences in the Western Carpathian Foredeep (Romania)", Program and Abstracts, Vol. I (IUGG), XXI Gen. Assem., Boulder, July 2–14, 1995 Colorado, (SUA), p. A144.

— , **Rădan, M. (1995)** "Palaeomagnetism and Rock Magnetism of Upper Neogene deposits in the stratigraphic and sedimentogenetic context of the Western Dacic Basin (Romania)". Abstracts, 4th Workshop of IGCP-329 Project ("Paratethys Neogene"), Symposium, Bucharest, Sept. 8–9, 1995.

— , **Rădan, M. (1996)** Magnetostratigraphy as a technique of nomination and correlation of coal beds: two examples from western Dacic Basin (Romania). (Abstract extins, Simpozionul "Noi tendinţe în Geomagnetism - V,Slovacia; în curs de publicare în Geologica Carpathica).

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI, STUDII ŞI PROIECTE DE RETEHNOLOGIZARE ÎN DOMENIUL FORAJULUI GEOLOGIC
RESEARCHES, STUDIES AND DESIGNS FOR THE TECHNOLOGICAL IMPROVEMENT IN THE GEOLOGICAL DRILLING FIELD

A. MIHĂILESCU, M. WOINAROSKI, GH. BUMBAC, C. ONICĂ, P. NICULAE

Prin lucrările de cercetare şi proiectare desfăşurate în cursul anului 1995 în acest domeniu s-au urmărit următoarele obiective: scurtarea duratei de cercetare geologică; creşterea volumului şi calităţii informaţiei geologice; reducerea costurilor pe metrul liniar forat. Pentru aceasta, la stabilirea direcţiilor de urmat, s-au consultat şi specialişti din cadrul societăţilor comerciale cu activităţi în domeniul forajului geologic. Astfel s-a conturat necesitatea realizării unei instalaţii de foraj la adâncimi de 500–600 m, transportabilă pe remorcă, fiabilă şi cu posibilităţi de pătrundere în terenuri greu accesibile.

Pentru realizarea acestora s-a proiectat o remorcă scurtă pe două axe şi un mast format din două tronsoane care se pliază unul peste altul şi se rabat pe remorcă în timpul transportului. Atît mastul, cît şi sistemul de pliere care foloseşte pentru această operaţie căruciorul cu care se deplasează capul hidraulic, au caracter de noutate şi s-a ajuns la această soluţie în urma cercetărilor întreprinse în cadrul lucrării de cercetare.

Deoarece la instalaţiile cu masă rotativă nu se poate obţine apăsarea pe sapă decât prin utilizarea prăjinilor grele s-a impus ca la această instalaţie să se folosească, în locul mesei rotative, un cap hidraulic motor care pe lângă rotirea garniturii de foraj poate realiza şi apăsarea pe sapă prin intermediul sistemului de apăsare-tracţiune.

Capul hidraulic motor este antrenat de un motor hidrostatic a cărui turaţie poate fi modificată prin variaţia debitului furnizat de pompa care-l alimentează. Ţinând cont că sunt prevăzute şi două trepte de viteză mecanice la capul hidraulic, se înlătură şi deficienţa care apărea la instalaţiile cu universal, antrenate prin cutie de viteze, la care nu se puteau obţine turaţiile ridicate necesare lucrului cu sape şi coroane cu diamante. Legat de sistemul de variaţie continuă a turaţiei capului hidraulic trebuie menţionat ca un element de noutate, că la această instalaţie se foloseşte un sistem de comandă la distanţă (de la pupitrul de comandă al instalaţiei) a pompelor hidrostatice, lucru care uşurează adaptarea instalaţiei la

The main objectives of the research and design works carried out in the year 1995 in the field of geological drilling were as follows: curtail of the geological survey period; increase of the volume and quality of geological data; cost decrease per drilled linear metre. Specialists working in trading companies dealing with geological drillings were asked for their opinions. Thus, the achievement of a drilling rig at the depth of 500–600 m, that can be transported by a trailer, durable and with possibilities of penetrating difficult access terranes, became necessary.

Consequently we had to design a short trailer on two axes and a mast with two transoms collapsible one over the other that swing together over the trailer during the transport. Both the building of the mast and of the collapsible system used for this operation as well as the carriage for transporting the rotary swivel are new and they are the result of the research works.

As in case of the rotary table rigs the pushing on the bit can be achieved only by using drill collars, it was necessary to use instead of the rotary table a motor rotary swivel which, besides the rotation of the drilling string, can also achieve the bit pushing by means of a pushing - traction system.

The motor rotary swivel is rotated by a hydrostatic motor whose rotation can be changed by the variation of the discharge supplied by the feeding pump. The two steps of drilling rate at the rotary swivel removed the deficiency which occurred at the chuck systems, driven by gear boxes, that cannot obtain the high rotations necessary for the work by means of bits and diamond bit. In connection with the system of continuous variation of the rotary swivel it is of note that in case of this rig a remote control system (from the control panel of the rig) of the hydrostatic pumps is used, which facilitates the adaptation of the rig to the rotation method imposed by the bit.

This rig is very simple. A Diesel motor operates by a chain belt that puts into operation the three hydrostatic pumps which supply the pressure oil necessary for the operation of different units of the rig. Further on all the units of the rig are driven by hydraulic bar-

Institutul Geologic al României

regimul de turaţie impus de sapă.

Instalaţia se remarcă prin simplitate. Un grup motor diesel antrenează prin curele o transmisie cu lanţuri ce pune în mişcare cele trei pompe hidrostatice care furnizează uleiul sub presiune necesar acţionării diverselor agregate ale instalaţiei. Toate agregatele instalaţiei sunt acţionate de cilindri hidraulici sau motoare hidraulice eliminându-se astfel transmisiile mecanice cu lanţuri sau curele.

Rabaterea mastului în poziţie verticală se face cu ajutorul unui cilindru hidraulic telescopic, deplierea tronsonului superior al mastului se realizează în continuare cu ajutorul cilindrului şi sistemul de manevră al căruciorului, cu mastul în poziţie verticală.

Comenzile de blocare şi deblocare, precum şi cele de rabatere şi înclinare a capului hidraulic faţă de cărucior sunt realizate cu cilindri hidraulici acţionaţi de la pupitrul de comandă al instalaţiei.

Trebuie menţionat că toate comenzile instalaţiei au fost centralizate la un pupitru de comandă de la care se pot urmări totodată presiunea şi temperatura uleiului din instalaţia hidrostatică, turaţia capului hidraulic motor şi, deci, a garniturii de foraj, debitul pompei de noroi şi forţa de apăsare pe sapă. Se rezolvă în acest fel o altă lipsă a instalaţiilor de foraj geologic existente la care nu erau prevăzute aparate de măsură pentru urmărirea parametrilor regimului de foraj.

Acţionarea instalaţiei se poate realiza fie cu motoare diezel fie cu motoare electrice de curent alternativ. Grupurile de antrenare termic şi electric sunt interschimbabile.

S-a prevăzut pentru această instalaţie un dispozitiv de înşurubat-strîns şi slăbit-deşurubat prăjini de foraj netede. Dispozitivul este destinat operaţiunilor de înşurubare-strîngere şi slăbire-deşurubare a materialului tubular neted cu diametrul exterior cuprins între 46 şi 94 mm. Dispozitivul este conceput pentru a înlătura un alt inconvenient al instalaţiilor de foraj aflate în exploatare, care nu au dispozitive pentru realizarea strângerii prăjinilor cu moment controlat (lucru care conduce la numeroase ruperi de prăjini).

Prin folosirea acestui dispozitiv se realizează o strângere cu moment controlat a prăjinilor de foraj (prin limitarea presiunii de lucru a cilindrului ce realizează strângerea), fapt ce va mări durata de funcţionare a acestora şi va micşora numărul accidentelor de foraj prin ruperea prăjinilor.

Pentru a obţine performanţe la nivelul ţărilor avansate în domeniul forajului cu sondeze s-a prevăzut posibilitatea folosirii, la instalaţia de foraj pentru adâncimi de 500–600 m, şi a tehnologiei de foraj cu carotiere introductibile prin prăjini. Această tehnologie permite scurtarea timpilor de manevră întrucât pentru extragerea carotierei nu mai este necesară extragerea întregii garnituri de prăjini de foraj, carotiera

rels or motors, thus eliminating the chain or belt power actuation.

The swinging of the mast in a vertical position is made by means of a telescopic barrel; the unswinging over the upper transom of the mast is achieved further on by means of the barrel and handling system, the mast being in a vertical position.

The blocking and unblocking control as well as the swinging and leaning of the rotary swivel against the carriage are achieved by means of the barrel driven from the control panel of the rig.

It is of note that all controls of the rig have been grouped at the control panel which can also control the pressure and temperature of the oil from the hydrostatic pump, the rotation of the motor rotary swivel and therefore of the drilling string, the discharge of the mud pump and the power of the pushing bit. In this way another deficiency of the existing geologic drilling rigs, that are devoid of measuring device for the parametres of the drilling method, is also removed.

The actuation of the rig can be achieved either by Diesel motors or by alternating-current motors. The thermic and electric actuation sets are interchangeable.

This rig was also furnished with a coupling (clamping and release) - decoupling device for smooth drill pipes. This device is used for screwing on and off operations of the smooth barrels with an outside diameter ranging from 46 to 94 mm. This device has been designed in order to remove another deficiency of the drilling rigs in operation that are not furnished with devices for controlled clamping of the pipes (which leads to many breakings of the drill pipes).

Using this device a controlled clamping of the drill pipes is achieved (by limiting the work pressure of the barrel the clamping is obtained) and this will increase their operation time and will decrease the number of the drilling accidents by drill pipes breaking.

In order to obtain better results in the field of core drilling, the possibility to use for the drilling rigs at 500–600 m drilling core depths through drill pipes was proposed. This method makes possible the curtail of the handling time because for the extraction of the core barrel it is no more necesary to extract the whole drill pipes string, the core barrel being extracted by means of a cable inside the drill pipes.

To this purpose an outfit for the inserted core barrel will be furnished at the delivery of the rig.

Due to the design methods used, the drilling rig is competitive with those existing in the world.

Institutul Geologic al României

fiind extrasă cu un cablu prin interiorul prăjinilor.

În acest scop s-a prevăzut în completul de livrare al instalaţiei un echipament pentru carotiera introductibilă.

Prin soluţiile adoptate s-a realizat o instalaţie de foraj cu performanţe la nivelul instalaţiilor similare existente pe plan mondial.

Institutul Geologic al României

INSTRUCŢIUNI PENTRU AUTORI

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI publică contribuţii ştiinţifice originale referitoare la acest domeniu.

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, 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 dactilografiat la două rînduri (31 rînduri/pagină şi 64 semne/rînd), pe o singură parte a colii, cu un spaţiu liber de 3–4 cm în partea stîngă a paginii şi nu trebuie să depăşească 20 pagini dactilografiate (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 va dactilografia la două rînduri, 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. Inst. Geol. Geofiz., 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 original scientific contributions dealing with any subject of this field.

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 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 double-spaced typed (31 lines/page with 64 strokes each line) on one side of the paper only, holding an empty place of 3–4 cm on the left side of the page. The text cannot exceed 20 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

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.

Translation and language review by:
Adriana Năstase, Adriana Băjenaru, Mariana Borcoş

Editorial Staff:
Anca Andăr, Georgeta Borlea, Natalia Conovici, Gabriela Ioane, Georgeta Mărunţiu, Cristian Toth

Illustration:
Paraschiv Toader

Printing: M. Ostafi

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României