

УНИВЕРЗИТЕТ „ГОЦЕ ДЕЛЧЕВ“ - ШТИП
ФАКУЛТЕТ ЗА ПРИРОДНИ И ТЕХНИЧКИ НАУКИ
Насока: Геологија
Катедра за наоѓалишта на минерални суровини



**ПОВЕЌЕФАЗНО МОДЕЛИРАЊЕ НА ОРУДНУВАЊЕТО ВО
БОРОВДОЛСКИОТ БАКАРЕН ПОРФИРСКИ СИСТЕМ**

Докторска дисертација

Ментор:
проф. д-р Тодор Серафимовски

Изработил:
м-р Лазар Ѓоргиев
број на индекс 3139

Штип, ноември 2020 година

| | |
|---|---|
| Интерен ментор: | проф. д-р Тодор Серафимовски Редовен професор, Факултет за природни и технички науки, Универзитет “Гоце Делчев”, Штип |
| Екстерен ментор: | Assoc. Prof. Matej Dolenc University of Ljubljana, Faculty of Natural Sciences and Engineering, Department of Geology, Ljubljana, Slovenia |
| Членови на Комисија за оценка и одбрана: | |
| Претседател: | проф. д-р Орце Спасовски Редовен професор, Факултет за природни и технички науки, Универзитет “Гоце Делчев”, Штип |
| Член: | проф. д-р Виолета Стефанова Редовен професор, Факултет за природни и технички науки, Универзитет “Гоце Делчев”, Штип |
| Член: | проф. д-р Горан Тасев Редовен професор, Факултет за природни и технички науки, Универзитет “Гоце Делчев”, Штип |
| Научно поле: | Геологија, геохемија |
| Научна област: | Наоѓалишта на минерални суровини |
| Датум на одбрана: | |
| Датум на промоција: | |

Благодарност

После завршувањето на оваа докторска дисертација која е настаната како резултат на повеќегодишна работа, изразувам длабока благодарност на сите колеги со кои сум соработувал при оформувањето на одредените поглавја.

Посебна благодарност му изразувам на својот прв професор од областа металогенија и истражување на наоѓалишта на минерални суровини - проф. д-р Тодор Серафимовски, редовен професор на Факултетот за природни и технички науки, при Универзитетот „Гоце Делчев“ - Штип, за поттикнувањето и помошта при изработката на оваа дисертација.

Благодарност изразувам на проф. д-р Горан Тасев од Факултетот за природни и технички науки, при Универзитетот „Гоце Делчев“ - Штип и на доцент Славчо М'нков од Рударско-геолошкиот универзитет „Св. Иван Рилски“ Софија, за несебично укажаната помош во дел од лабораториски испитувања и практичните сугестии при оформувањето и дефинитивната физиономија на оваа дисертација.

Искрена благодарност изразувам на проф. д-р Орце Спасовски од Факултетот за природни и технички науки, при Универзитетот „Гоце Делчев“ - Штип, проф. д-р. Виолета Стефанова од Факултетот за природни и технички науки, при Универзитетот „Гоце Делчев“ - Штип, проф. д-р Блажо Боев од Факултетот за природни и технички науки, при Универзитетот „Гоце Делчев“ - Штип, проф. д-р Марин Александров, геолог во пензија, проф. д-р Сабина Стрмиќ-Палинкаш од Универзитетот во Тромсо, Факултетот за наука и технологија - Норвешка, м-р Гоце Златков од компанијата Генезис ресурсис интернешана ДООЕЛ, м-р Кристијан Јованов, д-р Роберт Шајн од Геолошкиот завод во Словенија и дипл. инж. геолог Ванчо Ангелов од компанијата Геохидроконсалтинг - Скопје за пружената помош и корисните сугестии во текот на изработката на оваа дисертација.

Во оваа прилика чувствувам потреба да изразам благодарност на колегите од Геолошката служба на рудникот Бучим и рудникот Боров Дол за нивната поддршка во текот на изработката на дисертацијата: дипл. инж. геолог Кирчо Филев, дипл. инж. геолог Димитар Трајанов и дипл. инж. геолог Ѓорги Тодоровски.

Благодарност изразувам и на компанијата ДПТУ - Бучим ДООЕЛ РАДОВИШ што ми овозможи да користам податоци за потребите на оваа дисертација.

Благодарност до компанијата Калтун Мадденџилик ДОО - Скопје во која сум вработен, за разбирањето и за техничката поддршка.

Благодарност за помошта при техничко обликување на трудот изразувам на мојот долгогодишен соработник - дипл. инж. геолог Ванче Димчевски.

На крајот ја користам оваа прилика да изразам благодарност и на моето семејство за искажаната безрезервна поддршка при изработката на оваа докторска дисертација.

Рецензирани и објавени трудови (стручни, научни и апликативни) произлезени од истражувањето.

Меѓународни списанија:

Gjorgiev, L., Serafimovski, T., Jovanov, K., (2020): 3D modeling of the Borov Dol porphyry copper deposit, Republic North Macedonia. *Geologica Macedonica*, Vol. **34**, No. 1, pp. 69–84.

Gjorgiev, L., Rogan-Šmuc, N., Serafimovski, D., Dolenc, M. (2019): Contribution to the widening and confirmation of the mineral association in the Borov Dol ore deposit, based on SEM analysis. *Geologica Macedonica*, Vol. **33**, No. 2, pp. 99–109.

Serafimovski, T., Tasev, G., Strmić Palinkaš, S., Palinkaš, A. L., and Gjorgiev, L., (2016): Porphyry Cu mineralization related to the small Tertiary volcanic intrusions in the Bučim ore deposit, Eastern Macedonia for ore-forming processes. *Geologia Croatica*, Vol 69/1, pp. 89-101.

Gjorgiev, L., Serafimovski, T., Filev, K., Tasev, G., (2016): Overview of the natural parameters from the geological-economical evaluation of the Borov Dol ore deposit, Republic of Macedonia. Third Congress of Geologists of Republic of Macedonia 2016, Struga. Special editions of *Geologica Macedonica*, No. 4, pp. 621-628.

Serafimovski, T., Christidis, C., Serafimovski, D., Tasev, G., Ligovski, M., Ivanovski, I., Gjorgiev, L., (2016): 3D modeling of some copper deposits in the Republic of Macedonia. Third Congress of Geologists of Republic of Macedonia 2016, Struga. Special editions of *Geologica Macedonica*, No. 4, pp. 605-612.

Filev, K., Serafimovski, T., Gjorgiev L., Tasev, G., Mitev, M., Stojanov, M., (2016): The Vrshnik ore body a positive example for exploration, exploitation and filling in the Buchim copper mine, eastern Macedonia. Third Congress of Geologists of Republic of Macedonia 2016, Struga. Special editions of *Geologica Macedonica*, No. 4, pp. 613-618.

Filev, K., Gjorgiev, L., Stefanova, V., (2015): Oxide ore in the ore body Vrsnik, ore deposit Bucim, important raw material for the installation for leaching of copper. Осмо стручно советување со меѓународно учество ПОВЕКС-ПОДЕКС 2015, Крушево. 20-26.

Serafimovski, T., Tasev, G., Gjorgiev, L., (2015): Sulfur isotope composition in the Plesenci native sulfur mineral deposit, Republic of Macedonia. Procedia Earth and Planetary Science 13 (2015). 35-38.

ПОВЕКЕФАЗНО МОДЕЛИРАЊЕ НА ОРУДНУВАЊЕТО ВО БОРОВДОЛСКИОТ БАКАРЕН ПОРФИРСКИ СИСТЕМ

Краток извадок

Во оваа докторска дисертација се изложени податоци од геолошка, геохемика, геофизичка, структуролошка и металогенетска гледна точка како и специфичните особености на бакарното порфирско наоѓалиште Боров Дол. Просторната позиција на оруднувањето во наоѓалиштето Боров Дол, е контролирана од раседните структури со правец на протегање СЗ-ЈИ и СИ-ЈЗ, кружно-елиптичните неогени структури (типични за структурите на вулканските апарати) и субвулканско-вулканските формации на терциерниот магматизам од трахиандезитски до андезитски состав со апсолутна старост од 24,04 Ма до 24,51 Ма. Наоѓалиштето Боров Дол е дел од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол кој јасно се проектира во рамките на дивергентниот Алпски ороген и продуктиваната металогенетска зона Леце-Халкидик.

Плутонитите и центрите на главните доводни канали за магматизмот и минерализацијата во наоѓалиштето Боров Дол се потврдени со геофизичките испитувања преку позитивно аномално геомагнетско поле, масивните рудни тела се потврдени со гравиметриски максимуми и намалениот геоелектричен отпор. Ваквите сознанија во најголема мера коинцидираат и со главните аномални геохемики зони кој во централните делови на наоѓалиштето изнесуваат и до 3 000 ppm Cu, 1 000 ppm Mo, 800 ppm Ag, 3 000 ppm Pb, 1 650 ppm Zn и 3 000 ppm Ba.

Дефинираноста на наоѓалиштето Боров Дол како порфирско наоѓалиште, главно минерализирано со познатата асоцијација Cu-Au-Mo-Ag-Pb-Zn и др., е овозможена од систематските проучувања и идентификација на типоморфните промени (К-метасоматоза, серицитизација, силификација, аргилитизација, пропицитизација и др.) кои го даваат класичниот порфирски модел на промени, потоа минералната асоцијација претставена со главната кварц-пирит-халкопиритова (промислена) парагенеза во наоѓалиштето која е основниот

носител на бакар и злато и серија на бакарни сулфосоли од редот на тетредрит-тенантит, лезонит, путоранит и др., типоморфните штокверкни и штокверкно-импрегнациони оруднувања, појавата на оксидационо-цементационата зона и јасен преод кон примарната сулфидна минерализација, ниските концентрации на основните рудни метали ($\sim 0,247\%$ Cu; 0,19 g/t Au; 1,34 g/t Ag; max. 140 g/t Mo; max. 0,29 % Pb; max. 0,22 % Zn) и друго.

Варијациите на $\delta^{34}\text{S}$ во рудните минерали од наоѓалиште Боров Дол се движеа од $-7,52\%$ до $+5,40\%$, додека изотопните вредности на $\delta^{13}\text{C}\%$ и $\delta^{18}\text{O}\%$ во калцитите од наоѓалиштето Боров Дол се движеа од $+6,65$ до $+21,72\%$ и од $-13,00$ до $+0,04\%$, редоследно. Што се однесува до флуидните инклузии се потврди дека покрај доминантните двофазни инклузии на гас-течноста постојат и трифазни флуидни инклузии (гас+течноста+цврста фаза). Освен овие сознанија, изотопните соодноси на стронциум и неодим во магматските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,706584–0,707406 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,512425–0,512497) укажуваат на мала контаминација на магматските примероци со материјал од континенталната кора, што е последица на делумното растопување на длабоките делови на континенталната кора потиснати надолу при судирот на континенталните блокови. Во прилог на ова се и резултатите од REE анализите кои покажуваат висока содржина на литофилни елементи со големи јони (LILE), сооднос на Ba/Nb (3,025–44,638), слабо присуство на елементи со висока моќност на поле (HFSE) и слаба негативна аномалија на еуропиум (0,60940–1,02028).

Направена е и проценка на бакарната порфирска минерализација во Боров Дол преку тродимензионално моделирање на геологијата, раседните структури и геохемиската распределба на елементите од интерес, за да се добие еден подобар увид на рудно-генетските процеси и истражувачкиот потенцијал.

Клучни зборови: Минерална парагенеза, генетски модел, гасно-течни инклузии, изотопи, хидротермални промени, 3Д геолошко моделирање.

MULTIPHASE MODELLING OF THE ORE-FORMING PROCESS IN THE BOROV DOL PORPHYRY COPPER SYSTEM

Abstract

This PhD thesis presents data from geological, geochemical, geophysical, structural and metallogenic points of view as well as specific properties of the copper porphyritic deposit Borov Dol. The spatial position of the mineralization of the deposit Borov Dol, is controlled by the fault structures with strike NW-SE and NE-SW, circular-elliptic Neogene structures (typical for the structures of volcanic apparatus) and subvolcanic - volcanic formations of the Tertiary magmatism of trachyandesite to andesite composition with absolute age from 24,04 Ma to 24,51 Ma. The deposit Borov Dol is part of the mining region Buchim-Damjan-Borov Dol which is distinctly projected within the divergent Alpine orogeny and the productive metallogenic zone Lece-Chalkidiki.

The plutonites and the centers of the main channels for the magmatism and the mineralization in the deposit Borov Dol are confirmed with the geophysical tests through positive anomaly of geomagnetic field, the massive ore bodies are confirmed with gravimetric maximum and the reduced geoelectrical resistance. Such findings largely coincide with the major anomalous geochemical zones in the central parts of the deposit which reach up to 3 000 ppm Cu, 1 000 ppm Mo, 800 ppm Ag, 3 000 ppm Pb, 1 650 ppm Zn and 3 000 ppm Ba.

The definition of the deposit Borov Dol as porphyritic deposit, mineralized mainly with the known association Cu-Au-Mo-Ag-Pb-Zn etc., is enabled by the systematic research and identification of the typomorphic alterations (K-metasomatism, sericitization, silification, argillitization, propylitization etc.) which constitute the classic porphyritic model of alterations, then mineral association represented by the main quartz-pyrite-chalcopyrite (discreet) paragenesis in the deposit which is the main carrier of copper and gold and series of copper sulfosalt from the order of tetrahedrite-tennantite, luzonite, putoranite etc., typomorphic stockwork and stockwork-impregnation mineralization, occurrences of oxidation-cementation zone and distinctive conversion

towards the primary sulfide mineralization, low concentrations of the common ore metals (~0,247 % Cu; 0,19 g/t Au; 1,34 g/t Ag; max. 140 g/t Mo; max. 0,29 % Pb; max. 0,22 % Zn) etc.

The variations of $\delta^{34}\text{S}$ in the ore minerals of deposit Borov Dol are within -7,52 ‰ and +5,40 ‰, whereas the isotopic values of $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ in the calcites of the deposit Borov Dol are from +6,65 to +21,72‰ and from -13,00 to +0,04 ‰, accordingly. Considering the fluid inclusions it is confirmed that beside the dominant two-phase inclusions of gas-liquid there are also three-phase fluid inclusions (gas+liquid+solid phase). Except for this knowledge, the isotope ratios of strontium and neodymium in the igneous rocks of the mining region Buchim-Damjan-Borov Dol ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,706584–0,707406 and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,512425–0,512497) refer to low contamination of igneous samples with material of the continental core, which is a consequence of the partial melting of the deep parts of the continental crust pressed down during the collision of the continental blocks. This is supported by the results of REE analyses which show high content of large-ion lithophile elements (LILE), ratio of Ba/Nb (3,025-44,638), low presence of high-field-strength elements (HFSE) and low negative anomaly of europium (0,60940-1,02028).

Assessment of the copper porphyritic mineralization of Borov Dol is done through three-dimensional modelling of the geology, fault structures and geochemical distribution of elements of interest, in order to obtain a better insight into ore-genetic processes and the research potential.

Key words: Mineral paragenesis, genetic model, gas-liquid inclusions, isotopes, hydrothermal alterations, 3D geological modeling.

Содржина:

| | |
|---|----|
| 1. ВОВЕД | 1 |
| 2. ПРЕГЛЕД НА ЛИТЕРАТУРАТА..... | 3 |
| 2.1. Критичка анализа на литературните извори и геофондовски материјали за степенот на изученост на бакарно-порфирското наоѓалиште Боров Дол | 5 |
| 3. ЦЕЛ НА ИСТРАЖУВАЊЕТО | 8 |
| 4. МЕТОДИ НА ИСТРАЖУВАЧКАТА РАБОТА | 10 |
| 4.1. Теренски истражувања – опробување на разни видови на вулканските карпи во наоѓалиштето | 10 |
| 4.2. Избор на проби за изработка на петрографски и рудни препарати | 10 |
| 4.3. Квантитативни рендгенско-структурни анализи | 12 |
| 4.4. Анализи на скенинг електронски микроскоп (SEM) | 12 |
| 4.5. Микротермометрички мерења (гасно-течни инклузии) | 13 |
| 4.6. Анализи на стабилни изотопи | 14 |
| 4.7. Методологија за 3Д моделирање..... | 15 |
| 5. ГЛАВНИ МЕТАЛОГЕНЕТСКИ ЕДИНИЦИ ВО РЕПУБЛИКА СЕВЕРНА МАКЕДОНИЈА И КЕНОЗОЈСКА МЕТАЛОГЕНИЈА НА НЕЈЗИНИОТ ИСТОЧЕН ДЕЛ | 18 |
| 5.1. Коенозојска металогенија во источниот дел од Република Северна Македонија..... | 20 |
| 6. РЕГИОНАЛНА ГЕОТЕКТОНСКА ПОСТАВЕНОСТ НА РУДНИОТ РЕОН БУЧИМ- ДАМЈАН-БОРОВ ДОЛ ВО РАМКИТЕ НА БАЛКАНСКИОТ ГЕДИНАМИЧКИ МОДЕЛ | 27 |
| 7. МОРФОСТРУКТУРНИ КАРАКТЕРИСТИКИ И РАЗМЕРИ НА РУДНИОТ РЕОН БУЧИМ- ДАМЈАН-БОРОВ ДОЛ..... | 34 |
| 7.1. Морфоструктурни карактеристики..... | 34 |
| 7.2. Размери | 36 |
| 7.3. Рудни наоѓалишта | 38 |
| 7.3.1. Наоѓалиште Боров Дол..... | 41 |

| | |
|---|------------|
| 7.4. Морфоструктурни карактеристики и размери на наоѓалиштето Боров Дол.. | 41 |
| 8. ГЕОЛОШКА ГРАДБА И ТЕРЦИЕРЕН МАГМАТИЗАМ ВО РУДНИОТ РЕОН БУЧИМ-ДАМЈАН-БОРОВ ДОЛ..... | 44 |
| 8.1. Геолошка градба | 44 |
| 8.2. Петролошки карактеристики на терциерните вулкански карпи | 50 |
| 8.3. Петрохемиски карактеристики на терциерните вулкански карпи | 61 |
| 9. ИНТЕГРАЛНО МОДЕЛИРАЊЕ НА БАКАРНОТО – ПОРФИРСКО НАОЃАЛИШТЕ БОРОВ ДОЛ..... | 66 |
| 9.1. Геолошка градба на наоѓалиштето Боров Дол | 66 |
| 9.1.1. Стратиграфија | 66 |
| 9.1.2. Магматизам | 68 |
| 9.2. Геохемиски истражувања | 71 |
| 9.3. Геофизички истражувања..... | 82 |
| 9.3.1. Гравиметриско-геомагнетни истражувања | 82 |
| 9.3.2. Геоелектрични истражувања..... | 90 |
| 9.4. Морфолошки карактеристики на оруднувањето..... | 102 |
| 9.5. Минерален состав и парагенетски односи | 106 |
| 10. ГЕНЕЗА НА БАКАРНОТО – ПОРФИРСКО НАОЃАЛИШТЕ БОРОВ ДОЛ..... | 123 |
| 10.1. Извори на металите..... | 123 |
| 10.2. Извори на хидротермалните раствори..... | 134 |
| 10.3. Геолошки податоци (генетска и парагенетска врска со терциерните вулканити) | 141 |
| 10.4. Проучување на елементите на ретки земји во вулканските карпи | 152 |
| 10.5. Особина на хидротермалните метасоматски промени како индикатор за хидротермалните системи и нивната температура на формирање..... | 158 |
| 10.5.1. Поранешни теренски и лабораториски испитувања | 159 |
| 10.5.2. Типови на хидротермални промени на карпите..... | 164 |

| | |
|---|------------|
| 10.6. Проучување на гасно-течните инклузии | 188 |
| 10.7. Создавање на минерализацијата..... | 216 |
| 10.8. Радиоизотопни проучувања..... | 220 |
| 10.8.1. Апсолутна старост на карпите по U-Pb метода | 220 |
| 10.8.2. Sr-Nd анализи..... | 223 |
| 10.9. Генетски модел на наоѓалиштето | 226 |
| 11. 3Д МОДЕЛИРАЊЕ НА БАКАНОТО ПОРФИРСКО НАОЃАЛИШТЕ БОРОВ ДОЛ | 229 |
| 12. ЗАКЛУЧОК..... | 241 |
| 13. КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА..... | 247 |

1. ВОВЕД

Секое наоѓалиште на минерални суровини од кој било генетски тип, преставува природен феномен, кој е во сите свои специфичности на создавање неповторлива појава на земјената кора. Создавањето на рудните наоѓалишта е сложен процес, кој не може непосредно да се набљудува, туку неговата реконструкција се заснова на дедуктивни анализи (изведување на заклучок од општото кон посебното и поединечното) на основа на многубројни собрани податоци.

Користејќи го сопственото десетгодишно работно искуство на проблематиката на рудните наоѓалишта во фаза на проспекциски геолошки истражувања, детални геолошки истражување, дополнителни истражни работи, припрема за експлоатација и како оперативен геолог при експлоатација на поедини рудни тела, ја увидов потребата од проучување на разни металоженетски феномени, кои преставуваат специфични карактеристики на секое рудно наоѓалиште. На тој начин, на основа на претходните студиски истражувања и дополнителните студиски истражувања во текот на деталните геолошки истражувања и експлоатацијата на наоѓалиштата, се создава научна основа за откривање на нови рудни тела од ист или сличен генетски тип.

Работејќи во фазата на дополнителните истражни работи, во време на припрема за експлоатација, доаѓав до нови сознанија кои беа во насока на проширување на вкупното познавање на генезата на наоѓалиштето Боров Дол, а тоа создаде и база да разработам модел на образување на наоѓалиштето. За мене тоа беше предизвик и повод да почнам со систематско собирање и обработка на релевантни податоци од наоѓалиштето Боров Дол и неговата металогенија. Резултатите од тие повеќегодишни испитувања сумирано се прикажани во оваа докторска дисертација.

Главен приоритет на оваа докторска дисертација е да ги прикаже, со методолошка постапка, овие нови резултати од теренските и лабораториските испитувања на наоѓалиштето Боров Дол, поаѓајќи од сознанието дека создавањето на наоѓалиштата на минерални суровини и нивната разместеност во просторот и времето на создавање се дел од вкупните геолошки процеси кои го условуваат

развојот и градбата на испитуваниот дел од Српско-македонската металогенетска провинција како широка единица, и непосредната околина на наоѓалиштето Боров Дол. Основна задача на оваа докторска дисертација е да ги синтетизира резултатите од сите спроведени испитувања, со користење на стекнатите сознанија во текот на моето работење на ова наоѓалиште, за да се дефинира модел на образување на наоѓалиштето Боров Дол, кој би опфатил релевантни фактори.

Оваа докторска дисертација во методолошки поглед, се потпира во основа на металогенетските анализи согледани од собраните релевантни податоци добиени од лабораториските и теренските работи. На основа на спроведените металогенетски анализи кои се важно обележје за создавањето на наоѓалиштето Боров Дол, можно е да се одредат, не само условите на концентрација на бакарот во наоѓалиштето, туку и најбитните контролни фактори на просторното разместување на рудните тела во наоѓалиштето Боров Дол.

Во делот на интерпретацијата на добиените податоци беше користена најсовремената литература во доменот на рудните наоѓалишта (стручни списанија и книги), најновите софтверски пакети, а максимално се користеа и меѓународните соработки кои значеа скапоцена размена на искуства на проблемот на кој се работеше.

Оваа дисертација преставува втора систематизирана дисертација за наоѓалиштето Боров Дол и неговите металогенетски карактеристики. При што, она може да се гледа како еден прилог во севкупното познавање на бакарните порфирски наоѓалишта, а тоа да овозможи посигурно прогнозирање и откривање на нови порфирски наоѓалишта на бакар и злато на просторот на Источна Македонија, по принципот на аналогича.

2. ПРЕГЛЕД НА ЛИТЕРАТУРАТА

При изработката на докторската дисертација се синтетизирани податоци и графичка документација од геолошки истражните работи и лабораториските испитувања презентирани во следниве стручни литературни извори и геолошки фондовски материјал:

Bilibajkić, P., Bilibajkić D., (1975): Izveštaj o gravimetrijsko-geomagnetskim ispitivanjima teren Bučim – Borov Dol 1974/1975 god., OOUR Geofizički institute, Zavod za geološka, hidrogeološka, geofizička I geotehnička istraživanja – Beograd, 53 str. + prilozi.

Боев, Б., Серафимовски, Т., Лепиткова, С., (1994): Резултати од минеролошко-петрографските испитувања на јадрото на дупнатината ПШ-11 (Попова Шапка), Универзитет “Св. Кирил и Методиј” - Скопје, Рударско-геолошки факултет - Штип, 48 стр. + прилози.

Knežević-Djordjević, V., Karamata, S., Djorgjević, P., (1975): Studija hidrotermalnih izmena oko rudnih pojava na lokalnosti Borov Dol, Rudarsko geološki fakultet, Laboratorija za petrologiju-Beograd, 29 str. + prilozi.

Lehmann, S., Barcikowski, J., von Quadt, A., Heinrich, C.A., Schmid, S., Serafimowski, T., (2012): Magmatic evolution of the Buchim-Damjan-Borov Dol ore district, Macedonia. Unpubl. MSc Thesis, ETH, Zürich.

Petković, M., Mudrinić, Č., (1976): Rezultati spektralnih analiza primarnih oreola rasejavanja za pojave Cu – Borov Dol, Rudarsko geološki fakultet-Beograd, 12 str. + grafički prilozi.

Петров, Д., и др. (2014): Елаборат од изведените детални геолошки истражувања, со пресметка на геолошките рудни резерви, на минерална суровина бакар на локалитетот “Боров Дол”, општина Конче и општина Штип, изведувач “Геоинженеринг-М” ДООЕЛ-Скопје, инвеститор ДПТУ “Боров Дол” ДООЕЛ-Радовиш, 205 стр. + графички прилози.

Серафимовски, Т., (1990): Металогенија на зоната Леце – Халкидик, Докторска дисертација, Рударско – геолошки факултет – Штип, Универзитет “Кирил и Методиј” – Скопје, 380 стр.

Serafimovski, T., Tasev, G., Blažev, K., Volkov, A., (2010): Major alpine structures and Cu-porphyry mineralization in the Serbo-Macedonian massif. *Geologica Macedonica*, Vol. 24, No. 1, pp. 39–48.

Serafimovski, T., Tasev, G., Strmić Palinkaš, S., Palinkaš, A. L., and Gjorgiev, L., (2016): Porphyry Cu mineralization related to the small Tertiary volcanic intrusions in the Bučim ore deposit, Eastern Macedonia for ore-forming processes. *Geologia Croatica*, Vol 69/1, pp. 89-101.

Туџаров, Н., (1993): Металогенија на наоѓалиштето Боров Дол, Докторска дисертација, Рударско – геолошки факултет – Штип, Универзитет “Кирил и Методиј” – Скопје, 195 стр.

Christidis, C., Serafimovski, T., Arvantidis, N., Michael, C., and Tasev, G., (2014): 3D modeling tools jointly applied on Gerakario (Greece) and Kadiica (FYROM) porphyry copper mineralisations, *Proceedings of XX CBGA Congress*, Tirana, Albania, 355-358.

Čifliganec, V., (1987): Metalogenetske karakteristike ležišta bakra Bučim u Srpsko-Makedonskoj metalogenetskoj provinciji, *Doktorska disertacija*, Rudarsko – geološki fakultet, Univerziteta u Belgradu, 190 str.

Špadijer, S., (1975): Izveštaj o geofizičkim ispitivanjima Cu – mineralizacija na lokalnosti Borov Dol u okolini Radoviša, OOUR Geofizički institute, Zavod za geološka, hidrogeološka, geofizička i geotehnička istraživanja – Beograd, 21 str. + prilozi.

2.1. Критичка анализа на литературните извори и геофондовски материјали за степенот на изученост на бакарно-порфирското наоѓалиште Боров Дол

Во текот на изминатите пет децении повеќе истражувачи вршеле регионални истражувања на геолошката градба на просторот во кој е формирано наоѓалиштето Боров Дол. Во многу објавени трудови хронолошки е обработен геолошкиот историјат на постанокот на источниот дел од Северна Македонија. Прикажана е еволуцијата на геолошката мисла и сознанијата за геолошката градба и тектонскиот склоп на предметната област (стручен литературен извор: **Major alpine structures and Cu-porphyry mineralization in the Serbo-Macedonian massif** од Serafimovski et al., 2010).

Во магистерската работа **Magmatic evolution of the Buchim-Damjan-Borov Dol ore district, Macedonia** (Lehmann and Barcikowski, 2012), детално се проучени: еволуцијата, потеклото и староста на магматските интрузиви во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол.

Спроведената геохемиска проспекција е заснована на методата на примарните ореоли на расејување со избор на индикаторни елементи. Добиените вредности на аномалиите на Cu, Mo, Ag, Pb, Zn и Ba, во голема мера ги индицираа рудните тела на бакар кој се појавува на самата површина и кој се наоѓаат во подлабоките делови на теренот. Според тоа избраната метода е успешно применета и се добиени позитивни резултати (геофондовски материјал: **Rezultati spektralnih analiza primarnih oreola rasejavanja za pojave Cu – Borov Dol** од Petković i Mudrinić, 1976).

Спроведените регионални и детални гравиметриско-геомагнетски истражувања даваат јасна слика во издвојувањето на Дамјанскиот блок и разбирањето на неговата структурно-тектонската градба (геофондовски материјал: **Izveštaj o gravimetrijsko-geomagnetskim ispitivanjima teren Bučim – Borov Dol** од Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). Деталните геофизички испитувања со методата на индицирана поларизација и геоелектрична отпорност се насочени кон иницирање на минерализацијата, пред сè во длабина и истражување на нејзиниот структурно-

тектонски склоп (геофондовски материјал: **Izveštaj o geofizičkim ispitivanjima Cu – mineralizacija na lokalnosti Borov Dol u okolini Radoviša** од Špadijer, 1975).

Испитувањата и проучувањата на хидротермалните промени во наоѓалиштето Боров Дол се спроведени и преку теренските истражувања и преку спроведени лабораториски истражувања на примероците што биле земени по површината и од јадрото на одредени дупнатини. Констатирани се различни типови на хидротермални промени кои се разликуваат по својот степен на интензитет. Створена е основна база на податоци која дава општ модел на зоните на хидротермални промени во бакарно-порфирското наоѓалиште Боров Дол (геофондовски материјали: **Studija hidrotermalnih izmena oko rudnih pojava na lokalnosti Borov Dol** од Knežević-Djordjević i dr., 1975; **Резултати од минеролошко-петрографските испитувања на јадрото на дупнатината ПШ-11 (Попова Шапка)** од Боев и др., 1994).

Во Елаборатот од изведените детални геолошки истражувања, со пресметка на геолошките рудни резерви, на минерална суровина бакар на локалитетот „Боров Дол“, општина Конче и општина Штип (Петров и др., 2015) се дефинирани квантитетот и квалитетот на корисните минерални компоненти во наоѓалиштето Боров Дол. Во елаборатот се обработени вкупно 80 истражни дупнатини со вкупна длабина од 17 973,30 m изведени во периодот од 1967 до 2014 год. Врз основа на утврдените контури во наоѓалиштето Боров Дол, како и дефинираната длабина на истражните дупнатини (просечно 200 m) се пресметани геолошки рудни резерви од 62 352 836 t со средна содржина од 0,247% Cu, 0,19 g/t Au и 1,34 g/t Ag.

Условната вредност на корисната компонента бакар (V_u) во наоѓалиштето Боров Дол изнесува **504 973 336 САД долари**, на параметри кој одговараат на пресметката без земање предвид на временскиот фактор, според формулата $V_u = (V_i - T_i) * (P - G)$. За цената на бакарот е земена просечната берзанска цена за 2014 год., односно 6 700 САД долари на тон (V_i). Трошоците за добивање на корисната компонента за тон бакар (T_i) (трошоци за површинска експлоатација, флотациска концентрација, транспорт на концентрат, металуршка постапка, и др.), се земани како официјални податоци од статистичкиот центар на компанијата ДПТУ Боров

Дол ДООЕЛ Радовиш и изнесуваат 1 044 САД долари за тон бакар. Вкупната количина на металот бакар во рудното наоѓалиште (P) е 154 019 t, а со проектот за експлоатација предвидени губитоци на минерална суровина во однос на вкупните резерви во рудното наоѓалиште и губитоците при сите фази на третирање на минералната суровина (G) изнесуваат 64 738 t бакар.

Посебен придонес за разбирање на металогенетската градба на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, како и разрешувањето на проблемите поврзани со појавите и оруднувањето на бакар и други минерални суровини во предметното наоѓалиште, се дадени во работите на Чифлиганец (1987) во докторската дисертација **„Metalogenetske karakteristike ležišta bakra Bučim u Srpsko-Makedonskoj metalogenetskoj provinciji“**, Серафимовски (1990) во докторската дисертација **„Металогенија на зоната Леце – Халкидик“**, Туцаров (1993) во докторската дисертација **„Металогенија на наоѓалиштето Боров Дол“** и Serafimovski et al., (2016) во стручниот литературен труд **„Porphyry Cu mineralization related to the small Tertiary volcanic intrusions in the Bučim ore deposit, Eastern Macedonia for ore-forming processes“**.

Во стручниот литературен труд **„3D modeling tools jointly applied on Gerakario (Greece) and Kadiica (FYROM) porphyry copper mineralisations“** (Christidis et al., 2014) направена е компаративна проценка на порфирските минерализации на бакар во Агиос Павлос (областа Геракарио) и во Кадица преку 3Д моделирање на геологијата, разломните структури и геохемиската распределба на елементите од интерес во двете области, за да се добие еден подобар увид на рудно-генетските процеси и истражувачкиот потенцијал. Овој пристап беше искористен и при креирањето на 3Д моделот на бакарното порфирско наоѓалиште Боров Дол.

3. ЦЕЛ НА ИСТРАЖУВАЊЕТО

Прикажаното во докторската дисертација има за цел:

1. Детално да ги проучи карактеристиките на геолошките средини во кој е сместено бакарното порфирско наоѓалиште Боров Дол.
2. Да ги воочи и поблиску да ги дефинира регионалните контролни фактори и просторната разместеност на рудната минерализација, како што се:
 - Магматогениот критериум, односно генетската и парагенетската поврзаност на терциерниот магматизам и рудната минерализација.
 - Тоа се структурната градба на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол и поврзаноста на минерализацијата со одредени структурни карактеристики на рудниот реон.
 - Тоа се литолошките карактеристики на средината и поврзаноста на минерализацијата со неа.
3. Да ги согледаат процесите што доведуваат до одлагање на бакарната порфирска минерализација во наоѓалиштето Боров Дол и да ги објасни основните особини на хидротермалните рудонсонни раствори. Меѓу основните параметри со своето значење што ја карактеризираат бакарната порфирска минерализација посебно се истакнуваат:
 - Потекло на матичната магмата.
 - Потеклото на рудните метали.
 - Потеклото на водата од кој се образувани хидротермалните рудоносни раствори.
 - Механизми на мобилизација на рудните метали од примарните извори.
 - Должината и условите на транспортирање на рудните компоненти, од мобилизацијата до местото на депонирање на цврстата минерализација.
 - Минералните фази што настанале од рудоносните флуиди, како и контролните фактори на таквото депонирање.
 - Минерални асоцијации и асоцијација на елементите што се издвојувале.
 - Стабилноста на издвојувањето на минералните асоцијации и битните карактеристики на склопот (структури и текстури).

- Вертикалниот и хоризонталниот распон на рудната минерализација.
- Вертикална и латерална зоналност на минералните асоцијации и контролни фактори на таа зоналност.
- Појави кој го следат создавањето на наоѓалиштата.

Секако, со една ваква докторска дисертација се отвораат низ нови прашања. Некои од прашањата се објаснети, но некој остануваат и понатаму отворени, што бара да се продолжи со истражувачката работа на ова наоѓалиште.

4. МЕТОДИ НА ИСТРАЖУВАЧКАТА РАБОТА

Да се решат општо дефинираните проблеми, кој се предмет на оваа докторска дисертација, неопходна е применета на поголем број различни методи, со кој се извршени разноврсни испитувања (теренски и лабораториски). Основа за сите испитувања е металогентската анализа, која опфаќа бројни фактори за создавањето и просторното разместување на рудните тела во рамките на бакарното порфирско наоѓалиште Боров Дол. Оваа докторска дисертација беше реализирана низ повеќе етапи и активности.

4.1. Теренски истражувања - опробување на разни видови на вулкански карпи во наоѓалиштето

Теренските истражувања беа насочени во минализираниот простор и неговата непосредна околина на наоѓалиштето Боров Дол. Во оваа фаза беа опробани репрезентативни примероци на карпи и минерализирани партии како од изданоците во површинскиот коп така и од јадрото на истражните дупнатини изведени во периодот 2013-2014 год (табела 1). Основниот концепт при овие опробувања беше секоја проба да даде релевантни научни информации за реален просторен опсег од интерес во рамките на бакарно-порфирското наоѓалиште Боров Дол.

4.2. Избор на проби за изработка на петрографски и рудни препарати

Постојат 40 примероци за изработка на петрографски и рудни препарати. Еден дел од пробите се работени во лабораториите за препарати на Геолошкиот институт „Страшимир Димитров“ во БАН, Софија и Рударско-геолошкиот универзитет „Св. Иван Рилски“, Софија од дип. инж. геолог Даниел Коларов, а друг дел од пробите се работени во лабораторијата за препарати на Факултет за природни и технички науки, Универзитет “Гоце Делчев”, Штип. Петрографското истражување е направено врз изработените 12 броја петрографски препарати, користејќи микроскоп за пропуштена светлина модел Amplival Pol-U од главен

асистент д-р Анна Лазарова, Геолошки институт во БАН. Рудно-микроскопските истражувања се направени од нас заедно со проф. д-г Горан Тасев на поларизирачки оптички микроскоп Zeiss Axiolab Pol во режим на одбиена светлина кој дава можност да се достигнат зголемувања до 400 пати.

Табела 1. Преглед на опробани примероци од Боров Дол (минерализирани карпи).

Table 1. Overview of samples from Borov Dol (mineralized rocks)

| дупнатини | длабина (m) | | | | | | | |
|---------------|--|--|---|----------------------|-----------------|------------|---|------------|
| BD-335 | 32,0 (PP; XRD) | 91,0 (PP; XRD; мономинерал - CaCO ₃) | 96,0 (GTI) | 106,0 (PP; XRD; GTI) | 124,0 (PP; XRD) | 131,0 (RP) | 132,0 (мономинерали-ZnS;PbS; CuFeS ₂) | 144,4 (RP) |
| BD-320 | 44,0 (PP; XRD) | | 87,1 (PP; XRD; GTI) | | 122,0 (PP; XRD) | | | |
| BD-322 | 121,4 (PP; XRD; мономинерал-ZnS) | | 168,0 (PP; XRD; мономинерал-CaCO ₃) | | | | 196,0 (PP; XRD) | |
| BD-310 | 144,0 (RP) | | 160,0 (RP) | | | | | |
| BD-304 | 141 (мономинерал-PbS) | | | | | | | |
| BD-330 | 138,0 (мономинерал-CaCO ₃) | | | | | | | |
| BD-338 | 70,0 (RP) | | | | | | | |
| BD-309 | 40,0 (GTI) | 44,0 (GTI) | 94,9 (GTI) | | | | | |
| DB-324 | 88,0 (RP) | | | | | | | |
| Ет/Бл 630/645 | PP; XRD | | | | | | | |
| Ет/Бл 615/630 | PP; 5 бр. на XRD; 2 број на мономинерали-Cu ₂ S | | | | | | | |

PP-проби за петрографски препарат; XRD-проби за кватитативни рендгенско-структурни анализи; RP-проби за рудни препарати; GTI-проби за микротермометрички мерења; мономинерални проби на ZnS, PbS, CuFeS₂, Cu₂S и CaCO₃ за анализи на стабилни изотопи (S, O и C).

PP-samples for thin sections; XRD- samples for quantitative X-ray structural analyses; RP-samples for polished ore sections; GTI-samples for micro-thermometric measurements; monomineral samples of ZnS, PbS, CuFeS₂, Cu₂S and CaCO₃ for stable isotope analyses (S, O and C).

4.3. Квантитативни рендгенско-структурни анализи

Анализирани се 12 броја примероци на карпи, во разликен степен хидротермално променети, и 4 броја на полиминерални рудни агрегати. Пробите се однапред здробени и сомелени во ахатов аван до 200 меши со алкохол за подобра хомогенизација. Фотографирањето на дифракционите слики е извршено со помош на Huber Image Plate Guinier Camera G670 во режим на асиметрично емитување и монохроматично бакарно рендгенско зрачење ($\text{CuK}\alpha_1$, $\lambda = 1.540598 \text{ \AA}$) во аголниот дијапазон од 4° до 100° 2Θ едновременно и чекор од $0,005$ 2Θ .

Собраните дифракциони податоци се обработени со софтверскиот пакет за ренгено-фазна анализа Match! на CRYSTAL IMPACT, вклучувајќи ги базните податоци на Меѓународниот центар за дифракциони податоци (ICDD PDF-2) и Кристалографската отворена база на податоци (Crystallography Open Database, COD). Квантитативната фазна анализа е извршена на база на таканаречениот RIR метод (Reference Intensity Ratio), споредувајќи ги интензитетите на идентификуваните кристални фази со тие на „Корундовиот стандард“ (I/Ic).

Според добиените комплексни дифрактограми се определени минералните видови, нивната процентуална содржина и параметрите на елементарната клетка.

Овие истражувања се направени во Геолошкиот институт во БАН, од главен асистент Иванина Сергеева со директно учество на доц. Славчо М'нков од Рударско-геолошкиот универзитет „Св. Иван Рилски“.

Добиените комплексни дифрактограми се прикажани подолу во текстот, кај карактеристиките на некој од минералните парагенези и минералните видови, како и кај петрографското проучување на подготвените петрографски препарати од различни петрографски типови.

4.4. Анализи на скенинг електронски микроскоп (SEM)

Изработени 6 рудни препарати кои беа прегледувани под поларизирачки оптички микроскоп Zeiss Axiolab Pol во режим на одбиена светлина. Најинтересните минерални асоцијации беа подложени на понатамошно испитување. Имено, хемискиот состав на главните минерални фази беше детерминиран со скенинг

електронски микроскоп (SEM). SEM анализите беа снимени од скенинг електронски микроскоп VEGA3 LMU и INCA Energy 250 микроанализационен систем, во Универзитетот „Гоце Делчев“ во Штип, за квантитативна анализа на примероци. SEM анализите беа извршени со детектор SE (Scattered Electrons) на напон од 20 kV. Најпрвин, примероците беа исчистени а потоа мало парче е ставено на држачот за примероци кој е со јаглородна двојно леплива трака на него. Површината на примерокот беше обложена со златен слој на Modular Coater, Quorum Q150R ES и потоа беше анализиран во режим на висок вакуум со повеќе од 0,018 Pa. Површината на примерокот беше моторизирана на 5 оски (x, y, z ротирање и навалување). За SEM користен е софтверот VegaTC. Енергетскиот дисперзивен систем на X – зраци (EDX) за SEM е во целост квантитативен SDD со одлични перформанси при ниски и високи стапки на броење, што е во состојба да постигне резолуција подобра од 125 eV на пиковите MnK_{α} , FK_{α} и CK_{α} . Работното растојание за X – зраците беше 15 mm. Контролата на детекторот и обработката на податоците беа направени со INCA софтверот. SEM – EDS анализите беа направени на неполирани површини. При овие истражувања бев потпомогнат од проф. д-р Горан Тасев.

4.5. Микротермометрички мерења (гасно-течни инклузии)

Микротермометричките мерење на гасно-течните инклузии во транспарентни минерали (калцит, кварц) се направени од проф. д-р Сабина Стрмиц-Палинкаш на Универзитетот во Загреб и Универзитетот Тромсо – Факултетот за наука и технологија, Норвешка. Изработени се 6 броја двојно полирани транспарентни минерални препарати со дебелина од ~ 0.5 mm. Мерењата се направени на 600 фазен Linkam THMS поставен на Olympus BX 51 микроскоп со користење на 10× и 50× Olympus објективи и Olympus BX 2 микроскоп со користење на 20× и 50× Olympus објективи за работа на поголемо растојание за видливата светлина. Два стандарди за синтетичка гасно-течна инклузија (SYN FLINC; чиста H₂O и мешавина H₂O-CO₂) се користени за калибрација на опремата. Точноста на системот беше ± 2.0 °C за температура на хомогенизација и ± 0.2 °C во температурен ранг помеѓу –

60 °C и +10 °C. Микротермометричките мерења беа направени на внимателно дефинирани групации на флуидни инклузии, кои претставуваат групи на инклузии кои биле зафатени во исто време. Групациите на флуидни инклузии беа идентификувани на база на петрографијата пред нивно загревање и замрзнување. Доколку сите флуидни инклузии во групацијата покажуваат слична температура на хомогенизација, се претпоставува дека инклузиите зафатиле ист флуид и не биле модифицирани од нивното истекување или допирање; на овој начин овие флуидни инклузии ги бележат оригиналните услови на зафаќање (Goldstein and Reynolds, 1994; Goldstein, 2001; Vodnar., 2003).

За одредба на испарливи и цврсти фази во инклузиите се користеше JobinYvon LabRAM HR800 конфокален Раманов спектрометар опремен со Nd-YAG ласер со двојна фреквенција (100 mW, 532 nm) и LMPlan FI 100 × објектив (Olympus). Идентификациите се базирани на Раманови спектари кои се дадени во литературата (Burke 2001; Downs 2006; Frezzotti et al., 2012). Густината на навлезениот CO₂ е пресметана од растојанието помеѓу двата врвови на Ферми дијаграмот според равенката објавена од Fall et al., 2011.

Салинитетот беше пресметан од температурите на топењето на мразот со користење на формулата на Vodnar 1993, освен за флуидни инклузии кои содржат изотропска цврста фаза, најверојатно силвин и халит, на собна температура. За тие инклузии, салинитетот беше оценет од температурата на растворање на халитот, со користење на формулата на Sterner et al. (1988). Волуменозната густина на флуидните инклузии беше пресметана со користење на формулата за состојба објавена од страна на Zhang and Frantz 1987 за системите H₂O-NaCl.

4.6. Анализи на стабилни изотопи

За анализа на изотопниот состав на сулфурот во 7 примероци на сулфидни минерали и за анализа на изотопниот состав на јаглеродот и кислородот во 3 примероци на калцити од наоѓалиштето Боров Дол беше избран систем на висока резолуција на индуктивно сврзана плазма со масена спектрометрија (High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry - HR-ICP-MS). Анализите

се направени во комерцијалната лабораторија Activation Laboratories LTD. Онтарио Канада.

4.7. Методологија за 3Д моделирање

Базата на податоци за рудното наоѓалиште Боров Дол внесена и организирана во соодветни табели во програмата Microsoft Access е обезбедена од страна на компанијата ДПТУ Боров Дол ДОО Радовиш. Во програмата Microsoft Access има три табели (Collars, Deviations и Assays). Базата на податоци содржи информации и резултати од 100 дупнатини со индивидуална должина до 76,4 m до 501,0 m и вкупна должина од 23 435,0 m, сите изработени со дијамантско јадрување. Дупнатините се распоредени на меѓусебно растојание од 50 до 100 m и се опробувани на интервал од 2 m. Вкупно базата на податоци содржи 7 200 резултати од земени проби (повеќе елементи). Сите дупнатини се поставени користејќи GPS, и тие координати и висини се зачувани. Базата на податоци обезбедува информации за локацијата на дупнатините, нивната длабина и ориентација (азимутот и аголот на дупчење), литологија, минералологија и геохемија (Атомска асорпциона спектрометрија-AAS, анализи на група од 8 хемиски елементи Cu (%), Au (g/t), Ag (g/t), S (%), Fe (%), Fe₃O₄ (%), Mo (%), Pb (%) и Zn (%)). Граничната содржина за бакарот е пресметана на 0,15 % Cu (0,12% Cu гранична содржина е користена за софтверот Vulcan). Конструкцијата на 3Д моделот на рудното наоѓалиште Боров Дол е направена со картирање на геохемиските варијации во Move софтверот на компанијата Midland Valley (кој дава можност на корисникот да креира делови од 3Д мрежа и дава можност да се погледнат одблизу просторните варијации на анализираниите елементи). Конкретно овој софтвер овозможува приказ на дупнатините, релјефот и други типови на податоци во интерактивен тридимензионален простор. Move 3Д софтверот на компанијата Midland Valley овозможи тридимензионален преглед на податоците од наоѓалиштето Боров Дол. Дупнатините се прикажани на нивната вистинска тридимензионална локација и можат да имаат до два различни типа на податоци исцртани по нивната должина. Користејќи ги алатките на Move бевме во можност интерактивно да ја контролираме

видливоста на поедини делови, а притоа овозможувајќи податоците да бидат прикажани со кумулативен ефект како што е веќе споменато во други стручни трудови (Ligovski et al., 2014).

Извршивме неколку задачи за пренесување на поголемиот дел на податоците од истражувањата спроведени во Боров Дол во Move 3D софтверот на компанијата Midland Valley преку прифатлив интерфејс (Lotteri et al., 2009). Овие задачи вклучуваа: дигитален модел на теренот, внесување на геолошки граници, внесување на теренски податоци (кое вклучува координати X, Y и Z, длабина, агол и азимут на дупнатините), проекција на податоците на споменатиот дигитален модел на теренот, дигитално цртање на геолошките профили, пренесување на профилите во 2D MOVE, собирање на меѓу профили, додавање на теренските податоци, проектирање на геолошката карта врз дигиталниот модел на теренот, цртање на геолошки карти, конструкција на површини со 3D Move.

Исто така, во 3D моделирањето на наоѓалиштето Боров Дол е користен и софтверскиот пакет Vulcan на компанијата Maptek. При ова 3D моделирање бев помогнат од м-р Кристијан Јованов. Софтверскиот пакет Vulcan генерално се користи за планирање и проектирање на рудници при што се обезбедува 3D модулarna визуелизација на геолошки модели и рударско планирање и проектирање. За моделирање на рудните тела во предметното наоѓалиште ние ја користиме верзијата Vulcan 7.5 која е создадена во 2008 година. Постапката за моделирање на рудните тела опфаќа поголем број на операции кои се групирани во неколку фази:

- Проверка на геолошките и геодетските податоци и нивно внесување во базата на податоци (БП);
- Изработка на топографија на теренот;
- Изработување на контурите на рудните тела и на одделните геолошки единици (темносиви ситнопорфирски андезити и вулкански туфови) и
- Изработка на 3D модел.

Моделирањето на резултатите од геоелектрични испитувања со индуцирана поларизација и геоелектрична отпорност, извршено е со преклопување на

одразените дистрибуции на привидните вредности на M_p и p_p со геолошката интерпретација и геохемиските податоци од директните истражувања на геоелектричните профили во софтверски пакет Vulcan.

За геохемиското моделирање на податоците (геохемиски карти) се користеше Surfer софтверот на компанијата Golden Software.

Со првиот тип на компјутерска програма (Move/Voxler 2 и др.) може многу брзо да се креира 3Д модел на геохемиските податоците на сите анализирани елементи од пробите на истражните дупнатини во наоѓалиштето и според нашите согледувања може многу да помогне во прогнозирањето на перспективни простори за детално геолошко истражување и разбирањето на рудно-генетските процеси. Овој тип на програми овозможуваат создавање на висококвалитетни визуелизации на податоците во 3Д, а се достапни првенствено заради нивната релативно ниска цена (околу 500 САД долари). Овој тип на програми може да најде примена во образовниот процес (средно и високо образование) како и во компании кои се занимаваат со истражување на металични минерални сировини, посебно масивни сулфидни наоѓалишта во фазата на истражно дупчење.

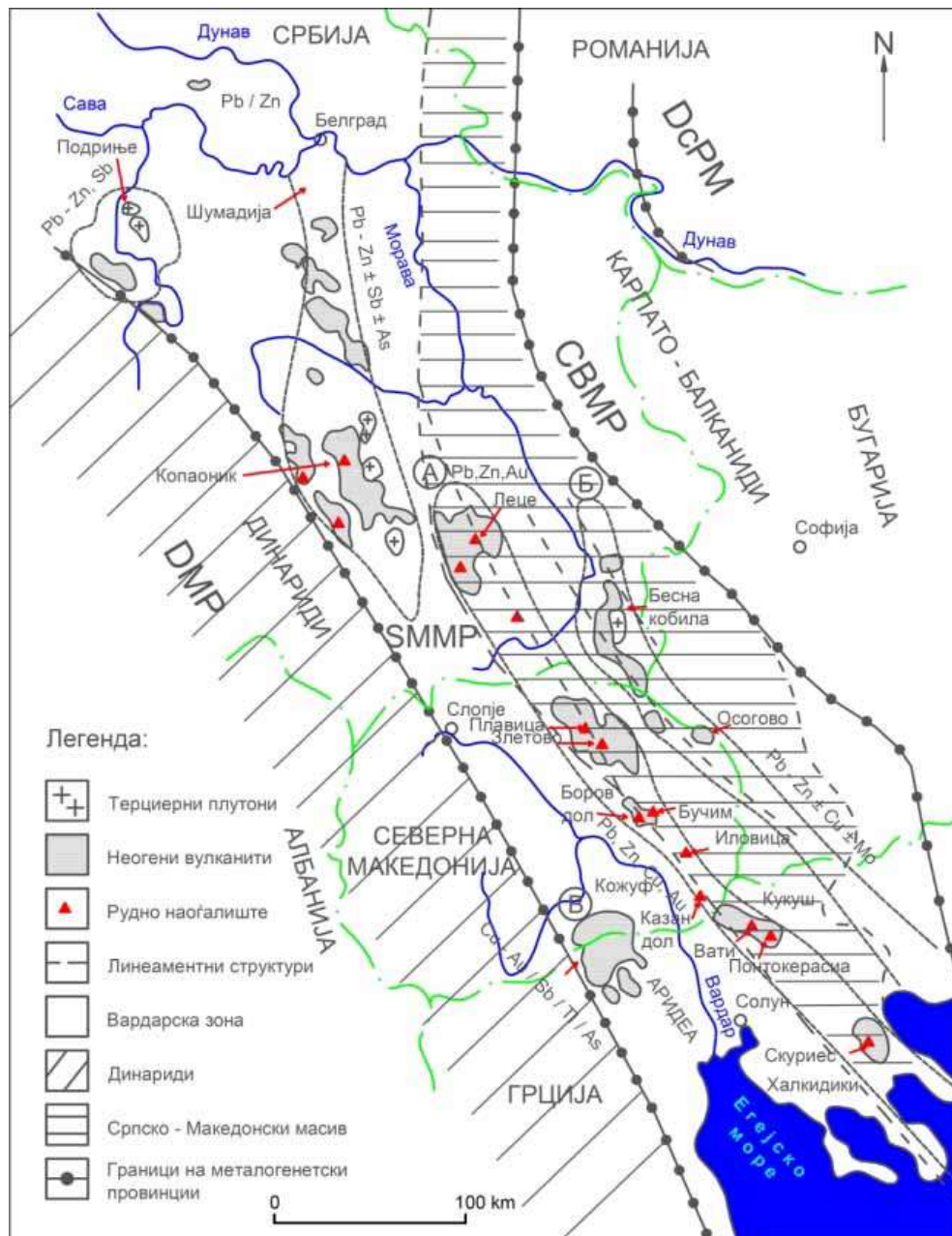
Со вториот тип на програма (Vulcan) се креира 3Д модел на одделните геолошки единици и рудни тела. Програмата е високопрофесионална, бидејќи овозможува пресметка на геолошки рудни резерви, интерпретација на резултати од геофизички податоци, моделирање на подземни рударски работи, површински копови и др. Со вој тип на програми се врши и професионална процена на геолошките рудни резерви и техно-економската вредност на дадено рудно наоѓалиште. Ваквите програми се скапи (повеќе од 30 000 САД долари) и се достапни само за рударски компании и проектантски куќи што се занимаваат со планирање и проектирање во рударството и геологијата.

5. ГЛАВНИ МЕТАЛОГЕНЕТСКИ ЕДИНИЦИ ВО РЕПУБЛИКА СЕВЕРНА МАКЕДОНИЈА И КЕНОЗОЈСКА МЕТАЛОГЕНИЈА НА НЕЈЗИНИОТ ИСТОЧЕН ДЕЛ

Во јужните делови на Балканскиот Полуостров се издвоени неколку покрупни металогенетски провинции, во чии граници се наоѓаат металогенетски зони со кои се опфатени многу значајни наоѓалишта и појави на полиметали. Овде е важна металогенијата на Вардарската зона и Српско-Македонскиот масив кои се во рамките на Српско-Македонската металогенетска провинција (слика 1), издвоена од страна на Јанковиќ, 1967. Оваа крупна металогенетска провинција со ориентација ССЗ-ЈЈИ, е сместена во централните делови на Балканскиот Полуостров, помеѓу Динаридо-Хеленидите на запад и Карпато-Балканидите на исток (Серафимовски, 1990).

Основното металогенетско обележје на Српско-Македонската металогенетска провинција го сочинуваат полиметалните оруднувања (Pb, Zn, Ag, Cu, Au, Mo, As-Sb и др.) распоредени во неколку металогенетски зони, области и реони, а просторно, временски и генетско-парагенетски поврзани со терциерниот интермедијарен до кисел вулканогено-интрузивен магматизам. Создавањето и просторниот распоред на магматизмот и оруднувањето во оваа крупна металогенетска единица е контролирано главно од длабинските дислокациони структурни зони, чии правци на протегање се поклопуваат со границите на основните геотектонски единици (Динаридите, Вардарската зона, Српско-Македонскиот масив и др.).

Најзначајни металогенетски единици во Република Северна Македонија се Леце-Халкидики и Бесна Кобил-Осогово-Тасос (слика 1), кои во потполност ја одразуваат структурно-геолошката, тектономагамтската и металогенетската градба на Српско-Македонската металогенетска провинција. Во понатамошниот текст ќе се фокусираме на најзначајните металогенетски карактеристики на структурно-металогенетската зона Леце-Халкидики, во чии рамки се наоѓа и рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол.



Слика 1. Главни металогенетски зони во Српско-Македонската металогенетска провинција (модификувано, според Серафимовски, 1990). (А-Металогенетска зона Леце-Халкидики, Б-Металогенетска зона Бесна Кобила-Осогово-Тасос и В-Металогенетска област Кожув-Аридеа) (DcPM-Дачиска металогенетска провинција, CBMP-Карпато-Балканска металогенетска провинција, SMMP-Српско-Македонска металогенетска провинција, DMP-Динаридска металогенетска провинција).

Fig. 1. Major metallogenic zones in Serbian-Macedonian metallogenic province (modified, after Serafimovski, 1990). (A-Metallogenic zone Lece-Chalkidiki, B-Metallogenic zone Besna Kobila-Osogovo-Thassos and V-Metallogenic zone Kozuv-Aridea) (DcPM-Dacia metallogenic province, CBMP-Carpathian-Balkan metallogenic province, SMMP-Serbian-Macedonian metallogenic province, DMP-Dinarides metallogenic province).

Металогенетската зона Леце-Халкидики е тесна но изразито издолжена, ги зазема средишните делови на Српско-Македонската металогенетска провинција (слика 1). Нејзината просечна широчина изнесува од 30-35 km, а по должина се простира преку 360 km, почнувајќи од Леце на СЗ, па до Источен Халкидики на ЈИ. После рудниот реон Источен Халкидики, истата тоне во Егејското Море и прододолжува кон Измир и Западна Анадолија.

Просторно металогенетската зона Леце-Халкидики е локализирана во граничното подрачје помеѓу Српско-Македонскиот масив и Вардарската зона, заземајќи ги при тоа источните ободни делови на Вардарската зона и западните ободни делови на СММ (слика 1). Овие две крупни геотектонски единици се одликуваат со различен тектонски стил и различна литостратиграфска градба, што неоспорно има големо влијание на специфичната структурно-геолошка градба на зоната Леце-Халкидики. Сепак, треба да се истакне дека кај овие геолотектонски единици постојат и одредени заеднички особености, кои се обединети во рамки на зоната Леце-Халкидики. Тоа се огледа во прв ред во појавата и просторниот распоред на терциерниот вулканогено-интрузивен магматизам, за кои просторно и генетски се поврзани најзначајните наоѓалишта и појави на Pb, Zn, Ag, Cu, Au, As, Sb, Fe и др., во зоната Леце-Халкидик. Оруднувањето во оваа металогенетска зона е распоредено во неколку рудни реони и рудни полиња (слика 1), кои просторно залегнуваат како во СММ, така и во ВЗ.

5.1. Кенозојска металогенија во источниот дел од Република Северна Македонија

Деталните научни студии и комплексни структурно-морфолошки проучувања како на територијата на Република Северна Македонија така и пошироко имаат овозможено да се разберат процесите кои претходеа на формирањето на зоната на Кенозојска активизација (Serafimovski et al., 2010).

Зоната на Кенозојска автономна активизација на Балканскиот Полуостров е карактеризирана со специфичен структурен план, полифазен вулканско-интрузивен магматизам и интересни наоѓалишта на минерални суровини.

Типични транскурентни раседи биле идентификувани од авионски и сателитски снимки, во иста насока како и зоната на активизација, како и системи на помали паралелни раседи, системи на дијагонално вкрстени раседи и системи на прави, тензиони раседи. Посебна карактеристика на зоната на автономна активизација е присуството на голем број на прстеновидни структури. Овие мегаструктури одговараат на големи, благи лакови, а се со елипсовидна или кружна форма и имаат дијаметар од 60 до 100 km (Petković et al., 1982). Нивната внатрешна структура одразува богатство на форми. Тие се изградени од концентрични прстенести сегменти, и понекогаш имаат изглед на спирала. Централните делови обично се издигнати, додека другите прстени се наизменично спуштени и издигнати. Радијално поставените раседи ги раздвојуваат внатрешните делови на мегаструктурите во посебни блокови. Овие структури се обликувани по должина на периферијата на депресиите кои се или во форма на лак или се со овална форма, а најчесто пополнети со езерски седименти. Во границите на мегаструктурите има бројни помали прстенести форми кои се во ранг од неколку стотици метри до неколку километри во дијаметар.

Зоната на кенозојска автономна активизација во тетискиот металогенетски појас во просторот на Јужна Србија се раздвојува на две гранки: источна гранка која одговара на зоната на кредна активизација т.е. карпато-балканидите и југозападна гранка, која одговара на зоната на терциерната активизација. Првите знаци на магматска активност во зоната на терциерна автономна активизација се јавуваат кон крајот на еоцен. Магматизмот својот максимум го достигнува во миоцен, додека постепено се смирувал во плиоценот, а повремено продолжува во кварталот. Магматските карпи кои се јавуваат се од типот на вулканогено-интрузивните гранодиоритски комплекси кои по својот хемизам припаѓаат на калциско-алкалните карпи кои во покасните фази се збогатуваат со калиум. Типични претставници на овие карпи се: дацито-андезити, трахи-андезити, кварцлатити, латити, трахи-базалти, трахити и во помала мера леуцитски карпи-лампрофири. Овие карпи се проследени со пирокластити, англомерати и бречи (Туцаров, 1993). Туфовите се исклучително ретки. Интрузивите на кварцдиорити, гранодиорити и кварцмонзонити, во принцип се синхронизирани со аналогни вулкански карпи.

Магматските карпи се консолидирани во субвулканско-вулканско ниво, во процесот при кој плутоните се образувани како „високи плутони“. Според понови идеи, гранитите во зоната на автономна активизација биле формирани од метасоматски трансформации на гранодиоритски плутони (Serafimovski et al., 2010).

Постојат бројни и разновидни наоѓалишта на минерални сировини во зоната на Кенозојска автономна активизација. Интересни појави на калај и ниобиум-тантал се единствените генетски поврзани со гранитите (Цер, Букуља-Србија). Сите други ендегенетски наоѓалишта се парагенетски поврзани со вулcano-интрузивните комплекси на гранодиоритска магма. Магнетитските наоѓалишта (тип Сува руда, Србија), магнетитските и хематитските наоѓалишта (тип Дамјан, Северна Македонија) припаѓаат на типични метасоматски скарнови. Бакарните наоѓалишта се или порфирски (Бучим, Боров Дол, Иловица - Северна Македонија) или жично-импрегнациони (Плавица - Северна Македонија). Молибденските наоѓалишта се штокверкно импрегнациони (Мачкатица - Србија). Оловно-цинковите наоѓалишта се од скарнов тип (Рудник - Србија), хидротермално-метасоматски (Сага, Тораница-Северна Македонија) или од жичен тип (Злетово - Северна Македонија). Антимонските наоѓалишта најчесто се мономинерални (Крстов Дол - Северна Македонија), но исто така, постојат и олово-антимон и арсен-антимон (Лојане, Никуштак - Северна Македонија) преодни наоѓалишта.

Логична металогенетска анализа е возможно да биде направена со помош на карактеристичните мегаструктури во зоната на терциерна автономна активизација. Мегаструктурите се совпаѓаат со рудните реони и со центрите на магматската активност, а дистрибуцијата на рудните наоѓалишта во нив се наоѓа изразито во латералните зони. Помалите прстенести структури одговараат на структурите на рудните реони или рудните наоѓалишта, како што е случајот со рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол.

Генерално, територијата на Република Северна Македонија поминала низ сложена геолошка еволуција. Еден дел од нејзината територија припаѓа на СММ и Пелагонскиот Масив како стари кристалински комплекси. Овие два комплекса се раздвоени од рифтогената Вардарска Зона, која е преставена со офиолитски

меланж и Јурски и Кредни моласни седименти. Во рамките на СММ доминираат прекамбриски, рифеј-камбриски и палеозојски карпи.

Кенозојската тектоно-магматска активизација се случила во источните делови на Република Северна Македонија и се манифестира со присуство на структурни елементи во сегашниот релјеф и појава на вулканогено-интрузивни магматски комплекси во услови на ширење. Во рамките на новоформираните структури доминираат пукнатински зони од линеаментен тип, рифтогени зони со издигнати концентрични структури со различна големина и др.

Кенозојската активизација на територијата на Република Северна Македонија ги зафаќа најкомплексните геотектонски единици како што се Вардарската Зона и СММ. Нивното протегање е главно по должината на пукнатините со генерален правец СЗ-ЈИ, активираните меридијални зони на напукнување и раседните системи со СИ-ЈЗ правец на протегање. При такви услови дошло до комплетна редистрибуција на мрежата на линеаментни структури, кога на главниот правец на мезојски структури со протегање СЗ-ЈИ (340°) се појавил систем со ист правец, но незначително поразличен агол (320°). Ваквиот систем на структурен план ја одредил областа на Кенозојската активизација. Интерпретацијата на сателитските снимки и морфоструктурната анализа на модерниот релјеф, овозможиле одредба на три зони со сличен правец, главно СЗ-ЈИ (слика 2).

Овие системи, практично го одредиле аголот на структурите на грабенитте, кои биле пополнети со кенозојски седименти. Бројните дупнатини издупчени во Кочанската геотермална област ја потврдиле градбата на овие грабени. Исто така, треба да се потенцира дека по должината на пукнатинските структури со генерално протегање СЗ-ЈИ бил одреден терциерен магматизам. Токму таквиот магматизам ги контролирал кенозојските металогенетски зони (слика 2).

Активираните зони на напукнување од меридијален правец вообичаено се поклопуваат со правецот на флексури во веќе формираните седиментни грабени. Главно, биле одредени три зони на напукнувања, кои пак играле важна улога како рудоносни структури и локализација на рудните полиња и рудните јазли (слика 2).

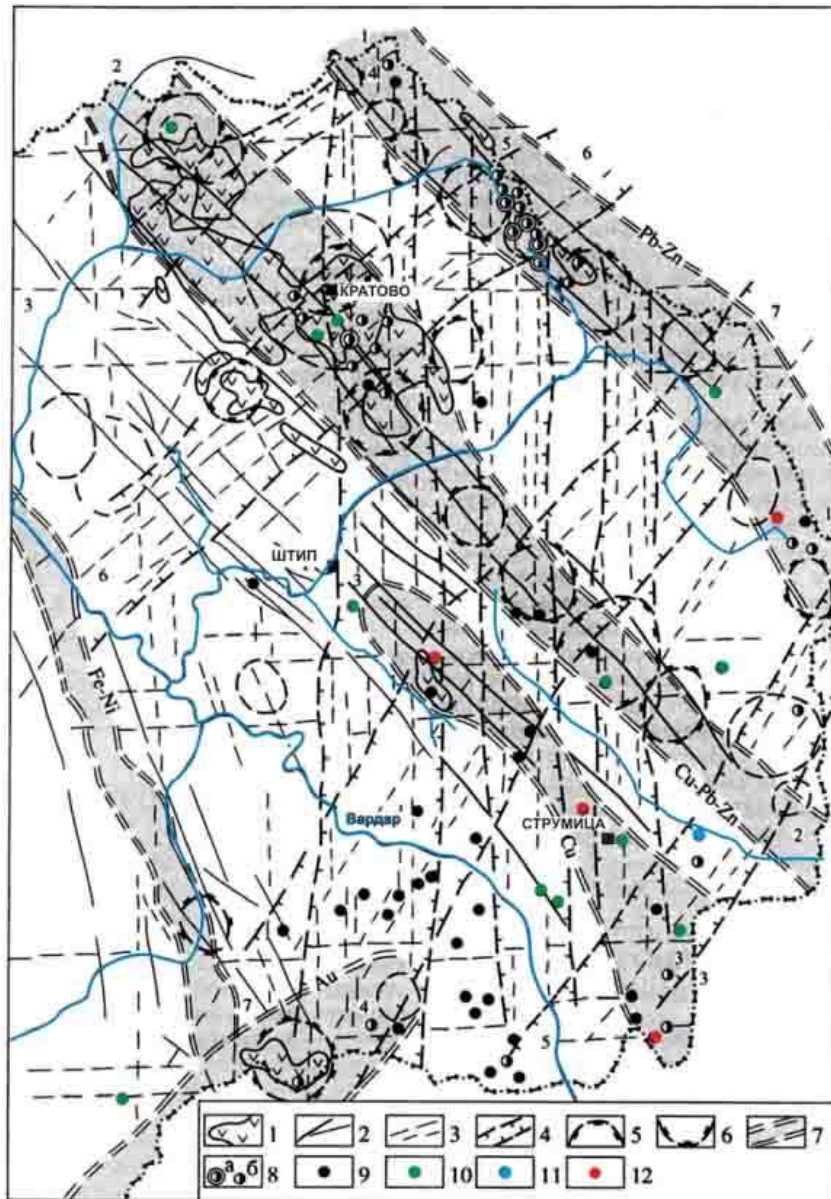
Посебна карактеристика на овие структурни елементи се раседните структури со генерален правец СИ-ЈЗ чии реликти се зачувани до денес. Тие ги контролирале сеизмичките зони и покажале влијание врз локализацијата на магматските тела и рудната минерализација на местата каде се сечат со структурите од СЗ-ЈИ правец. Овие структури се чести во таканаречените зони на релаксација.

По активизацијата на кенозојските раседи следела фаза на формирање на периклинални структури и системи на концентрични структури од вулкански тип. Во тој контекст биле одредени бројни вулкански калдери. Со сателитските снимки и морфоструктурните анализи било утврдено дека во рамките на постарите концентрични структури се јавуваат радијални пукнатини кои се манифестираат со често присуство на раседи со СЗ-ЈИ правец (слика 2).

Морфоструктурните проучувања потврдуваат и дека меридијалните пукнатински системи, одредени врз база на сателитските снимки и морфоструктурните карти, послужиле како концентратори на рудната минерализација и геохемиски бариери. Тие формирале широки пукнатински системи со јасно дефинирани контури. Овие зони активирани за време на кенозоик, минале низ комплексна геолошка еволуција. Тоа е потврдено со преклопувањето на пукнатинските системи со меридијален правец во рамките на СММ. Важноста на меридијалните пукнатински зони во одредбата на позицијата на рудните наоѓалишта, особено на оние од економски интерес е многу променлива. Рудните јазли се локализирани на пресеците на зоните на раскршување со СЗ-ЈИ правец и меридијалните пукнатински системи и раседни системи со СИ-ЈЗ правец.

Од важноста на меридијалните структури на разрушување за локализацијата на продуктивните рудни минерализации се поставува и логичното прашање на големината на минерализацијата во одредени терени. Тука главна улога играла природата на процесите кои ја контролирале локализацијата на рудната минерализација во одредени области. Таков е примерот со меридијалните пукнатински зони во Источна Македонија. Меридијалните пукнатински зони на пресекот со раседните системи со правец СЗ-ЈИ ја одредиле позицијата на големиот полиметаличен руден реон Саса-Тораница, рудниот реон Бучим-Дамјан-

Боров Дол и др. (слика 2). Димензиите на одредени рудни тела и наоѓалишта можат да бидат поврзани со размерот и на рудоносните флуиди. Ова уште повеќе ја акцентира улогата на меридијалните структури како главни доводни канали на рудоносните флуиди и простор за дистрибуција на рудната минерализација.

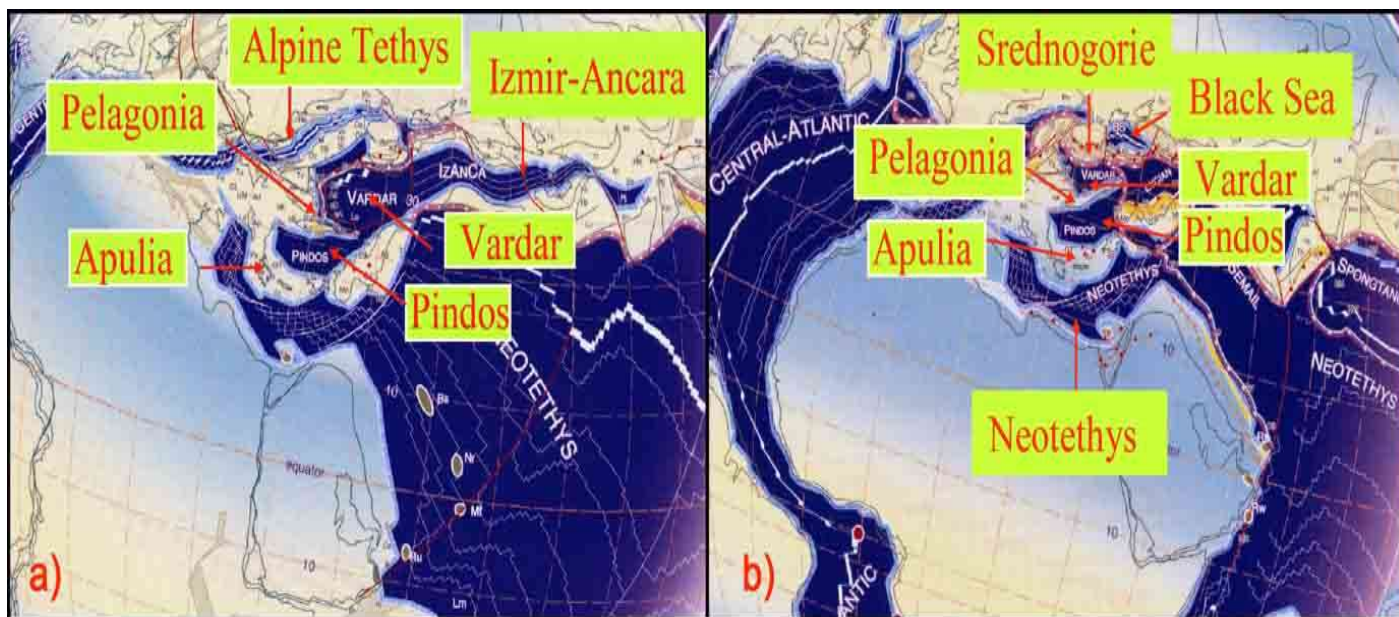


Слика 2. Шема на Кенозојска металогенија во Источна Македонија (Serafimovski et al., 2010). (1-Кенозојски магматски карпи, 2-Последователни пукнатини, 3-Раседи дефинирани врз база на сателетски снимки и морфоструктурна анализа, 4-Пукнатински зони и системи на напукнување, 5-Полузаоблени структури и калдери, 6-Периклинални структури, 7-Металогенетски зони, 8-Полиметалични наоѓалишта (а) и рудни појави (б), 9-Наоѓалишта и појави на бакар, 10-Ноѓалишта на ураниум, 11-Наоѓалишта на волфрам, 12-Наоѓалишта на железо).

Fig. 2. Scheme of the Cenozoic metallogeny in Eastern Macedonia (Serafimovski et al., 2010). (1-Cenozoic igneous rocks, 2-Followed fissure, 3-Faults defined from satellite images and morphostructural analysis, 4-Fissure zones and cracking systems, 5-Semi-curved structures and calderas, 6-Pericline structures, 7-Metallogenetic zones, 8-Polymetallic deposits (a) and ore occurrences (b), 9-Copper deposits and occurrences, 10-Uranium deposits, 11-Tungsten deposits, 12-Iron deposits).

6. РЕГИОНАЛНА ГЕОТЕКТОНСКА ПОСТАВЕНОСТ НА РУДНИОТ РЕОН БУЧИМ-ДАМЈАН-БОРОВ ДОЛ ВО РАМКИТЕ НА БАЛКАНСКИОТ ГЕОДИНАМИЧКИ МОДЕЛ

Од доцниот Перм, па сè до раниот Тријас, Пелагонискиот Континентален Масив и Српско-Македонскиот Континентален Масив почнале да се одвојуваат еден од друг што довело до ширење на Вардарскиот Океан (Pe-Piper, 1998; Pe-Piper and Piper, 2002). Во рана и средна јура, Вардарскиот Океански Басен почнал да се затвара бидејќи јадранската и евроазиската континентална плоча го промениле правецот на движење при разместувањето (Bortolotti et al., 2005) (слика 3 и слика 4). Историјата на субдукциските активности што следувале е доста сложена, па затоа е поделена и разгледана во помали временски рамки. Постојат два главни модела на рифтинг и субдукциска еволуција во Јужен Балкан. Според едниот модел постоеле два океана — Вардарски на исток и Пиндски Океан на запад (Brown and Robertson, 2004; Dilek et al., 2005; Saccani et al., 2008). Другиот модел предлага дека постоел само еден океан — Вардарскиот (Bortolotti et al., 2005; Schmid et al., 2008) (слика 3 и слика 4).



Слика 3. (а) Плеи-тектонска реконструкција - јура, 155 Ма (Оксфорд); (б) Плеи-тектонска реконструкција - креда, 84 Ма (Сантон) (според Stampfli and Borel, 2004).

Fig. 3. (a) Plate-tectonic reconstruction Jurassic, 155 Ma (Oxford); (b) Plate-tectonic reconstruction Cretaceous, 84 Ma (Santon) (after Stampfli and Borel, 2004).

Во рана креда и после обдукцијата кон крајот на јура, посколизиното присоединувањето на тектонските плочи по должина на Вардарската зона предизвикало надебелување на континенталната кора во правец север-североисток по линијата на присоединување, што резултирало со издигнување во границите на Родопските Планини (Burchfiel et al., 2008; Saccani et al., 2008) (слика 3 и слика 4). При процесот на надебелување на континенталната кора настанал метаморфизам, плутонска активност, раседи со мал агол и стрижни зони (Burchfiel et al., 2008). Субдукциите, колизијата на тектонските плочи и последичната компресија завршиле во Пријабон (Domurdzanov et al., 2005). Остатоци од обдукцираната кора на Вардарскиот Океан денес постојат во централните делови на Северна Македонија, Северна Грција и Северозападна Турција (Burchfiel et al., 2008, Schmid et al., 2008).

Компресивниот тектонски режим од крајот на Креда-Кенозоик се одликувал и со локални ширења (екстензии) кои траеле од средината до крајот на еоцен (Burchfiel et al., 2008). Burchfiel et al., (2008) ова го поврзува со настанувањето на жешка дебела кора која се создала при крајот на субдукцијата на Вардарскиот Океан (Bonev et al., 2006, Burchfiel et al., 2008). Потенцијалната гравитациона енергија на надебелената кора предизвикала латерални ширења на долната и средната кора со истовремени ширења (екстензии) на потенките нивоа на кората. Кон крајот на еоцен-олигоцен конвергентниот тектонски режим преминал во екстензивен и како последица дошло до тенчење на литосферата. За време на ширењата се формирале различни типови на седиментни басени, повеќето поврзани со главните екстензивни раседи и магматизмот и се типични за потегот од источниот дел на Северна Македонија до Источните Родопи. Во источниот дел од Северна Македонија овие бартонски басени се поврзани со еоценско-олигоценски интермедијарни до фелзитски вулкански карпи, како и мали интрузивни тела што сведочат за динамичноста на наизменичните промени на регионални скусувања и ширења (Burchfiel et al., 2008). Овие интермедијарни до фелзитски вулкански карпи веројатно се доказ дека покрај изворот што потекнувал од супдукционираната супконтинентална литосферска обвивка постоел и друг извор настанат при декомпресиско топење на обогатена астеносфера (Burchfiel et al., 2008).

Магматскиот појас од доцен еоцен-олигоцен во источниот дел од Северна Македонија, се протега до Родопите во Србија, Бугарија и Грција (Marchev et al., 2004) (слика 4). Магматскиот појас еволуирал од трахибазалти богати со К (34 Ма) преку шошонити, калко-алкали и високо-К калко-алкални базалти (33 и 31 Ма) до алкални базалти (28-26 Ма) (Marchev et al., 2004). Според Marchev et al., (2004) оваа промена означува излевање на астеносферата што тоа го објаснува со конвективно повлекување на литосферата. Burchfiel et al., (2008) ја поврзува оваа појава со тенчењето во горните нивоа на претходно здебелената кора како последица на субдукцијата.

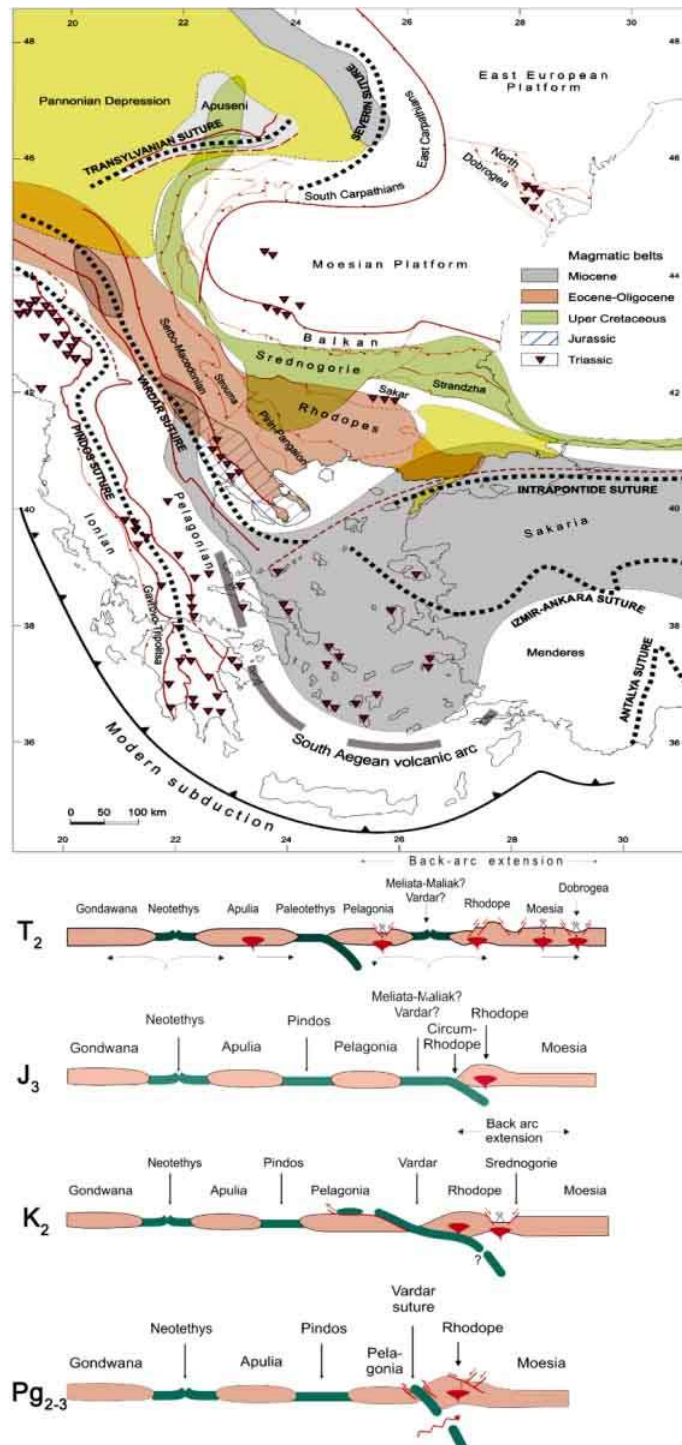
Кон крајот на олигоцен до ран миоцен во источниот дел на Северна Македонија дошло до скусување на тектонските плочи кое е поврзано со колизијата на тектонските фрагменти на Пелагонија и Круја по должина на северниот Хеленски Ров. Подвивањето на плочите од океанската кора извесен период било прекинато, предизвикувајќи со самото тоа привремен компресивен тектонски режим источно од Хеленски Ров (Burchfiel et al., 2008). Во истиот период дошло и до голем прекин на седиментацијата. Од средината на миоцен до денес тектонскиот режим повторно станал екстензивен (Burchfiel et al., 2008).

Просторот што го зафаќа рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол припаѓа на две геотектонски единици: Вардарската зона и Српско-Македонската маса (слика 4). Бидејќи, оваа металогенетска единица и припаѓа на две геотектонски единици, во понатамошниот преглед, накусо ќе ги дадеме нивните основни карактеристики.

Вардарска зона

– Вардарската зона преставува лабилна рифтогена зона или линеамент од длабински карактер, која на север се простира до Белград, а на југ преку Северна Македонија и Грција тоне во Егејското Море, повива спрема И-ЈИ и продолжува кон централна Анадолија (зона Измир-Анкара) (Ivanov et al., 1987; Думорџанов и Петров, 1990; Јанковиќ, 1990) (слика 4). На исток и на запад Вардарската зона е издвоена од континенталните блокови на Српско-Македонскиот масив и Пелагонискиот масив, со систем на длабински разломни структури кои спрема северозапад ја сочинуваат и границата со Динаридите. Вардарската зона може да

се прати по должина од преку 1 000 km со просечна широчина од 60-80 km, што јасно укажува дека се работи за една крупна линеаментна структура (слика 4).



Слика 4. Геодинамички интерпретации на магматизмот во Јужен Балкан (општ поглед, според Dabovski, 2008).

Fig. 4. Geodynamic interpretations of the magmatism in southern Balkan (general overview, after Dabovski, 2008).

Основното структурно-геолошко обележје на Вардарската зона се длабинските разломни структури и структурите на лешпење со општа ориентација ССЗ-ЈЈИ, реликтите на океанската кора (габрови, дијабази, спилити, мелафири) и ултрамафитите (серпентинизирани ултрабазити) кои се тектонски втиснувани вдоль разломните структури од длабински карактер. При што во градбата на Вардарската зона посебно место заземаат офиолитските комплекси, продукт на јурската океанска кора. Покрај габро-перидотитските комплекси доаѓа и до појава на вулканогено-седиментни членови на офиолитите кои влегуваат во составот на јурската дијабаз-ројначка формација. Освен интензивно пројавениот базично-ултрабазичен магматизам, за време на јурската тектоно-магматска активност (чии манифестации се забележуваат и во долна креда) доаѓа и до интродирање на интермедијарна-кисела магма која ги дала бројните гранитоидни интрузивни комплекси, просторно распоредени претежно во источните делови на Вардарската зона.

Следната тектоно-магматска етапа во развојот на Вардарската зона е периодот на неогените тектоно-магматски процеси кои довеле до создавање на бројните вулкански и вулканогено-интрузивни комплекси, просторно распоредени скоро на целото подрачје на Вардарската зона.

Во зависност од разлики во градбата на поедините делови на Вардарската зона, истата е поделена на три подзони: источна, централна и западна субзона (Ivanov et al., 1987). За проучувањата во оваа докторска дисертација врзани за Дамјанскиот блок во рамките на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, од посебно значење е Источната субзона на Вардарската зона.

Границата на Источната субзона на Вардарската зона на исток ја чини СММ (Димитриевиќ, 1974), додека западната ја чини линијата од лојанскиот ултрамафитен масив Куманово-Богословец-Демир Капија-Гевгелија (Думурџанов и Петров, 1990). Во градбата на оваа субзона влегуваат гнајсеви, микашисти, амфиболити кои се карактеристични за градбата на СММ, потоа палеозојските творби и продуктите на јурскиот гранитоиден магматизам. Во одделни лушпи се јавуваат и мали маси од базалт-ројначката формација, како и кредни и палеогени седименти.

За Источната субзона од посебно значење се продуктите на интермедијарниот до кисел вулканизам (калко-алкален) како што се андезити, дацити, латити, кварцлатити и риолити од горно еоценска до плиоценска старост, лоцирани или сместени главно во источниот дел на субзоната, на контактот со СММ. Во структурен поглед, Источната субзона се карактеризира со нешто послабо набирање на карпестите маси, но и со силна лушпеста градба и забележителни раседни структури.

Српско-Македонскиот масив

– Овој масив е значаен континентален елемент во геотектонската градба на Балканскиот Полуостров, сместен помеѓу Карпато-Балканидите на исток и Вардарската зона на запад. Ова кристално јадро е посебна геотектонска единица со општа ориентација С-Ј, кој на север се протега до Белград (понатаму е маскирана со седиментите на Панонскиот Басен), а на југ преку територијата на Србија и Северна Македонија континуирано продолжува во Грција, каде после источен Халкидски тоне во Егејското Море (слика 4).

Српско-Македонскиот масив како посебна геотектонска единица која е со комплексна внатрешна градба и специфични обележја, за прв пат е издвоена од страна на Димитријевиќ (1959), а нејзините позначајни карактеристики покасно се прикажани во работите на поголем број истражувачи (Страчков 1961; Димитријевиќ 1966, 1971, 1974; Grubič 1980; Karamata 1981; Калениќ 1987; Јанковиќ 1990 и др.).

Основното обележје на Српско-Македонскиот масив е неговата кристална градба која ја сочинуваат главно прекамбриски, рифеј-камбриски и палеозојски метаморфни карпи. Во СММ можат да се издвојат два метаморфни комплекси: долен и горен (Власински комплекс) кои не само што се разликуваат во литолошката градба, тука и спрема времето на формирање и степенот на метаморфизмот.

Долниот метаморфен комплекс има далеку поголемо распространение во рамките на Српско-Македонски масив. Во неговиот состав влегуваат карпи чии степен на метаморфизам одговара на амфиболитските фации. Тоа се главно дволискунски гнајсеви, микашисти, амфиболити, кварцити, мермери и магматити.

Горниот метаморфен комплекс лежи транспресивно преку долниот комплекс. Во составот на овој комплекс учествуваат претежно карпи кој се метаморфозирани до фаџија на зелени шкрилци, а локално и до амфиболитска фаџија. Тоа се всушност хлоритски шкрилци, хлоритско-амфиболски, хлоритско-серицитски и кварцни шкрилци.

Покрај метаморфните комплекси, во градбата на СММ учествуваат и седиментни и магматски творби (пред се гранити), продукт на Бајкалскиот, Каледонскиот, Херцинскиот и Алпскиот циклус (Јанковиќ, 1990). Поголемо распространение во СММ имаат гранитоидите настанати во Херцинскиот и Алпскиот циклус. Посебно значајни од аспект на металогенијата се терциерните вулканогено-интрузивни комплекси кој се продукт на неогените тектоно-магматски активности. Тие генерално се распоредени во две зони: источна зона (вулканитите од зоната Бесна Кобла-Осогово-Тасос) и западна зона (вулканитите просторно распоредени вдоль западниот обот на СММ или вулканитите кој им припаѓаат на зоната Леце-Халкидик).

Од структурен аспект, Српско-Македонскиот масив се карактеризира со бројни пликативни структурни форми (синформи и антиформи), често пати продукт на повеќе генерации на набирање. Покрај јасно изразените антиформни облици, во структурната градба на СММ се забележани и куполест структури, најверојатно продукт на механичките деформирања на кристалестата основа под дејство на втиснувањето на интрузивните магамтски тела.

Од разломните структури посебно јасно се изразени реактивираните стари разломи (Тупалската дислокациона разломна зона) вдоль на кои доаѓало до интудирање на магмата и рудоносните флуиди, како и попречните раседни структури кои се настанати главно во периодот на неотектонската активност.

Посебна група на структурни форми претставуваат прстенастите структури, продукт на неогените тектоно-магматски процеси, кој јасно се истакнуваат во рамките на крупните вулкански комплекси како што е Кратовско-Злетовскиот.

7. MORFOСТРУКТУРНИ КАРАКТЕРИСТИКИ И РАЗМЕРИ НА РУДНИОТ РЕОН БУЧИМ-ДАМЈАН-БОРОВ ДОЛ

7.1. Морфоструктурни карактеристики

Морфоструктурните карактеристики се клучен фактор за просторното разместување на магматизмот и минерализацијата во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, тие биле предмет на проучување на голем број истражувачи (Христов, 1965; Иванов, 1982; Денковски и др., 1983; Чифлиганец, 1987; Серафимовски, 1990; и др.).

Низ рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол минува границата помеѓу Вардарската зона и Српско-Македонскиот масив. Покрај контактот на овие две крупни геотектонски единици, на овој простор се вкрстува и уште една значајна тектонска руптурна структура Бучим-Дудица-Алшар (Arsovski and Ivanov, 1977). Според овие автори, вкрстувањето на овие структури го одредуваат самото место на рудниот реон и минерализациите во него. Во рамките на рудниот реон можно е прецизно да се извлече и самата граница меѓу двете геотектонските единици. На овој простор, според Т. Иванов, таа оди од Мочарник преку Кула, Дамјан, Самарџица до Габрешка Река каде што излегува од рудниот реон.

На просторот на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол присутни се три система на различно ориентирани разломни правци, како и бројни тектономагматски морфоструктурни облици карактеристични за структурите на вулканските апарати од редот на вулканските калдери, вулканските купи, дајковски структури и др. (слика 5) (Серафимовски, 1990).

Првиот систем на разломни структури е со правец на протегање СЗ-ЈИ и се поклопува со правецот на протегање на главните структури од Вардарската зона. Посебно воочлива и геоморфолошки многу јасна структура од овој систем е структурата на потегот Мочарник-Кула-Дамјан-Самарџица (граница меѓу двете геотектонски единици). Оваа структура е длабински разлом кој служел како доведен канал за магматизмот и минерализацијата. Друга разломна структура кој е лесно воочлива е структурата по должина на реката Крива Лаковица. Оваа структура, освен правецот на протегање ги нема другите карактеристики на претходната и

најверојатно таа е резултат на младите неотектонски движења. Останатите разломи од овој систем најчесто се со променлив интензитет и главно ги пратат главните разломни правци.

Вториот систем на разломни структури кој исто така е доста маркантен е со правец на протегање СИ-ЈЗ. Посебно изразени се разломите по должина на Маденска Река, Габрешка Река и Суви Дол, по должина на која доаѓа до чести нарушувања на главните структури од системот СЗ-ЈИ (слика 5). Останатите разломни структури од овој систем се во вид на субпаралелни раседи кој најчесто се застапени во околината на Бучим, Боров Дол и Брест.

Третиот систем на разломни структури е со правец на протегање ССЗ-ЈЈИ, до скоро С-Ј. Овој систем на разломи е чест и важен во еволуцијата на терциерниот магматизам и неговите ефузивни еквивалентни на овој простор. При што, по должина на разломната структура на потегот Шопур-Брес-Крива Лаковица линеарно се поредени повеќе вулкански купи и некови кои укажуваат на непосредната врска помеѓу магматизмот и разломните структури, посебно маркантни и геоморфолошки изразени се вулканските купи: Руево Брдо, Пилав Тепе, Плоча, Белавица, Орлова Глава и др., кои се одликуваат со одредена структурна поврзаност и се блиски по своите геолошко-петролошки особини.

Важни се пресеците помеѓу овие разломи и разломите со правец на протегање СИ-ЈЗ. Тоа се места во кој просторно се распоредени субвулканските дајковски интрузии во наоѓалиштето Бучим и неговата околина.

Дел од системот на разломи со правец на протегање ССЗ-ЈЈИ имаат посмагматски карактер. По должина на нив доаѓа до одредени нарушувања на веќе создадените вулкано-интрузивни комплекси. Ова посебно се однесува за просторите во околината на Боров Дол, Горна Враштица и Мантово (слика 5), каде овие манифестации се јасни и лесно уочливи.

Присуството на повеќе руптурни системи од различен ранг и со различен интензитет и правец на протегање во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, условиле и појаван на блоковска тектоника. При што, по должина на главната разломна структура со правец на протегање СЗ-ЈИ (Мочарник-Кула-Дамјан-Самарџица), рудниот реон е поделен на два дела и тоа: Североисточен дел кој

припаѓа на Српско-Македонскиот масив и југозападен дел кој припаѓа на Вардарската зона.

Делот од рудниот реон кој му припаѓа на Српско-Македонскиот масив е поделен на четири сегмента: Бучимски блок, Радовишки блок, Штипски блок и Радовишки грабен.

Делот кој просторно и припаѓа на Вардарската зона е поделен на три сегменти: Дамјански блок, Штипски блок и Лакавички грабен.

Од споменатите тектонски единици, Бучимскиот блок и Дамјанскиот блок содржат познати бакароносни минерализации.

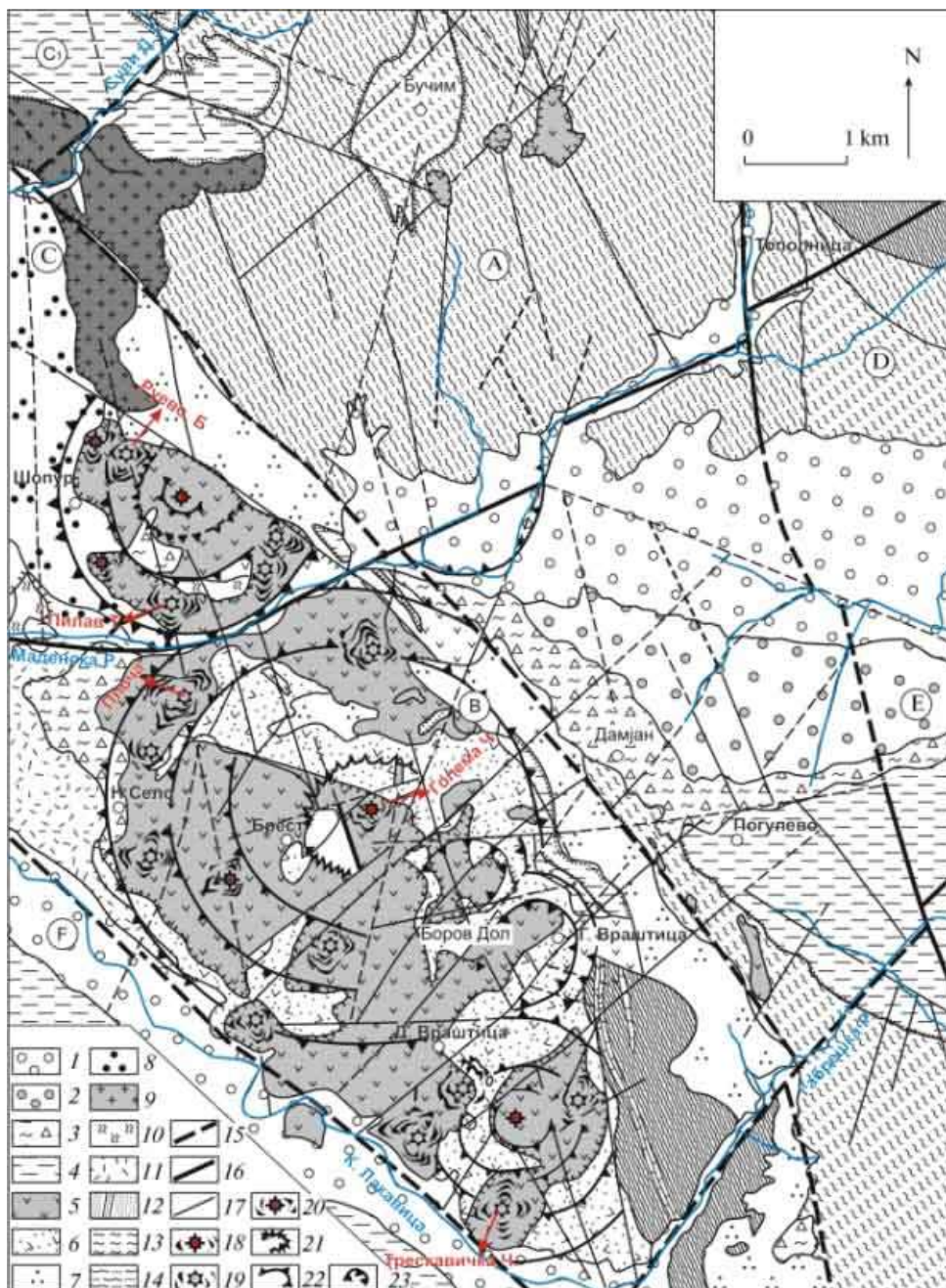
Тектониката на Српско-Македонската маса суштински се разликува од тектониката на Вардарската зона. За Вардарската зона значајни се длабиски руптури и структури на лушпење со генерален правец ССЗ-ЈЈИ, што во Српско-Македонската маса отсутуваат. За Српско-Македонската маса карактеристични се пликативните структури, додека руптурите се поплатки и имаат генерален правец на протегање С-Ј и СИ-ЈЗ.

7.2. Размери

Пратејќи го карактерот и интензитетот на магматизмот и минерализацијата кој се резултат на структурно-тектонската поставеност на теренот, границите на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол можат јасно да се извлечат, бидејќи тие се јасно трасирани од поедините геолошки феномени.

Источната граница е јасно означена со разломот на Тополничка Река (слика 5), кој ги раздвојува Бучимскиот блок од Радовишкиот блок и Радовишкиот грабен. Во Бучимскиот блок присутни се манифестациите кои се типични за рудниот реон (систем на разломни структури, терциерен магматизам и минерализација), додека источно од овој блок вакви манифестации не се откриени.

Западната граница е трасирана од разломната структура со правец на протегање СИ-ЈЗ (Суви Дол) (слика 5), која ги одвојува Штипскиот од Бучимскиот блок. Западно од оваа структура, на подрачјето на Штипскиот блок засега не се откриени појави на терциерни вулканити и рудна минерализација кој го карактеризира овој руден реон.



Слика 5. Морфоструктурна карта на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (Серафимовски, 1990). (1-Алувиум, 2-Речна Тераса, 3-Пролувиум, 4-Плиоценско-квартерни седименти, 5-Латити, андезити и кварцлатити, 6-Пирокластити, 7-Палеоген флиш, 8-Креден флиш, 9-Гранити, 10-Серпентинити, 11-Карбонатити-скарнови (?), 12-Шкрилесто-карбонатна серија, 13-Микашисти, 14-Гнајсеви, 15-Раседни структури од прв ред, 16-Раседни структури од втор ред, 17-Раседни структури од трет ред, 18-Вулкански центри, 19-Секундарни вулкански центар, 20-Вулкански некови, 21-Остатоци од внатрешни прстени на калдери, 22-Прстенести структури-позитивни, 23-Прстенести структури-негативни, А-Бучимски блок, В-Дамјански блок, С и С₁-Штипски блок, D-Радовишки блок, Е-Радовишки грабен, F-Лакавички грабен).

Fig. 5. Morphostructural map of the Buchim-Damjan-Borov Dol ore district (Serafimovski, 1990). (1-Alluvium, 2-River terrace, 3-Proluvium, 4-Pliocene–Quaternary sediments, 5-Latites, andesites, and quartz latites, 6-Pyroclastic sequences, 7-Paleogene flysch, 8-Cretaceous flysch, 9-Granites, 10-Serpentinites; 11-Carbonatites-scarns (?), 12-Schist-carbonate series, 13-Micaschists, 14-Gneisses, 15-First-order faults, 16-Second-order faults, 17-Third-order fault, 18-Volcanic centers, 19-Secondary volcanic centers, 20-Volcanic necks, 21-Relicts of internal rings of calderas, 22-Positive ring structures, 23-Negative ring structures. Tectonic blocks: A-Buchim, B-Damjan, C and C1-Shtip, D-Radovish, E-Radovish graben, F-Lakavicki graben).

Југозападната граница на рудниот реон е по должина на разломот на Крива Лакавица (слика 5) која ги одвојува Дамјанскиот блок од Лакавичкиот грабен. Во Дамјанскиот блок имаме интензивно појавена вулканска активност и рудна минерализација, додека во Лакавичкиот грабен овие манифестации изостануваат.

Југоисточната граница е веројатно по должина на разломот на Габрешка Река (слика 5), бидејќи после оваа разломна структура не се регистрирани појави на терциерен магматизам и минерализација.

Северната граница на рудниот реон не е толку јасно изразена како претходните. Кон север последните продукти на терциерната магматска активност се утврдени во околината на Калапетровци, Црн Врв и Кошево. Посеверно од овие локалности не се регистрирани појави на терциерниот магматизам и минерализации поврзани со него.

Оконтурениот и дефиниран простор на овој руден реон, зазема површина од околу 200 km² (Чифилганец, 1987), што јасно зборува дека спрема принципите на металогенетското реонирање Јанковиќ (1972), Смирнов (1982) и др., тој спаѓа во редот на малите рудни реони, но со бројни специфичности во неговата металогенетска градба.

7.3. Рудни наоѓалишта

Ендегениот минерализационен циклус во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол е поврзан со младоалпската металогенетска епоха (неогената штаерска фаза), просторно, рудните наоѓалишта им припаѓаат на две крупни геотектонски единици, а генетско-парагенетски се поврзани за дисјуктивните структури и терциерниот магматизам. Вулканската активност започнала кон крајот на олигоцен, додека оруднувањето е создавано во текот на миоценот. Формирани се значајни

концентрации на Fe-скарновски тип, Cu, Au, Ag-порфирски тип и подредено Pb-Zn, Ba и др. – хидротермалне жичен тип (Серафимовски, 1990).

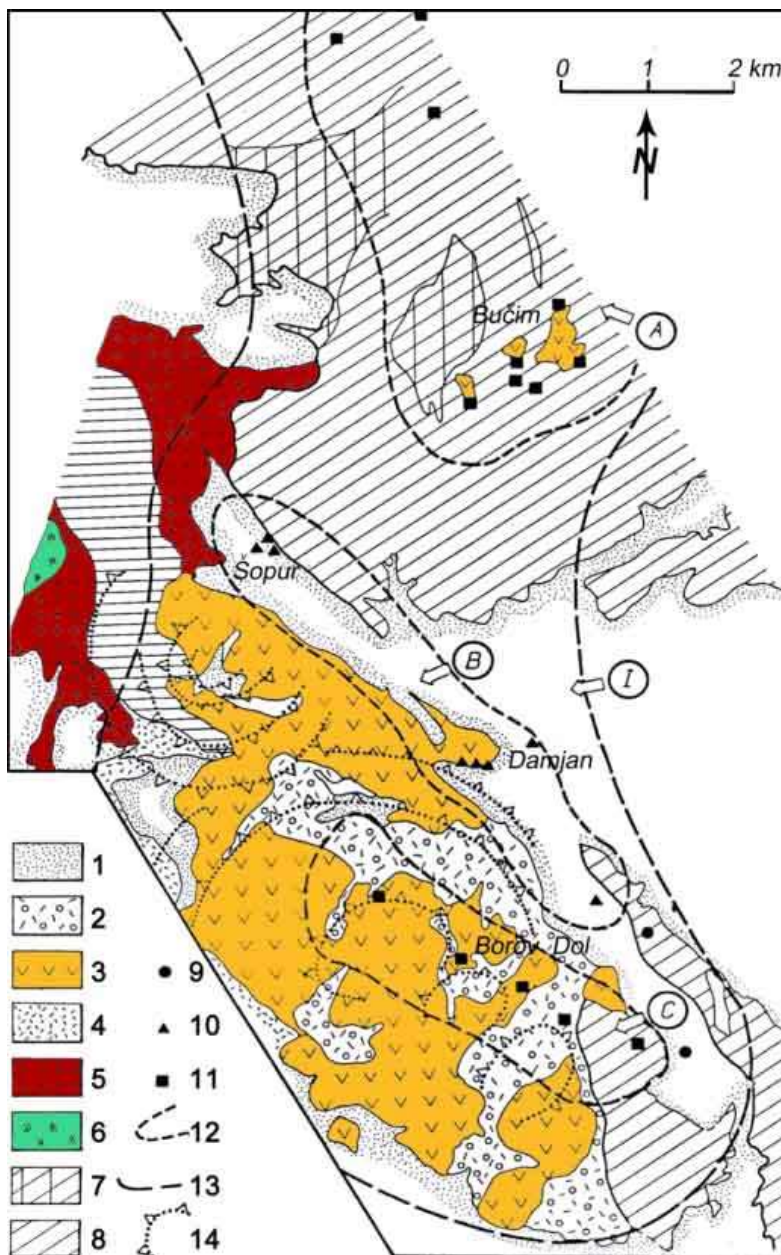
Генерално гледано рудната минерализација е локализирана во три рудни полиња: Бучимско, Дамјанско и Боров Долско рудно поле (слика 6), со нагласена латерална зоналност, чија манифестација се резултат на полифазното формирање на оруднувањето и условите на неговото просторно разместување.

Рудното поле Бучим е локализирано во северниот дел на рудниот реон во СММ и се карактеризира со (1) ССЗ-ЈЈИ и СИ-ЈЗ ориентиран разломни структури од понизиок ред; (2) распространети мали субвулканско-вулкански пробои на латити и трахи-риолити производи на терциерниот вулканизам; и (3) порфирска Cu минерализација. Вулкански куполи или калдери изразени како земјени форми не се познати. Единствено присутни се мали прстенести структури, од неколку стотици метри до 1,5 km во дијаметар, во придружба на интудираниите субвулкански штокови. Надворешните делови на таквите структурни форми се составени од гнајсеви, додека внатрешните делови се составени од латитски штокови. Слични структурни форми се широко распространети на други места во ова рудно поле. Покрај наоѓалиштето Бучим, бројни порфирски Cu - појави се познати во северниот дел на областа (Врањак, Орлјак, Црн Врв-Калапетровци, Кошево, Кошевска Река и др.) (Слика 6).

Рудното поле Дамјан е локализирано во централниот дел од рудниот реон, на контактот помеѓу Српско-Македонскиот масив и Вардарска зона и се карактеризира со (1) СЗ-ЈИ регионални разломни структури; (2) распространетост на јурски ултрабазити, палеогени флишни седименти, терцијарни вулканити и новоформирани метасоматски производи, скарнови; и (3) Fe - скарновска минерализација. Покрај наоѓалиштето Дамјан, друга скарновска Fe-минерализација е утврдена и во околината на Шопур (Стара Чешма и Капина), Самарџица, Длабок Дол-Мочарник и др. (слика 6).

Рудното поле Боров Дол е лоцирано во јужниот дел на рудниот реон Бучим-Дамјан Боров Дол во Вардарската зона (слика 6). Ова рудно поле се карактеризира со (1) разломни структури и структури на лушпење со правец на протегање СЗ-ЈИ; (2) широк и обемно појавен латитско-кварцлатитски вулканизам;

и (3) порфирска Си минерализација. Со досегашните истражувања најзначајни концентрации на Си се утврдени во наоѓалиштето Боров Дол, а појави на Си-минерализација се регистрирани и на подрачјето на Брес, Г. Враштица-Ограда, Манастир, Селиште и др.



Слика 6. Металогнетска шема на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (Серафимовски, 1990). (1-Палеогени и неогени седименти, 2-Пирокластити, 3- Латити и андезити, 4- Карбонатити, 5-Гранити, 6-Серпентинити, 7-Амфиболоити, 8-Гнајсеви, 9-Pb-Zn жичен тип, 10-Fe скарновски тип, 11-Порфирски тип на Си, 12-Граница на рудно поле, 13-Граница на руден реон, 14-Прстенеста структура, I-Руден реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, А-Рудно поле Бучим, В-Рудно поле Дамјан, С-Рудно поле Боров Дол).

Fig. 6. Metallogenic scheme of the ore district Bucim-Damjan-Borov Dol (Serafimovski, 1990). (1- Paleogene and Neogene sediments, 2-Pyroclastic sequences, 3-Latites and andesites, 4- Carbonatites, 5-Granites, 6-Serpentinities, 7-Amphibolites, 8-Gneiss, 9-Pb-Zn vein type, 10-Fe skarn type, 11-Porphyrific type of Cu, 12-Border of ore field, 13-Border of ore district, 14-Ring structure, I-Ore district Bucim-Damjan-Borov Dol, A-Ore field Bucim, B-Ore field Damjan, C-Ore field Borov Dol).

7.3.1. Наоѓалиште Боров Дол

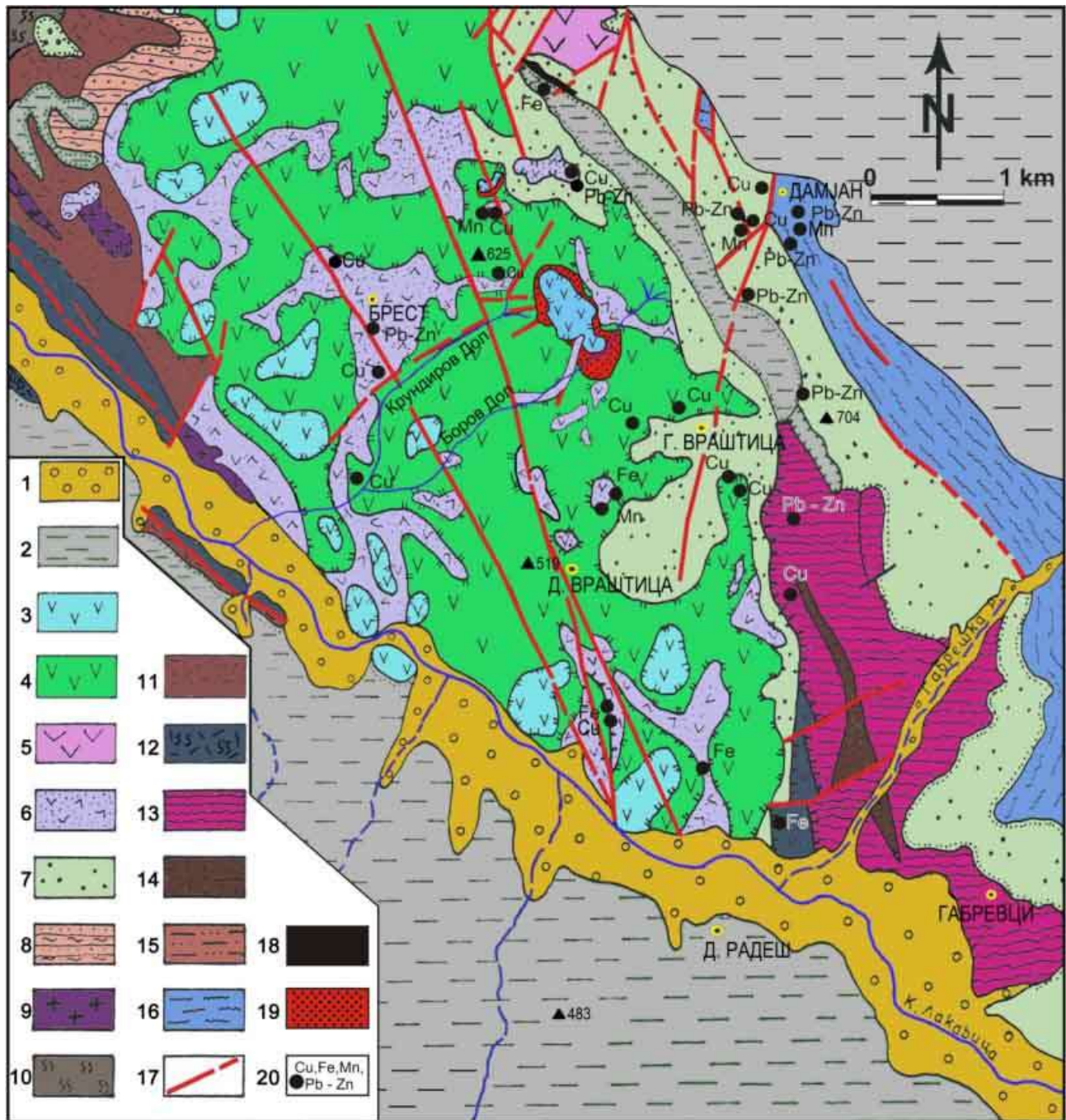
Бакарното порфирско наоѓалиштето Боров Дол има 62 Mt геолошки рудни резерви со просечна концентрација од 0,247 % Cu, 0,19 g/t Au и 1,34 g/t Ag (Петров и др., 2015). Во геолошката градба на пошироката околина на наоѓалиштето Боров Дол учествуваат геолошки формации на прекамбрискиот метаморфен комплекс, старопалеозојски метаморфни карпи, јурски ултрабазити и гранити, алб-ценомански седименти и горно еоценски седименти, вулканогено-седиментни творби, терциерни андезити, плиоценски и квартерни творби (слика 7).

Компанијата Solway започна со експлантација на наоѓалиштето Боров Дол во 2019 год., со површински коп ќе се зафатат околу 40 Mt експлоатациони рудни резерви. Годишниот капацитет на рудник е проектиран на околу 4 Mt руда и околу 10 Mt жаловина. Векот на рудник е проектиран на околу 10-12 год., а рудата ќе се преработува во постројките мелење и флотација на рудникот Бучим, до сув бакарен концентрат.

7.4. Морфоструктурни карактеристики и размери на наоѓалиштето Боров Дол

Просторната позиција на оруднувањето во наоѓалиштето Боров Дол, е контролирана од разломните структури со правец на протегање СЗ-ЈИ, кружно-елиптичните неогени структури (типични за структурите на вулканските апарати) и субвулканско-вулканските фации на терциерниот магматизам (Серафимовски, 1990).

Оруднувањето е локализирано во доменот на вулканскиот апарат односно во рамките на кружно-елиптичната депресивна Боров Долска вулканска структура, кој претставува сегмент од крупната Брест-Боров Долска прстенеста структура (вулканска калдера) (слика 5).



Слика 7. Геолошка карта на Дамјанскиот блок со наоѓалиштата Боров Дол и Дамјан и други рудни појави (модификувано, според Туџаров, 1993). (1. Алувијални наслаги; 2. Плиоценски и квартерни седименти; 3. Андезити-латити; 4. Латити-трахиандезити; 5. Андезити; 6. Вулкански туфови, агломератни туфови и бречи и вулканогено седиментни творби; 7. Горно еоценски седименти; 8. Песочници, глинци и алевролитни варовници (кредни седименти); 9. Гранит и гранодиорит; 10. Ултрабазити – серпентинити; 11. Карбонатити-скарнови (?); 12. Изменети карпи, ултрабазити, пироксенити и карбонатити; 13. Хлоритско-амфиболски шкрилци; 14. Мермери; 15. Биотитски гнајсеви; 16. Микашист; 17. Расед; 18. Fe-скарновска руда; 19. Си-порфирска руда; 20. Рудни појави).

Fig. 7. Geological map of block Damjan with the deposits Borov Dol and Damjan and other ore occurrences (modified, after Tudzarov, 1993). (1. Alluvial deposits; 2. Pliocene and Quaternary sediments; 3. Andesites-latites; 4. Latites-trachyandesites; 5. Andesites; 6. Volcanic tuff, agglomerate tuff and breccia and volcanogenic sedimentary creations; 7. Upper Eocene sediments; 8. Sandstones, claystones and alevrolite limestones (Cretaceous sediments) 9. Granite and granodiorite; 10. Ultrabasites – serpentinites; 11. Carbonatites-skarns (?); 12. Altered rocks, ultrabasites, pyroxenites and carbonatites; 13. Chlorite-amphibole schists; 14. Marbles; 15. Biotite gneiss; 16. Micaschist; 17. Fault; 18. Fe-skarn ore; 19. Cu-porphyrific ore; 20. Ore occurrences).

Рудната минерализација се појавува како прстен околу ситнозрниот биотитско-амфиболски андезит, а просторно е сместена во крупнозрнестите хидротермално изменети латит-кварцлатити (слика 7). Ширината на прстенот околу андезитскиот нек не е насекаде иста. Врз основа на досегашните истражувања, главно со истражно дупчење, може да се издвојат три рудни тела: Јужно рудно тело, Централното рудно тело и Северно рудно тело (Туџаров, 1993). Димензите на наоѓалиштето Боров Дол се следните: 600 m во ширина, 1000 m по должина и повеќе од 500 m во длабочина.

Обликот на рудните тела е доста сложен, морфолошки го следат андезитскиот нек. Со напомена дека тие не се оконтурени дефинитивно и дека истражувањата треба да прдолжи особено во северниот дел и по длабина, со тенденција на поврзување на рудните тела на Боров Дол со рудното тело Попова Шапка.

Рудната минерализација е штокверкно-импрегнационен тип во која спрема досегашните сознанија доминантно место заземаат импрегнациите, каде како главен руден минерал и најзначаен носител на сулфидната Си-минерализација во наоѓалиштето е халкопиритот.

8. ГЕОЛОШКА ГРАДБА И ТЕРЦИЕРЕН МАГМАТИЗАМ ВО РУДНИОТ РЕОН БУЧИМ-ДАМЈАН-БОРОВ ДОЛ

8.1. Геолошка градба

Врз база на долгогодишните регионални и детални теренски истражувања и лабораториски испитувања, на подрачјето на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се издвоени следните литолошки членови: прекамбриски метаморфни карпи, горно палеозојски метаморфни карпи, карпи од карбонатитскиот комплекс (горно мезозоиски), јурски магматити, кредни седименти, палеогени кластични и флишоидни седименти, неогени вулканогени седиментни и вулкански карпи, плиоценско песокливо-чакалести езерски седименти и квартерни седименти (слика 8) (Туџаров, 1993).

Прекамбриски метаморфни карпи – Тие ја чинат подлогата на теренот во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол и претставуваат најстари литолошки членови кои се откриени на овој простор (слика 8 и слика 9). Тие ги заземаат СИ делови од овој руден реон, односно деловите кои просторно му припаѓаат на Српско-Македонскиот масив (Серафимовски, 1990).

Прекамбрискиот метаморфен комплекс го сочинуваат различни типови на гнајсеви (биотитски, мусковитски, дволискунски, окцести, тракасти и др.), потоа микашисти и амфиболити, а ретко и мигматити. Најраспространети и воедно најзначајни литолошки членови на оваа прекамбриска метаморфна серија се гнајсевите. Тие имаа мошне важна улога како погодна литолошка средина за одлагање на рудната минерализација во овој руден реон (Серафимовски, 1990).

Горно палеозојски метаморфни карпи – Овие карпи се послабо застапени во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол. Тие во вид на мали ленти и сочива се издвоени во СЗ и ЈИ делови од рудниот реон (слика 8). Преставени се со: хлоритско-серицитски шкрилци, хлоритско-амфиболитски шкрилци, мермери и амфиболити (Туџаров, 1993).

Палеозојските шкрилци со мермери припаѓаат на Вардарската зона со протегање ССЗ-ЈИИ и пад кон СИ. Од аспект на минерализацијата овие карпи се

карактеризираат со појава на Pb-Zn оруднување и тоа на локалитетот Голема Нива (слика 7) (Туџаров, 1993).

Карпи од карбонатитскиот комплекс (горно мезозојски) – Со геолошките истражувања на теренот на таканаречениот карбонатитски комплекс кај Ново Село, се издвоени: ултрабазити, пироксенити, карбонатити и скарноиди (Иванов и Величковиќ, 1976). Овие карпи се сметаат за најстари магматски карпи во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол. Врз основа на досегашните геолошки истражувања се смета дека се создадени пред јура, а после палеозоикот (Туџаров, 1993) (слика 8).

Јурски магматити – На просторот на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол јурските магматити се преставени со серпентинизирани ултрабазити и гранитоидни карпи.

Серпентинизираните ултрабазити присутни во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се делови од источната офиолитска формација која се протега по должина на источната субзона на Вардарската зона. Тие во вид на издолжени ленти и неправилни маси со правец на протегање ССЗ-ЈЈИ до скоро С-Ј се издвоени во западните делови од рудниот реон, односно на просторот на Дамјанскиот и Штипскиот блок (слика 8). Најчесто се појавуваат по должина на разломните структури, обично се тектонски доста нарушени и пробиеани со гранитоидните карпи и терциерните вулканити (Серафимовски, 1990).

Во минералниот состав на серпентинизираните ултрабазити учествуваат: серпентин, баститизиран пироксен и реликти на оливин. Серпентинитот како ултрабазична карпа бил изложен на листетста серпентинизација и е создаден антигоритски серпентинит. Тој исто така е зафатен со постсерпентинитски промени и се создадени карбонати, кварц и опал. Од рудните минерали присутни се хромити кои на поедини места градат микрошлири и слоеви. Хромитот е сочуван во реликтна состојба. Од минералната парагенеза од хидротермалната фаза утврдени се пирит и халкопирит кој се зафатени со лимонитизација и малахитизација (Туџаров, 1993).

Гранитоидните карпи се издвоени во западните и северозападните делови од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (слика 8). Тие преставуваат продолжение на Штипскиот гранитоиден масив. На С-СИ трансгресивно на гранитоидните карпи

лежат базалтните конгломерати на албценоменот, а кон југ гранитоидите се прекриени со изливи на неогените вулканити (Серафимовски, 1990). Староста на гранитоидите е одредена како јурска, врз база на изотопските испитувања со K/Ar метода, кои дале вредности од 155 Ma (Шоптрајанова, 1967) и 143 Ma (Stojanov and Svesnikova, 1985).

Гранитоидните карпи на овој простор се преставени со гранити, кварцмонзонити и гранодиорити. Минералниот состав на гранитоидите го чинат: квар, ортоклас, микроклин, плагиокласи, мусковит и биотит, а од акцесорните минерали присутни се апатит, магнетит, титанит, рутил и др. (Серафимовски, 1990). Контактот на гранитоидните карпи со околните карпи е без термички манифестации и заради тоа отсуствуваат контактните хидротермални промени (Туџаров, 1990). На места каде што овие карпи се тектонски нарушени, а во нив е забележана слаба халкопиритска минерализација од жичен тип, претежно поврзана за силифицираните партии (Серафимовски, 1990).

Кредни седименти – Тие се издвоени во вид на една издолжена зона со правец на протегање ССЗ-ЈЈИ со пад спрема И-СИ, во западните делови на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (слика 8). Староста на овие седименти е одредена како албценоманска, врз база на пронајдената фауна од амонити, ламелибранхиати и гастроподи (Темкова 1971).

Кредните седименти се преставени со серија на базалтни конгломерати кои фацијално преминуваат во лапорци, песочници и глинци, кои заедно ја сочинуваат флишната серија (Серафимовски, 1990).

На исток, преку кредата се навлечени карпите од кристалниот и гранитоидите на Мочарничкиот луспест комплекс, а на југ кредата е покриена од палеогените и квартерните седименти. Поради сличните литолошки особини е тешко да се разделат кредните од палеогените седименти. За правилно расчленување, неопходно е детална палеонтолошка анализа (Серафимовски, 1990).

Палеогени кластични и флишоидни седименти – Тие се појавуваат во една издолжена зона со правец на протегање ССЗ-ЈЈИ и со пад кон СИ, која континуирано може да се следи од Локва, преку Дамјан и Самарџица, па се до Габрешка Река (слика 8). Од аспект на оруднувањето, овие карпи се интересни

заради железото и бројните рудни појави на Cu, Pb и Zn. Во составот на овие карпи се издвоени неколку литолошки членови: песочници и конгломерати, песочници и глинци, варовници и глинци, варовници и флишни седименти (Туџаров, 1993).

Серијата на песочници и конгломерати на многу места ја чини базата на палеогените седименти, а во основа е изградена од парчиња и облупоци од гнајсеви, амфиболити, мермери, гранитоиди и кредни варовници. Во повисоките нивоа грубозрнестите конгломерати преминуваат во грубозрнести песочници. Во овие седименти регистрирани се бројни појави на Cu, Pb и Zn (Туџаров, 1993).

Глинците и песочниците се малку застапени на предметниот простор, имаа мала дебелина и наизменично се сменуваат, како латерално така и по длабина. Ја преставуваат подлогата на Fe оруднувањето во наоѓалиштето Дамјан.

Варовниците и глинците преставуваат сиви до темно сиви карпи, се карактеризираат со нагли промени на многу мали растојанија како и со мала дебелина.

Серијата на варовниците е изградена од калциум карбонат со мало учество на лискуни и кварц. Варовниците можат да се следат од месноста Рупа на север, преку Дамјан и Самарџица до тригонометарот на кота 704 на југ (слика 7 и слика 8). Континуираноста во протегањето укажува дека тие карпи се создадени во подлабоките делови на басенот. Варовниците како литолошка средина се лесно подложни на метасоматска замена, а како резултат на истата се појавите на Fe, Cu, Pb, Zn и др (Туџаров, 1993).

Флишните седименти се преставени со сиво зелени песочници, глинци и сиво бели варовници со променлива дебелина (Туџаров, 1993).

Неогени вулканогени седименти и вулкански карпи – Од неогените творби во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се развиени: вулканогено-седиментни творби, агломеративни туфови и бречи, вулкански туфови, андезити, андезити – латити, трахити, латити – тархиандезити и чакалесто песокливи езерски седименти (Туџаров, 1993).

Вулканогено-седиментните творби имаа најголемо учество во геолошката градба на Дамјанскиот блок (слика 8). Во овој хоризонт се јавуваат: слабо стратифицирани туфови, туфогени песочници, глинци, фосилоносни песочници и

лапорци. Составот на литолошките членови во хоризонтот укажува на брза промена во условите на седиментацијата. Туфовите се изградени од пелитски каолинско-кварцен материјал. Составот на песочниците е од кварц, фрагменти на шкрилци, карбонатити, фелдспати и кварцити, а врзивото е од карбонатен состав. Во песочниците е пронајдена бројна фауна со фораминифери, бриозои и алги литотамниум. Вулканогено-седиментните творби се прекриени или пробиени со вулкански карпи (Туџаров, 1993).

Вулканските туфови се одредени како пелитско-псамитски туфови богати со кварцно-фелдспатски материјал. Тие се прекриени или пробиени од помладите вулкански карпи – андезити и латити (слика 8 и слика 9).

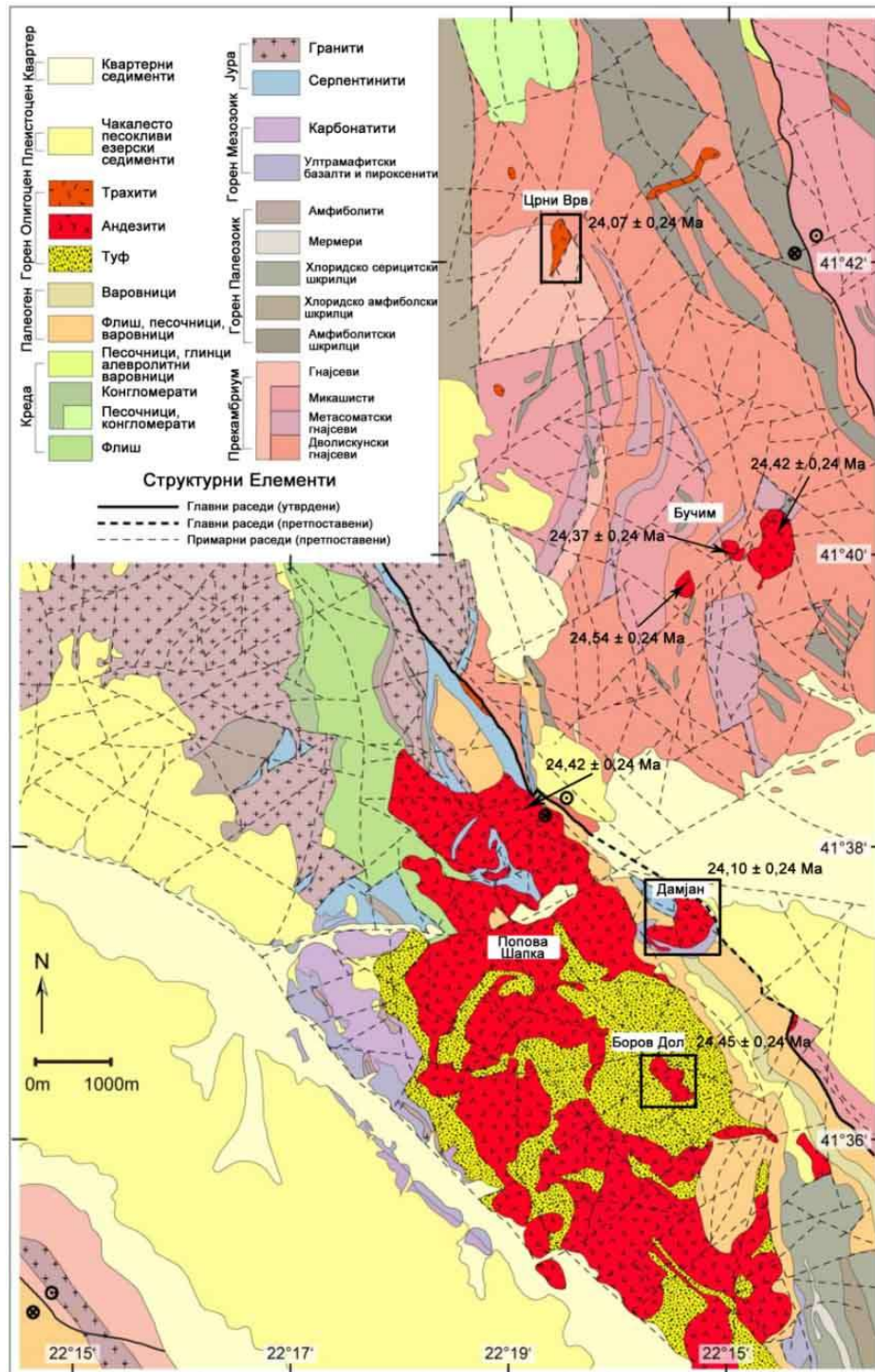
Вулканските претставници (андезити, андезити – латити, трахити и др.) (слика 8 и слика 9) подетално се третирани во следните поглавја.

Чакалесто-песокливите езерски седименти во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се развиени главно во Радовишкиот и Лакавичкиот гребен, а се среќаваат и во хорстот на Дамјан на потегот Долги Рид-Самарџица и во Бучимскиот блок (слика 8). Преставуваат хетерогени седименти со различна гранулација кои се слабо седиментирани и поврзани. Најголема дебелина имаат плиоценските седименти од Лакавичкиот гребен од 150-200 m (слика 9), потоа во Радовишкиот гребен од 50-100 m, додека во останатите локалитети дебелината е помала, бидејќи испод овие седименти присутни се карпи од подлогата (Серафимовски, 1990).

Квартерни седименти – Тие се преставени со пролувијално-делувијални и алувијални наслаги. Пролувијално-делувијалните наслаги се издвоени западно од селото Бучим каде во голема мера ги прекриваат карпите од кристалниот (слика 8). Во составот на овие творби учествуваат скоро сите карпи кој го изградуваат овој простор, помешани најчесто со глиновито-песковита материја. На места овие седименти се среќаваат и во Радовишкиот гребен, каде најчесто ги покриваат неогените седименти (слика 8) (Серафимовски, 1990).

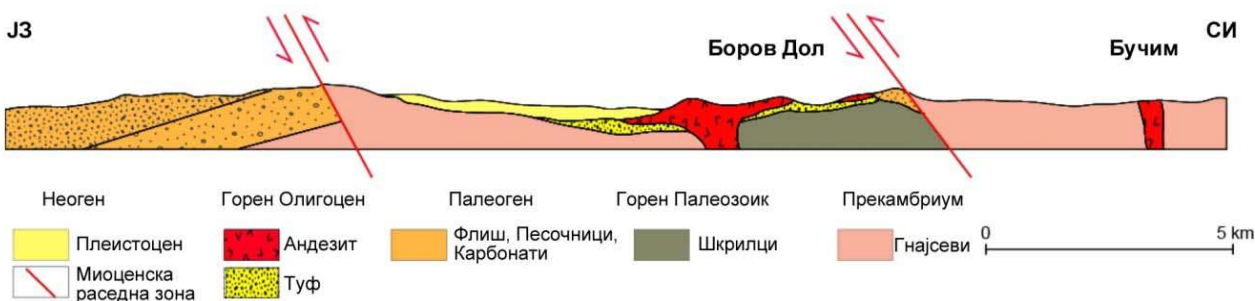
Алувијалните наноси се распространети по должина на речните долини на Крива Лакавица, Маденска Река, Длабок Дол и нивните притоки (слика 8). Сепак, овие наноси најзастапени се по должина на алувионот на Крива Лакавица во кој

покрај современите наноси се забележуваат и бројни речни тераси. Во алувијалните наноси е утврдено присуство на поголем број на шлиховски минерали (самородно злато, апатит, циркон, рутил, магнетит и др.) (Серафимовски, 1990).



Слика 8. Геолошка карта на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (модификувано, според Lehmann and Barcikowski, 2012) (прилагодено според необјавена карта на рудник Бучим).

Fig. 8. Geological map of the Buchim-Damjan-Borov Dol ore district (modified after Barcikowski and Lehmann, 2012) (modified after a Buchim mine map).



Слика 9. Шематски надолжен профил преку рудниот реон Бучим – Дамјан – Боров Дол (Schmid et al., 2012) (прилагодено според Hristov et al., 1973)

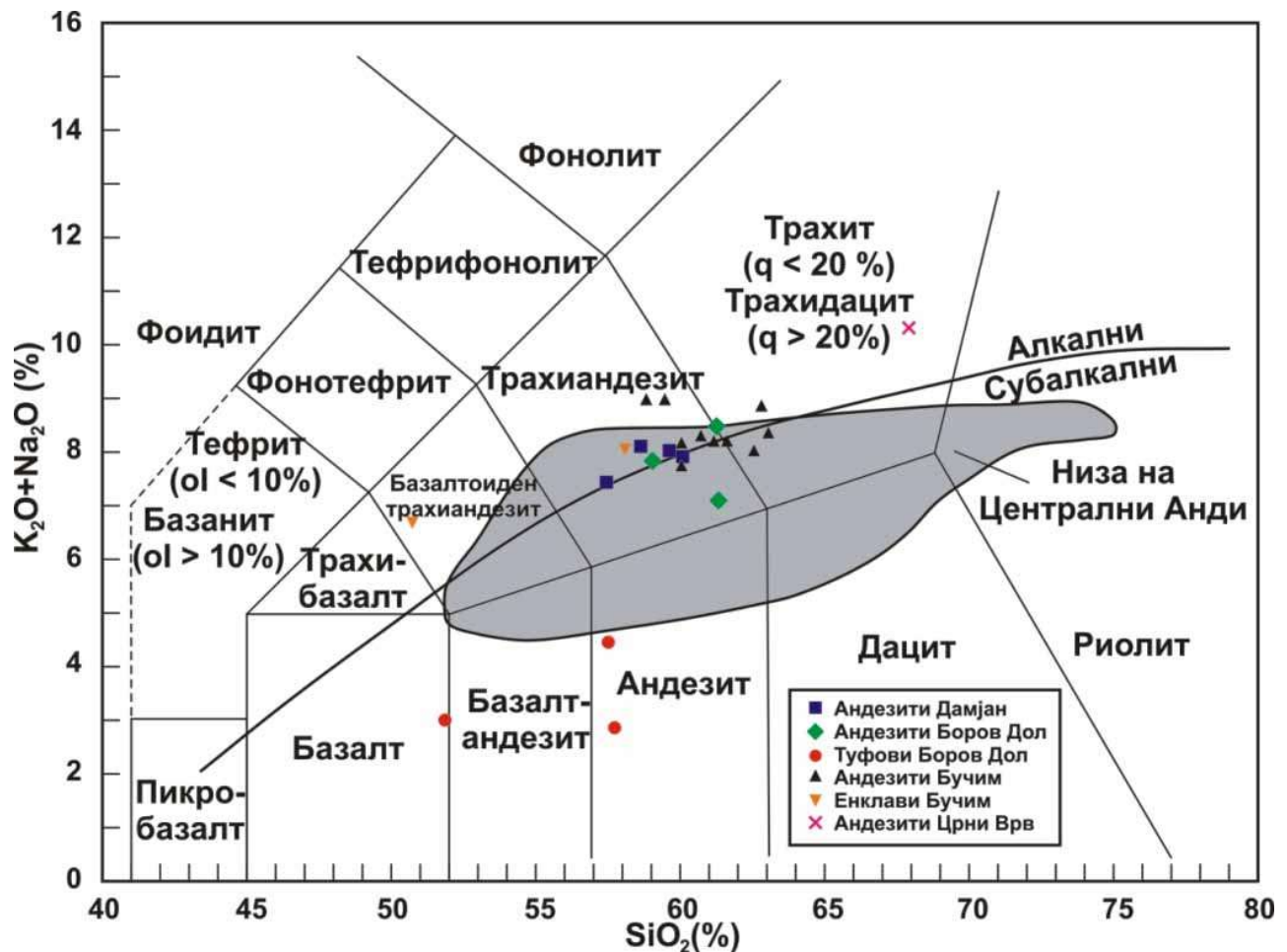
Fig. 9. Schematic cross-section trough the Bucim-Damjan-Borov Dol ore district (Schmid et al., 2012) (modified after Hristov et al., 1973).

8.2. Петролошки карактеристики на терциерните вулкански карпи

Петролошките карактеристики на вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се дадени преку описот на позначајните карактеристики на главните типови на вулкански карпи, издвоени со класификацијата базирана на нивниот хемиски состав. Тешко е да се направи хемиска класификација на вулканските карпи во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол поради претрпените хемиски модификации што е резултат на нивното хидротермално минато. Тешко е да се процени и степенот на хидротермална промена, па затоа треба да се има предвид фактот дека различни елементи можат да се мобилизираат. Според TAS дијаграмот (слика 10) карпите се класифицирани како трахиандезити (кои одговараат на латити) и трахидацити (кои одговараат на кварцлатити), додека пак графиконот за Nd/Y спроти SiO₂ укажува на андезитски состав (слика 11a). Посебен случај е графиконот за Zr/Ti спроти SiO₂ во кој анализираните карпи се во граничниот појас меѓу андезити и трахиандезити (слика 11b). Особено интересно е што хидротермално непроменетите карпи се најдени во андезитскиот домен, додека хидротермално променетите карпи повеќе или помалку се наоѓаат во трахиандезитскиот домен. Под претпоставка дека елементите во траги се поотпорни на хидротермална промена отколку главните елементи (Rollinson, 1993), карпите би се класифицирале како андезити (Lehmann and Barcikowski, 2012).

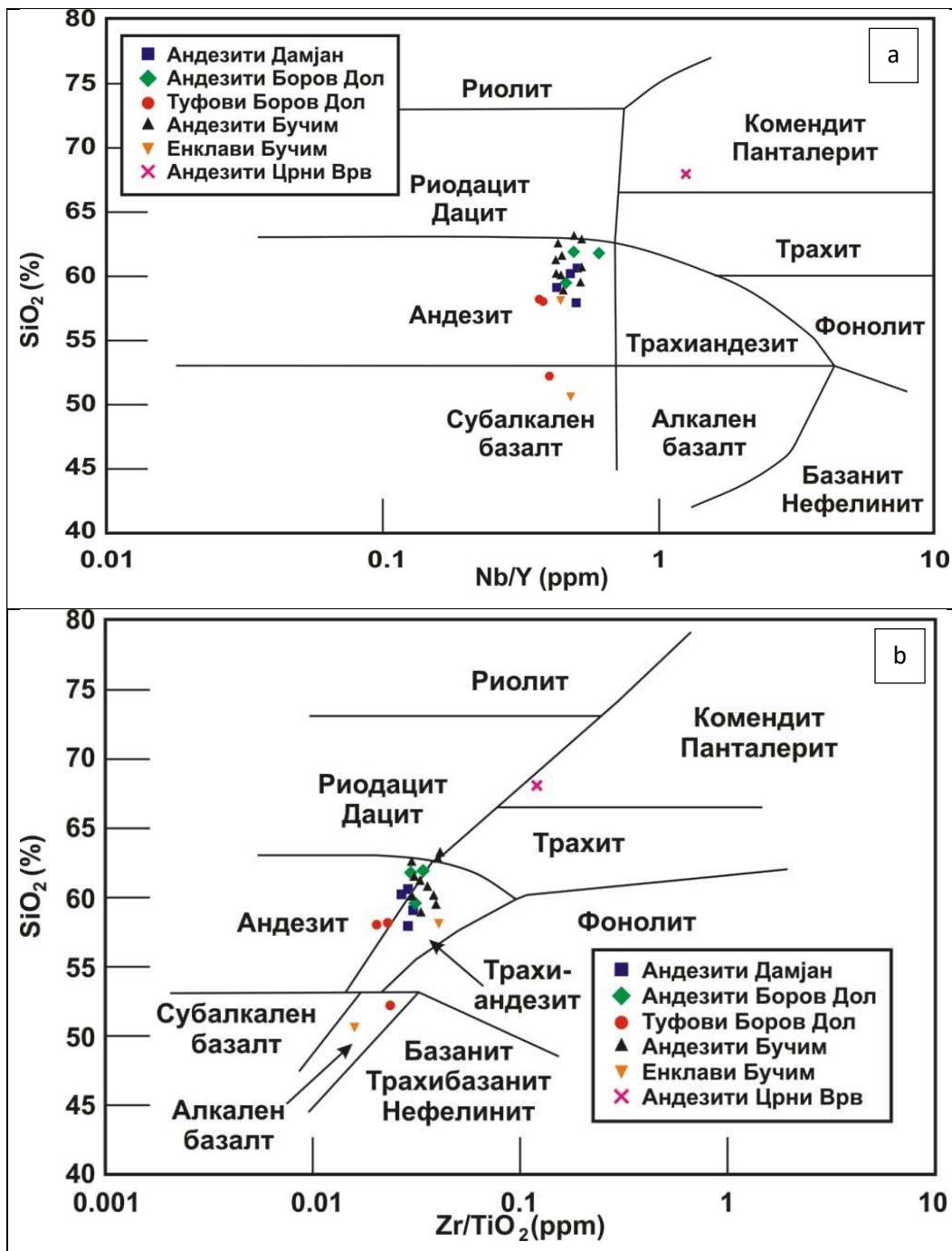
Погоре изнесеното укажува дека на ова подрачје постојат и поедини преодни типови на карпи, што се гледа и од нивните блиски минералолошко-петролошки особини, како и од просторната морфоструктурна позиција (Серафимовски, 1990).

На основа на приложените дијаграми (слика 10 и слика 11) како и на основа на дадениот хемиски состав (табела 2), може да се заклучи дека во рамките на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол како посебни петролошки членови можат да се издвојат следните типови на вулкански карпи: андезити, латити – андезито – латити (трахиандезити), латити – кварцлатити (трахидацити), трахити – латити и трахи – риолити (Серафимовски, 1990; Туџаров, 1993; Lehmann and Barcikowski, 2012).



Слика 10. Класификација на вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол врз основа на TAS дијаграмот (според: Le Maitre et al., 1989) (модификувано, според Lehmann and Barcikowski, 2012)

Fig. 10. Classification of the volcanic rocks of the ore district Bucim-Damjan-Borov Dol based on TAS diagram (after: Le Maitre et al., 1989) (modified after Lehmann and Barcikowski, 2012).



Слика 11.

Класификација на вулканските карпи според елементите во траги од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (според: Winchester and Floyd, 1976) (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Fig. 11. Classification of the volcanic rocks according to the elements in traces from the ore district Bucim-Damjan-Borov Dol (after: Winchester and Floyd, 1976) (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Табела 2. Хемиски состав на вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (според Lehmann and Barcikowski, 2012).

Table 2. Chemical composition of the volcanic rocks from the ore district Bucim-Damjan-Borov Dol (after Lehmann and Barcikowski, 2012).

| Лока- ција | Вршник | Вршник | Вршник | Вршник | Вршник | Цен. интрузив | Цен. интрузив | Цен. интрузив | Бунар- цик | Бунар- цик | Црни Врв | Цен. интрузив |
|------------------------------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|------------------|------------------|------------------|---------------|---------------|--------------|------------------|
| Карпа | | | | | | | | | | | | енклава |
| Про- мена | силна | умерена | силна | нема | умерена | нема | умерена | умерена | нема | нема | силна | |
| Проба | 238-3 | 238-4 | 228-1 | 248-2 | 248-1 | 268-1-A | 056-3 | 056-5 | 059-3 | 059-1 | Црни Врв | С1 |
| SiO₂ | 59,48 | 60,70 | 60,11 | 61,24 | 63,10 | 61,59 | 62,79 | 58,89 | 62,55 | 60,06 | 67,98 | 50,71 |
| TiO₂ | 0,44 | 0,45 | 0,44 | 0,56 | 0,48 | 0,52 | 0,42 | 0,49 | 0,51 | 0,52 | 0,29 | 0,75 |
| Al₂O₃ | 15,39 | 15,76 | 15,05 | 16,74 | 16,39 | 15,57 | 15,79 | 15,15 | 16,87 | 16,30 | 16,89 | 13,53 |
| FeO | 6,41 | 4,61 | 7,04 | 6,29 | 4,92 | 5,22 | 4,72 | 7,31 | 5,06 | 5,20 | 2,10 | 15,14 |
| MnO | 0,15 | 0,07 | 0,16 | 0,05 | 0,08 | 0,07 | 0,03 | 0,07 | 0,07 | 0,08 | 0,01 | 0,11 |
| MgO | 1,52 | 1,54 | 1,67 | 2,21 | 1,78 | 2,18 | 1,80 | 2,09 | 1,70 | 1,59 | 0,15 | 2,94 |
| CaO | 3,44 | 4,46 | 1,71 | 2,48 | 3,84 | 4,28 | 2,91 | 4,55 | 4,00 | 3,74 | 0,68 | 6,30 |
| Na₂O | 3,09 | 3,73 | 2,58 | 3,94 | 3,67 | 3,68 | 3,32 | 3,51 | 4,16 | 3,98 | 4,57 | 5,21 |
| K₂O | 5,89 | 4,57 | 5,58 | 4,30 | 4,65 | 4,56 | 5,53 | 5,44 | 3,90 | 3,81 | 5,79 | 1,50 |
| P₂O₅ | 0,27 | 0,28 | 0,27 | 0,34 | 0,28 | 0,29 | 0,24 | 0,30 | 0,32 | 0,32 | 0,14 | 0,36 |
| LOI | 3,98 | 3,63 | 5,25 | 1,51 | 4,24 | 1,96 | 2,40 | 2,01 | 0,76 | 0,85 | 1,03 | 3,21 |
| Total | 100,06 | 99,80 | 99,85 | 99,66 | 99,84 | 99,92 | 99,95 | 99,82 | 99,90 | 100,03 | 99,63 | 99,77 |
| Sc | 9,00 | 8,70 | 8,10 | 13,20 | 9,80 | 12,30 | 9,20 | 12,90 | 12,50 | 12,60 | 4,50 | 26,70 |
| V | 153,00 | 154,70 | 142,70 | 205,60 | 164,70 | 187,80 | 144,20 | 174,20 | 184,20 | 182,80 | 91,10 | 315,90 |
| Cr | 15,90 | 17,70 | 18,90 | 23,10 | 18,20 | 27,60 | 22,80 | 24,50 | 14,30 | 18,80 | 19,20 | 73,30 |
| Mn | 1167,00 | 593,00 | 1321,00 | 446,00 | 633,00 | 553,00 | 240,00 | 503,00 | 516,00 | 622,00 | 115,00 | 833,00 |
| Co | 10,30 | 11,00 | 7,90 | 14,10 | 8,80 | 13,30 | 11,30 | 8,60 | 10,80 | 11,00 | 2,60 | 13,70 |
| Ni | 9,90 | 12,20 | 11,90 | 21,60 | 9,20 | 11,90 | | 28,60 | 16,30 | 13,90 | 8,40 | 12,30 |
| Cu | 154,00 | 72,80 | 135,00 | 641,00 | 96,20 | 527,00 | 390,70 | 74,00 | 223,00 | 168,00 | 19,60 | 296,00 |
| Zn | 71,90 | 38,20 | 32,80 | 40,60 | 35,80 | 29,10 | 27,20 | 27,70 | 48,70 | 45,40 | 28,70 | 41,40 |
| Ga | 20,40 | 20,60 | 20,40 | 22,20 | 19,90 | 20,10 | 20,00 | 19,40 | 19,80 | 19,40 | 25,40 | 24,40 |
| Ge | | | 3,50 | 4,10 | | | | 7,30 | | 5,20 | | 6,90 |
| As | 10,50 | 5,00 | 21,70 | 9,40 | 9,80 | 16,70 | 64,30 | 10,40 | 2,50 | 5,30 | 10,60 | 36,70 |
| Rb | 242,00 | 151,00 | 221,00 | 133,00 | 165,00 | 118,00 | 119,00 | 110,00 | 113,00 | 121,00 | 270,00 | 44,30 |
| Sr | 573,00 | 1486,00 | 324,00 | 1607,00 | 824,00 | 1457,00 | 1182,00 | 1252,00 | 1819,00 | 1756,00 | 1301,00 | 785,00 |
| Y | 22,90 | 23,60 | 28,40 | 30,20 | 25,60 | 24,20 | 23,40 | 27,70 | 25,70 | 24,30 | 15,50 | 37,80 |
| Zr | 173,00 | 160,00 | 169,00 | 185,00 | 198,00 | 162,00 | 167,00 | 164,00 | 153,00 | 157,00 | 351,00 | 120,00 |
| Nb | 12,00 | 12,50 | 12,20 | 12,80 | 12,70 | 10,80 | 12,40 | 12,50 | 11,10 | 10,80 | 19,50 | 18,18 |
| Mo | 8,60 | 10,70 | 16,60 | 2,40 | 7,70 | 1,70 | 2,70 | 2,50 | 1,30 | 1,70 | 1,70 | 6,20 |
| Sn | 4,20 | 4,20 | 4,90 | 4,80 | 3,80 | 3,70 | 6,30 | 6,50 | 3,10 | 3,20 | 4,30 | 11,90 |
| Sb | 1,10 | 0,90 | 1,00 | | 1,00 | | | | | | 1,80 | 0,50 |
| Cs | 4,00 | 3,20 | 4,20 | 2,30 | 4,30 | 1,50 | 1,60 | 1,10 | 2,50 | 2,40 | 9,90 | 0,90 |
| Ba | 1644,00 | 2384,00 | 1453,00 | 1927,00 | 1745,00 | 1893,00 | 1572,00 | 1459,00 | 1977,00 | 1879,00 | 1775,00 | 271,00 |

| | | | | | | | | | | | | |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Hf | 4,90 | 4,40 | 4,50 | 5,00 | 5,20 | 4,70 | 5,40 | 3,90 | 4,20 | 4,60 | 10,10 | 3,80 |
| Ta | 0,90 | 1,00 | 1,00 | 1,10 | 1,00 | 0,80 | 0,90 | 1,20 | 0,90 | 0,90 | 1,20 | 1,20 |
| W | 12,70 | 12,80 | 26,20 | 9,80 | 6,80 | 4,60 | 7,40 | 2,70 | 3,20 | 2,40 | 8,60 | 2,60 |
| Ti | 1,20 | 0,30 | 2,10 | 0,60 | 0,90 | 0,30 | 1,00 | | 0,50 | 0,30 | 2,10 | |
| Pb | 7,60 | 51,30 | 29,30 | 28,80 | 25,90 | 28,00 | 32,60 | 34,00 | 49,40 | 49,40 | 91,60 | 22,90 |
| Bi | 5,40 | 2,40 | 7,10 | 2,70 | 0,70 | 1,10 | 1,50 | 1,40 | 0,30 | 0,80 | 1,10 | 5,30 |
| Th | 49,10 | 49,20 | 47,30 | 50,00 | 51,80 | 41,30 | 40,80 | 43,60 | 39,80 | 43,70 | 94,00 | 41,20 |
| U | 16,20 | 21,70 | 16,20 | 19,80 | 14,40 | 12,80 | 10,70 | 14,20 | 14,00 | 13,80 | 18,50 | 12,70 |

Табела 2. (Продолжение)

| Лока- ција | Вршник | Дамјан | Дамјан | Дамјан | Дамјан | Боров Дол | Боров Дол | Боров Дол | Боров Дол | Боров Дол | Боров Дол |
|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|
| Карпа | Енклава | | | | | | | | туф | туф | туф |
| Про- мена | | нема | слаба | слаба | нема | нема | нема | слаба | | | |
| Проба | V1 | 278-D-8 | 278-D-1 | 278-D-4 | 278-D-5 | 029-1 | 029-3 | 029-5 | 046-10 | 029-7 | 046-15 |
| SiO2 | 58,14 | 57,95 | 60,20 | 59,19 | 60,64 | 61,93 | 61,87 | 59,56 | 58,03 | 52,19 | 58,24 |
| TiO2 | 0,57 | 0,52 | 0,54 | 0,54 | 0,54 | 0,49 | 0,54 | 0,58 | 0,46 | 0,39 | 0,70 |
| Al2O3 | 17,00 | 15,94 | 16,23 | 16,50 | 16,72 | 16,89 | 16,32 | 16,40 | 8,93 | 6,85 | 8,07 |
| FeO | 8,57 | 3,14 | 5,24 | 2,97 | 4,97 | 4,76 | 6,58 | 5,48 | 6,84 | 8,04 | 2,88 |
| MnO | 0,09 | 0,11 | 0,11 | 0,09 | 0,10 | 0,21 | 0,05 | 0,08 | 0,19 | 0,19 | 0,28 |
| MgO | 2,03 | 2,04 | 2,23 | 1,85 | 2,61 | 1,95 | 1,68 | 1,95 | 11,19 | 22,01 | 1,13 |
| CaO | 2,76 | 8,36 | 5,26 | 7,77 | 5,30 | 4,14 | 2,93 | 5,26 | 7,21 | 5,05 | 13,57 |
| Na2O | 6,67 | 6,90 | 4,41 | 4,17 | 4,24 | 3,95 | 3,61 | 4,14 | 2,92 | 0,40 | 1,38 |
| K2O | 1,41 | 0,51 | 3,61 | 3,93 | 3,71 | 3,18 | 4,90 | 3,72 | 1,54 | 2,62 | 1,54 |
| P2O5 | 0,38 | 0,28 | 0,30 | 0,30 | 0,30 | 0,38 | 0,30 | 0,32 | 0,07 | 0,05 | 0,09 |
| LOI | 2,28 | 4,24 | 1,44 | 2,61 | 0,84 | 1,72 | 1,05 | 2,39 | 2,44 | 2,09 | 12,13 |
| Total | 99,89 | 99,99 | 99,56 | 99,91 | 99,96 | 99,59 | 99,84 | 99,88 | 100,23 | 100,34 | 100,04 |
| Sc | 9,20 | 13,30 | 14,30 | 14,60 | 14,02 | 9,60 | 13,50 | 14,00 | 20,10 | 17,90 | 12,60 |
| V | 242,80 | 182,20 | 194,10 | 199,30 | 191,30 | 151,60 | 190,50 | 200,70 | 116,00 | 126,80 | 79,40 |
| Cr | | 24,10 | 16,00 | 19,50 | 21,20 | 16,10 | 24,00 | 17,90 | 1773,00 | 1872,00 | 65,00 |
| Mn | 678,00 | 843,00 | 853,00 | 748,00 | 773,00 | 1694,00 | 383,00 | 643,00 | 1443,00 | 1461,00 | 2003,00 |
| Co | 9,20 | 8,20 | 9,70 | 8,40 | 11,00 | 9,70 | 9,70 | 9,60 | 87,30 | 54,70 | 6,40 |
| Ni | 16,00 | 8,50 | 8,40 | 13,80 | 13,40 | 8,20 | 17,40 | 9,50 | 1110,00 | 1258,00 | 33,10 |
| Cu | 38,00 | 9,50 | 39,90 | 17,10 | 124,90 | 7,40 | 2001,00 | 70,30 | 5,20 | 181,00 | 10,30 |
| Zn | 50,80 | 308,00 | 44,30 | 34,60 | 36,60 | 175,10 | 41,20 | 34,80 | 42,30 | 65,20 | 33,10 |
| Ga | 26,30 | 18,70 | 20,30 | 20,40 | 19,40 | 21,40 | 20,90 | 20,20 | 9,50 | 7,90 | 8,30 |
| Ge | 7,30 | 5,00 | 4,30 | | 5,70 | | 4,80 | 4,00 | | 7,30 | |
| As | 17,20 | 9,20 | 3,10 | 2,80 | 2,00 | 3,70 | 1,80 | 3,20 | 8,10 | | 7,70 |
| Rb | 49,90 | 25,00 | 91,40 | 80,00 | 78,80 | 102,00 | 86,20 | 88,30 | 33,40 | 149,00 | 50,50 |
| Sr | 1484,00 | 1613,00 | 1583,00 | 1900,00 | 1618,00 | 1728,00 | 1677,00 | 1858,00 | 59,50 | 82,60 | 99,40 |
| Y | 39,60 | 22,00 | 24,40 | 25,60 | 23,30 | 24,70 | 19,20 | 24,40 | 15,20 | 12,40 | 27,20 |
| Zr | 230,00 | 150,00 | 145,00 | 166,00 | 155,00 | 168,00 | 160,00 | 179,00 | 94,50 | 92,10 | 161,00 |
| Nb | 17,50 | 11,10 | 11,70 | 11,00 | 11,80 | 12,20 | 11,70 | 11,20 | 5,80 | 5,00 | 10,10 |
| Mo | 12,70 | 26,10 | 2,50 | 2,50 | 2,80 | 1,20 | 1,10 | 1,10 | | | |

| | | | | | | | | | | | |
|----|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|-------|--------|
| Sn | 5,00 | 4,00 | 4,70 | 5,20 | 4,00 | 3,00 | 3,70 | 4,30 | 3,60 | 3,40 | |
| Sb | 1,00 | 0,90 | | | | 0,50 | 0,60 | | 2,20 | 0,70 | 1,00 |
| Cs | 1,00 | 5,00 | 0,90 | 2,30 | 1,10 | 3,70 | 0,70 | 0,90 | 0,70 | 8,40 | 2,60 |
| Ba | 528,00 | 309,00 | 1715,00 | 1783,00 | 1648,00 | 2108,00 | 1973,00 | 2023,00 | 325,00 | 75,80 | 237,00 |
| Hf | 6,50 | 4,20 | 4,10 | 4,30 | 3,80 | 4,10 | 4,30 | 4,70 | 2,70 | 2,40 | 5,70 |
| Ta | 1,10 | 0,80 | 1,00 | 0,80 | 0,80 | 0,80 | 0,80 | 0,80 | 0,50 | 0,50 | 1,00 |
| W | 37,80 | 1,10 | 2,00 | 2,50 | 0,80 | 2,20 | 1,40 | 3,50 | 2,00 | 0,90 | 2,00 |
| Tl | | | | | | 0,30 | 0,40 | 0,20 | 1,00 | 2,00 | |
| Pb | 8,50 | 70,30 | 47,90 | 32,30 | 27,10 | 92,70 | 45,90 | 19,50 | 2,40 | 2,00 | 5,20 |
| Bi | 0,90 | 0,40 | 0,70 | 0,20 | 0,10 | 0,30 | 3,80 | 0,30 | | 0,40 | 0,60 |
| Th | 88,90 | 31,70 | 35,90 | 34,50 | 34,00 | 33,40 | 39,50 | 38,40 | 4,40 | 2,90 | 5,60 |
| U | 21,80 | 11,60 | 11,20 | 11,90 | 9,20 | 6,90 | 7,20 | 10,40 | 1,40 | 2,10 | 1,80 |

Главните оксиди во wt. %, микроелементите во ppm; промена: силна (филитска-аргилитска), умерена (калиска и пропилитска), слаба (калиска ± пропилитска); LOI- вода и губење на жарење.

Major oxides in wt. %, trace elements in ppm; alteration: strong (phyllic-argillic), slight (potassic and propylitic), negligible (potassic±propylitic); LOI- water and loss of ignition.

Андезити – Вулканските карпи со андезитски состав се издвоени во потесната околина на рудникот Дамјан (слика 7), северно од Маденска Река (локалност Петралица) и кај Стара Чешма (Серафимовски, 1990). Тие се издвоени претежно по должина на контактот меѓу Дамјанскиот и Бучимскиот блок. Се појавуваат во вид на силиви и дајкови и се издолжени во правец на протегање СЗ-ЈИ и по должина на слоевитоста на горноеоценските флишни седименти (Туџаров, 1993).

Врз основа на микроскопскиот преглед, андезитите имаат јасна холокристалесто порфирска структура во која фенокристалите се преставени со плагиокласи и боени минерали (Туџаров, 1993).

Во минералниот состав на андезитите учествуваат крупни фенокристали на плагиокласи со изразена зонарна градба и големина од 2-5 mm (25-35 %), хорнбленда и биотит (до 15%), поретко пироксен и санидин (до 1%), а како придружни состојки се појавуваат апатитот и ортитот. Фенокристалите лежат во микрокристалеста основна маса (50-60%) која се состои од микролити на плагиокласи, поретко аугит, стаклеста компонента и сосема ретко се присутни ситнокристалести опалски минерали (Серафимовски, 1990). Редоследот на кристализација е следниов: циркон→апатит→амфибол ± ортит ± плагиокласи ±

биотит ± кварц → санидин. Во андезитите од Дамјан, амфиболите и цирконите се вклучени во ортитот што води до заклучокот дека во парагенетската низа ортитот доаѓа по амфиболот. Овде има ретки појави на кварц во ксеноморфни зрна (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Плагиокласите се најчесто адуларизирани и каолинизирани, додека боените минерали се пропилитизирани. На места андезитите се наполно изменети-избелени, а од првобитните минерали се забележуваат само контурите (Серафимовски, 1990).

Врз база на хемизмот на андезитите од Дамјан може да се заклучи дека се тоа карпи кој содржат околу 59,50 % SiO_2 , 4,17-6,90 % Na_2O , релативно ниски содржини на K_2O 0,51-3,93 % и високи содржини на CaO од 5,26-8,36 %, што е веројатно последица на каонтаминација на магмата при нејзиното продирање низ карпи богати со карбонати.

За андезитит од Дамјанскиот блок е сврзано оруднувањето со железо кај Дамјан и локалноста Стара Чешма (Туцаров, 1993).

Латити – андезито – латити (трахиандезити) – Вулканските карпи со латитско и делумно андезито-латитски состав се издвоени во потесната околина на Бучим, за кој просторно и парагенетски е поврзана порфирската бакарна минерализација во ова наоѓалиште (Серафимовски, 1990). Овие вулкански карпи се јавуваат и во југозападниот дел на Дамјанскиот блок на правецот Самарџиница – Казматова Чука (Туцаров, 1993). Тоа се претежно мали субвулкански пробои во вид на дајкови и некови.

Овие вулкански карпи макроскопски имаат сиво-темна боја, а се карактеризираат со холокристалеста порфирска структура при што фенокристалите имаат големина до 1 см. Имаат масивна текстура (Туцаров, 1993), единствено централниот интрузив во Бучим има делумно флуидна текстура (Lehmann and Barcikowski, 2012). Најзастапени фенокристали во интрузивите на Бучим се плагиокласите (17-23 %), потоа следуваат боени минерали (12-17 %) и санидинот (2-12 %). Нивните концентрации се различни кај секој интрузив. Застапеноста на основна маса се проценува дека е највисока во интрузивот на Вршник (околу 65 %), опаѓа во централниот интрузив (околу 60 %), а во Бунарџик е

со најниска застапеност (околу 55 %). Сите интрузиви во Бучим содржат апатит како еден од најзастапените придружни минерали, кој наместа се среќава вклучен во амфиболи и поретко во биотит и во плагиокласи. Цирконски вклопувања се утврдени претежно во апатит и во основната маса. Во ретки случаи мали кристали се вклопени во амфиболи и во биотит. Во Бунарџик како придружен минерал е застапен исклучиво ортитот, но во многу мали количини (Lehmann and Barcikowski, 2012). Плагиокласите и санидинот се свежи и покажуваат зонарна градба, по должина на пукнатините се видливи промени главно во серицит. Фемските минерали на поедини места наполно се променети, претворени во хлорит, епидот, магнетит и лимонит (Туџаров, 1993). Појавите на епидот се толкуваат како алтерациски производ на амфибол што се должи на пропилитска алтерација и следствено не се магматски по потекло. Редоследот на кристализација е следниов: циркон→апатит→амфибол ± ортит ± плагиокласи ± биотит ± кварц→санидин. Бидејќи кварцот се јавува како идиоморфен фенокристал заедно со плагиокласите, амфиболите и биотитот во јадрото на санидин, се претпоставува дека системот бил заситен со SiO₂ за време на кристализацијата. Згора на тоа, во централниот интрузив се среќаваат ксеноморфни, џеповидни асоцијации на кварц во основната маса (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Хемискиот состав на овие вулкански карпи е прикажан во табела 2. Од прегледот на анализи се гледа дека тоа се карпи кој содржат околу 61,5 % SiO₂, релативно близок сооднос на калциумски, натриумски и калциумски оксид, кој се движи во границите CaO : K₂O : Na₂O ≈ 0,76 : 1,40 : 1,00, како и ниските содржини на FeO (околу 5,7 %) и MgO (околу 1,8 %) што јасно ги одредува овие карпи во групата на латитите. Латитската припадност на вулканските карпи од Бучим јасно се гледа и од TAS – дијаграмот (слика 10) за класификација на вулканските карпи.

Латити – кварцлатити (трахидацити) – Овие терциерни вулканити се најшироко распространети во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол. Просторно се поврзани за Дамјанскиот блок, односно за разломните структури и структурите на лушпење со правец на протегање СЗ-ЈИ. Се појавуваат најчесто во вид на дајкови, некови, купи и изливи на лави. Изливите добро се воочуваат во околината на Брест (Брестовачки поток) и во потесната околина на Боров Дол (Серафимовски, 1990).

Од досегашните сознанија, овие карпи имаат големо значење за металогенијата на Дамјанскиот блок, за нив е поврзана бакарната порфирска минерализација во наоѓалиштето Боров Дол. Оваа минерализација во Боров Дол е сместена во самите вулканити од постарата фаза, односно околу латитскиот дајк кој ги пробива вулканските членови од постарата фаза кои се интензивно хидротермално променети (слика 7). Силно изменети и делумно оруднети латити и кварцлатити се регистрирани уште во околината на Брес, Попова Шапка, Горна Враштица и др. (слика 7) (Туџаров, 1993).

Латитите и кварцлатитите се одликуваат со холокрystalеста порфирска структура и масивна текстура (Туџаров, 1993). Со микроскопските испитувања е утврден минерален состав во кој фенокристалите на плагиокласите со големина од 0,5 cm а на места и до 1 cm учествуваат со 25-30%, поретко санидин кој претежно е застапен во основната маса. Фемските минерали хорблендата и биотитот се застапени со околу 10-16 % (Туџаров, 1993).

Плагиокласите се зонарни, а пукнатините се зафатени со каолинизација и адуларизација. Боените минерали се зафатени со епидотизација и хлоритизација.

За разлика од претходно споменатите интрузиви кај Дамјан и Бучим, интрузивите кај Боров Дол имаат многу повеќе основна маса (околу 75%) (Lehmann and Barcikowski, 2012). Како придружни минерали се јавуваат апатит, титанит и ортит (Серафимовски, 1990). Ортитот е вклопен во плагиокласи што значи дека кристализацијата на ортитот се случила после онаа на амфиболите и претходела на кристализацијата на плагиокласите (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Во табела 2 е прикажан хемискиот состав на овие карпи. Од табелата може да се види дека во хемискиот состав тие имаат SiO₂ од 59,56-61,93%, Na₂O помеѓу 3,61-4,14 %, K₂O помеѓу 3,18-4,90 % и CaO помеѓу 2,93-5,26 %. Скоро еднаквите содржини на алкалии, овие карпи ги подредува во групата на кварцлатитите. Овие карпи генерално имаат натриски карактер и се во непосредна врска со бакарната порфирска минерализација која се јавува во Дамјанскиот блок (Туџаров, 1993).

Трахити – латити – Вулканските карпи со трахитско-латитски состав имаат светло сива до жолтеникаво-темна боја и компактно-масивна текстура (Туџаров, 1993). Тие се појавуваат западно од Дамјан, односно во околината на Шопур,

Капина и Стара Чешма. Тие зафаќаат еден поширок простор, каде се појавуваат во облик на дајкови, силиви и изливи на лава во вид на покрови. Северозападно од Маденска Река (во околината на Памуклук) овие вулкански карпи ги пробиваат горноеоценските седименти, а по должина на контактот е забележана скарнизација и слаба Fe минерализација. На запад од Руево Брдо овие карпи се излиени во вид на поголеми маси преку серпентинитите и гранитоидите, а самата вулканска купа Руево Брдо (слика 5) претставува веројатно продукт на една помлада латитска фаза која ги пробива трахито-латитските карпи (Серафимовски, 1990).

Трахит-латитските карпи се претежно крупнозрнести карпи со изразито порфирска структура. Изградени се од крупни фенокристали на плагиокласи (22-30%), обоени минерали (11-20%), поретко санидин, основна маса (50-60%) и сосема ретко кварц. Плагиокласите се обично добро развиени во вид на хипидиоморфни и/или идиоморфни зрна со зонарна градба, а по рабовите и пукнатините се зафатени со каолинизација и адуларизација. Хорнблендата и биотитот се најчесто зафатени со пропилитизација чии продукти најчесто се: хлорит, калцит и ситни зрна на Fe-минерали. Санидинот се појавува во ситни и доста ретки фенокристали кои се свежи, а високите содржини на калциумски оксид во овие карпи укажува дека санидинот е далеку повеќе застапен во основната маса (Серафимовски, 1990).

Трахи – риолити – Овие вулкански карпи се присутни главно во Бучимскиот блок, односно во околина на Калапетровци, Црн Врв и Кошево (слика 8). Тие се продукт на една кисела гранитско-сиенитска магма интродурана во субвулканско ниво по должина на зоните на вкрстување на разломните структури со правец на протегање ССЗ-ЈЈИ и СИ-ЈЗ. На денешното ерозивно ниво се откриени само субвулканските фации на овој магматизам, кој се претставени со трахити и трахи-риолити во вид на дајкови и некови. За овие субвулкански магматски тела просторно и парагенетски се поврзани појави на Си минерализација, кој се сеуште се недоволно проучени (Серафимовски, 1990).

Трахи - риолитите се карактеризираат со порфирска холокристалеста до трахитска структура, присуство на крупни фенокрисали на фелдспати-санидин со големина од 1 cm, на фемски минерали до 2 mm и холокристалеста основна маса. Најзастапен минерал во фенокристалите е санидинот, кој е двојно близнет и/или

неблизнет, потоа плагиокласите (2-9 %) кои се делумно каолинизирани, фемски минерали околу 8 % - пропилитисана хорнбленда и релативно свеж биотит. Најголем дел од составот на овие карпи (околу 65 %) им припаѓа на основната маса која е изградена од микроминерали на фелдспати – санидин и кварц. Како придружни минерали се појавуваат апатит и сфен (Серафимовски, 1990).

Хемискиот состав на трахи-риолитите е прикажан во табела 2. Од приложената анализа се гледа дека овие карпи се одликуваат со високи содржини на алкалии Na_2O 4,57 % и K_2O 5,79 %, ниска содржина на CaO 0,68 % и релативно висока содржини на SiO_2 67,98 %. Од изнесените податоци може да се заклучи: спрема високите содржини на алкалиите (кои доаѓаат од обемото присуство на санидинот) и релативно ниските содржини на CaO , овие карпи во целост одговараат на трахитите, но спрема содржините на SiO_2 (утврдено е присуство на кварц во основната маса), овие карпи би одговарале на риолитите. Ваквите констатации се видливи и од TAS-дијаграмот (слика 10). Поради тоа овие вулкански карпи да се третираат во една преодна трахи-риолитска група (Серафимовски, 1990).

Енклави – Се анализирани две мафитски енклави, едната енклава е од Централниот интрузив, а другата е од Вршничкиот интрузив (табела 2). Големината на енклавите варира од 1-10 cm, но помалите се позастапени. Анализираниите енклави се делумно зафатени од хидротермални промени. Особено енклавата од интрузивот кај Вршник претрпела хидротермалната промена, веројатно предизвикана од реакции на пропилитска па дури и филитско-аргилитска замена. За споредба, енклавата од Централниот интрузив претрпела само мал степен на хидротермална промена. Меѓутоа и кај двете енклави се забележани пониски концентрации на SiO_2 (50,71-58,14 %) за разлика од останатите примероци. Како последица на тоа, енклавите се послабо еволуирани од вулканските карпи. Овие енклави се истакнуваат со високи концентрации на FeO_{tot} (8,57-15,14 %) Na_2O (5,21-6,67 %) и Y (37,8-39,6 ppm), како и со ниски концентрации на K_2O (1,41-1,50 %) и Sr (785,0-1484,0 ppm) (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Туф – Примероците на туф се земени од наоѓалиштето Боров Дол. Слоевите на туф би требало да се постари од интрузивот (слика 9). Пронајдени се три

различни типови на туф. Секој од нив е со нешто поразлична минералологија, но кај сите се забележува финозрнеста текстура. Две од трите типа на туф се со екстремно високи концентрации на Ni, Cr и Mn (табела 2). Слика 10 покажува дека туфот има поинаков геохемиски склоп од интрузивите во Бучим, Дамјан и Боров Дол (Lehmann and Barcikowski, 2012).

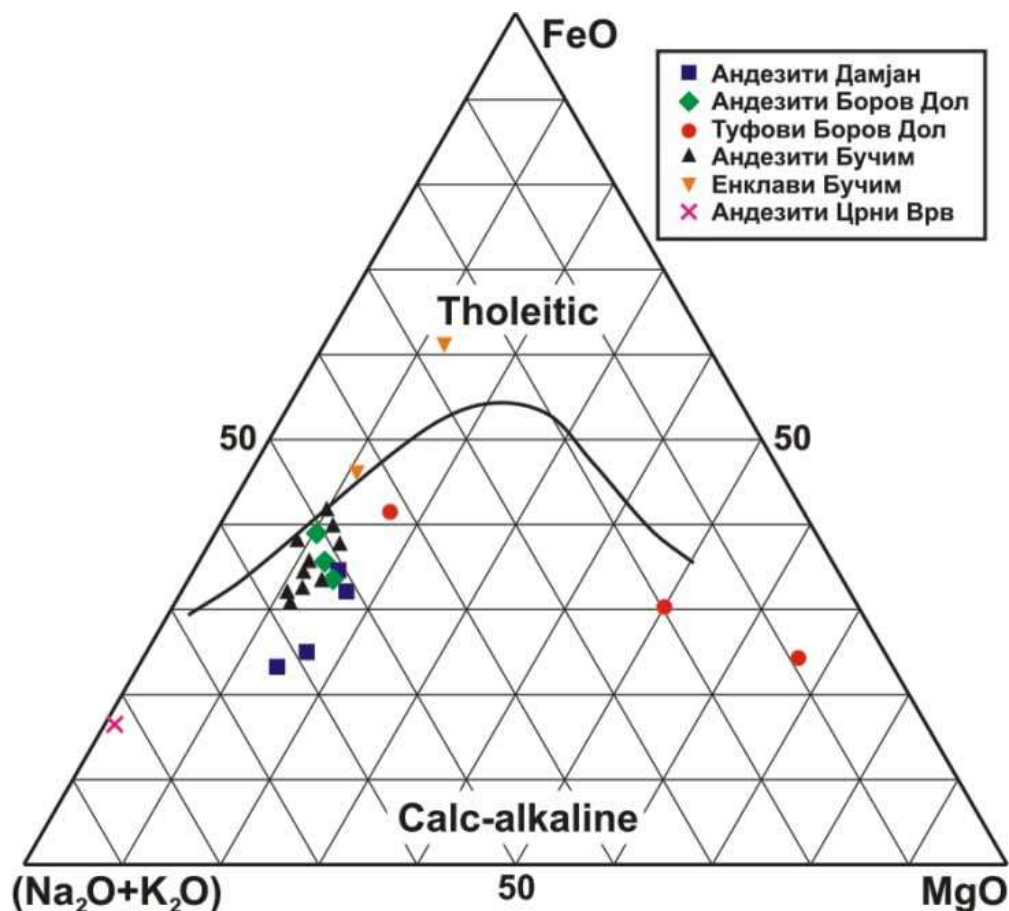
8.3. Петрохемиски карактеристики на терциерните вулкански карпи

Хемискиот состав на карпите како најрелевантен показател за одредување на карактерот и типот на магмата и нејзините диференцијати, преставува основа за согледување на петрохемиските карактеристики на вулканските карпи (Серафимовски, 1990).

Од прикажаните хемиски анализи (табела 2), може да се заклучи дека вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се продукт на една калко-алкална интермедијарна до кисела магма која по својот карактер најверојатно одговара на монцонитските до кварцмонцонитските, а во некои случаи и на гранодиоритските магми (Туџаров, 1993).

Нагласениот калко-алкален карактер на неогениот магматизам од ова подрачје, се гледа од приложените A-F-M и Na₂O-CaO-K₂O дијаграми (слика 12 и слика 13), за чија конструкција се користени податоци од 23 силикатни анализи (табела 2).

Од A-F-M дијаграмот (слика 12) се гледа дека сите карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се лоцирани во полето на калко-алкалната серија групирајќи се при тоа во непосредна близина на A-F работ со тенденција кон A (Na₂O+K₂O) компонентата, што е резултат на изостанувањето на базичните фации на калко-алкалниот низ. Ова исто така укажува дека карпите од ова подрачје главно се сиромашни со фемски минерали, а доста богати со алкалии што најверојатно доаѓаат како резултат на влијанието на средината низ која се интродуирани магмата и пратечките флуиди (Серафимовски, 1990).

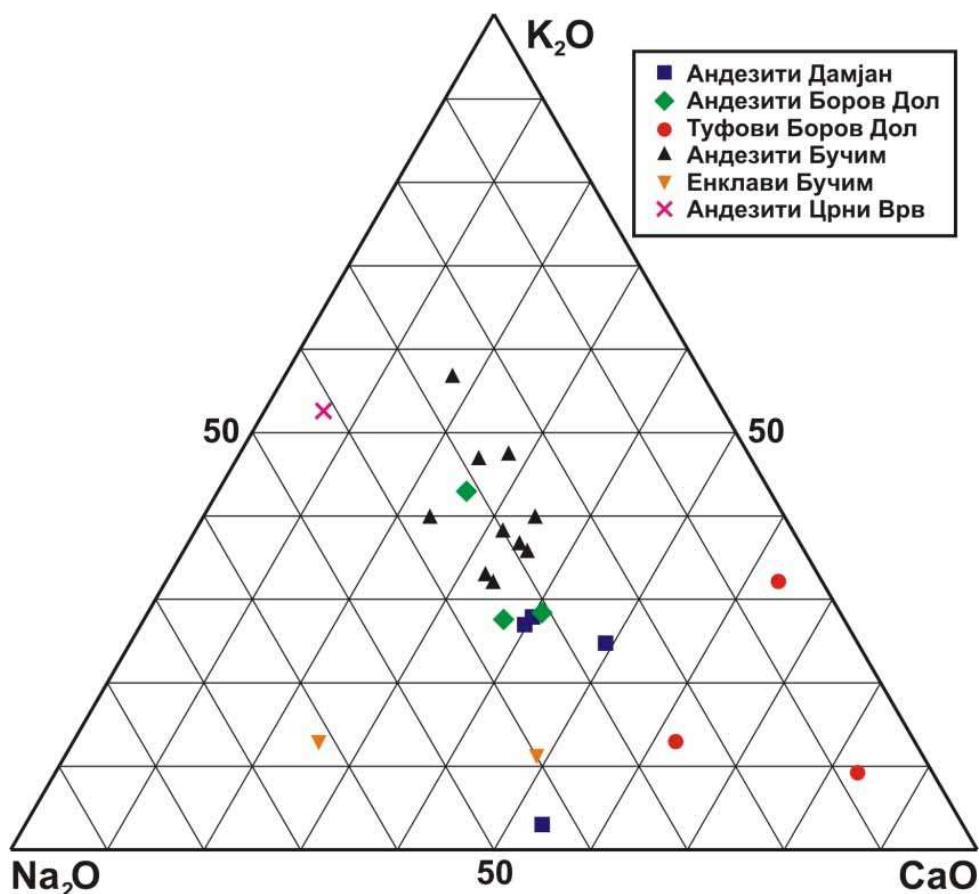


Слика 12. A-F-M дијаграм за вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол
Fig. 12. A-F-M diagram for volcanic rocks from the ore district Bucim-Damjan-Borov Dol.

Калко-алкалниот карактер на вулканските карпи се гледа и од $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ дијаграмот (слика 13), каде податоците главно се групираат во средишните делови на дијаграмот. Ова укажува на уедначеното присуство на овие компоненти во составот на вулканските карпи од ова подрачје. Исклучок е податокот за трахириолитите (Црни Врв), кој е лоциран блиску до линијата $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ што е последица на ниските содржини на CaO и доста високите содржини на алкалиите во составот на карпите.

Врз база на бројните појави и наоѓалишта од порфирски тип во светот, е утврдено дека порфирските наоѓалишта на бакар, во најголем дел се поврзани со тектонските региони окарактеризирани со чест калко-алкален магматизам поврзан со субдукционите маргини (Vallencia-Moreno et. al., 2007). Врз овие податоци може да се примени и петролошкиот критериум за распознавање на порфирските наоѓалишта заради фактот дека во нив ретко се појавуваат или изостануваат феро-

магнезиските минерали од редот на пироксените, додека пак повремено се забележуваат хорблендата и биотитот (Misra, 2000). Поранешните тврдења дека кај овој тип на наоѓалишта се појавува аномално голема количина на Cu, Zn и Pb како состојки на биотитот се покажале како неточни. Според некој истражувачи порано створените Fe-Mg минерали од минерализираните интрузиви можат всушност да бидат со дефицитарна содржина на Cu споредено со стерилните системи. Отсуството на халогени елементи во биотитот не се покажало како фактор на распознавање. Биотитите од минерализираните интрузии, обично, се збогатени со Cl и F, но разликата е мала и популацијата се менува во широк опсег (Тасев, 2010).

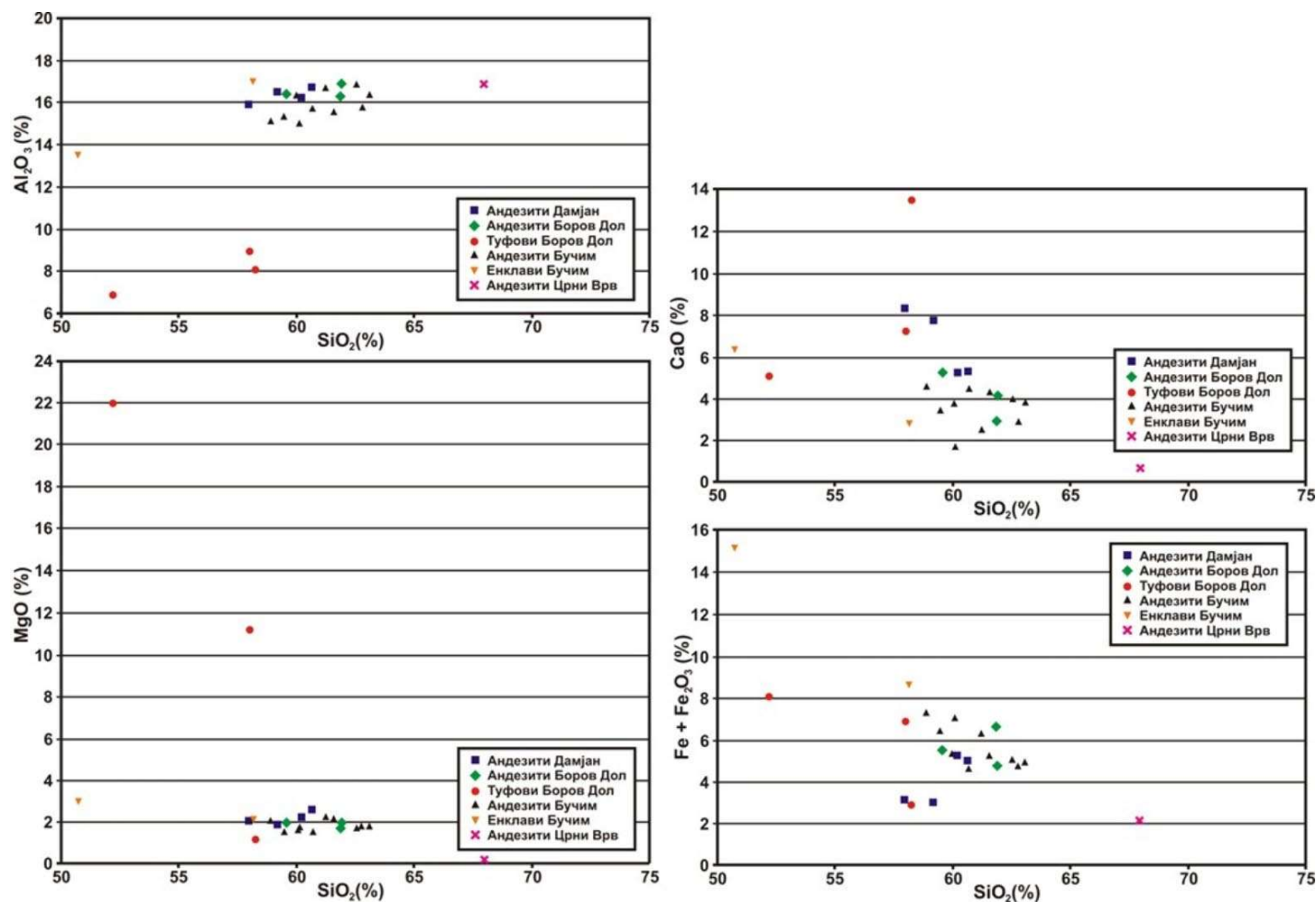


Слика 13. Na₂O-CaO-K₂O дијаграм за вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол

Fig. 13. Na₂O-CaO-K₂O diagram for volcanic rocks from the ore district Bucim-Damjan-Borov Dol.

Присуството на различни типови на карпи во рамки на калко-алкалната серија е резултат на диференцијацијата на магматскиот растоп, која во основа е контролирана со меѓусебниот однос на компонентите и нивната распределба во

поедините диференцијати на дадениот магматски растоп. Меѓусебниот однос на компонентите во вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол е прикажан на корелативните дијаграми помеѓу содржините на SiO_2 и Al_2O_3 , CaO , MgO и $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (слика 14). Овие корелативни дијаграми во основа го прикажуваат трендот на обогатувањето или осиромашувањето на поедините компоненти во зависност од промената на содржината на SiO_2 .



Слика 14. Корелативни дијаграми помеѓу содржините на SiO_2 и Al_2O_3 , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , CaO за вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол.

Fig. 14. Correlative diagrams between the amount of SiO_2 and Al_2O_3 , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , CaO for volcanic rocks from the ore district Bucim-Damjan-Borov Dol.

Од корелативниот дијаграм помеѓу содржините на SiO_2 и Al_2O_3 се гледа дека не постои директна корелативна зависност помеѓу овие компоненти, односно со зголемувањето на содржината на SiO_2 не доаѓа до промена на содржината на Al_2O_3 . Ова е резултат на релативно постојаното присуство на Al_2O_3 компонентата при

диференцијацијата на магмата и приближно еднаквиот распоред на неа во поедините диференцијални типови на вулканските карпи од ова подрачје (Серафимовски, 1990).

Од корелативните дијаграми помеѓу содржините на SiO_2 и $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO како и CaO , јасно се гледа дека постои корелативна врска помеѓу истите. Имено, со порастот на содржината на SiO_2 доаѓа до опаѓање на содржините на $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO и CaO , што е последица на нормалната диференцијација на магмата и концентрирањето на овие компоненти во побазичните типови на карпи кој во основа се побогати со фемски минерали.

Најниските содржини на $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO и CaO се забележуваат кај најкиселите преставници (од групата на трахи-риолитите), што е во согласност со нормалниот диференцијален развој на магматскиот растоп (Серафимовски, 1990).

9. ИНТЕГРАЛНО МОДЕЛИРАЊЕ НА БАКАРНОТО – ПОРФИРСКО НАОЃАЛИШТЕ БОРОВ ДОЛ

9.1. Геолошка градба на наоѓалиштето Боров Дол

Најисцрпни податоци за геолошката градба на наоѓалиштето Боров Дол можат да се најдат во делата на Туџаров (1973, 1993), Чулев и др. (1984), Серафимовски (1990), Петров и др., (2014) и др.

Порфирското наоѓалиште на бакар - Боров Дол се наоѓа во јужниот дел на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (Чулев и др., 1984), во рамките на Вардарската зона на границата со Српско-Македонскиот масив од исток. Иако рударските активности на просторот на Боров Дол постоеле уште од 6-5 век пред нашата ера, за што говорат откриените предмети од пајонско-македонска бронза. Наоѓалиштето за прв пат поконкретно е истражувано во периодот помеѓу двете светски војни (Туџаров, 1993). Додека пак, интензивни и комплексни геолошки истражувачки работи започнуваат во текот на 1965 год. (Туџаров, 1993), и со прекини траат до денес.

9.1.1. Стратиграфија

Со геолошко-петролошките и лабораториски истражувања е потврдено дека во геолошката градба на потесното подрачје на наоѓалиштето Боров Дол, учествуваат главно палеогени, неогени, вулканогено-седименти и вулкански карпи (Туџаров, 1993) (слика 15).

Палеогените седименти зафаќаат голем дел од просторот на Боров Дол. Главно се јавуваат во северниот и североисточниот дел на наоѓалиштето со правец на протегање ССЗ-ЈЈИ со пад кон СИ од 40-60° (слика 7 и слика 15). Овде се присутни сите членови на палеогенот: конгломерати, палеоген флиш и серија на туфити и песочници (Туџаров, 1993).

Конгломератите се јавуваат во северниот и северозападниот дел на наоѓалиштето (слика 15). Едрозрните песочници имаат јасно видлива слоевитост, поради тоа повеќе потсетуваат на флиш отколку на конгломерати. Конгломератите се сместени во зоните на интензивни хидротермални промени, поради што и самите

се силно изменети. Изградени се главно од фрагменти на гнајсеви и кварц. Тие, слабо се врзани со глинесто-песоклива компонента (Туџаров, 1993).

Фазијата и флишот што го зафаќа северниот дел на подрачјето лежи помеѓу туфно-песковитата серија и неогените седименти (слика 15). Кон север ја сочинува подината на варовничката греда на Самарџица. Во серијата јасно се издвојуваат тенки слоеви на ситнозрнести и едрозрнести песочници и конгломерати. Целата серија е со пад кон СИ од 40-60°. Флишот е зафатен со силни хидротермални промени, поради што тешко може да се издвои од конгломератите или пак дури и од андезитите (Туџаров, 1993).

Вулканогено - седиментните творби се детерминирани како туфно песоклива серија, изградена од: песочници, лапоровити песочници и варовници и пелитични туфови и туфити. Овие творби претставувале единствен покривач кој покасно е пробиен со вулканитите и вклетен или прекриен од нив (Туџаров, 1993). На повеќе места тие се тектонски здробени поради што и нивната слоевитост е тешко забележлива, а најдобро е изразена во присутните песочници. Серијата паѓа кон СИ со падни агли од 40-60°. Од извршената анализа на пирокластичниот материјал, туфовите се одредени како андезитски (слика 10). Присуството на туфовите во серијата укажува на вулканска активност која е синхрона со седиментацијата на палеогените седименти. При што, туфовите што лежат околу Боров Дол настанале од поинаква и порана ерупција (Lehmann and Barcikowski, 2012).

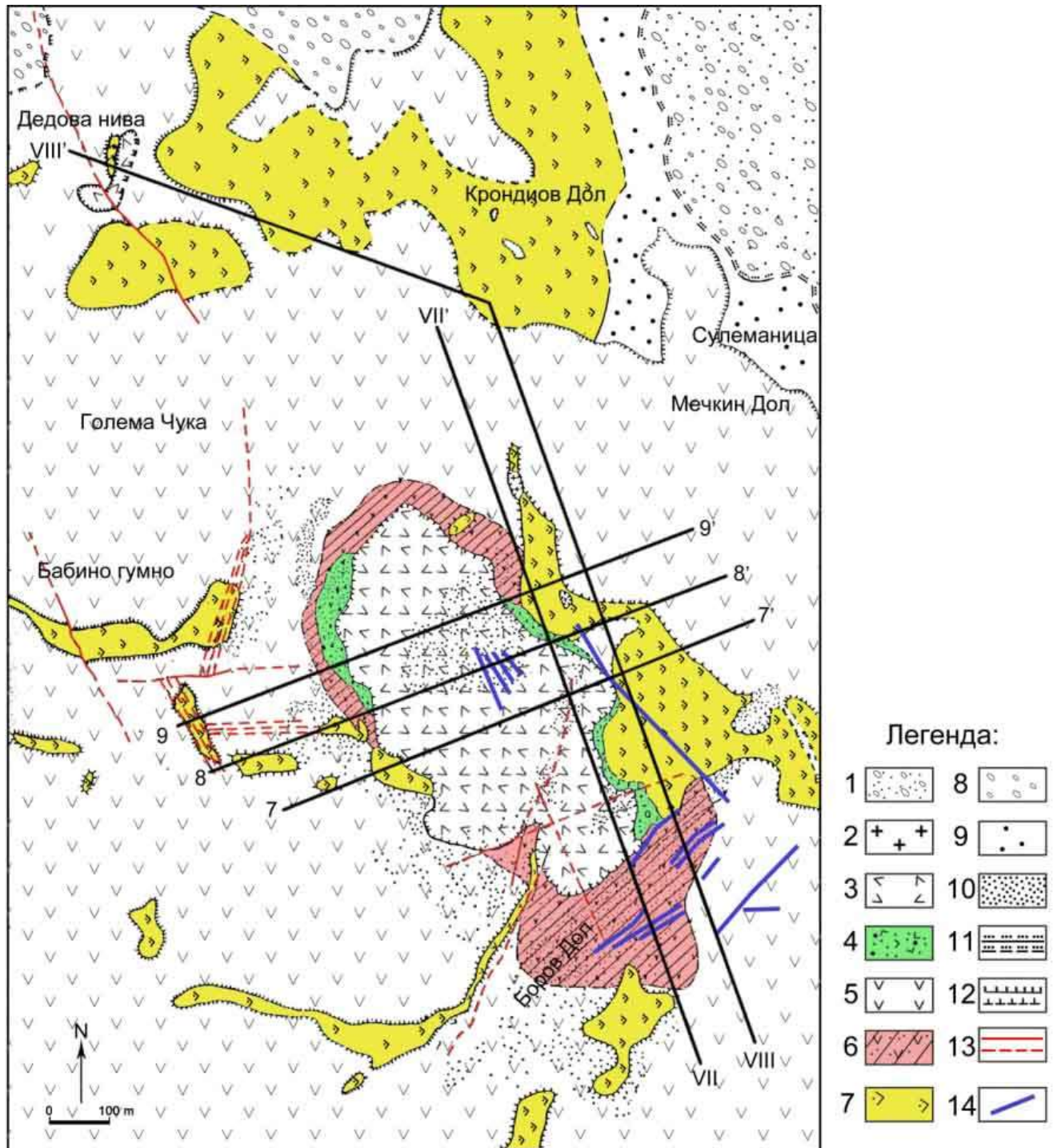
Неогените седименти-конгломератите, ги зафаќаат северните и северо-источните делови на наоѓалиштето Боров Дол. Тие го изградуваат гребенот на Самарџица (слика 7 и слика 15). Конгломератите се изградени од хетероген материјал во кој доминираат валутоци од кварц, кристалести шкрилци и палеогени варовници. Во составот на неогените конгломерати присутна е песоклива фракција од палеогениот флиш како и фрагменти на магнетитско-хематитска руда, која укажуваат дека оруднувањето во наоѓалиштето Дамјан во голема мера било зафатено со ерозија и е еродирано (Туџаров, 1993).

9.1.2. Магматизам

Магматските карпи во наоѓалиштето Боров Дол се претставени со субвулкански и вулкански фации на латити, кварцлатити и андезити. Врз основа на регионалните и деталните геолошки истражувања и вулканолошко-петролошките истражувања спроведени на наоѓалиштето Боров Дол, утврдено е дека можат да се издвојат две вулкански фази. Првата фаза ја сочинуваат сиво-бели крупнопорфирски интензивно хидротермално променети андезити, односно латити и кварцлатити во кој е сместено оруднувањето на бакар во наоѓалиштето Боров Дол (слика 15 и слика 16). При што, со микроскопските испитувања на латитите и кварцлатитите е констатирано дека хорнблендата е најчесто претворена во епидот и хлорит, додека останатите состојки главно се свежи. Овие карпи, како продукт на постарата фаза се јавуваат како негативни форми во релјефот на овој простор. Втората, помлада фаза ја преставуваат свежи темносиви ситнопорфирски андезити кои ги пробиваат карпите од постарата фаза и се јавуваат како позитивни форми на релјефот (вулкански некови) (слика 15 и слика 16) (Туџаров, 1993).

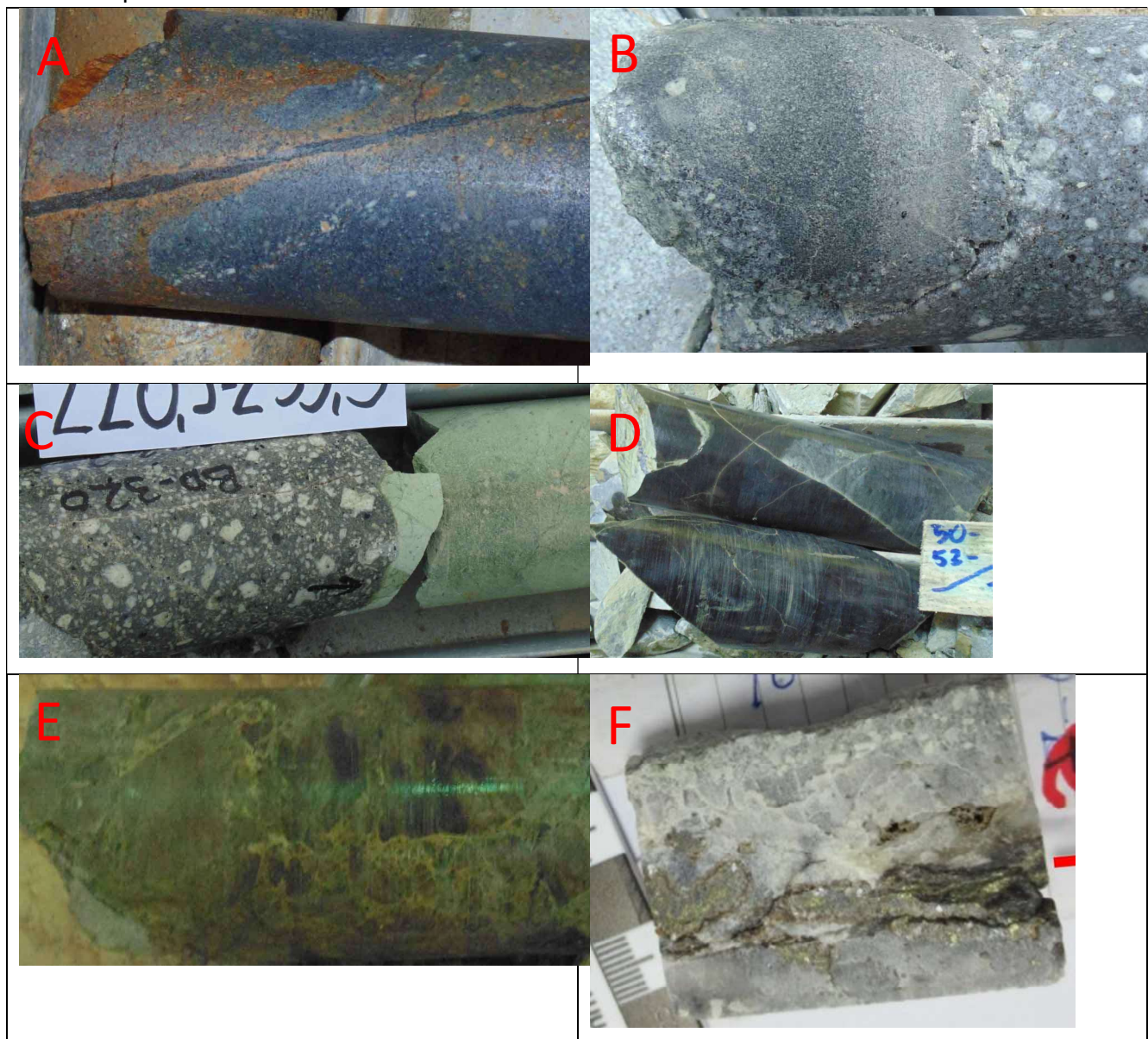
Сиво-белите крупнопорфирски интензивно хидротермално променети и оруднети латити и кварцлатити се јавуваат во Централниот дел на Боров Дол и се протегаат кон запад. Тие постепено преминуваат во хидротермално променети и слабо оруднети карпи, а тие пак понатаму во пропилитизирани. Критериум за раздвојување на овие вариетети е појавата на рудните минерали како резултат на распаѓањето на боените состојки (во вид на гнезад), и хидротермалната активност кога се јавуваат минерали на бакарот во вид на импрегнации и жилички (слика 16F) (Туџаров, 1993).

Темносивите ситнопорфирски андезити (слика 16A) се јавуваат северозападно од потокот Боров Дол и имаат протегање СЗ-ЈИ. Според минералниот состав се исти како пропилитисаните андезити, со тоа што фемските минерали имаат поголема застапеност (биотит, амфиболи). Низ целата должина на контактот со постарите латит-кварцлатитски карпи, особено кон северо-источниот дел, се формирани вулканско-тектонски бречи од постарите вулкански карпи и туфови (слика 16E) (Туџаров, 1993).



Слика 15. Геолошка карта на наоѓалиштето Боров Дол (модифицирано, според Туцаров, 1973). 1-Неоген (конгломерати, песочници и чакали); 2-Жични карпи; 3-Андезити; 4-Вулкански бречи; 5-Латити и кварцлатити; 6-Си оруднување; 7-Вулканогено седиментни карпи и андезитски туфови; 8-Конгломерати; 9-Палеоген флиш (лапорци, песочници, варовници, лапоровити песочници и конгломерати); 10-Хидротермални промени; 11-Трансгресивна граница (утврдена и претпоставена); 12-Интрузивна граница (утврдена и претпоставена); 13-Расед (утврден и претпоставен); 14-Кварц-сулфидни рудни жици.

Fig. 15. Geological map of the deposit Borov Dol (modified, after Tudzarov, 1973). 1-Neogene (conglomerates, sandstones and gravels); 2-Vein rocks; 3-Andesites; 4-Volcanic breccia; 5-Latites and quartz latites; 6-Cu mineralization; 7-Volcanogenic sedimentary rocks and andesite tuff; 8-Conglomerates; 9-Paleogene flysch (marl, sandstone, limestone, marly sandstone and conglomerates); 10-Hydrothermally alterations; 11-Transgressive border (confirmed and assumed); 12-Intrusive border (confirmed and assumed); 13-Fault (confirmed and assumed); 14-Quartz-sulphide ore veins.



Слика 16. (A) Темносиви ситнозрнести биотитско – амфиболски андезити (BD-321, 20 m); (B) крупнопорфирски пропицитизирани андезити со апофиза од темносив ситнозрнест биотитско – амфиболски андезит (BD-320, 19 m); (C) енклава од зелен пелитичен туф (BD-320, 230 m); (D) темносиви андезитски туфови (BD-322, 53 m); (E) вулканско – тектонски бречи од андезити и туфови (BD – 332, 16 m); (F) субхоризонтална халкопиритско – галенитско – сфалеритско – кварцна жица со дебелина до 3 cm (BD – 335, 106 m).

Fig. 16. (A) Dark grey finegrained biotite – amphibole andesites (BD-321, 20 m); (B) coarse-porphry propilitised andesites with apophysis of dark grey fine-grained biotite-amphibole andesite (BD-320, 19 m); (C) enclave of green pelytic tuff (BD-320, 230 m); (D) dark grey andesite tuff (BD-322, 53 m); (E) volcanic – tectonic breccia from andesite and tuff (BD – 332, 16 m); (F) subhorizontal chalcopryrite – galena – sphalerite – quartz vein with thickness to 3 cm (BD – 335, 106 m).

9.2. Геохемиски истражувања

Рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се карактеризира со специфична геолошка градба, металогенетски особини и геохемиска асоцијација на елементи. Геохемиските истражувања дале голем придонес во разбирањето на еволуцијата, градбата и металогенетските карактеристики на терциерниот вулканизам во рамките на овој руден реон, за кого просторно и парагенетски се поврзани ендегени наоѓалишта и појави на Fe-скарновски тип, Cu, Au, Ag и др. порфирски тип и појави на Pb-Zn, Ba-жичен тип.

Геохемиските истражувања во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се вршени во повеќе наврати, а се применети методи на секундарни и примарни ореоли на расејување по различна мрежа на опробување. Тие се регионални и детални изведувани со цел и намена (Туџаров, 1993):

- Регионално издвојување на Дамјанскиот блок како посебна геохемиска асоцијација;
 - Индицирање и регистрирање на минерализациите преку изборот на карактеристичната геохемиска асоцијација на елементи;
 - Планирање, проектирање и насочување на деталните геолошки истражувања.

Во 1966 год., веднаш по изработката на геолошката карта (1: 10 000) е реализирана регионална геохемиска проспекција на површина од околу 100 km². Применета е метода на секундарни ореоли на расејување, опробувањето е вршено по потоците и ерозионите бразди на секој 250 m. Како елементи индикатори се изберени Cu, Mo, Pb и As, врз основа на познавањето на типот на минерализацијата и парагенезата на веќе познатите појави и наоѓалишта (Бучим, Шопур, Дамјан и Боров Дол). Статистичката обработка на резултатите на повеќе од 2 500 проби, овозможи да се одредат геохемиските фонови за анализираните елементи од

рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, како и аномалните содржини и на крајот да се изврши и интерпретација на нив. Аномално високи вредности на Cu (> 2000 ppm) се утврдени околу Бучим и Боров Дол, додека средно до високи вредности на Cu, се утврдени во просторите каде што се јавуваат пробои на серпентинити, и се во функција на аномалии од карпите. Исто така, високи аномални вредности на Cu се утврдени на повеќе места по долината на Тополничка Река и во околината на село Горна Враштица. Аномално високите вредности на Cu во околината на село Горна Враштица се во директна врска со регистрираните рудни појави на Cu на тој простор. Аномалните вредности на Cu во реонот на Брест, Боров Дол и Бојковица се пратени со високи содржини на Pb, како резултат на присуството на кварц-галенит-сфалеритови жици. As и Mo не се обработувани бидејќи нивното присуство било под границата на осетливоста на спектрохемиското одредување на овие елементи (Петровиќ, 1968).

Во 1974 и 1975 год., паралелно со регионалните гравиметриско-геомагнетни истражувања реализирани во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (на површина од 130 km^2), по мрежа од 4 точки на 1 km^2 , е спроведена регионална проспекција на примарните ореоли на расејување. Земени се вкупно 632 проби што се анализирани за Cu, Mo и Pb. Целта на оваа проспекција била да се издвојат просторите со зголемени аномални вредност кои ќе бидат предмет на детални литогехемиски испитувања (Туџаров, 1993).

Во 1983 год., во границите на Дамјанскиот блок е реализирана регионална литогехемиска проспекција на примарни ореоли на расејување на површина од 65 km^2 по мрежа од $200 \times 100 \text{ m}$. Земени се вкупно 2120 проби, кои се анализирани на 6 елементи Cu, Pb, Zn, Mo, Ag и As. Овие испитувања се реализирани од ИИМС-Геолошки завод Скопје (Денковски, 1983).

Во 1984 год., во Дамјанскиот блок, односно на просторот јужно од Попова Шапка до Памуклук на север, е реализирана полудетална литогехемиска проспекција на примарни ореоли на расејување по мрежа $100 \times 50 \text{ m}$. Земени се вкупно 446 проби. Тие спектрохемиски се анализирани на Cu, Mo, Pb, Zn, Ag и As, од страна на Геолошки завод Скопје (Туџаров, 1993).

Во 1991/1992 год., во границите на Дамјанскиот блок е реализирана друга регионална литогеохемиска проспекција со примена на методите на примарни и секундарни ореоли на расејување од страна на ИМГРЕ од Москва и Секторот за геологија на Бучим по мрежа 500x200 m (Туџаров, 1993).

По периодот од 1991/1992 год. до денес не е реализирано ново геохемиско истражување. Секако, постојат простори каде што може да се реализира детална литогеохемиска проспекција со примена на методите на примарни и секундарни ореоли на расејување (Траскавачка Чука, Горна Враштица, село Дамјан-Црквиште и др.).

Бидејќи се реинтерпретирани резултатите што добиени се од истражувањата на примарните ореоли на расејување спроведени во рамките на наоѓалиштето Боров Дол, неопходно е да ги земеме предвид сите фактори кои се важни при формирањето на наоѓалиштето. Тие фактори се: генетскиот и парагенетскиот тип на минерализацијата, структурниот фактор, асцедентните и десцедентните промени, зоналноста која се јавува во рудните тела како латерално така и вертикално, средината во која се појавува минерализацијата како и нејзината положба во просторот, индикаторите на оруднувањето и на крајот, ерозивното ниво. Посебно, при геохемиската проспекција на хидротермалните рудни наоѓалишта е важен односот меѓу структурниот фактор и геохемиската аномалија, како и присуството на индикаторните елементи (Туџаров, 1993).

Детални литогеохемиски испитувања на примарните ореоли на расејување се спроведени во текот на 1973 година во рамките на Боров Дол на површина од 400 ha кога се земени 402 проби по мрежа 100x100 m и се анализирани на Cu, Mo, Ag и Ba (Петковиќ и Мудриниќ, 1976). Како дополнување на ова геохемиско истражување во текот на 1983 година е спроведена детална литогеохемиска проспекција на примарните ореоли на расејување на Дамјанскиот блок, при што е зафатено и самото наоѓалиште Боров Дол. При интерпретацијата се извршени и дополнителни отчитувања на спектрограмите од 1974 година за Pb и Zn. На тој начин, со дополнителната обработка се комплетира карактеристичната геохемиска асоцијација на елементите за импрегнационо-штокверкна минерализација.

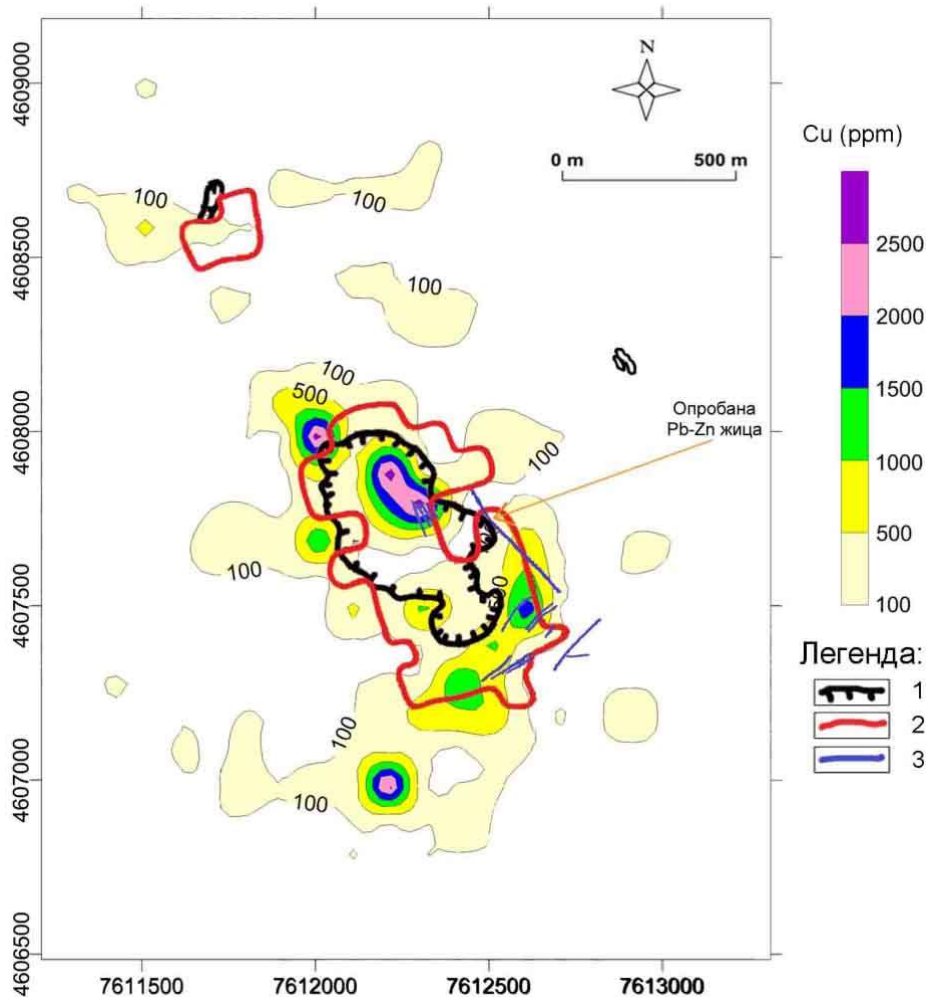
Преку реинтерпретацијата на резултатите од испитувањата на примарните ореоли на расејување за Боров Дол прикажани на картите на изолиниите на Cu, Mo, Ba, Pb, Zn и Ag, направени со помош на софтверот Surfer 9.0, може да се констатира дека аномалиите на анализираниите елементи ги маркираат рудните тела околу андезитскиот нек.

Од картата на изолиниите на Cu (слика 17) се гледа дека станува збор за прстенеста аномалија, која главно го следи контактот на андезитскиот нек со латитите, кварцлатитите и членовите на вулканогено-седиментната серија.

Концентрацијата на Cu, обликот на ореолите, нивната хоризонтална зоналност и врска со структурите, го маркираат Јужното рудно тело, но укажуваат и на постоење на скриени рудни тела во средишниот и североисточниот дел од наоѓалиштето. Исто така во северозападниот дел укажуваат на постоење на уште едно скриено рудно тело. Подоцнежните детални геолошки истражувања кои биле главно планирани врз основа на резултатите од геохемиската проспекција, ги откриле Централното рудно тело, Северното рудно тело и рудното тело Попова Шапка (Туцаров, 1993).

Вредностите на концентрацијата на Cu се движат во рангот од 0,0-3000,0 ppm. Средната содржина на Cu во сите 402 пробите е 119,8 ppm, стандардната девијација за Cu е 362,4 и коефициентот на варијација е 302,5.

Аномални вредности од литогеохемиската проспекција на Cu се издвоени по класи, а потоа и статистички се обработени. За Cu во класата I влегуваат аномални вредности од 100-500 ppm, во класата II од 501-1000 ppm, и во класата III > 1001 ppm. Процентуалното учество на класата I во вкупниот број на пробите изнесува 20,4 % (82 проби), на класата II изнесува 3,0 % (12 проби) и на класата III 2,5 % (10 проби). На картата на изолиниите на Cu, се гледа дека вредностите што се преку 1000 ppm, се сместени во откриеното оруднување, а останатите вредности укажуваат на постоење на Cu минерализација скриена под површината на теренот.

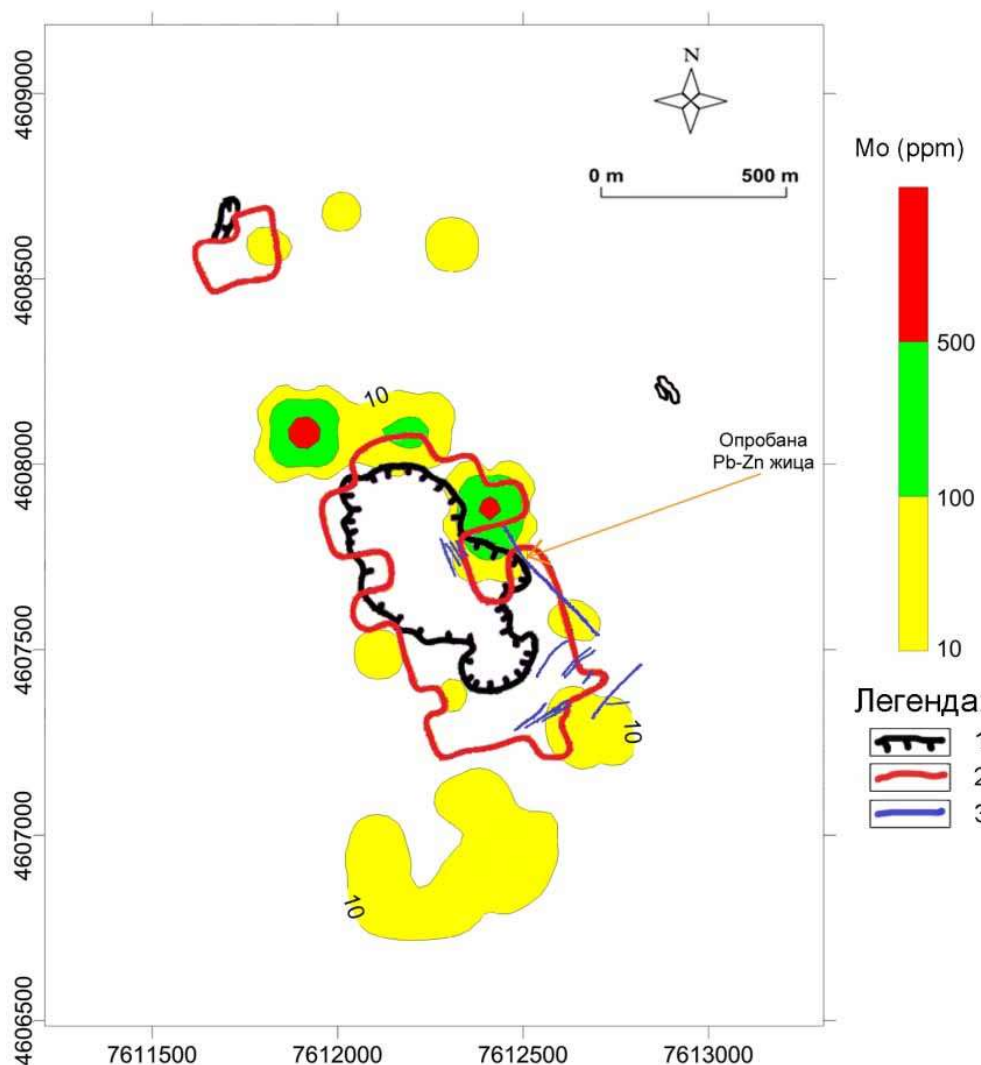


Слика 17. Карта на изолиниите на Си во наоѓалиштето Боров Дол (модифицирано, според Туџаров, 1993). (1-Андезитски неќ; 2-Контура на рудните тела извлечена врз основа на хемиските анализи на јадрото од дупнатините; 3-Кварц-сулфидни рудни жици).

Fig. 17. Map of isolines of Cu in the deposit Borov Dol (modified, after Tudzarov, 1993). (1-Andesite neck; 2-Contour of the ore bodies determined based on the chemical analyses of the borehole core; 3-Quartz-sulphide ore veins).

Гледајќи го обликот на аномалиите на Мо (слика 18), просторната разместеност и зоналност, се воочува големо поклопување со аномалиите на Си. Вредностите на концентрација на Мо се движат во рангот од 0,0-1000,0 ppm. Средната содржина на Мо во сите 402 проби е 8,7 ppm, стандардната девијација за Мо е 64,3 и коефициентот на варијација е 740,2. По извршената статистичка обработка добиени се класи на аномалиски вредности на Мо и тоа: класа I од 1-10 ppm, класа II од 11-100 ppm и класа III преку 101 ppm. Процентуалното учество на класата I во вкупниот број на пробите изнесува 60,5 % (243 проби), на класата II

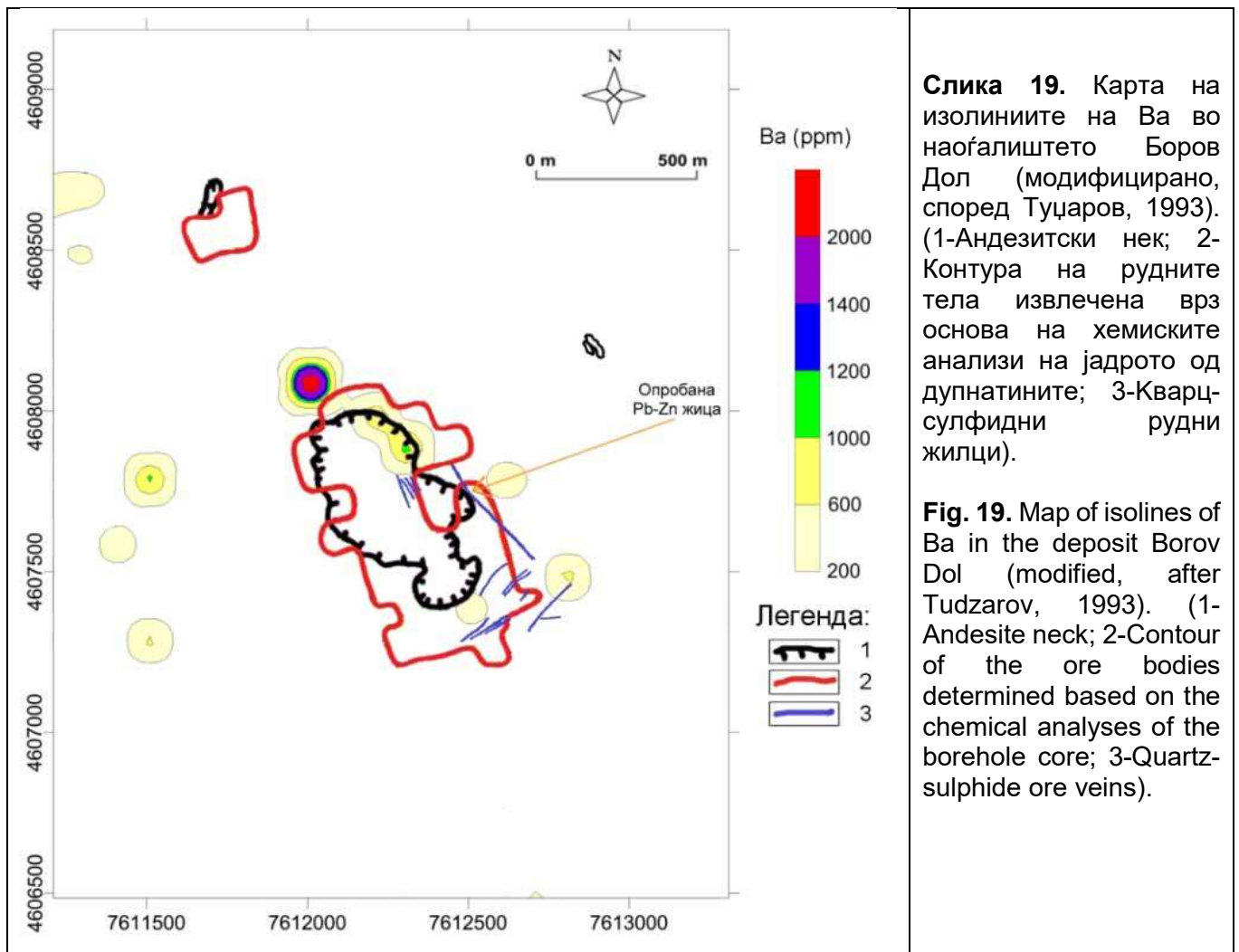
изнесува 5,5 % (22 проби) и на класата III 1,2 % (5 проби). Вредностите на концентрацијата на Мо во класата III во однос на средната содржината на Мо во интермедијарните карпи според Guilbert and Park (1986) (Серафимовски, 2009) се за околу 100 пати поголеми. Тие аномални вредности на овој простор се малку и се со мала површина. Од тие причини, а што е потврдено и со резултатите од истражното дупчење, дека треба да се земат како индикатори, вредностите преку 10 ppm (Туџаров, 1993).



Слика 18. Карта на изолиниите на Мо во наоѓалиштето Боров Дол (модифицирано, според Туџаров, 1993). (1-Андезитски неќ; 2-Контура на рудните тела извлечена врз основа на хемиските анализи на јадрото од дупнатините; 3-Кварц-сулфидни рудни жилци).

Fig. 18. Map of isolines of Mo in the deposit Borov Dol (modified, after Tudzarov, 1993). (1-Andesite neck; 2-Contour of the ore bodies determined based on the chemical analyses of the borehole core; 3-Quartz-sulphide ore veins).

Аномалиите на Ва (слика 19), генерално припаѓаат на истата група со аномалиите на Си и Мо кога е во прашање просторната положба, зоналноста и обликот на примарните ореоли на расејување. Вредностите на концентрација на Ва се движат во рангот од 0,0-3000,0 ppm. Средната содржина на Ва во сите 402 пробите е 40,0 ppm, стандардната девијација за Ва е 195,4 и коефициентот на варијација е 487,8. По извршената статистичка обработка добиени се класи на аномалиски вредности на Ва и тоа: класа I од 30-200 ppm, класа II од 201-600 ppm и класа III преку 601 ppm. Процентуалното учество на класата I во вкупниот број на пробите изнесува 13,4 % (54 проби), на класата II изнесува 2,0 % (8 проби) и на класата III 1,5 % (6 проби). Присуството на високите вредности на концентрацијата на Ва укажува на едно пониско ерозивно ниво во споредба со ситуацијата во наоѓалиштето на бакар Бучим (Туџаров, 1993).



Слика 19. Карта на изолиниите на Ва во наоѓалиштето Боров Дол (модифицирано, според Туџаров, 1993). (1-Андезитски нек; 2-Контура на рудните тела извлечена врз основа на хемиските анализи на јадрото од дупнатините; 3-Кварц-сулфидни рудни жилци).

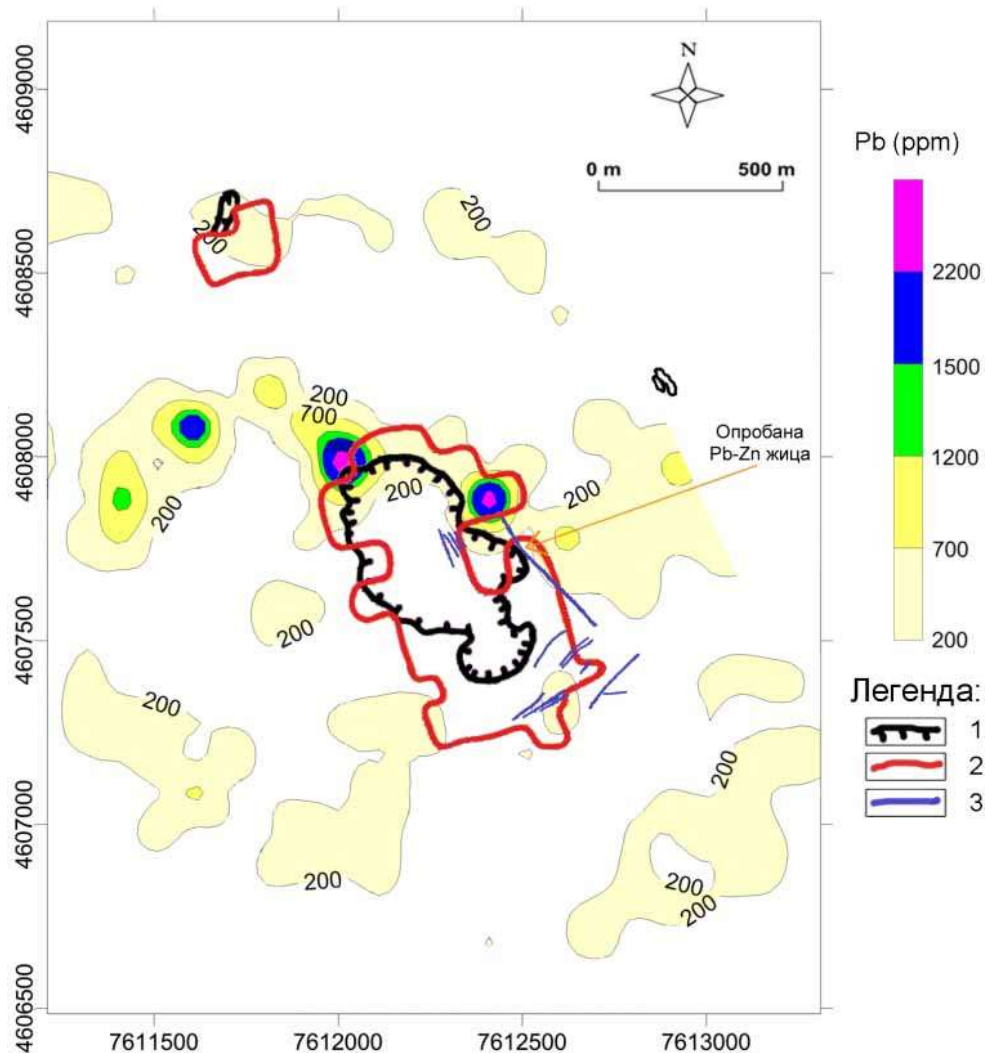
Fig. 19. Map of isolines of Ba in the deposit Borov Dol (modified, after Tudzarov, 1993). (1-Andesite neck; 2-Contour of the ore bodies determined based on the chemical analyses of the borehole core; 3-Quartz-sulphide ore veins).

Аномалиите на Pb и Zn се нанесени на картите на изолиниите на овие два елемента (слика 20 и слика 21). Од картите се гледа дека распоредот, обликот и димензиите на аномалиите на Pb и Zn се скоро идентични, со мало просторно отстапување. Тоа е резултат на поголемата мигративна способност на Zn во однос на Pb. Аномалиите на овие два елемента паѓаат во непосредна близина на кварц-галенитското-сфалеритските жилички и жици регистрирани со геолошкото картирање. Исто така, се гледа дека аномалиите на Pb и Zn се поклопуваат со аномалиите на Cu и Mo во северниот и североисточниот дел од испитуваниот простор. Во овие делови се забележува зголемена концентрација на Pb и Zn и нивната ориентираност во правец СЗ-ЈИ.

Вредностите на концентрација на Pb се движат во рангот од 7,0-3000,0 ppm. Средната содржина на Pb во сите 402 пробите е 180,4 ppm, стандардната девијација за Pb е 304,0 и коефициентот на варијација е 168,5. По извршената статистичка обработка добиени се класи на аномалиски вредности на Pb и тоа: класа I од 100-200 ppm, класа II од 201-700 ppm и класа III преку 701 ppm. Процентуалното учество на класата I во вкупниот број на пробите изнесува 19,6 % (79 проби), на класата II изнесува 20,4 % (82 проби) и на класата III 4,7 % (19 проби).

Вредностите на концентрација на Zn се движат во рангот од 0,0-1650,0 ppm. Средната содржина на Zn во сите 402 пробите е 167,1 ppm, стандардната девијација за Zn е 213,7 и коефициентот на варијација е 127,9. По извршената статистичка обработка добиени се класи на аномалиски вредности на Zn и тоа: класа I од 100-200 ppm, класа II од 201-600 ppm и класа III преку 601 ppm. Процентуалното учество на класата I во вкупниот број на пробите изнесува 33,1 % (133 проби), на класата II изнесува 18,2 % (73 проби) и на класата III 3,5 % (14 проби).

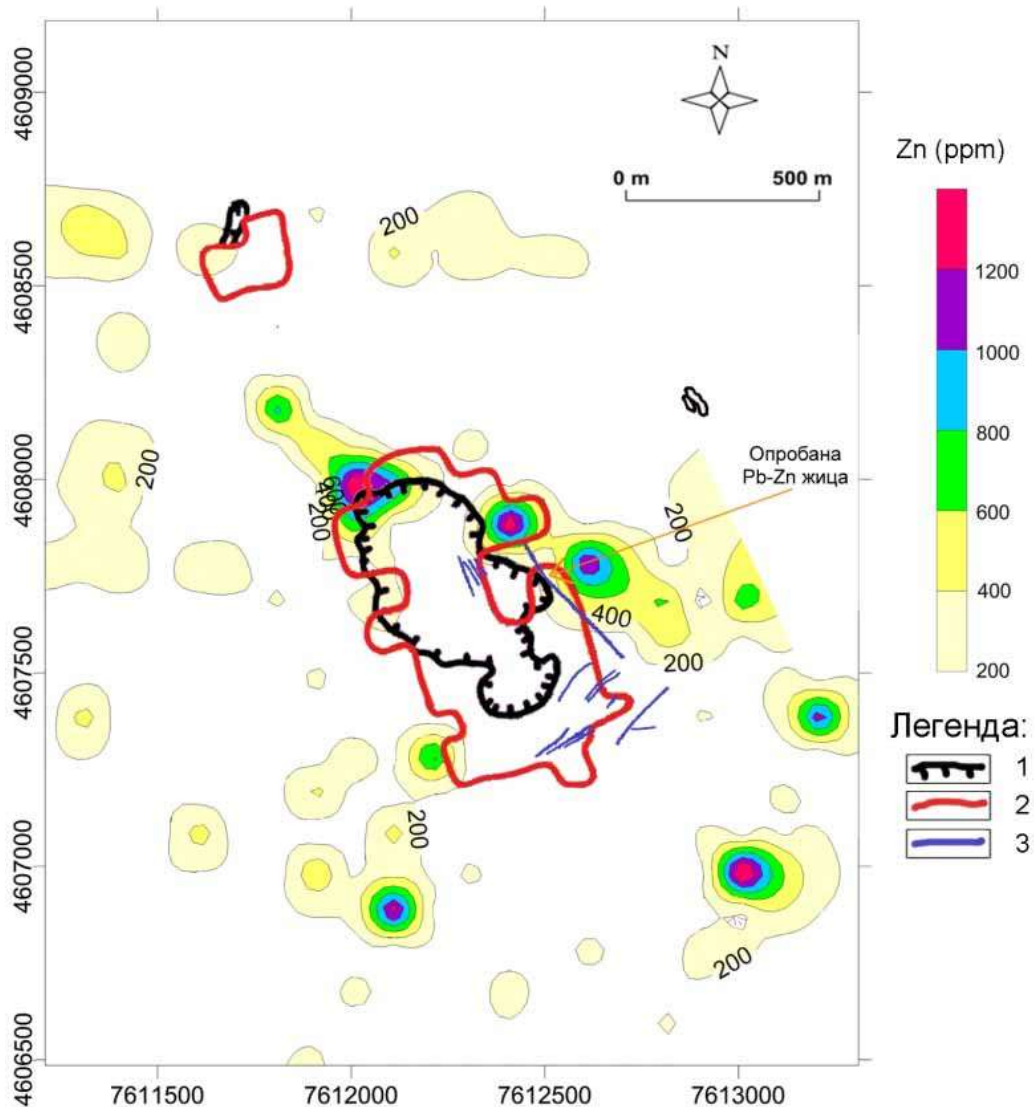
Се забележува дека постои одредена мала дистанцираност на аномалиите на Pb и Zn во однос на андезитскиот нек кон периферијата што индицира постоење на рудни концентрации во подлабоките делови, како и на присуството на полиметалични минерализации (Туџаров, 1993).



Слика 20. Карта на изолиниите на Pb во наоѓалиштето Боров Дол (модифицирано, според Туџаров, 1993). (1-Андезитски нек; 2-Контура на рудните тела извлечена врз основа на хемиските анализи на јадрото од дупнатините; 3-Кварц-сулфидни рудни жилци).

Fig. 20. Map of isolines of Pb in the deposit Borov Dol (modified, after Tudzarov, 1993). (1-Andesite neck; 2-Contour of the ore bodies determined based on the chemical analyses of the borehole core; 3-Quartz-sulphide ore veins).

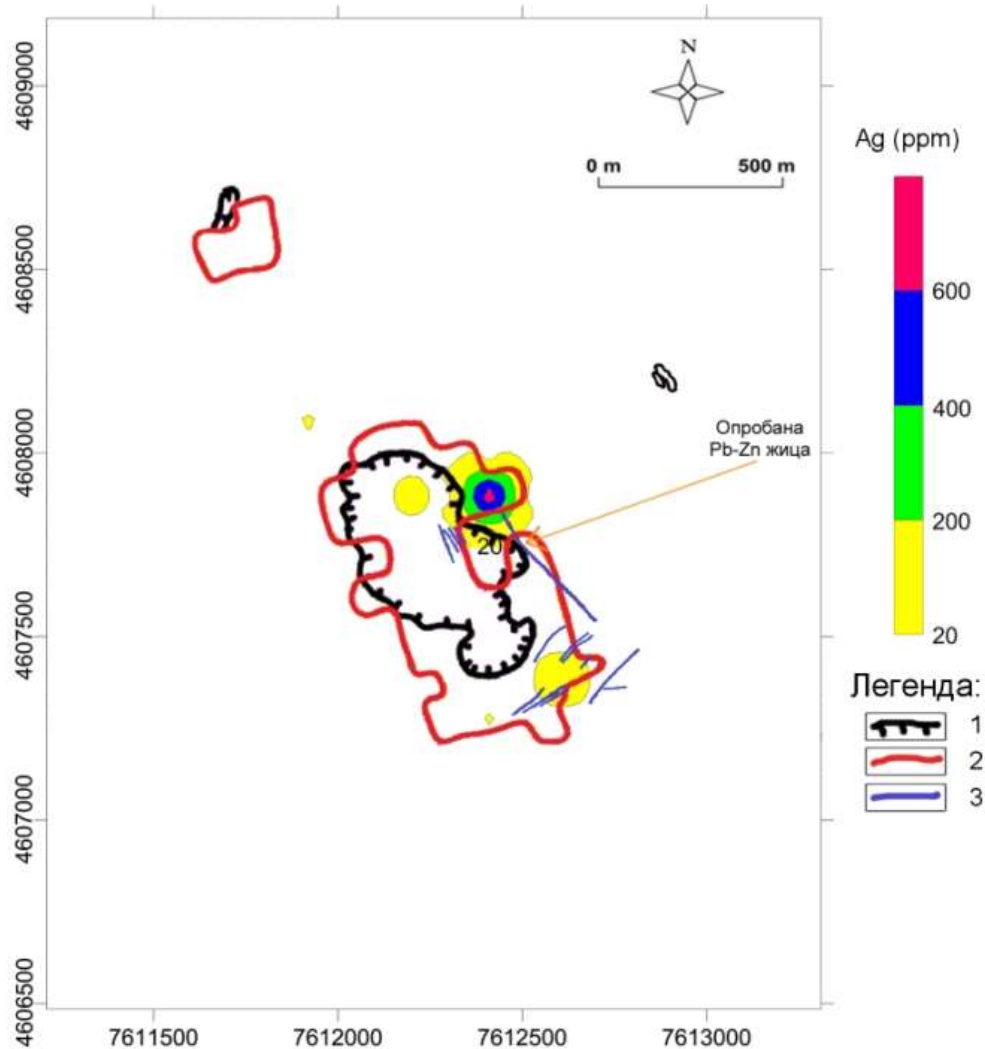
Димензијата на аномалијата на Ag е значително мала (слика 22), а обликот е прстенест, кружен. Распространетоста на аномалијата на Ag се совпаѓа со аномалиите на Pb и Zn, во непосредна близина на андезитскиот нек, односно на рудното тело. Непостоењето на ореолите на расејување на Ag како индикатор на таков тип на минерализација е резултат на чувствителноста на методата на испитување. Имено фатени се само рудни концентрации на елементот Ag (Туџаров, 1993).



Слика 21. Карта на изолиниите на Zn во наоѓалиштето Боров Дол (модифицирано, според Туџаров, 1993). (1-Андезитски неќ; 2-Контура на рудните тела извлечена врз основа на хемиските анализи на јадрото од дупнатините; 3-Кварц-сулфидни рудни жилци)

Fig. 21. Map of isolines of Zn in the deposit Borov Dol (modified, after Tudzarov, 1993). (1-Andesite neck; 2-Contour of the ore bodies determined based on the chemical analyses of the borehole core; 3-Quartz-sulphide ore veins).

Вредностите на концентрација на Ag се движат во рангот од 0,0-800,0 ppm. Средната содржина на Ag во сите 402 проби е 3,1 ppm, стандардната девијација за Ag е 40,4 и коефициентот на варијација е 1301,7. Не е извршено одредување на класи на аномалски вредности на Ag.



Слика 22. Карта на изолиниите на Ag во наоѓалиштето Боров Дол (модифицирано, според Туџаров, 1993). (1-Андезитски нек; 2-Контура на рудните тела извлечена врз основа на хемиските анализи на јадрото од дупнатините; 3-Кварц-сулфидни рудни жилци)

Fig. 22. Map of isolines of Ag in the deposit Borov Dol (modified, after Tudzarov, 1993). (1-Andesite neck; 2-Contour of the ore bodies determined based on the chemical analyses of the borehole core; 3-Quartz-sulphide ore veins).

Резултатите од геохемиските истражувања и испитувања заедно со останатите применети методи, успешно го насочиле длабинското истражно дупчење со кое се потврдени претпоставките за распространета на рудното тело околу андезитскиот нек и падот кон север-североисток, односно кон Самарџиница. Во тој правец треба да се насочат геолошките истражни работи и перспективата за пронаоѓање на нови рудни резерви, нормално во подлабоките делови на наоѓалиштето (Туџаров, 1993).

9.3. Геофизички истражувања

Карактеристичниот геолошки развој на Дамјанскиот блок резултирал во создавање на карактеристичен физичко геолошки модел на блокот. Тој е составен од пробивно-изливни карпи со тенок седиментен покривач и непотврден метаморфен комплекс со постигнатата длабина на дупчење (Туџаров, 1993).

Малата дебелина и еродираноста на седиментните и вулканогено-седиментните карпи овозможила директно изведување на геофизичките истражувања по релјефната површина на карпите кој се доносител на минерализацијата и карпите каде е извршено одлагање на минерализацијата.

Свежите темносиви ситнопорфирски андезити што се носители на минерализацијата, се во облик на калдера со протегање СЗ-ЈИ, со ширина до околу 400 m и должина до околу 700 m и се интродирани во сивобелите крупнопорфирски андезити и туфови. Сулфидната и оксидната минерализација (пирит, халкопирит, молибденит, галенит, кварц, магнетит, хематит) е одложена во контактните делови на крупнопорфирските со ситнопорфирските андезити. Минерализираната контактна зона во крупнопорфирски андезити па и туфовите, се проширува со пропицитизирана зона.

Во овој склоп на литофизичко-геометриска градба, геофизичките истражувања се изведени со намена (Туџаров, 1993):

- Регионално издвојување на Дамјанскиот блок;
- Индицирање на просторниот распоред на свежите темносиви ситнопорфирски андезити како носители на минерализацијата;
- Индицирање и регистрирање на минерализацијата, како предмет и цел на истражувањето.

9.3.1. Гравиметриско-геомагнетни истражувања

Во регионалното издвојување на Дамјанскиот блок и индицирањето на просторниот распоред на свежите андезитски изливни и пробивни тела се користени регионални и детални комбинирани гравиметриско-геомагнетни истражувања (Туџаров, 1993). Овие истражувања се реализирани во 1974/1975 год. Тие преставуваат продолжение на регионалните истражувања од овој тип изведени

во претходните години по програма на тогашниот Југословенски геолошки завод со една точка на 10 km², односно една точка на околу 4 km² (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). Предметните истражувања имале двоен карактер, полурегионални со просечен распоред од 4 точки на 1 km² и детални во наоѓалиштата Бучим и Боров Дол со густина од 50 точки на 1 km². Одредувањето на потребните параметри за двете применети методи е вршено на истите точки. Деталните геофизички истражувања на наоѓалиштата Бучим и Боров Дол, се реализирани заради резултатите од геолошките истражни работи. Истовремено со овие истражни работи се изведени и геоелектрични сондирања, на целиот терен на наоѓалиштето Боров Дол (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975).

Гравиметриско-геомагнетните истражувања се изведени од тогашните институции: Геофизичкиот институт од Белград ги извел гравиметриските истражувања, а Геолошкиот завод од Скопје ги извел геомагнетните истражувања.

За полурегионалните истражувања на целиот терен на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол на површина од 130 km² се употребени 632 гравиметриско-геомагнетни точки. За истражување на наоѓалиштето Бучим со површина од 2,8 km² се употребени 168 точки, додека за површина од 6,2 km² на наоѓалиштето Боров Дол се употребени 337 точки. Деталните гравиметриско-геомагнетни истражувања се изведени по профили на меѓусебно растојание од 100 m. Во тој контекст се употребени вкупно 1 137 точки и се добиени вредности за силата на Земјината тежа и вертикалната компонента на Земјиното магнетно поле (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975).

Обработката на податоците добиени од гравиметриско-геомагнетните истражувања е вршена до ниво на „средени“ мерени податоци. Врз основа на нивото на обработката на податоците извршена е само квалитативна интерпретација на истите, по критериуми произлезени од познавањето на физичко-геолошкиот склоп на Дамјанскиот блок и истражувачкото искуство (Туџаров, 1993).

Со регионалните истражувања, Дамјанскиот блок е јасно издвоен со гравиметриски и геомагнетни минимуми како резултат на помалата густина и магнетичност на карпите што го градат Дамјанскиот блок во споредба со околните блокови, односно изостанувањето на метаморфниот комплекс (слика 23 и слика 24).

Со деталните гравиметриски истражувања, кај наоѓалиштето Боров Дол е утврден доминантен гравиметриски минимум во средишниот дел кој е со елиптичен облик и со две издолжени зони на минимуми јужно и западно од него. Доминантниот гравиметрискиот минимум е раздвоен со локални гравиметриски максимуми од двете издолжени зони на минимуми (слика 23). Опишаните минимуми во физичка смисла преставуваат доводни канали што послужиле за довод на андезитската магма на површината. Тие постоеле, веројатно со долги и кратки прекини за цело време на вулканската активност на предметната област. Се гледа дека, доводните канали на наоѓалиштето Боров Дол се многу сложени и меѓусебно испреплетени поради честото реактивирање на веќе изладените доводи. Вулканската активност на ова наоѓалиште траела временски долго менувајќи ја повремено позицијата на својата активност на релативно широк простор. Овој феномен може лесно да се воочи во централниот дел на зоната каде се гледа поместување на доводниот канал во текот на нејзината активност од исток на запад. Најмладиот канал е и најјасно оконтурен (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). Од друга страна гравиметриските максимуми околу средишниот минимум (интерпретиран како најмлад доведен канал и „довод“ на оруднувањето) преставуваат потенцијално оруднети простори (слика 24).

Улогата на магнетната метода добива право место при класификацијата на добиените аномалии со аспект на пронаоѓање на економски корисни минерализации. Согледувајќи го однесувањето на гравиметриските и геомагнетните аномалии на теренот на наоѓалиштето Боров Дол и на други познати рудни полиња, воочена е извесна врска помеѓу екстремните вредности на овие методи на геофизички истражувања и реалните геолошки услови (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). Постојат четири можни комбинации на екстремните вредности:

1. Гравиметриски локален максимуми во зоните на негативни магнетни аномалии и посебен случај кога се поклопува со магнетен минимум со интензитет од околу – 300 гама преставува интересна аномалија, бидејќи слична аномалија е добиена на наоѓалиштето Брезаник (кај Бор, Република Србија). Локалните гравиметриски максимуми, се наоѓаат, во овој случај, во зони на силни хидротермални измени, кои поради тоа ја изгубиле својата магнетичност.

Хидротермално изменетите зони во ниеден случај не можат да бидат причинители на локални позитивни гравиметриски аномалии. Локалните позитивни гравиметриски аномалии во овие зони, укажуваат на присуство на масивни рудни тела или силно пиритизирани зони, кои со својата висока густина предизвикуваат таков гравиметриски ефект (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975) (слика 24).

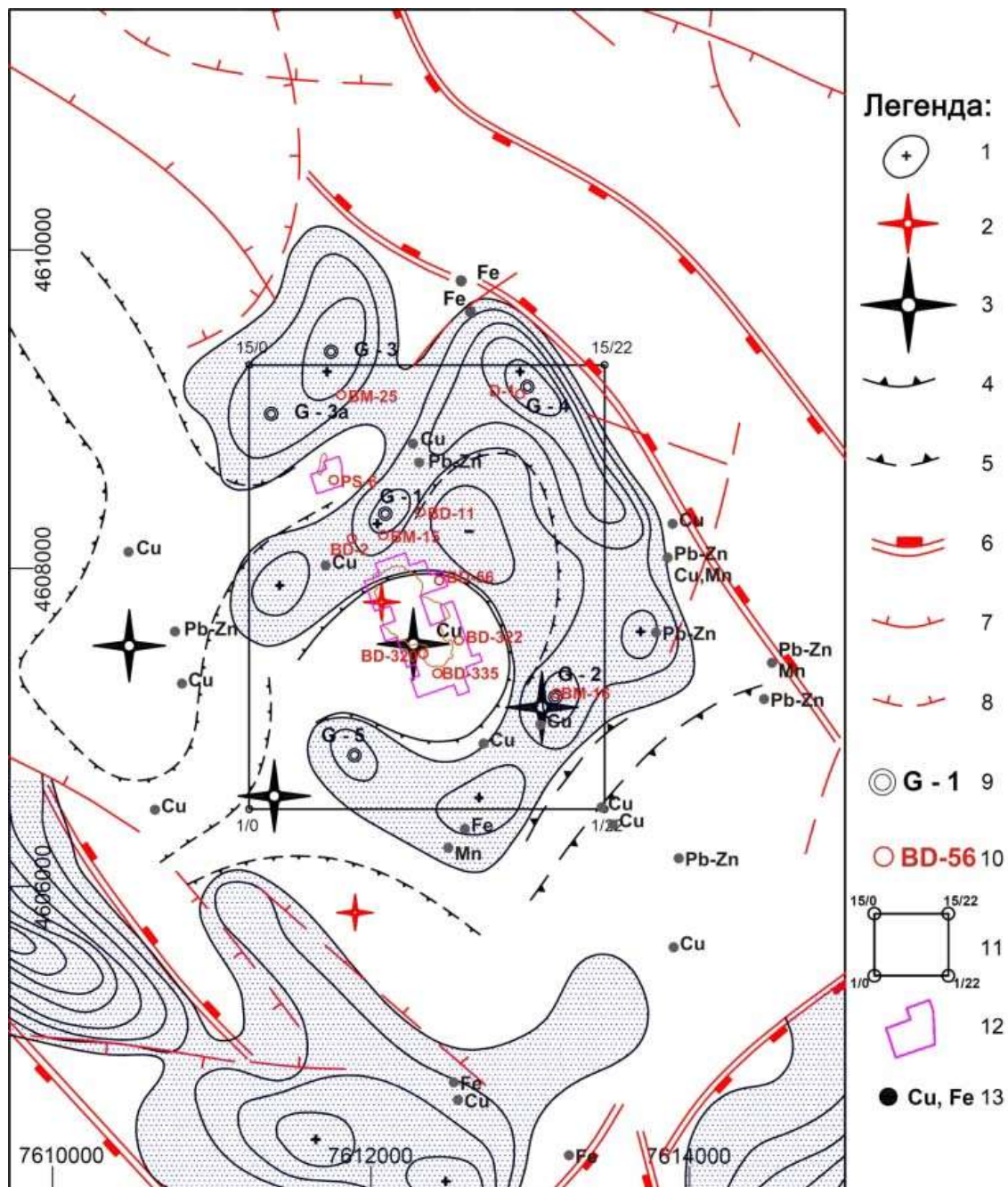
2. Гравиметриски максимум одговара на магнетски максимум што несомнено укажува на присуство на базични (плутонски) карпи на површината или на мала длабочина. Овој тип на аномалии може да се добие и над порфирски бакарни наоѓалишта во оние случаи кога плутонското тело е доносител на оруднувањето, позиционирано под оруднувањето (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975).
3. Гравиметрискиот минимум одговара на магнетниот минимум со интензитет до – 200 гами или е лоциран во зона на стабилно негативно магнето поле. Оваа комбинација на екстремни вредности добиена е на рудното поле на порфирска минерализација кај Велик Кривељ (кај Бор, Р. Србија) (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975) (слика 24).
4. Гравиметрискиот минимум одговара на магнетниот максимум, што укажува на центрите на вулканска активност – доводни канали (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975) (слика 24).

Добиените аномалии кај наоѓалиштето Боров Дол припаѓаат на првата, третата и четвртата група. Анамалиите од првата група се во облик на потковица околу централниот минимум (слика 23 и слика 24). Внатре во оваа зона се наоѓаат повеќе локални гравиметриски максимуми кои можат да преставуваат подрачја од посебен интерес. Од оваа низа се издвојува локалниот максимум на северозападниот раб на истражниот простор, делумно зафатен со детални истражувања. Централната зона-доводниот канал со поголема површина припаѓа на третиот аномалиски тип (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). Во оваа зона се изведени дел од истражните дупнатини, карактеристична е дупнатината BD-56 (од кота 624,43 m до кота 232,43 m). Оваа дупнатина од 0,0-30,0 m е во сивобели крупнопорфирски интензивно пропицитизирани андезити неоруднети, од 30,0-91,0 m е во андезитски туфови неоруднети, а од 91,0-392,0 m е во сивобели крупнопор-фирски интензивно

хидротермално променети и оруднети андезити (оруднетиот интервал од 301,0 m е со просечна содржина од 0,245 % Cu и 0,2 g/t Au).

Резултатите добиени од методата на предизвикана поларизација, со варијанта диполно сондирање даваат индикации на сулфидна минерализација која во централниот гравиметриски минимум длабоко залегнува, додека во северозападниот крак на „потковицата“ е плитка (слика 24). Дали оваа релативно плитка минерализација со својата маса и густински суфицит ја предизвикала регистрираната аномалија, треба да се увиди со истражното дупчење (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). Во северозападниот дел на „потковицата“ е изведена истражната дупнатина VM-25 (од кота 661,68 m до кота 394,98 m). Таа од 0,0-135,0 m е во палепген флиш-конгломерат зафатено со интензивна пиритизација (овој интервал од 135,0 m е со просечна содржина од 1,56 % S), од 135,0-296,7 m се сивобели средно до крупнопорфирски интензивно хидротермално променети и неоруднети андезити со умерена пиритска минерализација која се јавува во вид на импрегнации, мугли и после 270,0 m по пукнатинската мрежа. Кај VM-25 во интервалот од 135,0-296,7 m утврдена е просечна содржина од 0,005 % Cu и 0,93 % S, а на длабина од 228,5 m утврдени се галенитско-сфалеритски жици. Од овде можеме да заклучиме дека, северозападниот дел на „потковицата“ која е гравиметриски локален максимуми укажува на присуство на силно пиритизирани зони во палеогениот флиш-конгломерати и песочници.

Опишаните позитивните гравиметриски аномалии припаѓаат на првата аномалиска група, ако се земат предвид и резултатите од геоелектричните испитувања во реонот на централниот минимум и северно од него, се смета дека гравиметриските аномалии укажуваат на интересни структури за пронаоѓање на минерализација од **борската парагенеза** (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). Исто така, се претпоставува дека се работи за раседи или раседни зони по должини во кои е депонирана минерализација, а кои со својот густински суфицит се причинители на напред опишаните гравиметриски феномени (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975).

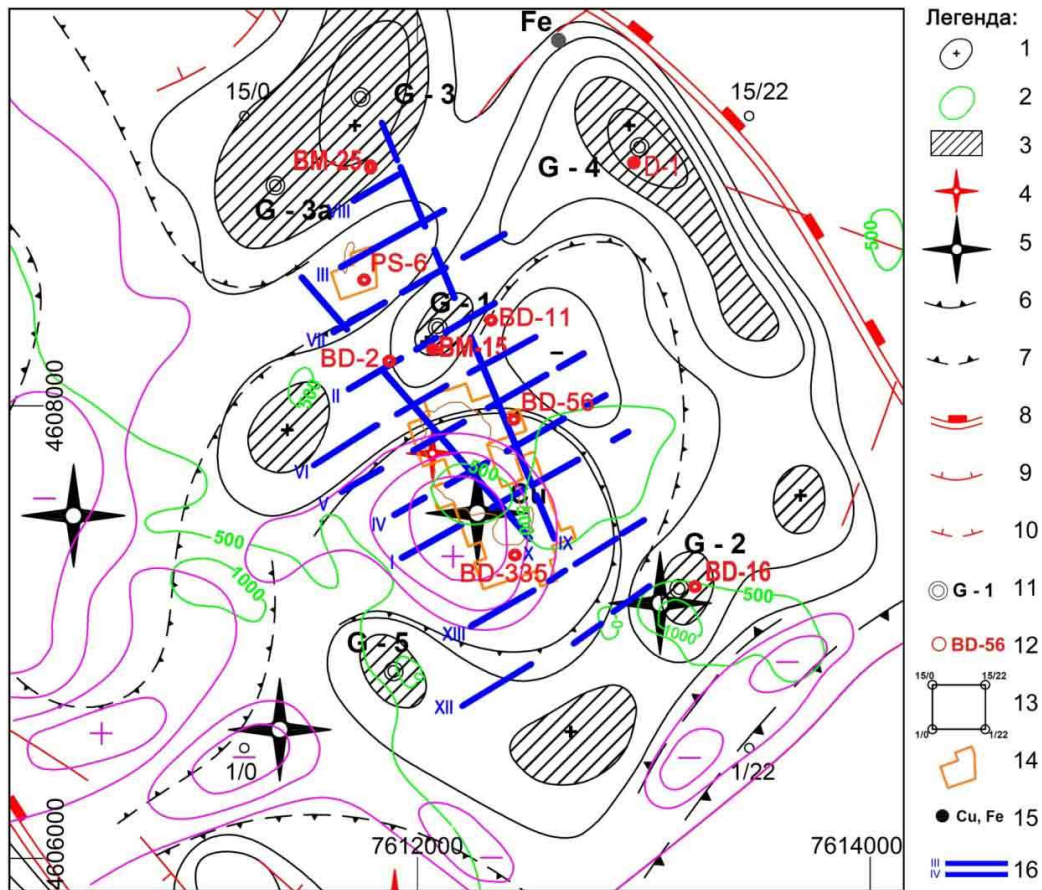


Слика 23. Регионални гравиметриски истражувања-издвојување на Дамјанскиот тектонски блок (модифицирано, според Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). 1-Изолинии на аномалните вредности на забразување на силата на тежата (Δg) на 100 Е; 2-Центри на свежи андезитски карпи; 3-Центри на доводни канали; 4-Широка зона на доводниот канал; 5-Широка зона на доводниот канал-претпоставена; 6-Раседна зона од прв ред; 7-Расед; 8-Расед-претпоставен; 9-Предложени структурни дупнатини; 10-Изведени истражни дупнатини; 11-Простор за доистражување со точки на мерења (број на профил/реден број на точка); 12-Контура на рудните тела на Cu извлечена врз основа на хемиските анализи на јадрото од дупнатините; 13-Рудни појави и наоѓалишта.

Fig. 23. Regional gravimetric investigations-division of the Damjan tectonic block (modified, according to Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). 1-Isolines of the anomalous values of acceleration of the force of gravity (Δg) at 100 E; 2-Centers of andesite rocks; 3-Centers of supply channels; 4-Wide zone of the supply channel; 5-Wide zone of the supply channel-assumed; 6-Fault zone of first order; 7-Fault; 8-Fault-assumed; 9-Proposed structural boreholes; 10-Performed investigation boreholes; 11-Area for additional investigations with measurement points (number of profile/number of point); 12-Contour of the ore bodies of Cu determined based on the chemical analyses on the borehole core; 13-Ore occurrences and deposits.

Во централната зона и југоисточно од неа се регистрирани магнетни аномалии на мала површина со интензитет од 1300 односно 1500 гами. Првата аномалија припаѓа на бучимската аномалиска група, додека втората аномалија припаѓа на вториот аномалиск тип, бидејќи просторно се поклопува со позитивна гравиметриска аномалија која што може да укаже не само на присуство на плутонит доносител на оруднување туку може исто така што маркира концентрација на магнетични минерали што само по себе привлекува внимание. Во зоната на оваа аномалија планирана е структурната дупнатина G-2 (Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). Во непосредна близина на структурната дупнатина G-2 изведена е истражната дупнатина BM-16 (од кота 663,61 m до кота 241,61 m), од 0,0-422,0 m издупчени се сивозеленкасти средно до крупнопорфирски свежи до умерено хидротермално променети и неоруднети андезити. Кај дупнатана BM-16 од 0,0-155,0 m е присутна главно хематитска минерализација, од 155, 0 - 418, 0 m е присутна слаба до умерена пиритска минерализација со ретки зрна од халкопирит и магнетит, дури во интервалот од 418,0-422,0 m се воочени кварцно-халкопиритски жилички со хематит.

Во североисточниот дел на „потковицата“ во непосредна близина на планираната структурната дупнатина G-4 е изведена истражната дупнатина D-1 (од кота 611,0 m до кота 215,0 m). Кај D-1 од 0,0-130,0 m се издупчени палеогени седименти (конгломерати и флиш) потполно стерилни, од 130,0-160,0 m издупчени се сивозеленкасти крупнопорфирски умерено хидротермално променети латити и кварцлатити со слаба пиритска минерализација, од 160,0-330,0 се издупчени палеогени седименти (главно конгломерати) потполно стерилни, од 330,0-365,0 m присутен е биотитски темнозеленкаст ситнозвест гнај стрилен, и од 365,0-396,0 m е присутен песочник и метапесочни исто така стерилни.



Слика 24. Комбинирани гравиметриско-геомагнетски истражувања на наоѓалиштето Боров Дол (модифицирано, според Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). 1-Изолинии на аномалните вредности на забрзувањето на силата на тежата (Δg) на 100 E; 2-Изолинии на локалните аномални вредности на вертикалната геомагнетна компонента (Δz) на 500 γ ; 3-Потенцијални подрачја; 4-Центри на свежи андезитски карпи; 5-Центри на доводни канали; 6-Широка зона на доводниот канал; 7-Широка зона на доводниот канал-претпоставена; 8-Раседна зона од прв ред; 9-Расед; 10-Расед-претпоставен; 11-Предложени структурни дупнатини; 12-Изведени истражни дупнатини; 13-Простор за доистражување со точки на мерења (број на профил/реден број на точка); 14-Контура на рудните тела на Cu извлечена врз основа на хемиските анализи на јадрото од дупнатините; 15-Рудни појави и наоѓалишта; 16-Минерализирани зони добиени со IP методот.

Fig. 24. Combined gravimetric-geomagnetic investigations of the deposit Borov Dol (modified, after Bilibajkić i Bilibajkić, 1975). 1-Isolines of the anomalous values of acceleration of the force of gravity (Δg) at 100 E; 2- Isolines of the local anomalous values of the vertical geomagnetic component (Δz) at 500 γ ; 3-Potential areas; 4-Centers of fresh andesite rocks; 5-Centers of supply channels; 6-Wide zone of the supply channel; 7-Wide zone of supply channel-assumed; 8-Fault zone of first order; 9-Fault; 10-Fault-assumed; 11-Proposed structural boreholes; 12-Performed investigation boreholes; 13-Area for additional investigation with measurement points (number of profile/number of point); 14-Contour of the ore bodies of Cu determined based on the chemical analyses on the borehole core; 15-Ore occurrences and deposits; 16-Mineralized zones obtained with IP method.

Во непосредна близина на просторот на планираната структурна дупнатина G-1 кој е гравиметриски локален максимуми е изведена дупнатината VM-15 (од кота 623,4 m до кота 215,0 m). VM-15 е изведена во средно до крупнопорфирски хидротермално променети и неоруднети андезити, со интензивна пиритизација продукт на распаѓањето на боените минерали, има и пелитско-псамитски туф (95,0-105,0 m; 115,0-130,0 m; 170,0-190,0 m). Дупнатината е со просечна содржина од 2,24 % S и 0,016 % Cu.

Така интерпретираните податоци од гравиметриско-геомагнетните истражувања укажуваат дека за петте локации од првиот аномалиски тип е потребно проверување со истражно дупчење, но структурните дупнатини да се со длабина од 800 до 1000 m.

9.3.2. Геоелектрични истражувања

За индицирање и утврдување на минерализацијата и осознавање на структурно-тектонскиот склоп на нејзиното појавување, на Боров Дол се применети паралелни истражувања со индуцирана поларизација и геоелектрична отпорност (Špadijer, 1975; Туџаров, 1993). Истражувањата се изведени со диполен распоред на електродите. При што, применета е комбинација на диполно геоелектрично сондирање и картирање кај кое димензиите на приемните и предајните диполи изнесувале 100 m. Максималното растојание на диполите изнесувало 700 m, така што истражувањата се изведени на 7 диполни линии, што одговара на длабински зафат од 350 m. Минималното растојание на диполите изнесувало 100 m при мерење на вредностите за индуцирана поларизација и 200 m при мерење на вредностите за геоелектрична отпорност, што одговара на длабински зафат од 50 m, односно 100 m (Špadijer, 1975).

Мерењата за индуцирана поларизација и геоелектрична отпорност се вршени со апаратура од канадската фирма „Scintrex“. Индуцираната поларизација на карпите е реализирана со предавање во тлото на автоматски програмирани разнополарни импулси од еднонасочна струја со јачина од 5 до 10 A, во траење од 2,0 s. Вредностите на индуцираната поларизација се мерени во меѓу - интервалите на струјните импулси со интегрирање на сигналот во интервал од 0,45 до 1,10 s

после прекилот на струјниот импулс. Интегрираниот сигнал автоматски се редуцира од разликата на потенцијалите која е предизвикана од струјниот ток. Добиениот параметар „ M_p “ ги карактеризира поларизационите својства на карпите. Тој се изразува во милисекунди, а се добиваат привидни вредности за тој параметар (Špadijer, 1975).

Предложениот простор за детални истражувања, врз основа на резултатите од гравиметриско-геомагнетските истражувања, е прекриен со 8 попречни и 2 два надолжни диполни профили во однос на „протегањето“ на калдерата од свежи андезити (Туцаров, 1993) (слика 25). Должината на трасата на профилите I, II, III, IV, V, VI, VII и IX изнесува 2200 m. Должината на трасата на профилот VIII изнесува 1800 m, а должината на трасата на профилот X изнесува 2100 m. На трасата на профилот VIII испитувањата не можеле да се изведат до 2200 m, како што било планирано, бидејќи трасата го зафатила површинскиот коп на рудникот за железна руда Дамјан. Трасите на 8 попречни диполни профили се поставени под азимут од 60° на приближно растојание од 200 m (Špadijer, 1975) (слика 25).

Трасата на профилот IX е поставена под азимут од 340° , а трасата на профилот X е поставена под азимут од 320° (слика 25). По должина на овие траси на профили се изведени мерења на поларизација и електрична отпорност на 1597 мерни точки. Поради контрола на точноста на мерењата, повторени биле мерењата на 530 мерни точки (Špadijer, 1975).

На профили се прикажани мерените вредности на параметрите на индуцирана поларизација (M_p) и привидниот специфичен геоелектричен отпор (ρ_p) со нивно просторно лоцирање во пресеците на линиите од средините, на составните диполи на распоредот, со паден агол од 45° на предајните и 225° на приемните диполи, односно реципрочно (Туцаров, 1993).

Врз основа на привидните вредности, интерпретацијата е извршена со квалитативен пристап, збогатен со искусвени знаења и причинско-последично поврзување со осознаеноста на литофизичката градба на предметниот геопростор од веќе извршените директни истражувања или по аналогија со истражувањата на други простори (Туцаров, 1993):

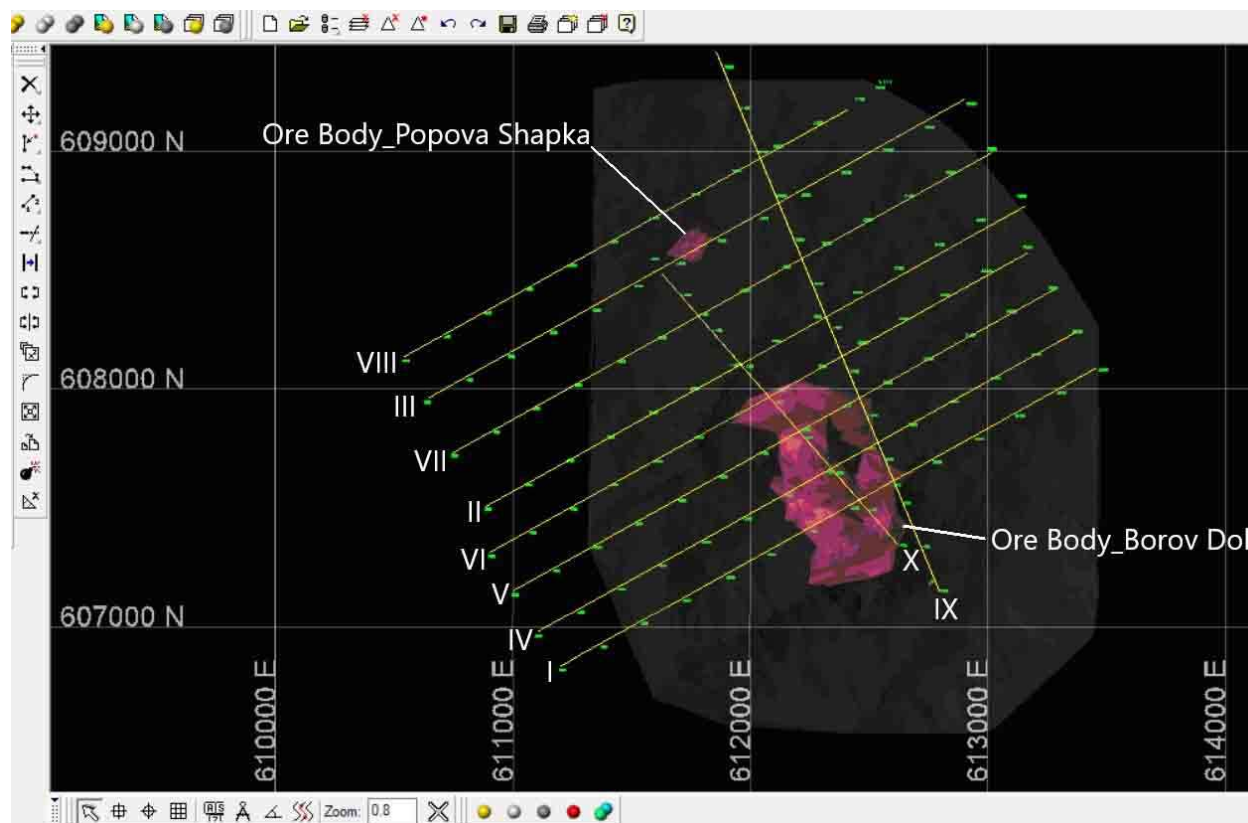
- Регистрираните вредности на индуцирана поларизација во Боров Дол се во многу широк опсег од под 5 до преку 70 ms. Најголем дел од добиените вредности на привидна поларизација изнесуваат 20 ms, па подрачјата оконтурени со таа изолинија може да се сметаат за минерализирани. Искусствено и условно, кај подрачјата со вредности до 30 ms е прогнозиран слабо минерализиран простор, а кај подрачјата со вредности над 30 ms е прогнозиран појако минерализиран простор (Špadijer, 1975) (Слики 26, 27, 28, 29 и 30).
- Вредностите на електричната отпорност кај сите траси на профили се помеѓу 50-75 Ωm во деловите кој се издвоени како минерализирани, додека неминерализираните подрачја се карактеризираат со електрична отпорност над 100 Ωm . Кај поедини траси на профили кои се издвоени како минерализирани добиени се вредности на електрична отпорност преку 100 Ωm , па во тој дел може да се очекува и силификација. Според добиените вредности ситнозрнестите андезити се карактеризираат со ниски вредности на електрична отпорност, помеѓу 50 и 75 Ωm (Špadijer, 1975) (Слики 26, 27, 28, 29 и 30).

Врз основа на распоредот на „рудните“ и „нерудните“ индикации, прогнозирана е застапеност на сулфидната минерализација во две нивоа (до 200 m и преку 250 m длабочина) (Туџаров, 1993).

За појасна интерпретација на резултатите од геоелектрични испитувања со индуцирана поларизација и геоелектрична отпорност, извршено е преклопување на одразените дистрибуции на привидните вредности на $M\rho$ и $\rho\rho$ со геолошката интерпретација и геохемиските податоци од директните истражувања на геоелектричните профили X, IV, V, III и VIII во софтверски пакет Вулкан (слики 26, 27, 28, 29 и 30). Главно, по форма резултатите од геоелектричните испитувања, одговараат на прикажаната геолошка градба на профилите.

На геоелектричниот профил X свежите андезити јасно се издвојуваат како неминерализирана средина со вредности на индуцирана поларизација помали од 10 ms. Одрзот на привидниот отпор одговара со индуцираната поларизација. Во

контактната зона со крупнозрнестите андезити се регистрира поле на зголемени вредности на поларизацијата и отпорот што одговара на минерализирана и силифицирана средина (слика 26) (Туџаров, 1993).



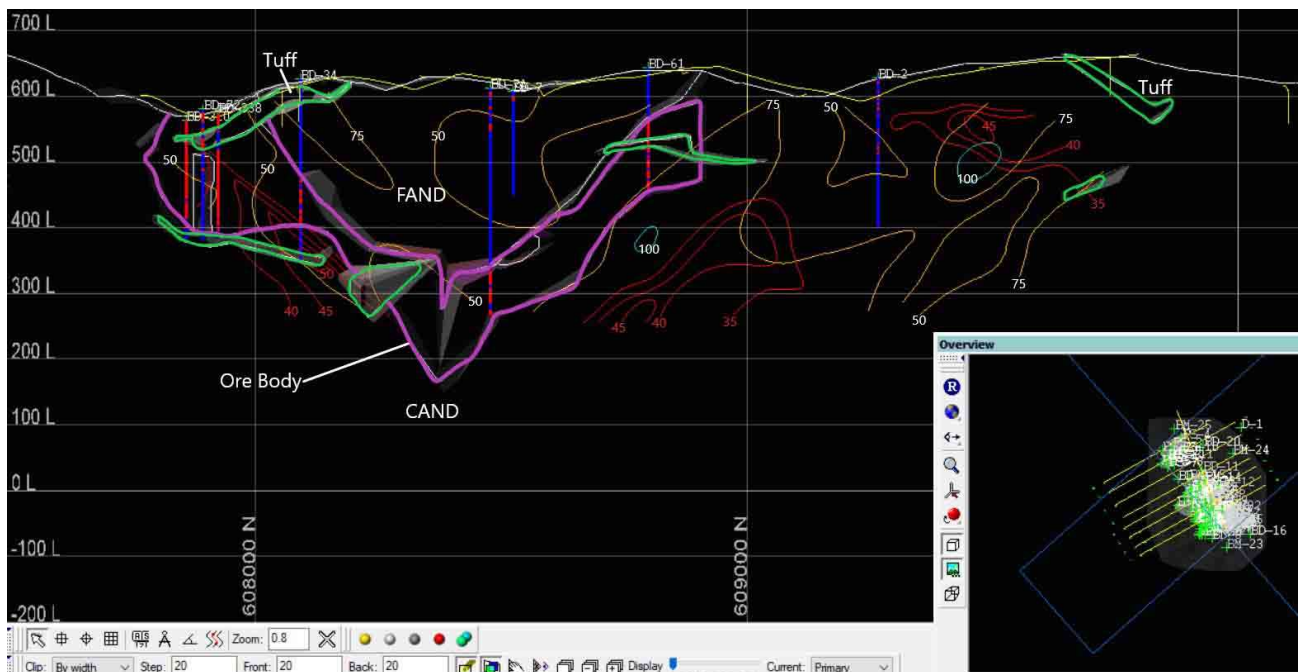
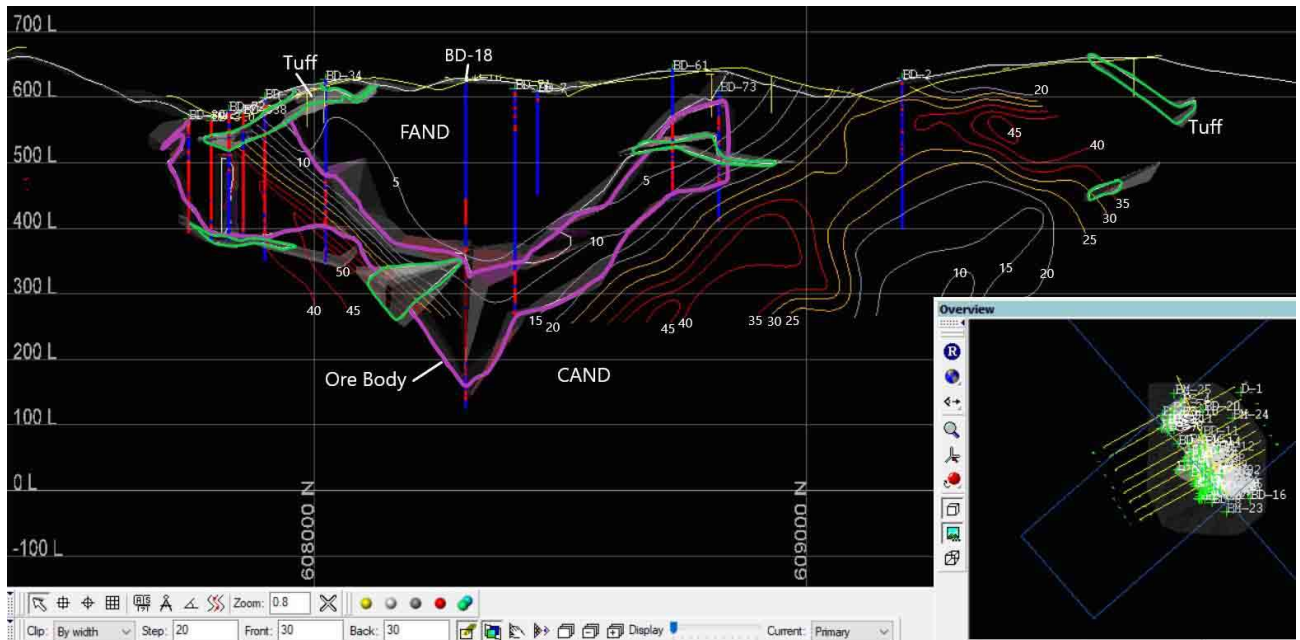
Слика 25. Детални геоелектрични истражувања на наоѓалиштето Боров Дол. Геофизичките профили зададени во DXF формат беа внесени во софтверски пакет Вулкан (модифицирано, според Špadijer, 1975)

Fig. 25. Detailed geoelectric investigations of the deposit Borov Dol. Geophysical profiles given in DXF format were inserted in software package Volcano (modified, after Špadijer, 1975).

Намалувањето на вредностите на двата параметра со оддалечувањето од контактот, минерализираната средина ја идентификуваат како контактна зона. Северозападно од дупнатина BD-2 високите вредности на M_p и ρ_p можат да се интерпретираат со проширување на минерализираната и силифицираната зона, близу рудното тело Попова Шапка (слика 26). Опаѓањето на отпорот во пропицитизираната средина може да се објасни со каолинизација, влажност и др. ако се следени со зголемување на M_p .

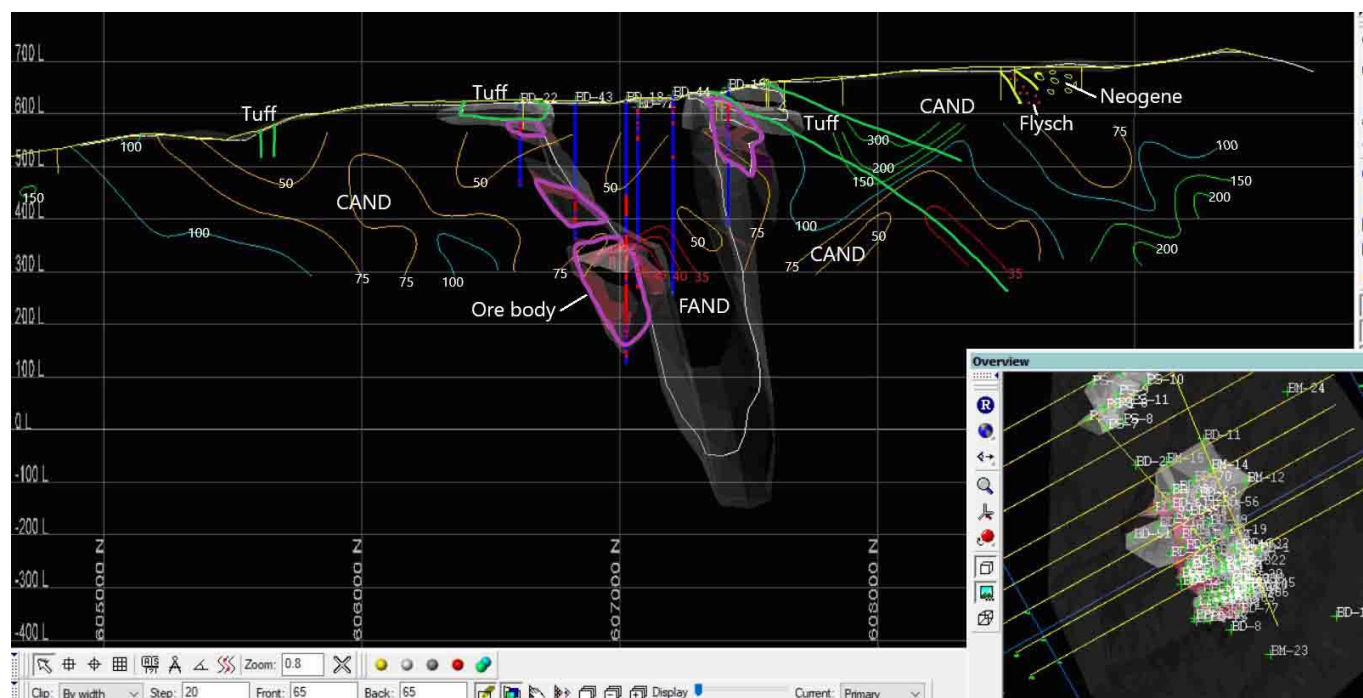
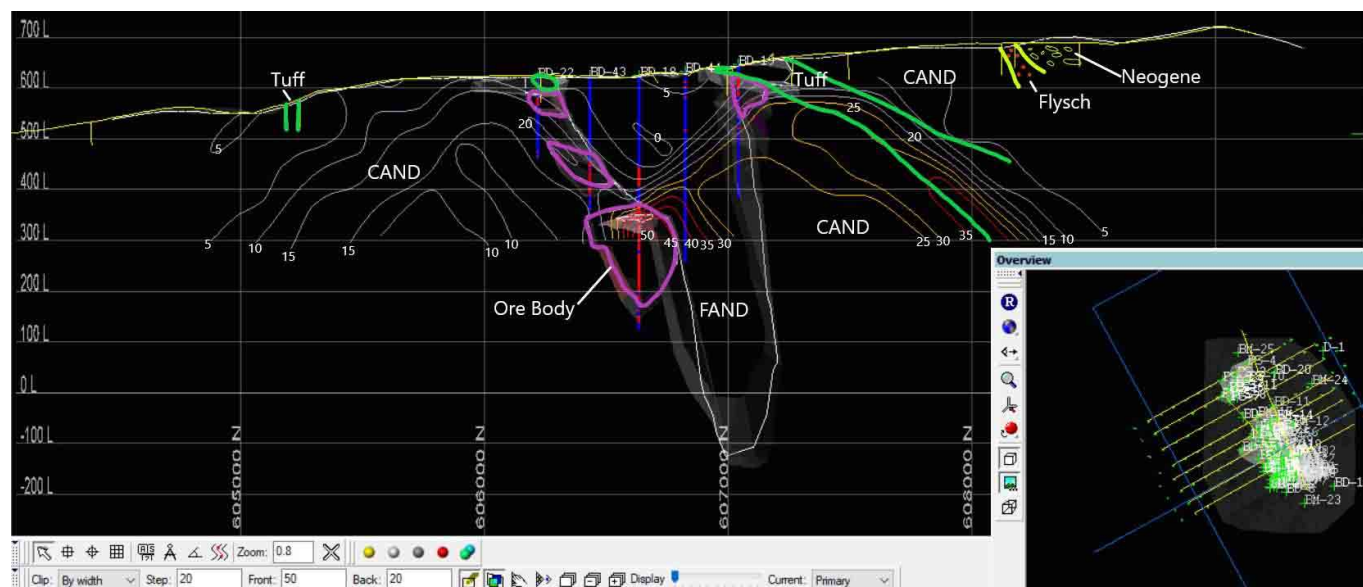
На профил IV добро се издвоени свежите андезити како неминерализирана средина. Проширувањето на зголемените вредности на M_p во туфовите после

контактот со пропилитизираната зона појасно е изразено, а високите вредности на отпорот во истиот простор можат да одразуваат и недостаток на влажност наместо силификација. Максималните вредности на M_p се лоцирани во рудното тело потврдено со истражна дупнатина BD-18, но и се прошируваат во зоната на свежите андезити, затоа што тие северно се стеснуваат. Проширување на минерализираната и силифицираната зона се очекува источно од дупнатина BD-19, во просторот под туфовите (слика 27).



Слика 26. Геоелектричен профил X со индуцирана поларизација (горе) и комбинирана индуцирана поларизација и геоелектричен отпор (долу). Изолинии на привидна индуцирана поларизација M_p (ms); Изолинии на привиден геоелектричен отпор ρ_p (Ωm); FAND-темносив ситнозрнест андезит; CAND-сиво-бел крупнозрнест андезит.

Fig. 26. Geoelectric profile X with induced polarization (up) and combined induced polarization and geoelectric resistance (down). Isolines of the apparent induced polarization M_p (ms); Isolines of apparent geoelectric resistance ρ_p (Ωm); FAND-dark-grey finegrained andesite; CAND-grey-white coarsegrained andesite.



Слика 27. Геоелектричен профил IV со индуцирана поларизација (горе) и комбинирана индуцирана поларизација и геоелектричен отпор (долу). Изолинии на привидна индуцирана

поларизација M_p (ms); Изолинии на привиден геоелектричен отпор ρ_p (Ωm); FAND-темносив ситнозрнест андезит; CAND-сиво-бел крупнозрнест андезит; Flysch-палеоген флиш: лапорци, песочници, конгломерати, лапоровити песочници и варовници; Neogene-конгломерати, песоци, чакали, песокливи глини и др.

Fig. 27. Geoelectric profile IV with induced polarization (up) and combined induced polarization and geoelectric resistance (down). Isolines of the apparent induced polarization M_p (ms); Isolines of apparent geoelectric resistance ρ_p (Ωm); FAND-dark-grey finegrained andesite; CAND-grey-white coarsegrained andesite; Flysch-Paleogene flysch: marls, sandstones, conglomerates, marly sandstones and limestones; Neogene- conglomerates, sands, gravels, sandy clays etc.

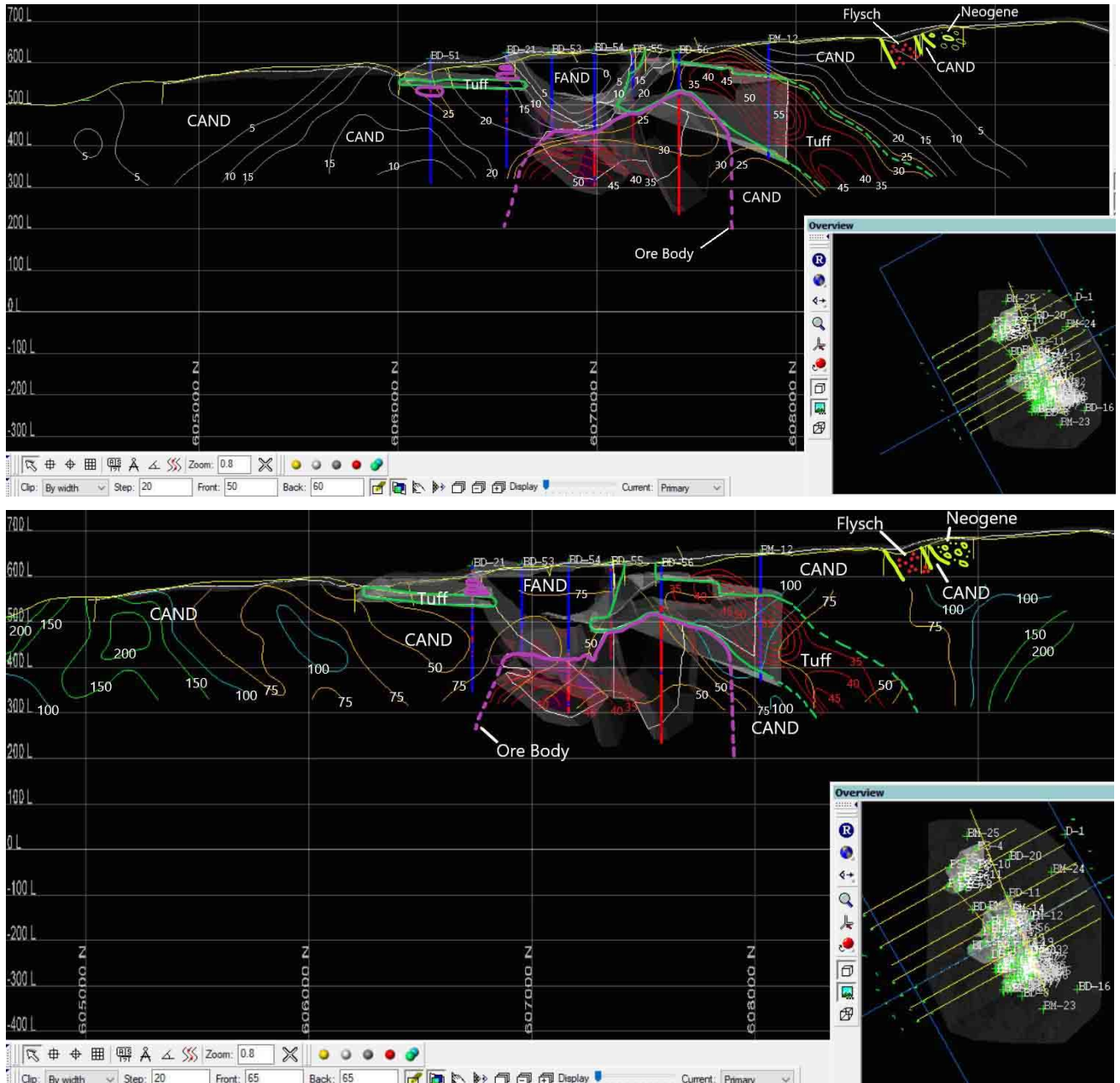
На геоелектричниот профил V, западно од дупнатината BD-51 вредностите на M_p се главно околу 5 ms, затоа во тој дел не може да се очекува сулфидна минерализација. Максималните вредности на M_p се лоцирани во рудното тело потврдено со дупнатини BD-54, BD-55 и BD-56 до ниво 220 m, ова укажува на присуство на сулфидна минерализација во длабина. Кај дупнатина BM-12 од кота 560 до 400 m е утврден ситно до среднозрнест андезит, со умерена силификација и слаба каолинизација, пиритизацијата е во вид на импрегнации и жилички каде просечната содржината на S е 1,43 % (што одговара на лушпа со малку пирит, околу 2%). На тој простор вредностите на M_p се од 30 до 55 ms. Во туфовите се регистрирани највисоките вредности на M_p и најниските на ρ_p (слика 28).

На геоелектричниот профил III, западно од дупнатина PS-5 и источно од дупнатина BD-20 во флишот, вредностите на M_p се ниски (5-15 ms), па во тие делови не може да се очекува сулфидна минерализација. Високи вредности на M_p (25-45 ms) се лоцирани во рудното тело потврдено со дупнатина PS-6 до ниво 390 m, ова укажува на присуство на сулфидна минерализација во длабина (слика 29).

Кај дупнатина PS-11 (слика 29) од кота 615 до 405 m е утврден ситно до среднозрнест латит, наместа интензивно силифициран, овде е утврдена поголема количина на пирит кој се појавува во вид на самостојни кристали или во форма на пиритски агрегати заедно со кварцот (Боев и др. 1994). Просечната содржина на S во посочениот интервал е 1,84 % (што одговара на лушпа со малку пирит, околу 2%). На тој простор вредностите на M_p се од 30 до 45 ms, а вредностите на ρ_p се помеѓу 50-75 Ωm .

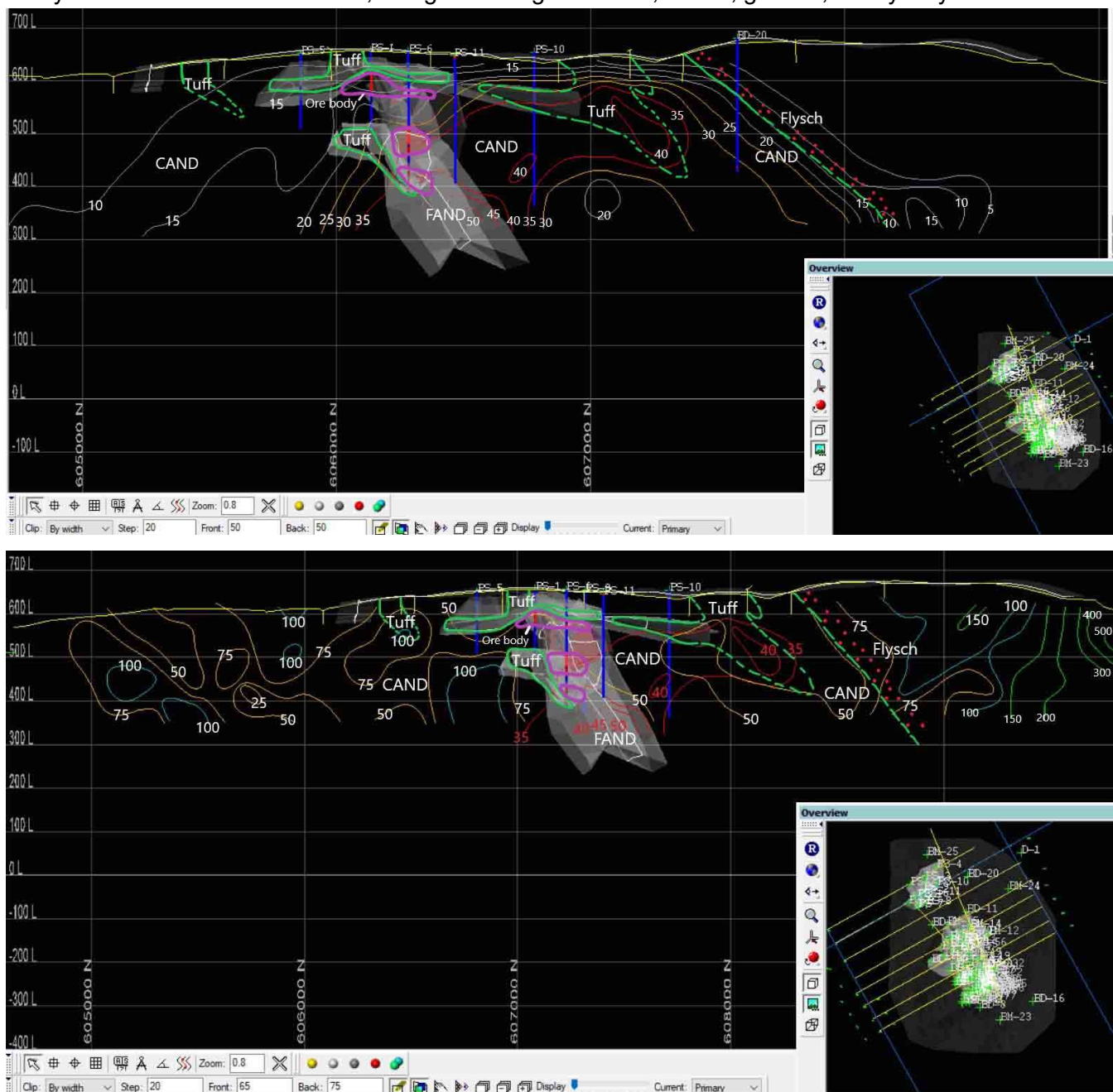
Геоелектричните испитувања по должина на трасата на профилот VIII (слика 25) го зафаќаат најсеверниот дел на Боров Дол, на границата со рудникот Дамјан.

На овој профил, западно од дупнатица PS-2 и источно од дупнатица PS-4 во флишот, вредностите на M_p се ниски (5-20 ms), па во тие делови не може да се очекува сулфидна минерализација (слика 30).



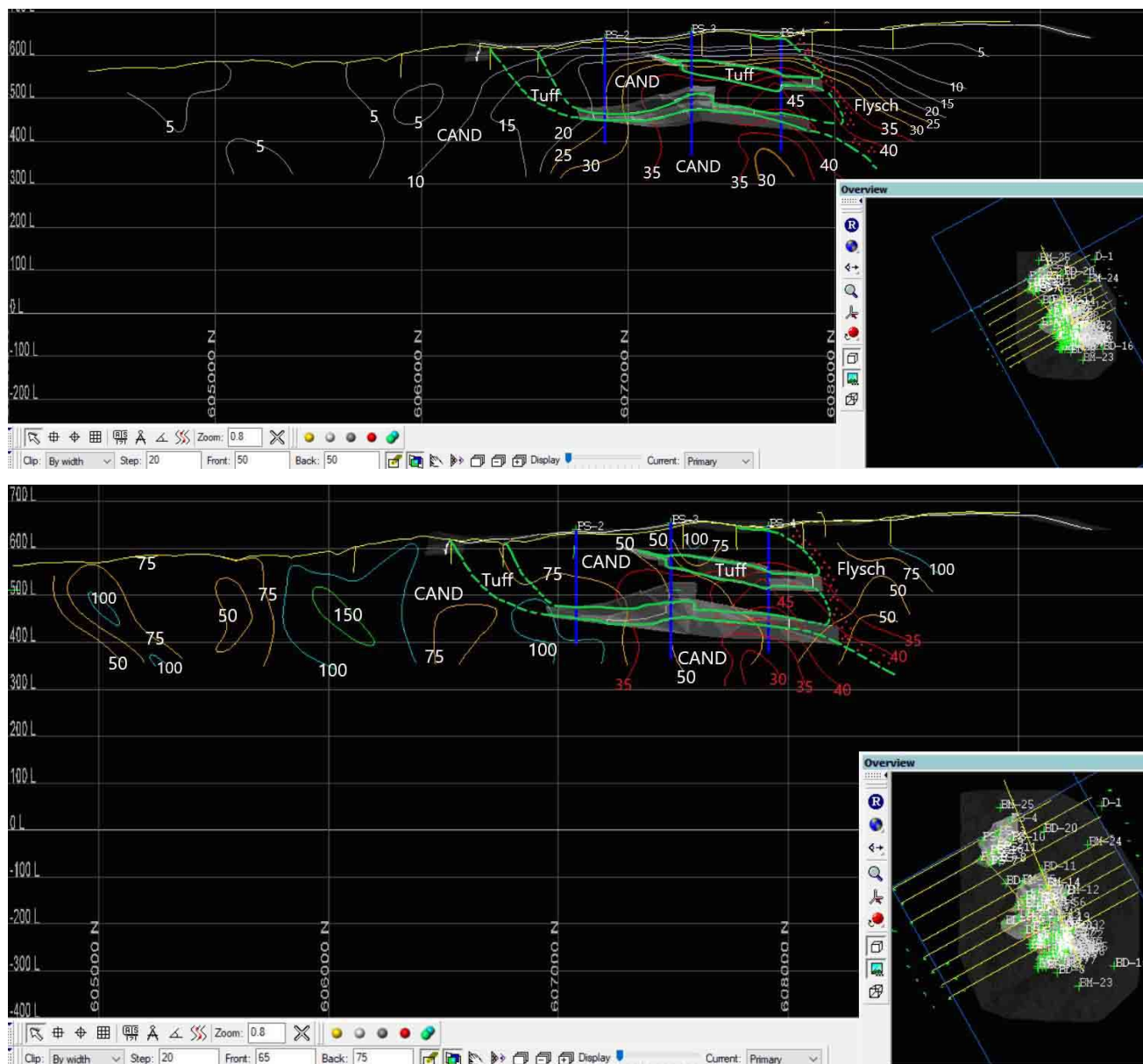
Слика 28. Геоелектричен профил V со индуцирана поларизација (горе) и комбинирана индуцирана поларизација и геоелектричен отпор (долу). Изолинии на привидна индуцирана поларизација M_p (ms); Изолинии на привиден геоелектричен отпор ρ_p (Ωm); FAND-темносив ситнозрнест андезит; CAND-сиво-бел крупнозрнест андезит; Flysch-палеоген флиш: лапорци, песочници, конгломерати, лапоровити песочници и варовници; Neogene-конгломерати, песоци, чакали, песокливи глини и др.

Fig. 28. Geoelectric profile V with induced polarization (up) and combined induced polarization and geoelectric resistance (down). Isolines of the apparent induced polarization M_p (ms); Isolines of apparent geoelectric resistance ρ_p (Ωm); FAND-dark-grey finegrained andesite; CAND-grey-white coarsegrained andesite; Flysch-Paleogene flysch: marls, sandstones, conglomerates, marly sandstones and limestones; Neogene- conglomerates, sands, gravels, sandy clays etc.



Слика 29. Геоелектричен профил III со индуцирана поларизација (горе) и комбинирана индуцирана поларизација и геоелектричен отпор (долу). Изолинии на привидна индуцирана поларизација M_p (ms); Изолинии на привиден геоелектричен отпор ρ_p (Ωm); FAND-темносив ситнозрнест андезит; CAND-сиво-бел крупнозрнест андезит; Flysch-палеоген флиш: лапорци, песочници, конгломерати, лапоровити песочници и варовници.

Fig. 29. Geoelectric profile III with induced polarization (up) and combined induced polarization and geoelectric resistance (down). Isolines of the apparent induced polarization M_p (ms); Isolines of apparent geoelectric resistance ρ_p (Ωm); FAND-dark-grey finegrained andesite; CAND-grey-white coarsegrained andesite; Flysch-Paleogene flysch: marls, sandstones, conglomerates, marly sandstones and limestones.



Слика 30. Геоелектричен профил VIII со индуцирана поларизација (горе) и комбинирана индуцирана поларизација и геоелектричен отпор (долу). Изолинии на привидна индуцирана поларизација M_p (ms); Изолинии на привиден геоелектричен отпор ρ_p (Ωm); Flysch-палеоген флиш: лапорци, песочници, конгломерати, лапоровити песочници и варовници.

Fig. 30. Geoelectric profile VIII with induced polarization (up) and combined induced polarization and geoelectric resistance (down). Isolines of the apparent induced polarization M_p (ms); Isolines of apparent geoelectric resistance ρ_p (Ωm); Flysch-Paleogene flysch: marls, sandstones, conglomerates, marly sandstones and limestones.

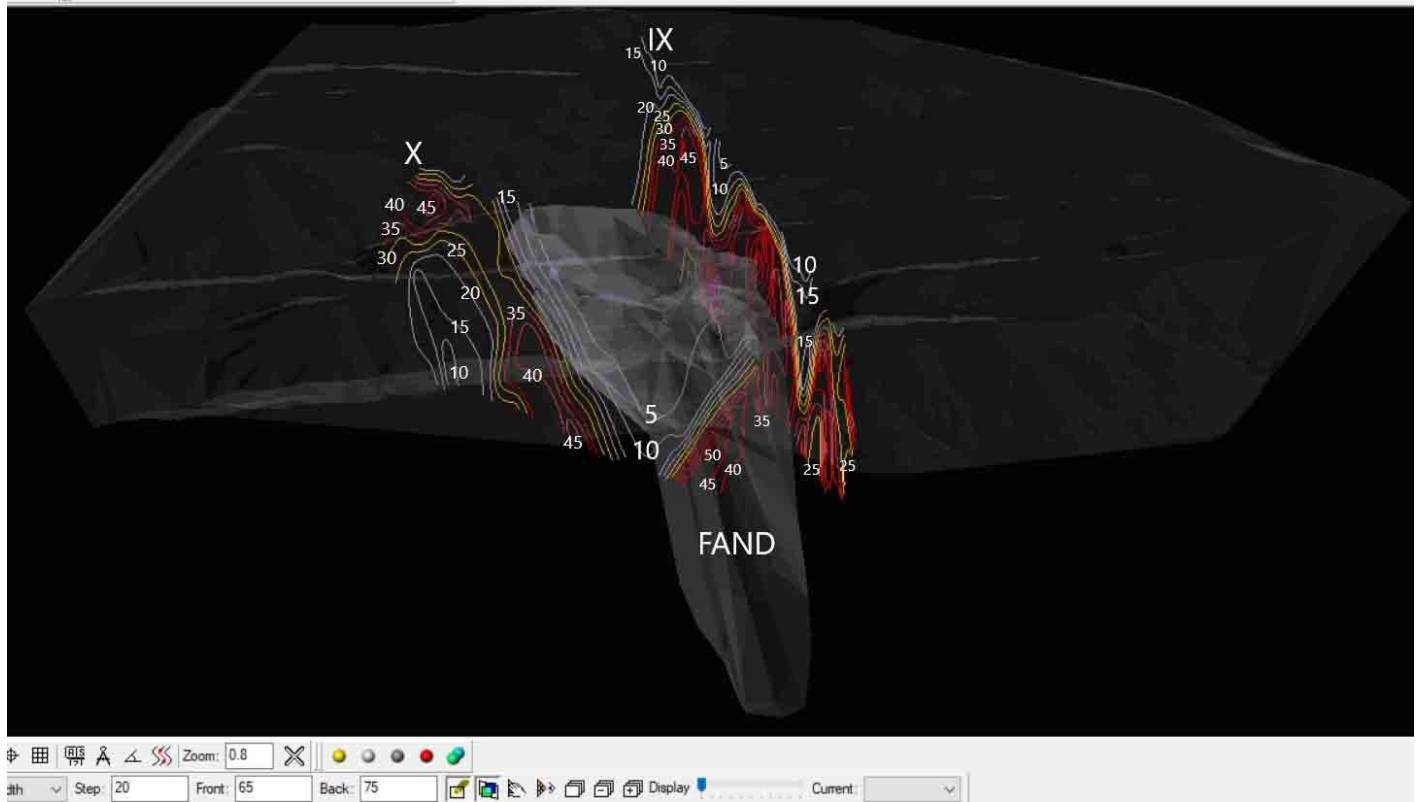
Кај дупнатина PS-4 (слика 30) од кота 510 до 445 m е утврден ситнозрнест латит, наместа интензивно силифициран, овде е утврдена поголема количина на пирит кој се појавува во вид на самостојни кристали или во форма на пиритски агрегати заедно со кварцот. Просечната содржина на S во посочениот интервал е 2,59 % (што одговара на лушпа со малку пирит, околу 2%). На тој простор вредностите на M_p се околу 45 ms, а вредностите на ρ_p околу 50 Ωm .

Кај дел од геоелектричните профили јасно е видливо несоодветното длабинско лоцирање на мерените податоци. За користеното напојување и распоредот на отпорите, најверојатно е поточно нанесување под агол од 33°, а на места и 25°, односно длабински зафат од 25-33 m, по диполно ниво и вкупен длабински зафат од околу 200 m (Туцаров, 1993).

Исто така, постои јасен одраз на минерелизираната контактна зона која е интерпретиран со две странични зони од калдерата на темно-сив ситнозрнест андезит до 200 m длабочина и друга минерализирана средина на длабочина поголема од 250 m (слики 31).

Условното реонирање на M_p по интензитетот на сулфидната минерализација, како прелиминарно, е извршено со претпоставка да постигнатата поларизација е резултат на контактите меѓу електронски (металични минерали) и јонски (вода-електролит) спроводници на електрицитет. Лоцирањето на највисоките вредности на M_p на контактите со туфовите во чии состав се застапени и минерали на глината, открива можност за доминантна застапеност на електролитската поларизација (металичните зрна ги заменуваат минералите на глина) (слики 27 и 29). При што оваа поларизација се однесува за време на напојување од 2 s. Интензитетот на поларизација на дијаграмите на временското празнење на поларизација зависи од нивото на сатурација, како функција од јачината на струјата и времето на неговото постигнување. Во таа смисла лабораториските тестови на зависноста на интензитетот на поларизацијата од содржината на сулфиди покажуваат (Туцаров, 1993):

- Средини со содржина од 1,5 до 2,5% сулфиди имаат извесна инертност кон поларизацијата;
- Во средините со содржини до 5%, се добиваат скоро двојно пониски вредности на M_p од напојувањето со 8 s временски интервал;
- Средините со содржини од над 5% сулфиди не се сразмерно раздвојуваат од средините со содржина од 2,5 до 5% сулфиди. Овие заклучоци важат за средини во кој е присутна и втората неопходна компонента на поларизацијата-електролитот како природна влажност на карпите.



Слика 31. 3Д модел на калдерата на темно-сив ситнозрнест андезит-FAND со надолжните геоелектрични профили IX и X со индуцирана поларизација. Изолинии на привидна индуцирана поларизација M_p (ms).

Fig. 31. 3D model of the caldera of dark grey finegrained andesite-FAND with longitudinal geoelectric profiles IX and X with induced polarization. Isolines of apparent induced polarization M_p (ms).

Од наведените повидливи отстапувања на геофизичките резултати од интерпретираната реална геолошка градба, може да се констатира дека тие се резултат на честите соочувања на геофизичките истражувања со проблемот на повеќезначна интерпретација.

Како и сите индиректни методи, така и геофизичката истражувачка пракса се соочува со сложено влијание на повеќе очекувани и познати еднозначни и повеќезначни причинители како и неочекувани влијанија на реалната физичко-геолошка градба на истражуваниот простор врз параметрите на применетата метода. Со тоа процесот на истражување го карактеризира постојана потреба за прилагодување на методолошкиот приод и оперативност, одразот на целниот причинител да се издвои и истакне, а влијанијата на зашумувачките причинители да се идентификуваат и елиминираат, за да се овозможи оптимална еднозначност на интерпретацијата и правилно насочување на идните истражувања.

Современиот развој на софтверските пакети дал голем придонес во развојот на геофизичкиот истражувачки процес во целина. Развојот на обработката на податоците брзо се операционализира во праксата и така овозможува творечко функционирање на системот на теорија - пракса. Во таа смисла постои едновремено зголемена можноста на обработка на влезни податоци, а се постигнува и автоматизирана презентација на обработката на податоците, се со цел да се зголеми степенот на непосредност на геолошката интерпретација.

9.4. Морфолошки карактеристики на оруднувањето

Со сложените и разновидни регионални и детални геолошки, геохемиски, геофизички и морфоструктурни истражувања и испитувања како и со длабинското истражно дупчење, е дефинирана временската и просторната позиција на порфирската Си минерализација во наоѓалиштето Боров Дол (Туцаров, 1993). Со овие истражувања и проучувања е констатирано дека оруднувањето во Боров Дол е контролирано од раседните структури од прв ред со правец на протегање ССЗ-ЈЈИ, попречните раседни структури од втор ред со правец на протегање И-З и СИ-ЈЗ, од кружно елиптичната неогена структура која е издолжена во правец СЗ-ЈИ, од вулканските и субвулканските карпи кој се манифестираат во вид на куполи, кратери, некови, дајкови и апофизи, како и од вулканските туфови кој се екран на минерализацијата.

Вулканската калдера носител на наоѓалиштето Боров Дол има форма на деформирана елипса издолжена во правец СЗ-ЈИ, со должина на поголемата оска од 6,0 km, а на помалата од 4,0 km, при што е јасно изразена на топографијата и

усложнета од неколку вулканска куполи и депресији со дијаметар од 1,0 - 1,5 km (слика 5). Една од овие депресији е носител на предметното наоѓалиште. Оваа крупна прстенеста структура (вулканска калдера) е потенцијална за пронаоѓање на нови орудувања (Петковиќ, 1986; Серафимовски, 1990).

Оруднувањето во Боров Дол е парагенетски сврзано со темносивите ситопорфирски андезити и е локализирано во сивобелите крупнопорфирски андезити. Тоа образува прстен околу темносивите ситнопорфирски андезити кој формираат нек.

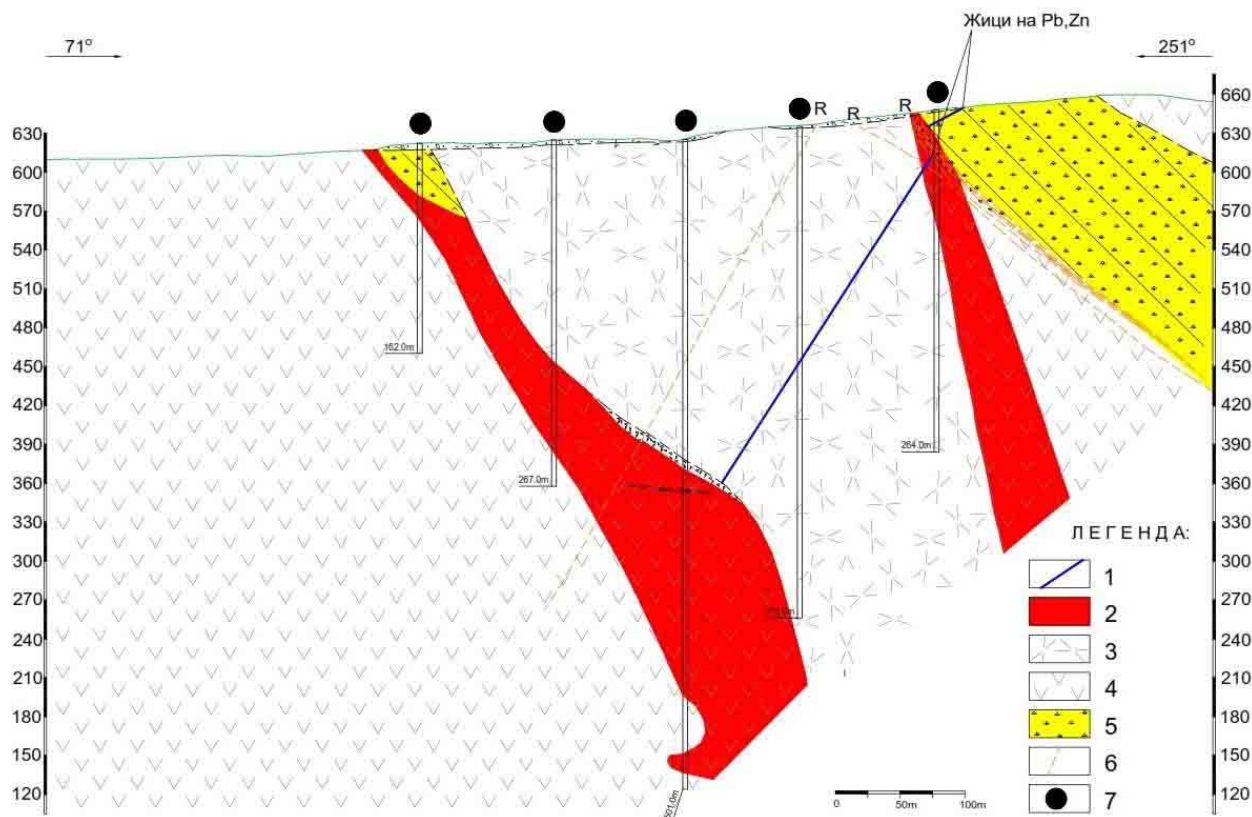
На сликите 32, 33, 34 и 35 се дадени три попречни профили и еден надолжен профил низ наоѓалиштето Боров Дол, од профилите се гледа дека рудното тело со Си порфирска минерализација е расположено во вид на прстен и главно лежи во источниот дел на вулканската структура екранирано од вулканските туфови.

Ширината на прстенот околу андезитскиот нек не е насекаде иста. Врз основа на досегашните истражувања, главно со длабинско истражно дупчење по мрежа 50x50 m, 50x100 m и 100x100 m, може да се издвојат три рудни тела: Јужно рудно тело кое е во непосреден контакт со андезитскиот нек и е сместено околу самиот Боров Дол (слика 35), Централно рудно тело кое сè уште е недоволно истражено, но е индицирано со повеќе дупнатини во подлабоките делови на наоѓалиштето под андезитскиот нек (слика 32 и слика 33) и Северно рудно тело кое е индицирано со повеќе дупнатини во северниот дел под андезитскиот нек на длабочина преку 100 m (слика 34 и слика 35). Овие три рудни тела преставуваат единствено порфирско рудно наоѓалиште на Си, каде што дисконтинуитетот на орудувањето е предизвикан од присуството на нископроцентно минерализирани партии на туфови и стерилни делови од најмалдите андезити (Туџаров, 1993).

Најдобро е проучено и дефинирано Јужното рудно тело (Петров и др., 2014). Димензиите на ова рудното тело се 430,0 m во широчина, 400 m во должина и до 300 m во длабочина (слика 35). Обликот на рудното тело е доста сложен и морфолошки го прати андезитскиот нек.

Од пресметката на резервите која е вршена по методата на хоризонтални пресеци и по методата на етажни блокови, може да се види дека при површинските делови како и во длабочина, површината на рудното тело на пресеците е најмала

(60 500 m² на Ет. Бл. 585/570; 45 200 m² на Ет. Бл. 390/375), а во средишниот дел површината на рудното тело е најголем и изнесува 127 300 m² (Ет. Бл. 495/480).



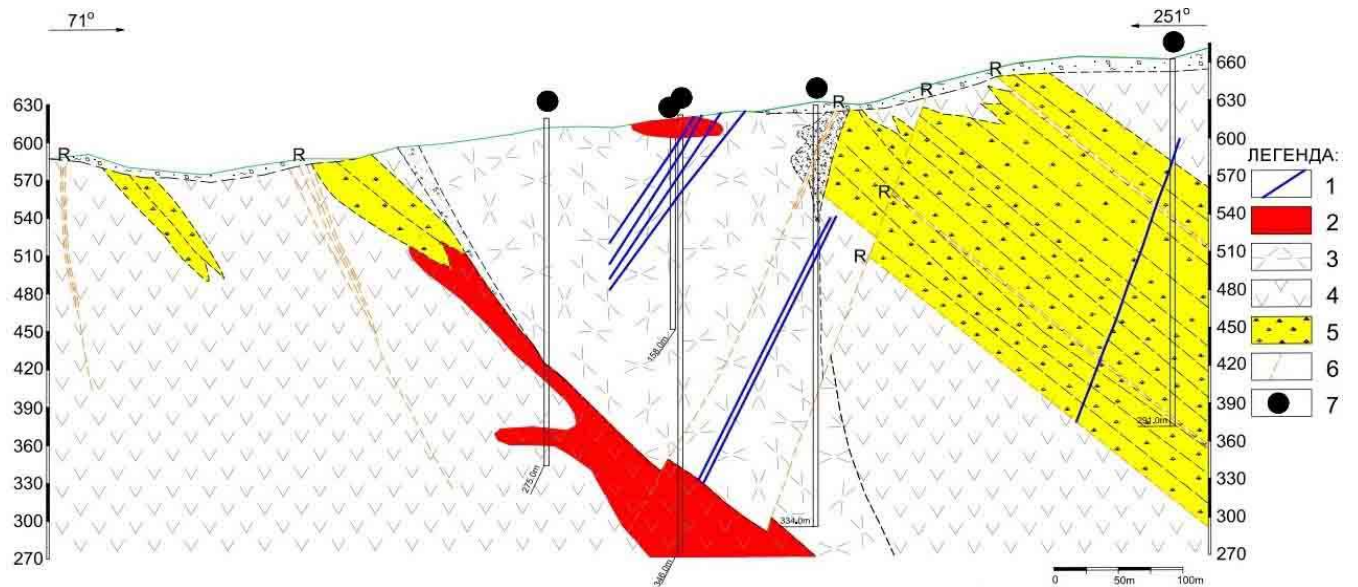
Слика 32. Попречен профил 7 - 7', Боров Дол (Петров и др., 2015) (1-Жици на Pb-Zn; 2-Рудно тело; 3-Темносиви ситнопорфирски андезити; 4-Сивобели крупнопорфирски андезити; 5-Вулкански туфови; 6-Раседи; 7-Истражни дупнатини).

Fig. 32. Cross section 7-7', Borov Dol (Petrov et al, 2015) (1-Veins of Pb-Zn; 2-Ore body; 3-Dark grey fine-porphyry andesites; 4-Grey white coarse-porphyry andesites; 5-Volcanic tuff; 6-Faults; 7-Investigation boreholes).

Од аспект на размерите на рудните тела врз основа на досегашните сознанија, во Јужното рудно тело се пресметани количини од 32 Mt руда, во Централното рудно тело се пресметани 15 Mt руда, и во Северното 15 Mt руда. Рудните тела се со средни до мали размери. При што, треба да се потенцира дека тие не се конечно дефинирани, а истражувањата треба да продолжат првенствено во северниот дел и во длабина, како и на просторот на рудното тело Попова Шапка.

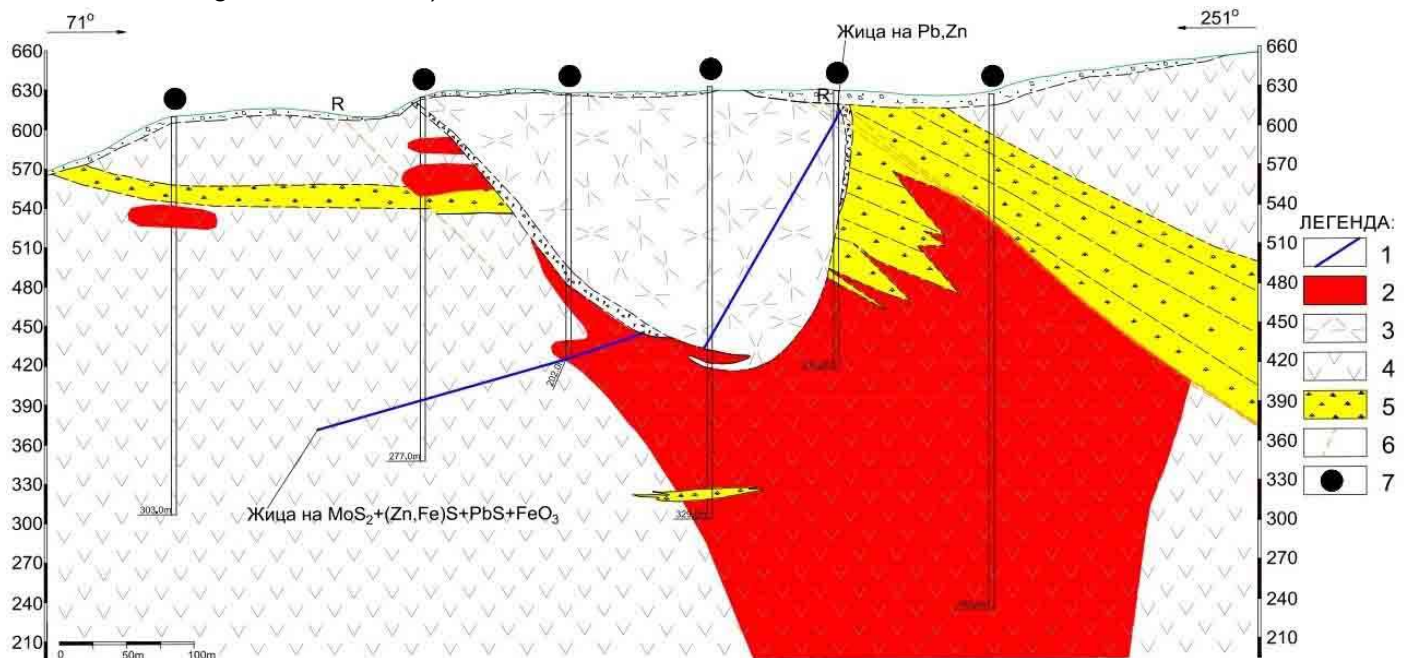
Рудната минерализација во наоѓалиштето Боров Дол е од штокверкно-импрегнациски тип, каде што импрегнацискиот начин на појавување превладува над жичниот, што не е случај кај наоѓалиштето Бучим, каде што имаме спротивен случај. Од рудните минерали по интензитет и екстензитет се издвојуваат пиритот,

халкопиритот, магнетитот, молибденитот, хематитот, самородното злато и др. Халкопиритот е главен носител на бакарот и најзначаен сулфиден бакарен минерал со економско значење. Подетално за ова ќе стане збор во поглавјата што следат.



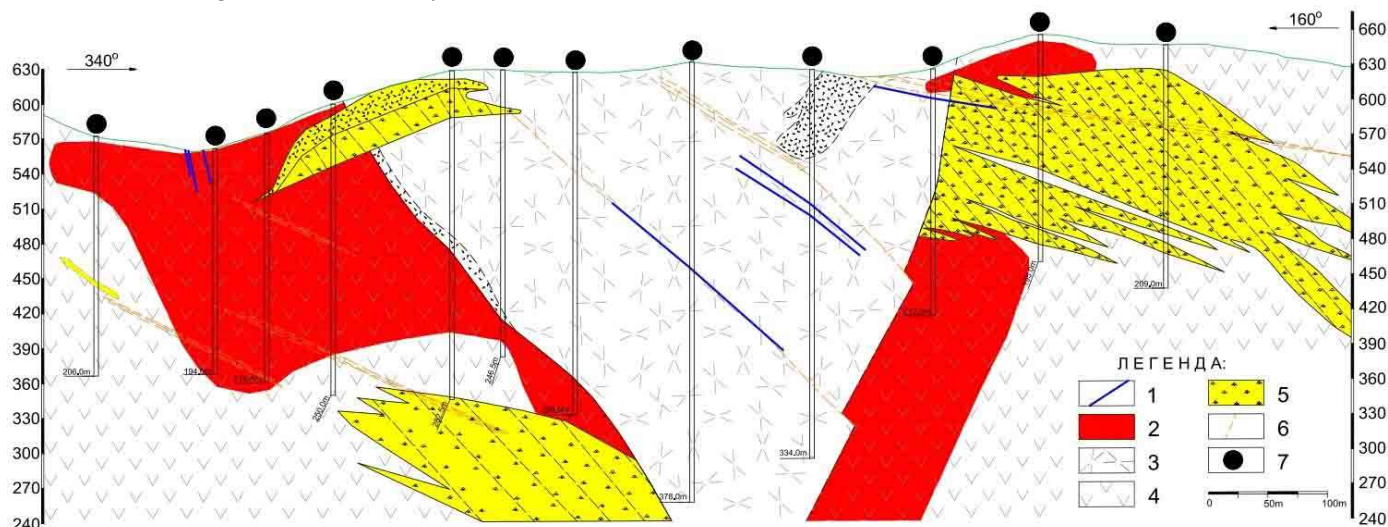
Слика 33. Попречен геолошки профил 8-8', наоѓалиште Боров Дол (Петров и др., 2015) (1-Жици на Pb-Zn; 2-Рудно тело; 3-Темносиви ситнопорфирски андезити; 4-Сивобели крупнопорфирски андезити; 5-Вулкански туфови; 6-Раседи; 7-Истражни дупнатини).

Fig. 33. Cross section 8-8', deposit Borov Dol (Petrov et al, 2015) (1-Veins of Pb-Zn; 2-Ore body; 3-Dark grey fine-porphyry andesites; 4-Grey white coarse-porphyry andesites; 5-Volcanic tuff; 6-Faults; 7-Investigation boreholes).



Слика 34. Попречен геолошки профил 9-9', наоѓалиште Боров Дол (Петров и др., 2015) (1-Жици на Pb-Zn; 2-Рудно тело; 3-Темносиви ситнопорфирски андезити; 4-Сивобели крупнопорфирски андезити; 5-Вулкански туфови; 6-Раседи; 7-Истражни дупнатини).

Fig. 34. Cross section 9-9', deposit Borov Dol (Petrov et al, 2015) (1-Veins of Pb-Zn; 2-Ore body; 3-Dark grey fine-porphyry andesites; 4-Grey white coarse-porphyry andesites; 5-Volcanic tuff; 6-Faults; 7-Investigation boreholes).



Слика 35. Надолжен геолошки профил VII-VII', наоѓалиште Боров Дол (Петров и др., 2015) (1-Жици на Pb-Zn; 2-Рудно тело; 3-Темносиви ситнопорфирски андезити; 4-Сивобели крупнопорфирски андезити; 5-Вулкански туфови; 6-Раседи; 7-Истражни дупнатини).

Fig. 35. Longitudinal geological profile VII-VII', deposit Borov Dol (Petrov et al, 2015) (1-Veins of Pb-Zn; 2-Ore body; 3-Dark grey fine-porphyry andesites; 4-Grey white coarse-porphyry andesites; 5-Volcanic tuff; 6-Faults; 7-Investigation boreholes).

9.5. Минерален состав и парагенетски односи

Порфирската минерализација на Си во Боров Дол, нејзиниот минерален состав, структурно-текстурните карактеристики, како и парагенетските односи, биле предмет на проучување на многу истражувачи во минатото (Зариќ, 1974; Atanasov, 1977; Ivanov and Serafimovski 1984; Денковски и Младеновски 1989; Серафимовски, 1990; Туџаров, 1993; Serafimovski et al., 1993; Серафимовски и Тасев, 2014 и 2017).

Со последните лабораториски испитувања, кои резултати се презентирани во овој труд, посебен акцент е ставен на проучувањето на минералниот состав и парагенетските односи на наоѓалиштето, што е многу важно за посигурна интерпретација на условите на формирање на рудата, можно лоцирање, состави, како и пронаоѓање на соодветни методологии и методолошки решенија за понатамошни истражувања. Ова станува се позначајно со оглед на тоа што

повеќето порфирски наоѓалишта се карактеризираат со полиметаличен карактер и комплексен минерален состав, што е карактеристично и за наоѓалиштето Боров Дол. Базирано на претходните истражувања првенствено спроведени од страна на Atanasov (1977), Ivanov and Serafimovski (1984), Туџаров (1993) како и најновата студија на скенинг електронски микроскоп, наоѓалиштето Боров Дол се карактеризира со комплексни и различни типови на рудни минерали: пиротин, халкопиротин, пирит, самородно злато, пецит, магнетит, рутил, сфен, анатас, хематит, спекуларит, мартит, молибденит, халкопирит, кубанит, валерит, борнит, тетраедрит-тенантит, свалерит, халкозин, розе халкозин, сидерит, лимонит, тенорит и др. Од нерудните минерали како чести пратители на рудните парагенези се кварцот и калцитот. Треба да се потенцира дека повеќето од наведените минерали се јавуваат како појава на минерализација и немаат поголемо значење во рамките на наоѓалиштето.

Сукцесивниот ред на издвојување на рудните минерали по стадиуми и фази, екстензитетот и интензитетот на појавување, како и фазите во кои се вршело издвојување на елементите во рудниот процес е даден на слика 36 (Туџаров, 1993).

Резултатите кои се презентирани во овој труд, добиени се користејќи оптички поларизирачки микроскоп и скенирачки електронски микроскоп. Примероците прикажани во овој труд се репрезентативни и се земени од најновите истражни дупнатини, изведени во текот на 2016 и 2017. Голем број на полирани рудни препарати беа испитани и неколку интересни парагенези беа идентификувани чии минерални фази покасно се анализирани со скенирачки електронски микроскоп. Тоа се примарни без примеси чисти сулфидни парагенези каде што од една страна халкопиритот зазема доминантно место, а пак од друга страна пиритите. Во поглед на интензитетот на застапеност пиритот доминира над халкопиритот. Пиритот најчесто гради жично до жично-гнездести концентрации со дебелина и од неколку десетина сантиметри (BD-20). Од друга страна халкопиритот е далеку повеќе застапен во импрегнацискиот тип на оруднување, во жично до жично-гнездестите концентрации најчесто се јавува како придружник на пиритот и е во подредена форма (Туџаров, 1993).

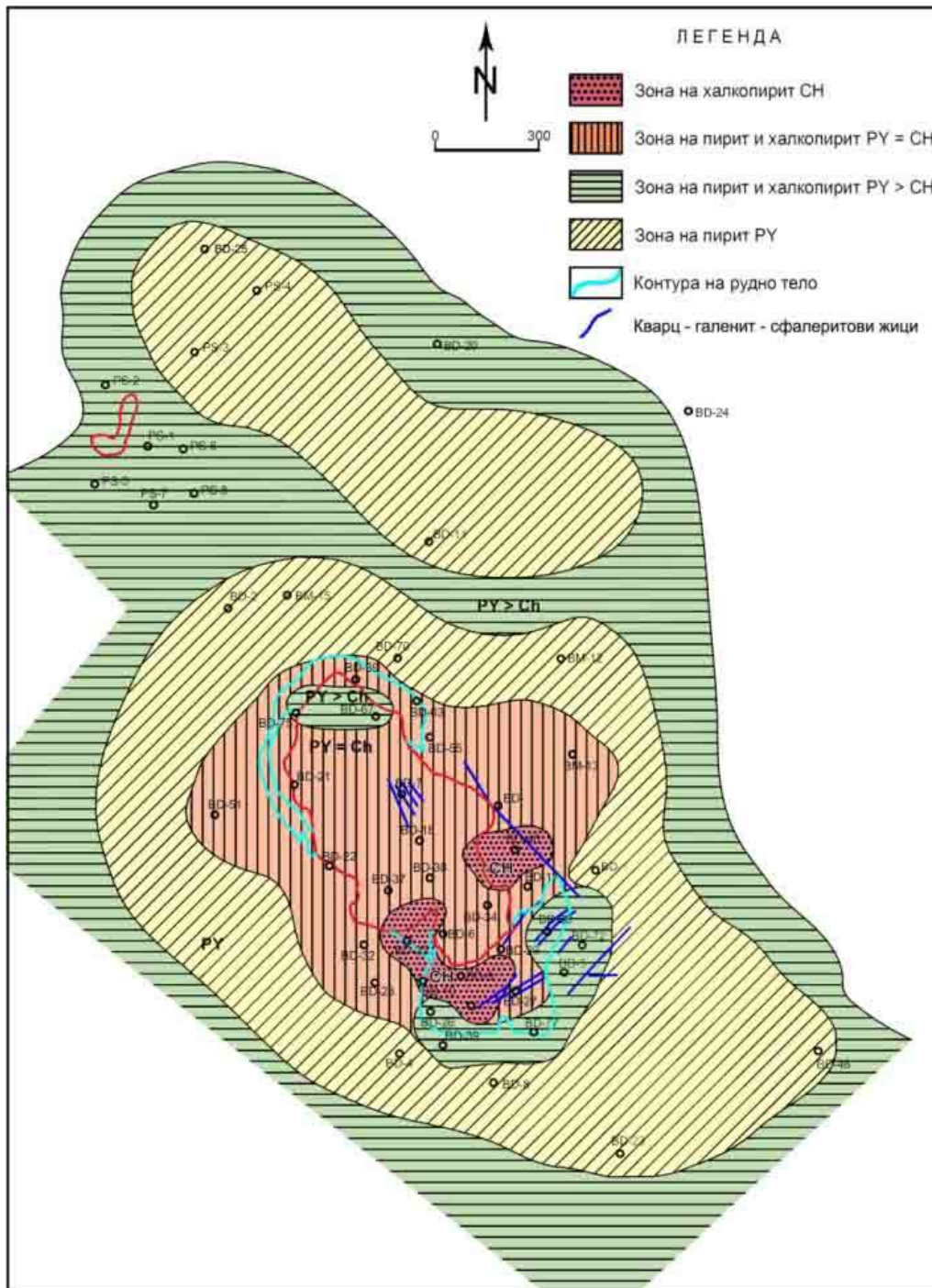
| Ред. број | Минерал | Метаморфен стадиум | Магматски стадиум | Хидротермален стадиум | | | | | | | | | | | Оксидациона зона | Цементациона зона | | |
|-----------|--------------|--------------------|-------------------|-----------------------|----|-----|----|---|----|-----|------|----|---|----|------------------|-------------------|---|---|
| | | | | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | | | | |
| 1 | Магнетит | ■ | ■ | | ■ | ■ | ■ | | | | | | | | | | | |
| 2 | Рутил | ■ | ■ | | ■ | | | | | | | | | | | | | |
| 3 | Илменит | ■ | ■ | | ■ | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | Сфен | ■ | ■ | | ■ | | | | | | | | | | | | | |
| 5 | Анатас | ■ | ■ | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6 | Брукит | ■ | ■ | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | Графит | ■ | ■ | | | | | | | | | | | | | | | |
| 8 | Хромит | | ■ | | | | | | | | | | | | | | | |
| 9 | Пирит | ■ | ■ | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 10 | Пиротин | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 11 | Халкопирит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 12 | Халкопирит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 13 | Сам. злато | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 14 | Хематит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 15 | Магхемит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 16 | Спекуларит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 17 | Молибденит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 18 | Кубанит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 19 | Валерит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 20 | Арсенопирит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 21 | Никелин | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 22 | Милерит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 23 | Брајтхауптит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 24 | Енаргит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 25 | Лузонит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 26 | Борнит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 27 | Фаматинит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 28 | Неодигенит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 29 | Халкозин | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 30 | Марматит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 31 | Сфалерит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 32 | Галенит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 33 | Бизмутин | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 34 | Тетраедрит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 35 | Тенантит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 36 | Прустит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 37 | Фрајбергит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 38 | Пецит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 39 | Клеофан | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 40 | марказит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 41 | Мелниковит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 42 | Мартит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 43 | Мишкетовит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 44 | Кварц | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 45 | Калцит | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 46 | Сидерит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 47 | Барит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 48 | Епсомит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 49 | Ковелин | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 50 | Синхалкозин | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 51 | Розехалкозин | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 52 | Дигенит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 53 | Малахит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 54 | Азурит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 55 | Псиломелан | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 56 | Пиролузит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 57 | Полијанит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 58 | Тенорит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 59 | Гетит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 60 | Лепидокрокит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 61 | Лимонит | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| 62 | Вад | | | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |

Слика 36. Дијаграм на сукцесија на минералите во порфирското наоѓалиште Боров Дол (Туџаров, 1993).

Fig. 36. Diadram of mineral successions in the Borov Dol porphyry deposit (Tužarov, 1993).

Халкопиритот се јавува во значително поголеми количини во оние делови на рудното наоѓалиште кои се изградени од хидротермално променети вулкански карпи кој примарно биле побогати со Fe-Mg силикатни минерали (Зариќ, 1974). Количинската застапеност на халкопиритот во овие делови врз основа на извршената анализа на рудните препарати, изнесува повеќе од 5 %. Тоа се гледа и од картата на минерална зоналност на Боров Дол (слика 37), каде што халкопиритот е најзастапен минерал, превладува над пиритот и другите минерали. Во зоната на халкопирит има и зголемено учество на Fe-оксиди (Туџаров, 1993).

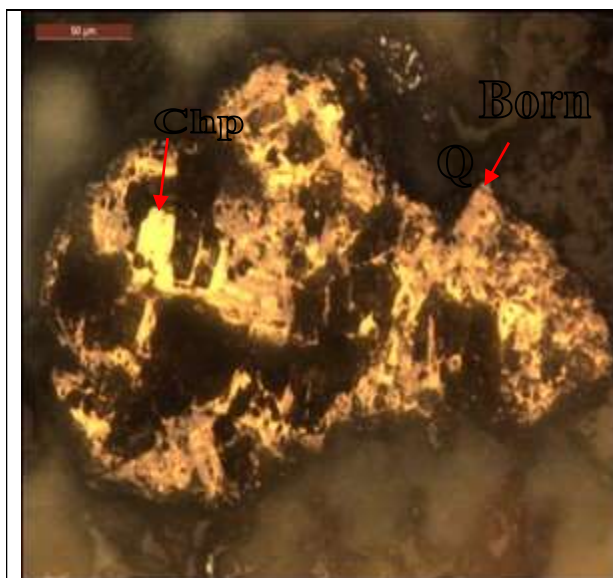
Примарните сулфидни парагенези во Боров Дол се проследени и со интересни распаѓања на цврст раствор во форма на халкопирит-борнит парагенези, кои понатаму продолжуваат исто така со распаѓање на цврстиот раствор вклучувајќи ги халкопирит, кубанит и идаит. Тие се многу специфични за средни-температурни нивоа при формирањето во наоѓалиштето, а потоа низата на новоформираните минерални фази продолжува со комплексни сулфосолни парагенези во кои доминираат енаргит, фаматинит, тетраедрит, тенантит и др. На целата оваа асоцијација треба да се додадат изолираните, но јасно присутни и детерминирани сулфидни минерални фази на едноставни сулфиди каде доминираат молибденит и крупно кристалест галенит. Прецизно забележаните минерални фази под оптички микроскоп беа анализирани под скенинг електронски микроскоп, каде тие во голема мера беа потврдени за што добиени се состави на индивидуалните минерали и минералните фази. Овде треба да се нагласи дека забележавме процеси на мешање на составите помеѓу индивидуалните парови, каде што посебно беа изразени во халкопирит-борнит паровите и минералните фази на тетраедрит-тенантит групата. Понатаму се дадени резултатите од анализи на скенинг електронски микроскоп со карактеристични фотографии и позициите на извршените мерења, додека во табелите е прикажан хемискиот состав на детерминираниите минерални фази.



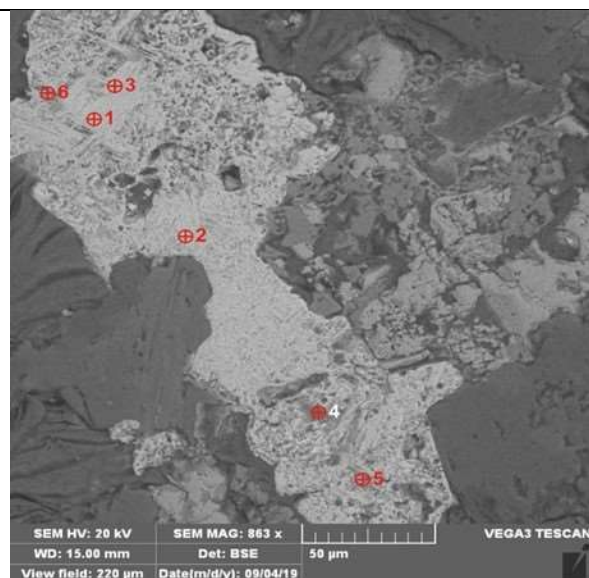
Слика 37. Шематски приказ на зоналноста на сулфидните минерали во наоѓалиштето Боров Дол.

Fig. 37. Schematic representation of the zonation of the sulfide minerals in the Borov Dol ore deposit.

На слика 38а, прикажани се агрегати на халкопирит и борнит, чии состави понатаму беа утврдени со анализите на скенинг електронски микроскоп (слика 38b), а резултатите се дадени во табела 3.



Слика 38а. Морфологија на ламеларен агрегат на халкопирит-борнит, интензивно кородиран и реликтизиран. Зг. x 630 II (DB-335; 144,40 m).
Fig. 38a. Morphology off lamellar chalcopyrite-bornite aggregate, intensively corroded and relicitized. Parallel nichols, magnif. x 630 II (DB-335; 144,40 m).



Слика 38б. Позиции од изведените анализи под SEM.
Fig. 38b. Positions of performed analyses under the SEM.

Халкопиритот е најчестиот и најважниот руден минерал во однос на Си минерализација кај предметното наоѓалиштето. Во рамките на овој анализиран минерален агрегат утврдивме дека се работи за халкопирит-борнит сраснувања.

Заменувањето на примарното халкопиритско зрно со зрна на борнит кои изгледаат како ламели веројатно е сè уште недовршен процес базиран на нивните соодветни хемиски состави, кој се помеѓу репрезентативните состави на двата минерали. Халкопирит-борнит сраснувањата се тие кои се пронајдени во многу типично примарни Си сулфидни руди и се верува дека се формирани со тоа што борнитот го заменува халкопиритот (Ramdohr, 1980; Robb, 2005). Како што е докажано (Amsoff, 1988), замената во цврста состојба на халкопиритот од страна на борнитот се случува во хидротермален интервал на температури (200-500°C) кога халкопиритот најверојатно реагирал со халкозин за да формира борнит под редуцирачки услови.

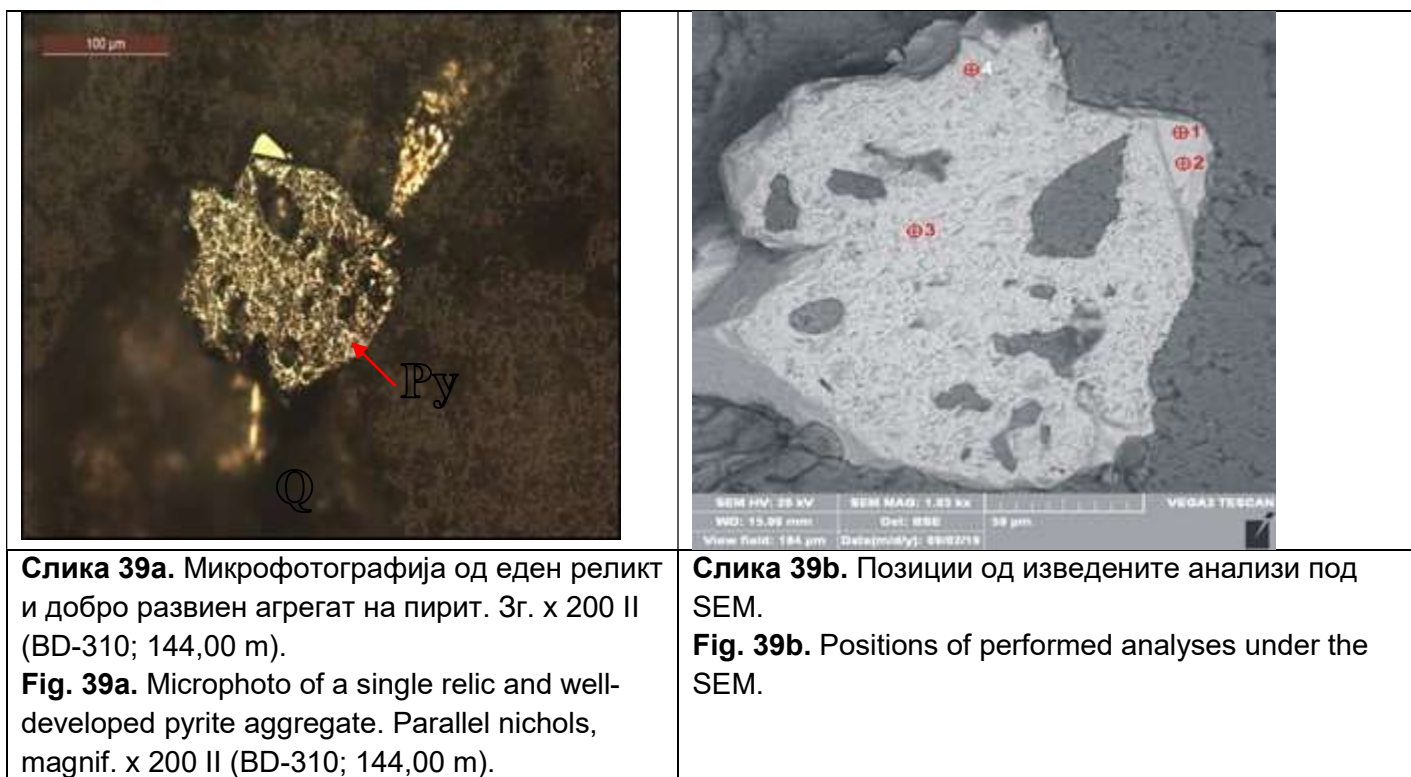
Табела 3: Резултати од SEM анализи од агрегат на халкопирит-борнит (%wt).

Table 3. SEM analysis results of chalcopyrite-bornite aggregate (%wt).

| Точка на примерок | S | Fe | Cu | Вкупно |
|-------------------|-------|-------|-------|--------|
| Анализа 1 | 31,30 | 20,94 | 47,76 | 100,00 |
| Анализа 2 | 30,29 | 21,67 | 48,04 | 100,00 |
| Анализа 3 | 32,55 | 23,49 | 43,95 | 100,00 |
| Анализа 4 | 17,00 | 20,09 | 62,90 | 100,00 |
| Анализа 5 | 23,46 | 19,42 | 57,11 | 100,00 |
| Анализа 6 | 27,75 | 18,04 | 54,71 | 100,00 |

На слика 39а е прикажана микроскопска фотографија од еден реликт и добро развиен агрегат на пирит кој понатаму е подложен на анализа под скенинг електронски микроскоп, при што е утврден неговиот состав и примеси. На слика 39б е прикажана фотографија од скенирањето со скенинг електронскиот микроскоп, а резултатите се дадени во табела 4.

Пиритот, заедно со халкопиритот, е најзастапен руден минерал во наоѓалиштето Боров Дол. Би сакале да истакнеме дека најчесто се јавува во форма на алотриоморфни зрна, зрнести агрегати (кои се движат во ранг од неколку микрони до 1,5 mm) и во форма на тенки жили и жилички.



Слика 39а. Микрофотографија од еден реликт и добро развиен агрегат на пирит. Зг. x 200 II (BD-310; 144,00 m).

Fig. 39a. Microphoto of a single relic and well-developed pyrite aggregate. Parallel nichols, magnif. x 200 II (BD-310; 144,00 m).

Слика 39б. Позиции од изведените анализи под SEM.

Fig. 39b. Positions of performed analyses under the SEM.

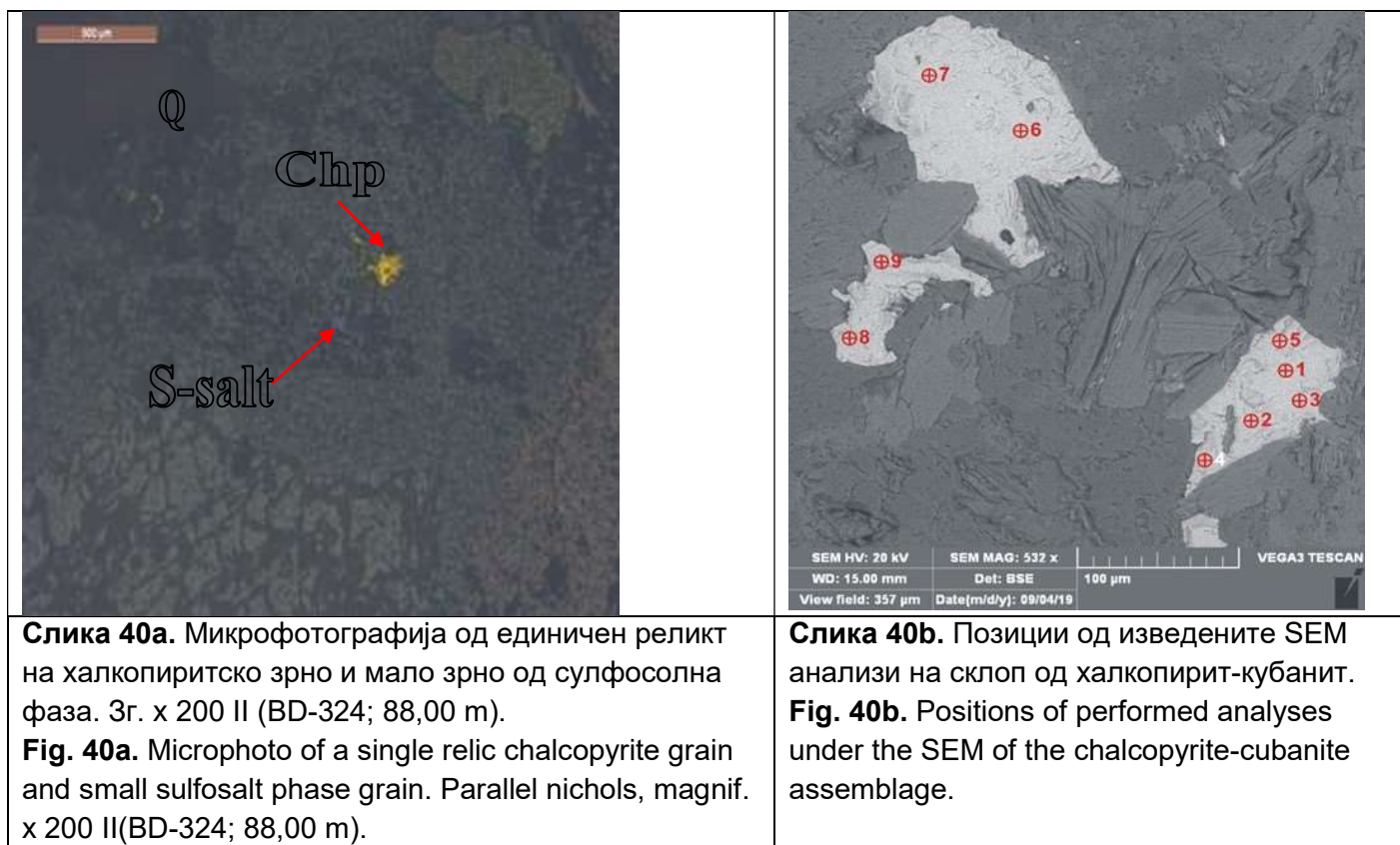
Манифестираното присуство на злато во пиритот од наоѓалиштето Боров Дол (анализа 2) не е невообичаено и веројатно може да укажува на тоа дека анализираното минерално зрно припаѓа на првата генерација на пирит (Serafimovki et al., 1993).

Табела 4: Резултати од SEM анализи на пирит од наоѓалиштето Боров Дол (%wt).

Table 4. SEM analysis results of pyrite from the Borov Dol deposit (%wt).

| Точка на примерок | S | Fe | Cu | Au | Вкупно |
|-------------------|-------|-------|------|------|--------|
| Анализа 1 | 55,94 | 44,06 | - | - | 100,00 |
| Анализа 2 | 54,25 | 45,33 | - | 0,64 | 100,00 |
| Анализа 3 | 53,84 | 46,08 | 0,08 | - | 100,00 |
| Анализа 4 | 57,12 | 43,26 | - | - | 100,38 |

На сликата 40а, детали на халкопирит со можно издвојување заради немешливост во цврст раствор на сулфосоли се анализирани на скенинг електронски микроскоп што покажува дека халкопиритот создава распаднати парови од цврсти раствори со кубанит. Микроскопската фотографија е прикажана на слика 40b додека резултатите од SEM анализите се дадени во табела 5.



Слика 40а. Микрофотографија од единичен реликт на халкопиритско зрно и мало зрно од сулфосолна фаза. Зг. x 200 II (BD-324; 88,00 m).
Fig. 40a. Microphoto of a single relic chalcopyrite grain and small sulfosalt phase grain. Parallel nichols, magnif. x 200 II(BD-324; 88,00 m).

Слика 40б. Позиции од изведените SEM анализи на склоп од халкопирит-кубанит.
Fig. 40b. Positions of performed analyses under the SEM of the chalcopyrite-cubanite assemblage.

Неправилно оформени маси на кубанитот се пронајдени (анализа 8), но исто така халкопиритот и кубанитот формираат сраснувања со прачки или ленти од двата минерала.

Табела 5: Резултати од SEM анализа на халкопирит-кубанит (%wt)

Table 5. SEM analysis results of chalcopyrite-cubanite (%wt).

| Точка на примерок | S (%wt) | Fe (%wt) | Cu (%wt) | Вкупно |
|-------------------|---------|----------|----------|--------|
| Анализа 1 | 36,08 | 30,17 | 33,75 | 100,00 |
| Анализа 2 | 36,16 | 29,94 | 33,89 | 100,00 |
| Анализа 3 | 36,41 | 31,13 | 32,47 | 100,00 |
| Анализа 4 | 33,91 | 36,32 | 29,77 | 100,00 |
| Анализа 5 | 36,59 | 30,66 | 32,75 | 100,00 |
| Анализа 6 | 37,23 | 30,32 | 32,45 | 100,00 |
| Анализа 7 | 31,76 | 32,78 | 35,47 | 100,00 |
| Анализа 8 | 29,95 | 43,66 | 26,40 | 100,00 |
| Анализа 9 | 28,82 | 38,25 | 32,93 | 100,00 |

Цврстиот раствор кој беше многу богат со железо споредено со чистиот халкопирит, при ладење не се меша со сегрегацијата од халкопирит и кубанит. Најверојатно тоа резултира со издвојување заради немешливост во цврст раствор на кубанитот од халкопиритот на температури под 200 до 210 °C (Ramdohr, 1960).

На сликите 41a и 41b се дадени микроскопски фотографии од молибденитски зрна кои наликуваат на прачки со различни ориентации, но во суштина се униформни. Овие прачки на молибденит се анализирани на скенинг електронски микроскоп, на сликите 41c, 41d и 41e се дадени микрофотографиите со одбележани места на извршените анализи, додека составот на молибденитот со елементите примеси е даден во табела 6.

Табела 6: Резултати од SEM анализа на молибденитски зрна (%wt)

Table 6. SEM analysis results of molybdenite grains (%wt).

| Точка на примерокот | S | Mo | Cu | Ag | Fe | Вкупно |
|---------------------|-------|-------|------|------|------|--------|
| Анализа 1 | 37,49 | 61,44 | 0,35 | 0,22 | 0,50 | 100,00 |
| Анализа 2 | 38,22 | 60,74 | 0,28 | 0,18 | 0,58 | 100,00 |
| Анализа 1 детаљ 2 | 38,87 | 60,01 | 0,42 | 0,15 | 0,55 | 100,00 |
| Анализа 2 детаљ 2 | 37,66 | 61,2 | 0,45 | 0,20 | 0,49 | 100,00 |
| Анализа 1 детаљ 3 | 37,43 | 61,57 | 0,25 | 0,25 | 0,50 | 100,00 |

Молибденитот се појавува во рудата како фини расејувања и тенки жилички вградени во кварцни жици. Fino дисперзираните (од неколку микрометри до

десетти дел од микрометарот) молибденитски расејувања во кварцните жици, многу веројатно се порано формирани, додека масивните жилички кои се како сраснувања на поголеми луспи (од неколку десетти делови на милиметарот до 1,5 mm) припаѓаат на втора генерација и ги пресекуваат раните сулфиди и го придружуваат кварцот. Присуството на молибденитот е со мал интензитет, иако понекогаш присуството е интензивно, што е многу слично со наодите на Serafimovski et al., 1993.

Според анализите од скенинг електронски микроскоп, составот на молибденитот, без оглед на неговата морфологија и димензии, варира во тесен опсег од 60,01-61,57 %wt Mo и 37,43-38,87 %wt S, што е малку по различно од идеалниот состав од 59,94 % Mo и 40,06% S и е во корист на концентрациите на молибденот. Исто така, беа забележани одредени концентрации на елементи како што се Cu, Ag и Fe поврзани во геохемиската асоцијација на молибденитот во рамките на порфирските Cu наоѓалишта како што е Боров Дол по својата природа.



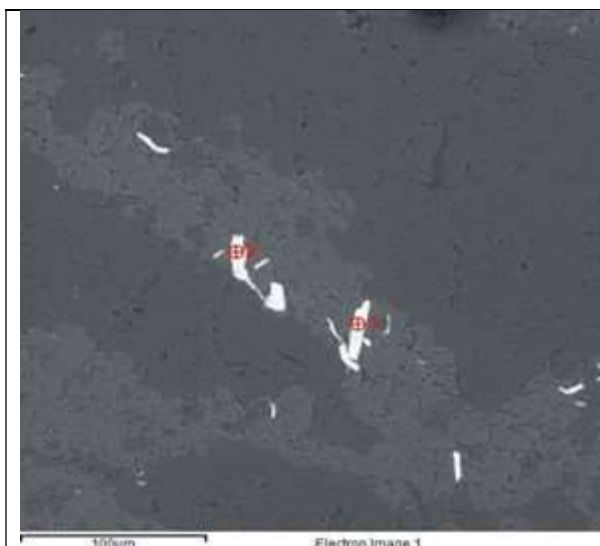
Слика 41а. Микрофотографија на прачкаст агрегат на молибденит во кварц-молибденитска жица. Зг. x 400 II (BD-338; 70,00 m).

Fig. 41a. Microphoto of a rod-like molybdenite aggregate in quartz-molybdenite vein. Parallel nichols, magnif. x 400 II (BD-338; 70,00 m).



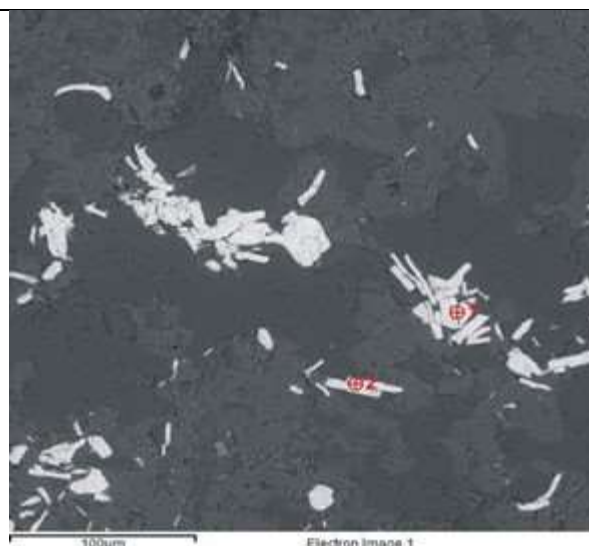
Слика 41б. Микрофотографија на дисконтинуирана кварц-молибденитска жица со молибденитски прачки во вид на радиални зраци. Зг. x 200 II (BD-338; 70,00 m).

Fig. 41b. Microphoto of a discontinued quartz-molybdenite vein with radial-ray like molybdenite rods. Parallel nichols, magnif. x 200 II (BD-338; 70,00 m).



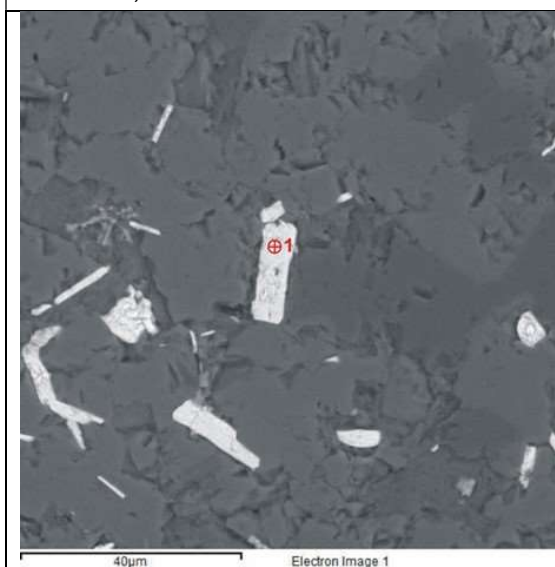
Слика 41с. Позиции од изведени анализи под SEM, детаљ 1.

Fig. 41c. Positions of performed analyses under the SEM, detail 1.



Слика 41d. Позиции од изведени анализи под SEM, детаљ 2.

Fig. 41d. Positions of performed analyses under the SEM, detail 2.



Слика 41е. Позиции од изведени анализи под SEM, детаљ 3.

Fig. 41e. Positions of performed analyses under the SEM, detail 3.

Молибденитот најверојатно бил депониран како резултат на повеќекратната кристализација; забележани се голем број пресеци со дислокација на слични по надворешниот изглед кварц-молибденитски жици и тенки жилички (слика 41с). Покрај тоа, кварц-молибденитските тенки жилички се попречно пресечени со кварц-сулфидни тенки жилички. Кварц-молибденитската фаза е разликувана врз основа на односите на попречни пресеци на кварц-молибденитски жици и тенки жилички со продукти на високотемпературна промена што се однесува на предрудната

фаза. Раната кварц-молибденитска група (слика 41c и 41d) е изразена во кварц и кварц-молибденит тенки жилички.

На слики 42a и 42b се прикажани индивидуални големи халкопирити до халкопирит-борнит агрегати во силифицирана карпа кои што понатаму се подложени на скенинг електронски микроскоп (Слики 42c, 42d, 42e и 42f) со цел да се утврди нивниот хемиски состав (табела 7).

Нашите анализи покажаа дека во рамките на овој сложен халкопирит-борнит агрегат се појавува смеша која Frenzel (1958a, 1958b) за време на неговото проучување на природниот борнит во процесот на распаѓање не можел да ја анализира поради малата количина присутна во неговиот примерок. Подоцна ова смеша идаит е опишана како суперген сулфид кој е формиран од промената на борнит при оксидација. Таквата констатација е потврдена од Ramdohr (1960), кој што го набљудувал идаитот од повеќе стотина локалитети и покажал дека во сите случаи идаитот е првиот оксидационен продукт на борнит (Olson, 1982). Нашите анализи потврдија присуство на идаит во најмалки две позиции (Анализа 3 детаљ 2 и Анализа 5 детаљ 2) долж борнитската матрица како резултат на распаѓањето на халкопиритот (Анализа 1-3 детаљ 3).

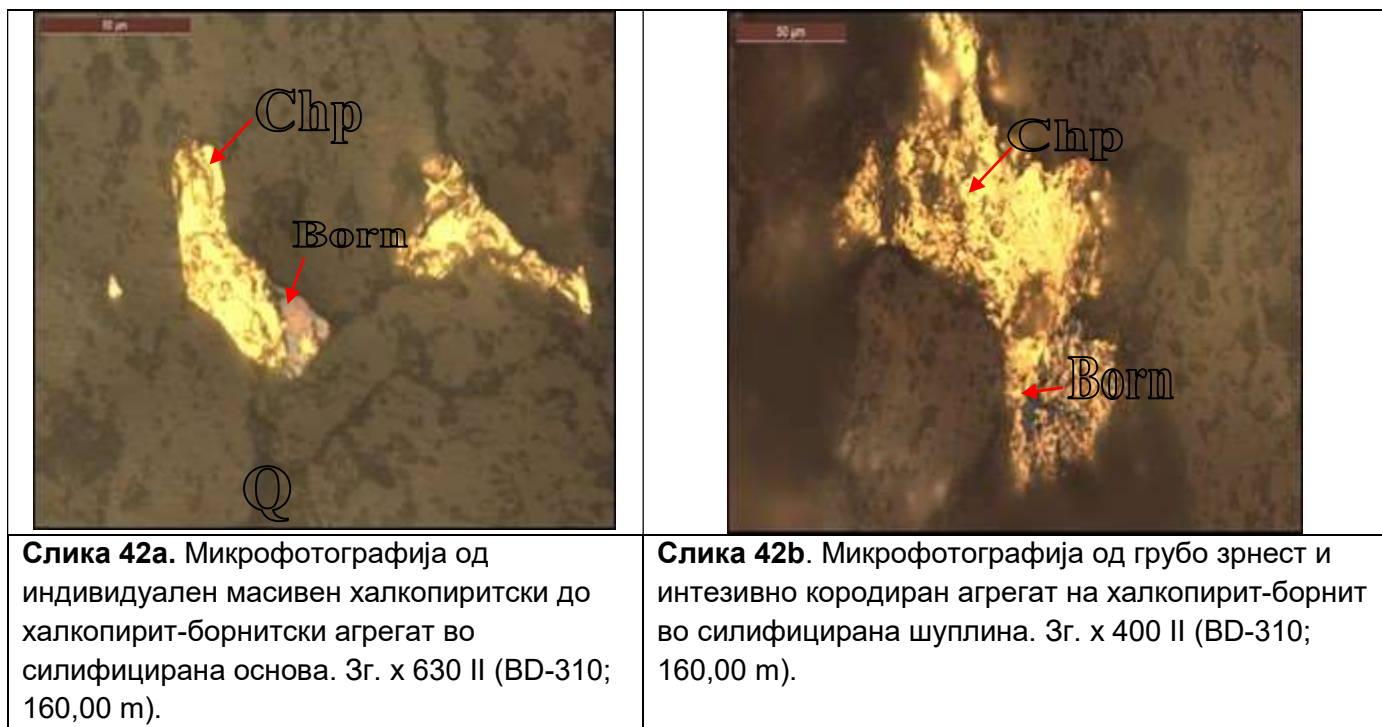
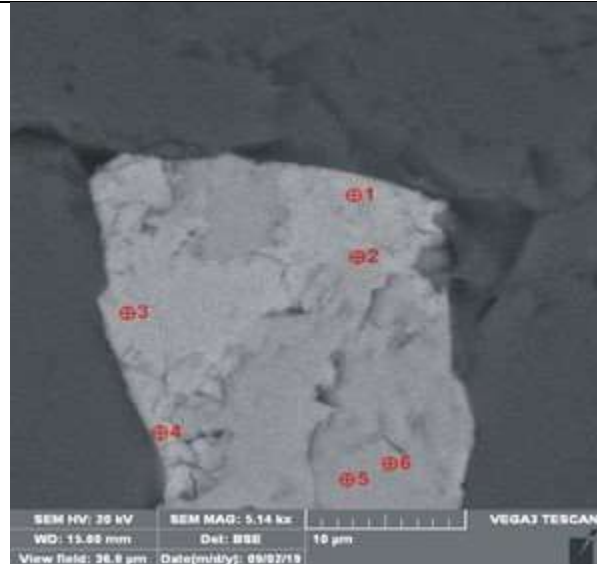


Fig. 42a. Microphoto of an individual massive chalcopyrite to chalcopyrite-bornite aggregate within silicified matrix. Parallel nichols, magnif. x 630 II (BD-310; 160,00 m).

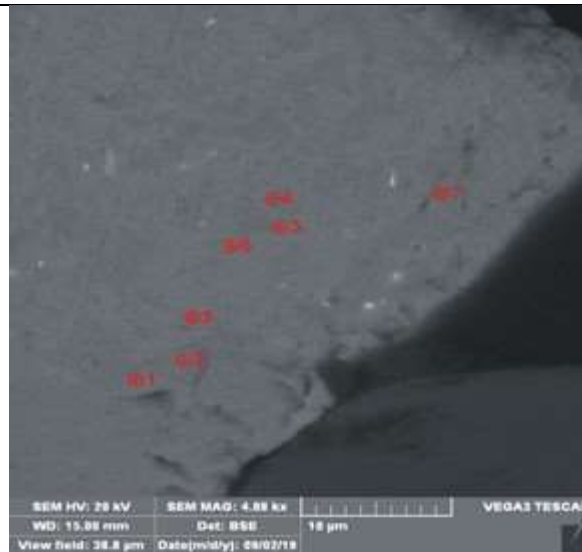


Fig. 42b. Microphoto of coarse-grained and intensively corroded chalcopyrite-bornite aggregate within silicified cavity. Parallel nichols, magnif. x 400 II (BD-310; 160,00 m).



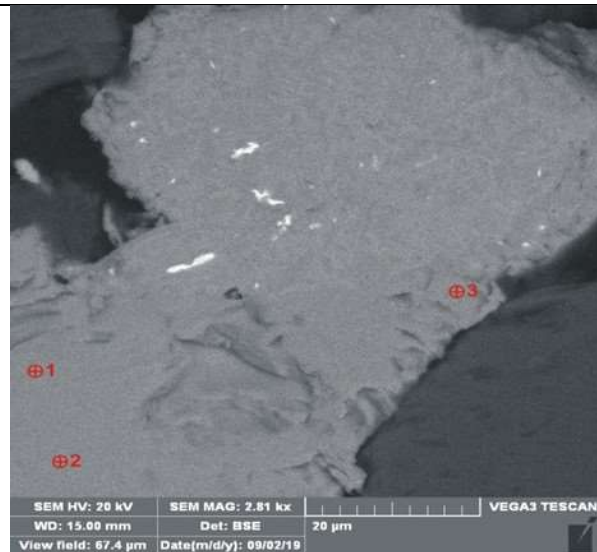
Слика 42с. Позиции од изведени анализи под SEM, детаљ 1.

Fig. 42c. Positions of performed analyses under the SEM, detail 1.



Слика 42d. Позиции од изведени анализи под SEM, детаљ 1а.

Fig. 42d. Positions of performed analyses under the SEM, detail 1a



Слика 42е. Позиции од изведени анализи под SEM, детаљ 2.

Fig. 42e. Positions of performed analyses under the SEM, detail 2.

Слика 42f. Позиции од изведени анализи под SEM, детаљ 3.

Fig. 42f. Positions of performed analyses under the SEM, detail 3.

Табела 7: Резултати од SEM анализа на примерок 20 (%wt)**Table 7.** SEM analysis results of sample 20 (%wt).

| Точка на примерокот | S | Fe | Cu | Вкупно |
|---------------------|-------|-------|-------|--------|
| Анализа 1 | 37,11 | 28,95 | 33,94 | 100,00 |
| Анализа 2 | 28,46 | 12,23 | 59,31 | 100,00 |
| Анализа 1 детаљ 1a | 26,48 | 6,54 | 66,98 | 100,00 |
| Анализа 2 детаљ 1a | 27,15 | 11,35 | 61,50 | 100,00 |
| Анализа 3 детаљ 1a | 29,94 | 14,26 | 55,79 | 100,00 |
| Анализа 4 детаљ 1a | 31,18 | 7,50 | 61,32 | 100,00 |
| Анализа 5 детаљ 1a | 38,23 | 28,07 | 33,70 | 100,00 |
| Анализа 6 детаљ 1a | 37,40 | 27,24 | 35,36 | 100,00 |
| Анализа 1 детаљ 2 | 37,13 | 28,62 | 34,25 | 100,00 |
| Анализа 2 детаљ 2 | 36,67 | 28,38 | 34,95 | 100,00 |
| Анализа 3 детаљ 2 | 37,89 | 5,78 | 56,33 | 100,00 |
| Анализа 4 детаљ 2 | 36,03 | 14,98 | 48,98 | 100,00 |
| Анализа 5 детаљ 2 | 36,80 | 4,40 | 58,81 | 100,00 |
| Анализа 6 детаљ 2 | 34,37 | 17,77 | 47,86 | 100,00 |
| Анализа 7 детаљ 2 | 36,01 | 27,22 | 36,77 | 100,00 |
| Анализа 1 детаљ 3 | 37,95 | 29,49 | 32,56 | 100,00 |
| Анализа 2 детаљ 3 | 36,84 | 29,33 | 33,84 | 100,00 |
| Анализа 3 детаљ 3 | 36,79 | 28,60 | 34,61 | 100,00 |

На сликите 43a и 43b, соодветно се прикажани индивидуален голем тетраедрит-тенантит, галенит, халкопирит и поврзани со нив минерални агрегати. Деталите кои понатаму биле подложени на скенинг електронски микроскоп се прикажани на слики 43c и 43d, додека нивните соодветно утврдени хемиски состави се дадени во табела 8.

Тетраедрит-тенантит е доминантен помеѓу сулфосолите, главно како агрегати на зрна и мали ($< 0,1$ mm) кристали. Тетраедрит-тенантит серијата, е наклонета кон претставници на тетраедрит (табела 8). Вариететите кои содржат Fe-Zn се доминантни. Ag генерално е отсутно или со многу ниски концентрации. Некои тетраедрит-тенантит зрна откриваат осцилаторно зонирање предизвикано од различни Sb и As содржини и збогатување со Sb насочено од центарот кон надворешноста се до појавувањето на чист тетраедрит. Детерминираниот тетраедрит-тенантит во порфирското Cu наоѓалиште Боров Дол е најден во комплексен минерален склоп составен од тетраедрит-тенантит+галенит+свалерит+халкопирит+пирит, кој е доста сличен со пронаоѓањата од страна на некои други истражувачи во некои други наоѓалишта во добро познатата зона Леце-Халкидики,

рудно наоѓалиште Туларе-Киселџак (Serafimovski et al., 1991) и рудното наоѓалиште Бучим (Serafimovski et al., 2016).

Табела 8: Резултати од SEM анализа од примерок 13 (%wt).

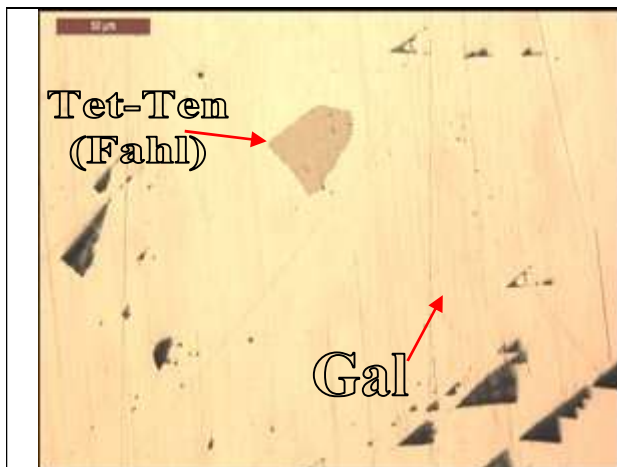
Table 8. SEM analysis results of sample 13 (%wt).

| Точка на примерокот | S | Fe | Cu | Zn | As | Ag | Sb | Pb | Вкупно |
|---------------------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|--------|
| Анализа 1 | 27,25 | 4,92 | 33,01 | 4,65 | 0,74 | 0,85 | 27,47 | 1,11 | 100,01 |
| Анализа 2 | 26,87 | 5,42 | 31,99 | 4,22 | 1,02 | 0,83 | 28,84 | 1,31 | 100,50 |
| Анализа 3 | 28,09 | 4,12 | 32,91 | 6,05 | 3,09 | 0,90 | 22,99 | 1,85 | 100,00 |
| Анализа 4 | 14,55 | - | - | - | - | - | - | 85,45 | 100,00 |
| Анализа 5 | 16,40 | - | - | - | - | - | - | 83,60 | 100,00 |
| Анализа 1 детаљ 2 | 19,30 | 5,59 | 5,39 | - | - | - | 0,63 | 69,09 | 100,00 |
| Анализа 2 детаљ 2 | 19,52 | 5,72 | 5,36 | - | - | - | 0,94 | 68,46 | 100,00 |
| Анализа 3 детаљ 2 | 29,10 | 6,49 | 37,07 | 5,37 | 4,87 | - | 17,10 | - | 100,00 |
| Анализа 4 детаљ 2 | 29,05 | 6,56 | 36,07 | 4,84 | 2,88 | - | 20,60 | - | 100,00 |
| Анализа 5 детаљ 2 | 37,03 | 29,21 | 33,76 | - | - | - | - | - | 100,00 |
| Анализа 6 детаљ 2 | 38,99 | 29,20 | 31,65 | - | 0,16 | - | - | - | 100,00 |
| Анализа 7 детаљ 2 | 18,06 | - | - | - | - | - | - | 81,94 | 100,00 |
| Анализа 8 детаљ 2 | 15,88 | - | 1,25 | - | - | - | - | 82,87 | 100,00 |
| Анализа 9 детаљ 2 | 28,45 | 2,73 | 34,85 | 5,23 | 1,75 | - | 27,00 | - | 100,01 |
| Анализа 10 детаљ 2 | 25,49 | 4,27 | 35,68 | 6,09 | 1,42 | - | 26,06 | 1,01 | 100,02 |
| Анализа 11 детаљ 2 | 28,60 | 1,16 | 39,94 | - | - | - | 28,90 | 1,40 | 100,00 |
| Анализа 12 детаљ 2 | 28,37 | 1,45 | 40,69 | 1,51 | - | - | 27,29 | 0,75 | 100,06 |

Некој анализи во овој минерален примерок докажаа постоење на фаматинит (Анализа 11 и 12 од детаљ 2 во примерок 13). Ова е во одлична согласност со заклучокот дека Fe-Zn тетраедрит-тенантит понекогаш покажува текстурни заменувања што содржат новоформиран минерален склоп (во нашиот случај фаматинит), кој произлегува од дефект на тетраедрит-тенантит (Krismer et al., 2011; Krismer and Tropper, 2013). Минеролошкиот состав на реакционите подрачја е високо вариабилен. Оваа појава може да се препише на присуство на структурно несредени кристали кои продуцираат внатрешно сраснување на фаматинитските серии на минерали како што тоа беше предложено од Posfai and Sundberg (1998). Се до денес, наодите на Posfai and Buseck (1998) укажуваат дека коегзистирачките тетраедрит-тенантит и фаматинит се неурамнотежени склопови што е резултат на одредени ефекти на флуктации во најголем дел од Sb содржината.

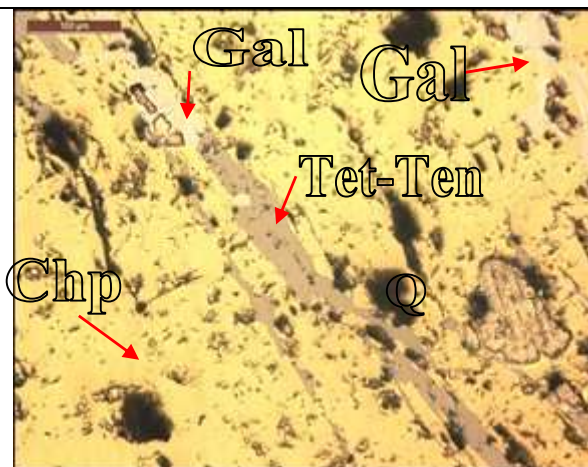
Галенитот се појавува како јата од големи кристали (до 3 cm), како и фино зрнести агрегати. Минералите на галенит понекогаш ги поврзуваат тетраедрит-тенантит мешани минерали (слика 43a). Најголемиот дел од галенитските зрна не

содржат некои дополнителни микроинклузии на Ag како што е вообичаено за некои други порфирски наоѓалишта на други места (Kovalenker 2011). Но како и да е, две анализи покажуваат дека галенитот бил силно променет од присуството на Fe (5,54-5,72 %), Cu (5,36-5,39 %) и Sb (0,63 – 0,94 %).



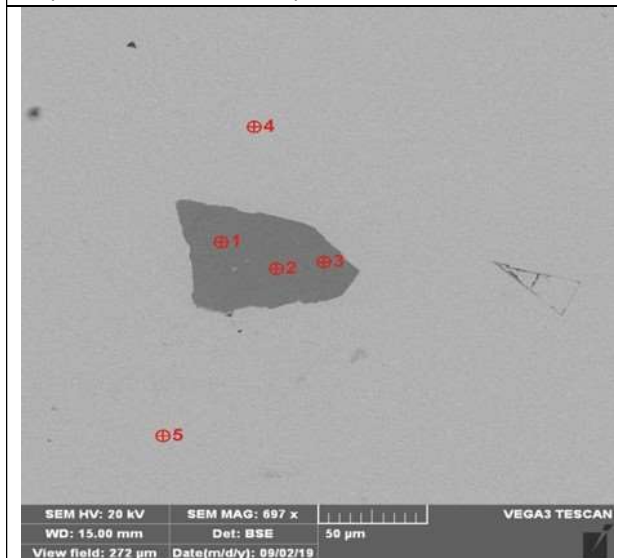
Слика 43а. Микрофотографија од индивидуален масивен агрегат на тетраедрит-тенантит во масивен галенит. Зг. x 200 II (BD-335; 131,00 m).

Fig. 43a. Microphoto of an individual massive tetrahedrite-tennantite aggregate within massive galena. Parallel nichols, magnif. x 200 II (BD-335; 131,00 m).



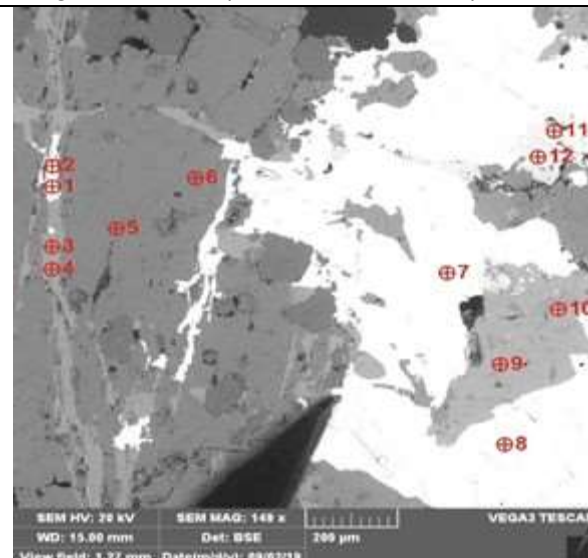
Слика 43б. Микрофотографија од штоквртни тенки жилички на тетраедрит-тенантитски агрегат во масивен халкопирит кој зафаќа галенитски реликт. Зг. x 200 II (BD-335; 131,00 m).

Fig. 43b. Microphoto of veinlet-stockwork tetrahedrite-tennantite aggregate within massive chalcocopyrite enclosing galena relics. Parallel nichols, magnif. x 200 II (BD-335; 131,00 m).



Слика 43с. Позиции од изведени анализи под SEM, детаљ 1.

Fig. 43c. Positions of performed analyses under the SEM, detail 1.



Слика 43д. Позиции од изведени анализи под SEM, детаљ 2.

Fig. 43d. Positions of performed analyses under the SEM, detail 2.

Издвоените минерални видови во предметното наоѓалиште градат сложени парагенетски односи, кој можат да се групираат во неколку основни типови на минерални парагенези (Серафимовски, 1990):

- Високотемпературна сулфидна парагенеза (пиротин, халкопиротин, пирит± халкопирит±самородно злато);
- Високотемпературна оксидна парагенеза (магнетит, рутил, хематит, сфен);
- Среднотемпературна оксидна парагенеза (магнетит II, рутил II, спекуларит, мартит, анатас);
- Среднотемпературна сулфидна (кварц-пирит-халкопирит-молибденитска) парагенеза (пирит, халкопирит II, молибденит, самородно злато, кубанит, валерит);
- Средо до нискотемпературна сулфидно-сулфосолна (кварц-халкопиритска-галенит-свалеритска) парагенеза (пирит III, халкопирит III, галенит, свалерит, тенантит, тетраедрит, енаргит, фаматинит, борнит, халкозин);
- Нискотемпературна оксидно-карбонатна парагенеза (кварц, сидерит, калцит);
- Супергена парагенеза (оксидациона: лимонит и тенорит; цементациона: халкозин и ковелин);

10. ГЕНЕЗА НА БАКАРНОТО – ПОРФИРСКО НАОЃАЛИШТЕ БОРОВ ДОЛ

10.1. Извори на металите

Прашањето за потеклото на рудните метали и механизмот на концентрација на рудните метали при образувањето на хидротермалните наоѓалишта е од посебно значење, не само за објаснување на процесот генеза, туку и во поглед на утврдувањето на закономерностите на нивното просторно разместување (Čifliganec, 1987). Изворот на основните метали во порфирските бакарни наоѓалишта сè уште е проблем кој преставува предизвик за решавање од страна на научниците ширум светот. Двата најчести претпоставени извори на бакар и сулфур во порфирските наоѓалишта на бакар се киселите магми или околните карпи неповрзани со магматизмот (Тасев, 2010).

Во геолошката јавност превладува мислење дека горната обвивка преставува еден од изворите на рудни метали (Rona, 1977; Hitarov, 1976; Smirnov, 1982; Silittoe, 1973), врз основа на добиените многу интересни резултати од извршените лабораториски експерименти и врз база на следење на современите вулкани (Čifliganec, 1987).

Jančkovič et al. (1980), издвојувајќи ги порфирските наоѓалишта како посебен тип, генетски го поврзува потеклото на рудните метали во порфирските бакарни наоѓалишта за матичните магматски комплекси, од кои се издвоени хидротермалните раствори, кои движејќи се кон површината, асимилирале и незначајна количина на бакар од околните карпи. Притоа, поголема е можноста дека изворот на метали е магматски (корелација Si минерализација/интрузија), односно металите се донесени од магматски извор (слика 44).

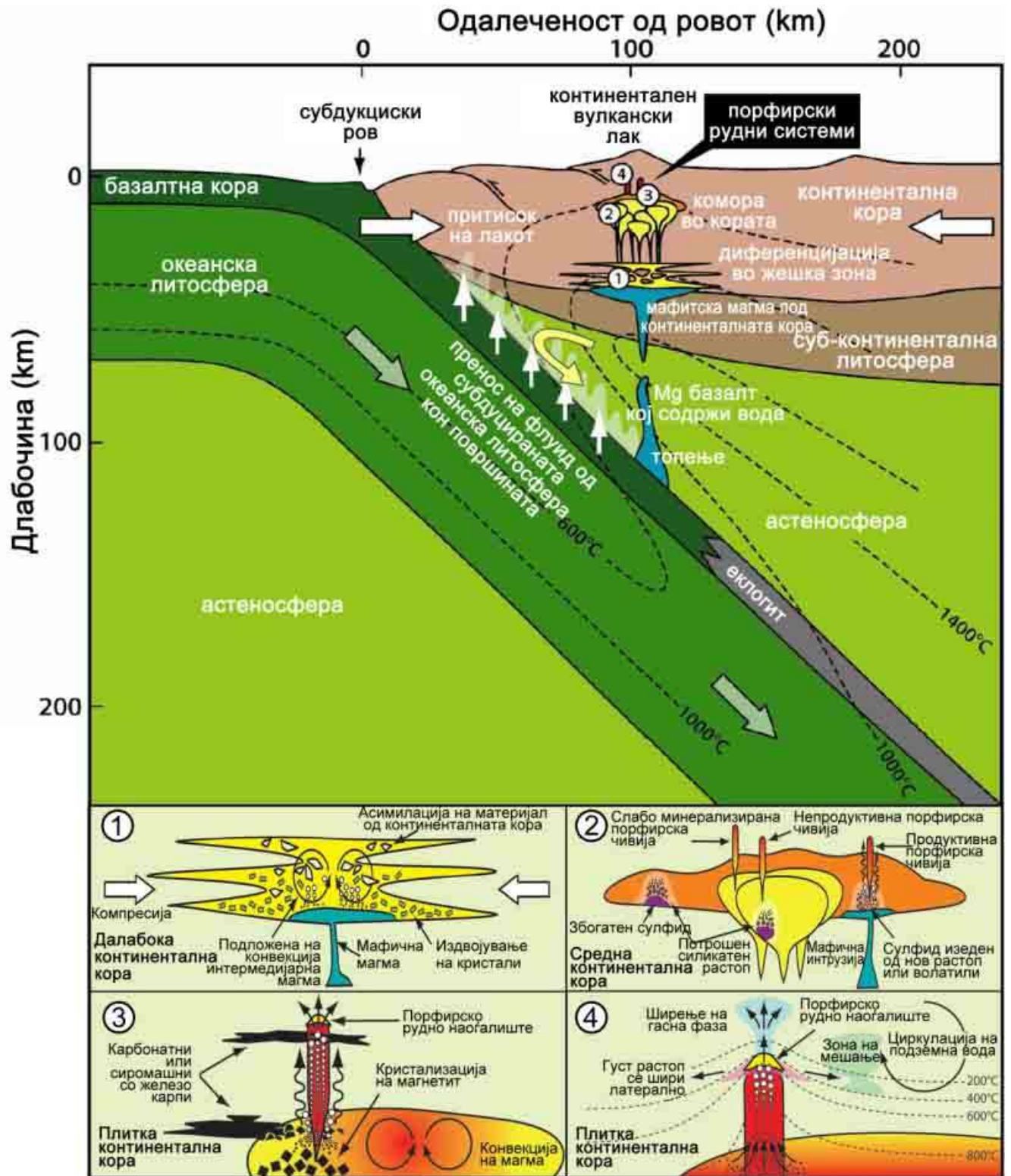
Металите во магмите можеле да стигнат на различни начини, вклучувајќи го и трансферот на маса од субдуцираните делови и топење на кората (Hedenquist and Lowenstern, 1994) (слика 44).

Од друга страна, некои истражувачи дури сметаат дека изворот на метали можеби бил од помало значење во поглед на концентрацијата на металите, отколку магматските процеси кои се одвивале за време на крајното издигање и диференцијација на магмата (Lowenstern et al., 1991; Lowenstern, 1993) (слика 44).

Поважните процеси и услови над субдукциската зона за формирање на порфирски рудни наоѓалишта се (слика 44):

- Диференцијација во жешка зона (позиција 1). Мафичната магма која е под континенталната кора иницира топење и асимилација на материјал од континенталната кора. Магмите заробени во силиви во длабока континентална кора при компресивен тектонски режим се развиваат до средно фелзични состави. Циклусите на додавање на свежа мафична магма и фракционирањето ја зголемуваат содржината на волатили и метали, при што се создаваат продуктивни магми. Фракционацијата на амфиболот предизвикува продуктивен белег на висок однос Sr/Y и Zr/Y .
- Заситување на сулфидни растопи (позиција 2). Заситувањето со сулфиди кај интермедијарните до фелзични магми води до отстранување на сидерофилни и халкофилни метали во фазата на сулфидниот растоп. Ова продуцира високозбогатена аномалија и потрошен силикатен растоп. Ако сулфидот подоцна е претопен или растворен со одвојување на волатили од растопот, тоа ќе генерира високозбогатен растоп или волатилна фаза.
- Подобро разделување (позиција 3). Намалувањето на растопот може да биде иницирано од кристализацијата на магнетит или асимилацијата на карбонатни или сиромашни со железо карпи од континенталната кора. Ова може да ја потпомогне поделбата на редуцираните сулфидни видови во волатилите кои се издвоени од растопот, при што ефикасното извлекување на Cu , Au и другите сулфидни метални комплекси продуцира извонредно богати рудни флуиди.
- Ефикасно издвојување (позиција 4). Ефикасното фокусирање на протокот низ мал простор и ладењето при стрмен термален градиент, во комбинација со нагорна експанзија на еднофазен флуид, може да ги принуди сулфидните минерали да се издвојат во ограничен волумен во карпата, создавајќи богата минерализација.

Стабилните изотопи на некои елементи кои градат рудни наоѓалишта, ја одразуваат вистинската „историја“ на природните процеси и начинот на образување на карпите, минералите и рудите и потеклото на поедини елементи. Помеѓу нив сулфурот има значајна улога (Čifliganec, 1987).



Слика 44. Процеси и услови над субдукциската зона важни за формирањето на порфирски рудни наоѓалишта (според Winter, 2001).

Fig. 44. Supra-subduction zone setting for the formation of porphyry ore deposits (modified after Winter, 2001).

Изотопскиот состав на сулфур ($\delta^{34}\text{S}$ ‰) нормализиран на метеорит од кањонот Дијабло (Canyon Diablo Meteorite – CDM, $\delta^{34}\text{S}=0,0\text{‰}$) покажуваат тесен ранг од +6 ‰ до –4 ‰, укажувајќи на потеклото на сулфурот од горната мантија, (фракционираниот сулфур кој потекнува од горната мантија или длабоко хомогенизираните делови на Земјината кора варираат во тесен ранг од ± 10 ‰ во споредба со CDM стандардот, Jensen, 1959; Sakai, 1968; Grinenko and Grinenko, 1974; Janković et al., 1980; Shelton and Rye, 1982; Andrew et al., 1989).

Во рамките на наоѓалиштето Боров Дол е извршена одредба на изотопскиот состав на сулфурот $\delta^{34}\text{S}$ во поедините сулфидни минерали (пирит, халкопирит, галенит, сфалерит и халкози) во 19 примероци. Резултатите од овие испитувања се прикажани во табела 9 и табела 10.

Варијацијата на сулфурот ($\delta^{34}\text{S}$) во испитуваните сулфидни минерали од наоѓалиштето Боров Дол, се движат во границите од +5,40 до -7,52‰. Исто така, може да се види дека во повеќе случаи на испитуваните сулфидни минерали имаме осиромашување со лесен изотоп на сулфурот. Најголемо збогатување со лесен изотоп на сулфурот забележуваме кај пониско температурниот галенит (анализа број 12), што може да укажува на температурата на создавањето или пак на последиците на влијанието на составот на средината низ која поминувале термалните раствори.

Ваквиот опсег на вредности за $\delta^{34}\text{S}$ од +5,40 до -7,52 ‰, е близок до вредностите карактеристични за магматскиот сулфур, $0 \text{‰} \pm 5 \text{‰} \delta^{34}\text{S}$ (Field and Gustafson, 1976; Ohmoto and Rye 1979; Shelton and Rye 1982; Weihed and Fallick 1994). Сепак, постои веројатност дека во еден мал дел, флуидите од магмите го асимилирале сулфурот од околните карпи (Ohmoto and Goldhaber, 1997). Одредениот опсег на вредности во сулфидни минерали од наоѓалиштето Боров Дол е карактеристичен за рудоносни делови во кои се застапени сулфидни минерали во карпи со гранитен состав (Douglas et al., 2003) и порфирски Cu наоѓалишта (слика 45).

Од друга страна, можно е мал дел од незначително зголемените позитивни вредности за $\delta^{34}\text{S}$ во одредени делови од наоѓалиштето Боров Дол да се резултат

и на зголеменото влијание на сулфурот од метеорските води (Bi et al., 2004; Ohmoto and Rye, 1979).

Табела 9. Изотопен состав на сулфурот $\delta^{34}\text{S}$ во рудните минерали од наоѓалиштето Боров Дол.

Table 9. Isotopic composition of sulfur $\delta^{34}\text{S}$ in minerals from the Borov Dol ore deposit.

| Реден бр. | Ознака на пробата | Микролокација | Минерал | $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ | $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ |
|-----------|-------------------|-----------------|------------|-------------------------------|-------------------------------|
| 1 | BD-10/H | 213,2 m | Пирит | +0,72 | 22,236 |
| 2 | BD-20 | површина | Пирит | -0,10 | 22,218 |
| 3 | BD-29 | 94,0 m | Пирит | -2,68 | 22,160 |
| 4 | BD-55 | 28,0 m | Пирит | +0,72 | 22,236 |
| 5 | BD-59 | 280,0 m | Пирит | -2,05 | 22,174 |
| 6 | PS-5 | 45,0 m | Пирит | -0,85 | 22,201 |
| 7 | PS-10 | 34,5 m | Пирит | -4,05 | 22,130 |
| 8 | BM-15 | 35,5 m | Пирит | -6,11 | 22,084 |
| 9 | BD-30 | површина | Пирит | +0,05 | 22,221 |
| 10 | BD-29 | 27,5 m | Халкопирит | -1,97 | 22,176 |
| 11 | BD-29 | 94,0 m | Халкопирит | -3,02 | 22,153 |
| 12 | BD-72 | површина | Галенит | -7,52 | 22,053 |
| 13 | BD-335 | 132,0 m | Сфалерит | +3,70 | 22,302 |
| 14 | BD-335 | 132,0 m | Галенит | +5,40 | 22,340 |
| 15 | BD-335 | 132,0 m | Халкопирит | +2,60 | 22,278 |
| 16 | BD-322 | 121,4 m | Сфалерит | +3,60 | 22,300 |
| 17 | BD-304 | 141,0 m | Галенит | -0,20 | 22,216 |
| 18 | ПК Боров Дол | Ет. Бл. 615/630 | Халкозин | +1,50 | 22,253 |
| 19 | ПК Боров Дол | Ет. Бл. 615/630 | Халкозин | +3,00 | 22,287 |

Напомена: Анализите под реден број 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10, 11 и 12, се работени во лабораторијата за изотопски анализи при ИГМ – АН, Москва (1992) (Тудзаров, 1993). Анализите под реден број 8 и 9 се работени во Институтот „Јозеф Штефан“, Љубљана (1977). Анализите под реден број 13, 14, 15, 16, 17, 18 и 19 се работени во комерцијалната лабораторија Activation Laboratories LTD. Онтарио Канада (2019).

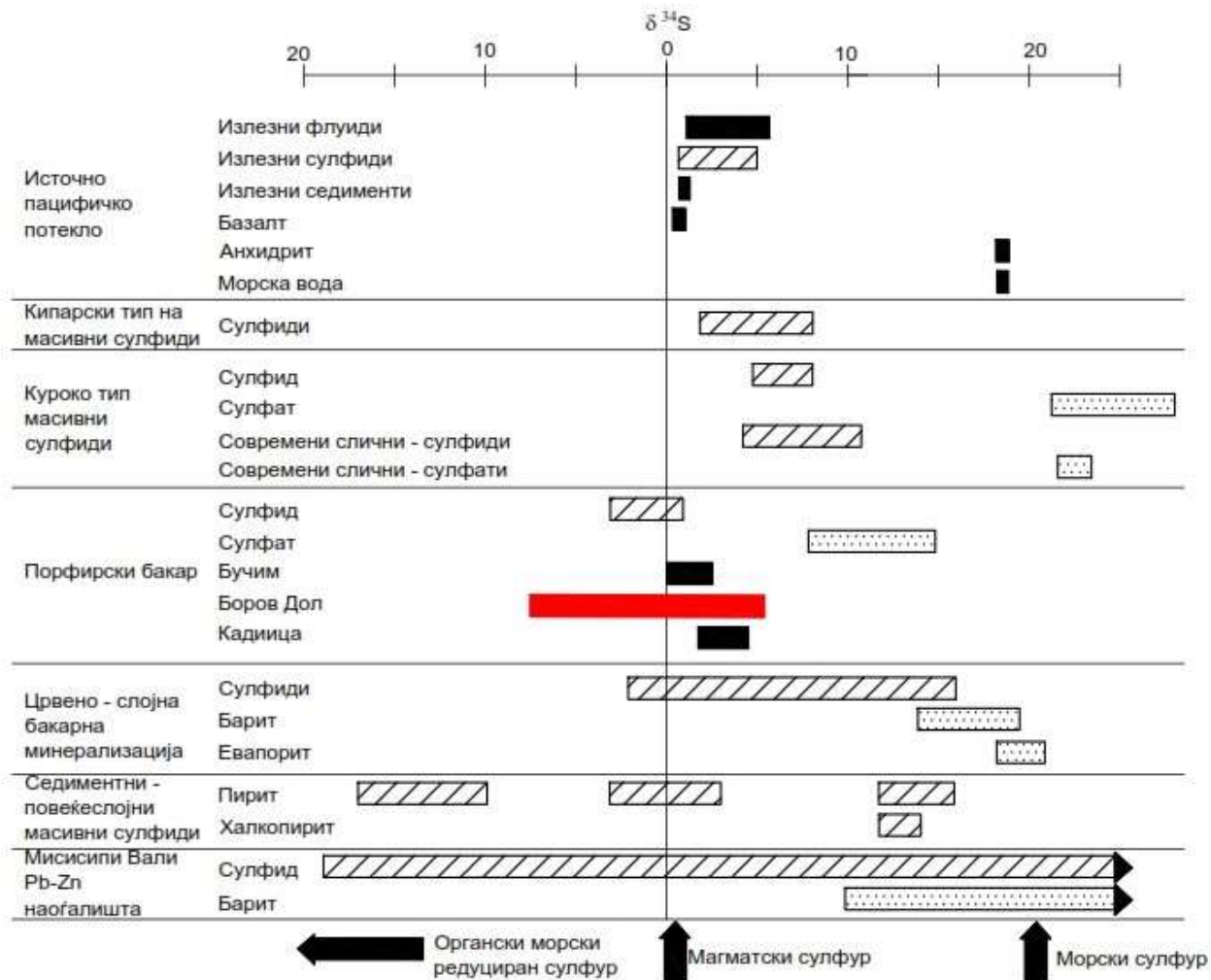
Note: The analyzes under ordinal numbers 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10, 11 and 12, were performed in the laboratory for isotopic analysis at IGM - AN, Moscow (1992) (Tudzarov, 1993). The analyzes under ordinal numbers 8 and 9 were performed at the Jozef Stefan Institute, Ljubljana (1977). The analyzes under ordinal numbers 13, 14, 15, 16, 17, 18 and 19 are performed in the commercial laboratory Activation Laboratories LTD. Ontario Canada (2019).

Табела 10. Статистика на $\delta^{34}\text{S}$ во рудните минерали од наоѓалиштето Боров Дол.

Table 10. Statistics of $\delta^{34}\text{S}$ in the ore minerals from the Borov Dol ore deposit.

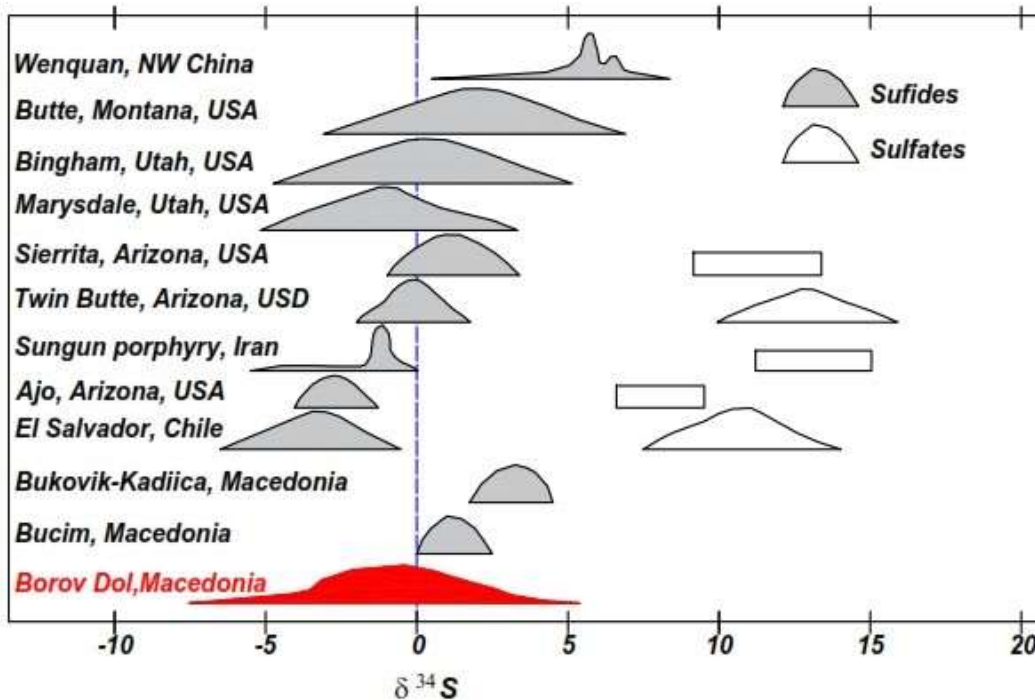
| Опсег $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ | Ранг (‰) | Просечна вредност (‰) |
|-------------------------------------|----------|-----------------------|
| -7,52 до +5,40 | 12,92 | -0,38 |

Како што може да се види од сликата 46, $\delta^{34}\text{S}$ вредностите во наоѓалиштето Боров Дол се наоѓаат на средина помеѓу наоѓалиштата Бјут (Butte), САД и Бингам (Bingham), САД од една страна и наоѓалиштата Мерисдејл (Marysdeale), САД и Сунган порфириј (Sungan porphyry), Иран од друга.



Слика 45. $\delta^{34}\text{S}$ вредности за сулфуриносни минерали во хидротермалните наоѓалишта (Ohmoto and Rey, 1979).

Fig. 45. $\delta^{34}\text{S}$ values for sulfur-bearing minerals in hydrothermal deposits (Ohmoto and Rey, 1979).



Слика 46. Вредности на $\delta^{34}\text{S}$ во сулфиди и сулфати од порфирски рудни наоѓалишта (модификувано според Ohmoto and Rey, 1979).

Fig. 46. $\delta^{34}\text{S}$ values in sulfides and sulfates from the porphyry ore deposit (modified after Ohmoto and Rey, 1979).

Фракционација на изотопи на сулфур помеѓу сулфидни минерални парови-изотопен сулфурен термометар - Тоа се голем број на теоретски и експериментални одредби на фракционацијата на $\delta^{34}\text{S}$ помеѓу коегзистентните сулфидни фази како функција од температурата (табела 11). Термометрите на сулфидните парови кои произлегуваат од овие резултати се дадени во табела 12 и на слика 47.

Проучените гасно-течни инклузии во примероците на кварц земени од истражните дупнатини во порфирското бакарно наоѓалиште Боров Дол, делумно беа проследени со анализи на составот на изотопите на сулфур во пирит, халкопирит, галенит и сфалерит, како основни рудни минерали во парагенезата во која се наоѓа третираниот кварц. Резултатите од изотопните анализи на сулфурот во главните сулфидни минерали беа користени за пресметка на геотермалните температури и споредба со добиените вредности од гасно-течните инклузии во кварцот. Понатаму, овие вредности беа искористени за да се добијат притисоците на кои овие парагенези биле депонирани (Tasev et al., 2019). Температурите

пресметани од стабилните изотопи на сулфур за сулфид-сулфид минералните парови од Боров Дол, се добиени од насоките дадени во соодветна стручна литература (Ohmoto and Rye 1979; Ohmoto, 1986; Rye and Ohmoto, 1974; Shelton and Rye 1982; Brownlow, 1996). Имено, новите податоци за стабилните изотопи на сулфур ($\delta^{34}\text{S}$, табела 9) во примероците од Боров Дол, покажаа усогласеност со вредностите од претходните истражувачи (Туџаров, 1993). Во однос на геотермометрите на стабилните изотопи на сулфур, треба да се нагласи дека голем број експериментални студии биле изведени за да се одреди температурата (во степени Келвини) зависно од факторите на рамнотежна фракционација на сулфурните изотопи помеѓу коегзистирачките минерали пирит-халкопирит, халкопирит-галенит, сфалерит-халкопирит и сфалерит-галенит (табела 12).

Табела 11. Фракционација за распореденост на $\delta^{34}\text{S}$ меѓу H_2S и сулфурни соединенија. Равенката е $1000 \ln \alpha_{\text{mineral-X}_2\text{C}} = A(10^6 / T^2) + B$ (температура во единици келвини).

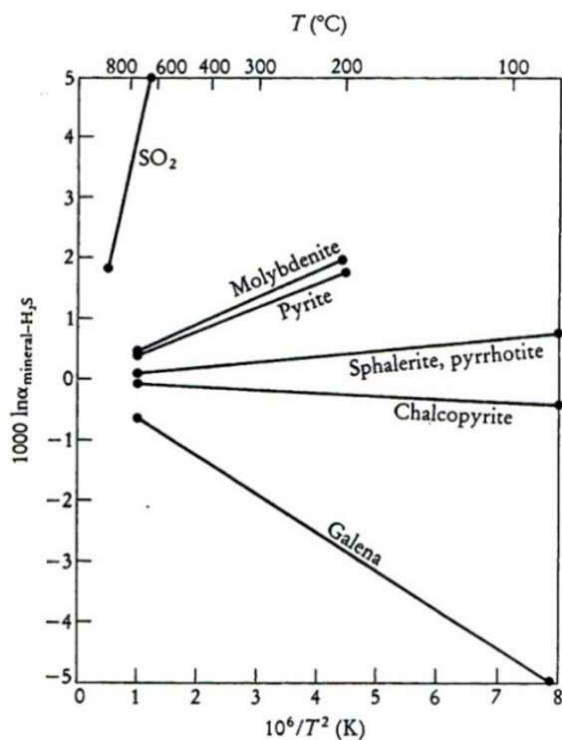
Table 11. Fractionation for the distribution of $\delta^{34}\text{S}$ between H_2S and sulfur compounds. The equation is $1000 \ln \alpha_{\text{mineral-X}_2\text{C}} = A(10^6 / T^2) + B$ (temperature in Kelvin units).

| Минерал | A | B | Температурен низ (°C) | Литература |
|----------------|------------|----------|--------------------------|--------------------------|
| Анхидрид/гипс/ | 6,463 | 0,56±0,5 | 200-400 | Ohmoto and Lasaga (1982) |
| Барит | 6,5±0,3 | | 200-400 | Miyoshi et al. (1984) |
| Молибденит | 0,45±0,10 | | Uncertain | Ohmoto and Rye (1979) |
| Пирит | 0,40±0,08 | | 200-700 | Ohmoto and Rye (1979) |
| Сфалерит | 0,10±0,05 | | 50-705 | Ohmoto and Rye (1979) |
| Пиротин | 0,10±0,05 | | 50-705 | Ohmoto and Rye (1979) |
| Халкопирит | -0,05±0,08 | | 200-600 | Ohmoto and Rye (1979) |
| Бизмутинит | -0,67±0,07 | | 250-600 | Bente and Nilsen (1982) |
| Галенит | -0,63±0,05 | | 50-700 | Ohmoto and Rye (1979) |
| SO_2 | 4,70 | -0,5±0,5 | 350-1050 | Ohmoto and Rye (1979) |

Табела 12. Калибрации за термометрите на сулфурните изотопи (температурата е во единици келвини) главно базирани врз факторите на фракционација дадени во табела 11.

Table 12. Calibrations for sulfur isotope thermometers (temperature in Kelvin units) are mainly based on fractionation factors given in Table 11.

| | |
|---|----------------------------|
| Пирит – галенит | |
| $1000 \ln \alpha = 1.03(10^6 / T^2)$ | Ohmoto and Rye (1979) |
| $1000 \ln \alpha = 1.08(10^6 / T^2)(150 - 600^\circ C)$ | Clayton (1981) |
| Пирит – сфалерит (или пиротин) | |
| $1000 \ln \alpha = 0.30(10^6 / T^2)$ | Ohmoto and Rye (1979) |
| Пирит – халкопирит | |
| $1000 \ln \alpha = 0.45(10^6 / T^2)$ | Ohmoto and Rye (1979) |
| Халкопирит-галенит | |
| $1000 \ln \alpha = 0.65(10^6 / T^2)$ | Kajiwara and Krouse (1971) |
| Сфалерит-халкопирит или пиротин-халкопирит | |
| $1000 \ln \alpha = 0.15(10^6 / T^2)$ | Kajiwara and Krouse (1971) |
| Сфалерит – галенит | |
| $1000 \ln \alpha = 0.73(10^6 / T^2)$ | Ohmoto and Rye (1979) |
| $1000 \ln \alpha = 0.76(10^6 / T^2)(100 - 600^\circ C)$ | Clayton (1981) |
| Сулфат – пирит | |
| $1000 \ln \alpha = 6.063(10^6 / T^2) + 0.56$ | Ohmoto and Lasaga (1982) |
| Сулфат – халкопирит | |
| $1000 \ln \alpha = 6.513(10^6 / T^2) + 0.56$ | Ohmoto and Lasaga (1982) |



Слика 47. Поделба на $\delta^{34}\text{S}$ помеѓу минерали и H_2S како функција од температурата. Овие фракционирачки криви се употребени како бази за сулфурните изотопни термометри дадени во табела 12. Минералните парови покажуваат големо раздвојување кај овие дијаграми кои се поосетливи термометри (главно според Ohmoto и Rey, 1979).

Fig. 47. Separation of $\delta^{34}\text{S}$ between minerals and H_2S as a function of temperature. These fractionation curves are used as bases for the sulfur isotope thermometers given in Table 12. Mineral pairs show great separation in these diagrams which are more sensitive thermometers (mainly according to Ohmoto and Ray, 1979).

Од употребениот минерален пар пирит-халкопирит (во парагенеза со кварц од каде што потекнуваат измерените гасно-течни инклузии), се гледа дека добиената вредност за температурата на формирање од 877 °C не е во согласност со температурите добиени од податоците на гасно-течните инклузии, што сугерира дека пиритот и халкопиритот кристализирале при изотопна нерамнотежа во раната фаза (Yamamoto et al., 1984; Vortnikov et al., 1995; табела 13).

Сулфидните минерални парови и сулфид – сулфатните минерални парови не се секогаш во рамнотежа. Ова се јавува кога (1) минералните парови се формирани при ниска температура ($T < 200$ °C) (2) изотопниот состав на минерализациониот флуид е променлив; (3) се продолжува изотопната размена во текот на формирањето на минералните фази.

Табела 13. Аналитички податоци за коегзистирачки минерали пирит-халкопирит и халкопирит-галенит-сфалерит кристализирани при истовремена минерализација во рамките на наоѓалиштето Боров Дол, дистрибуција, изотопна фракционација на сулфур и пресметани температури на минерализација.

Table 13. Analytical data for coexisting minerals pyrite-chalcopyrite and chalcopyrite-galena-sphalerite crystallized during simultaneous mineralisation within the Borov Dol ore deposit, distribution, sulphur isotope fractionation and estimated mineralisation temperatures.

| N | Примерок | Минерал | $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ | $\delta^{34}\text{S}$ | $\Delta\text{A}-\Delta\text{B}$ | $1000\ln\alpha$ | T Kelvin's | T (°C) |
|----|--------------|------------|-------------------------------|-----------------------|---------------------------------|-----------------|------------|--------|
| 3 | BD-29/94 m | Пирит | 22,16046 | -2,68 | 0,34 | 0,340972 | 1150,45 | 877,30 |
| 11 | BD-29/94 m | Халкопирит | 22,15290 | -3,02 | | | | |
| 15 | BD-335/132 m | Халкопирит | 22,27777 | +2,60 | -2,80 | -2,788846 | 481,81 | 208,66 |
| 14 | DB-335/132 m | Галенит | 22,33999 | +5,40 | | | | |
| 13 | BD-335/132 m | Сфалерит | 22,30221 | +3,70 | 1,10 | 1,096546 | 369,27 | 96,12 |
| 15 | BD-335/132 m | Халкопирит | 22,27777 | +2,60 | | | | |
| 13 | BD-335/132 m | Сфалерит | 22,30221 | +3,70 | -1,70 | -1,692300 | 655,2952 | 382,15 |
| 14 | DB-335/132 m | Галенит | 22,33999 | +5,40 | | | | |

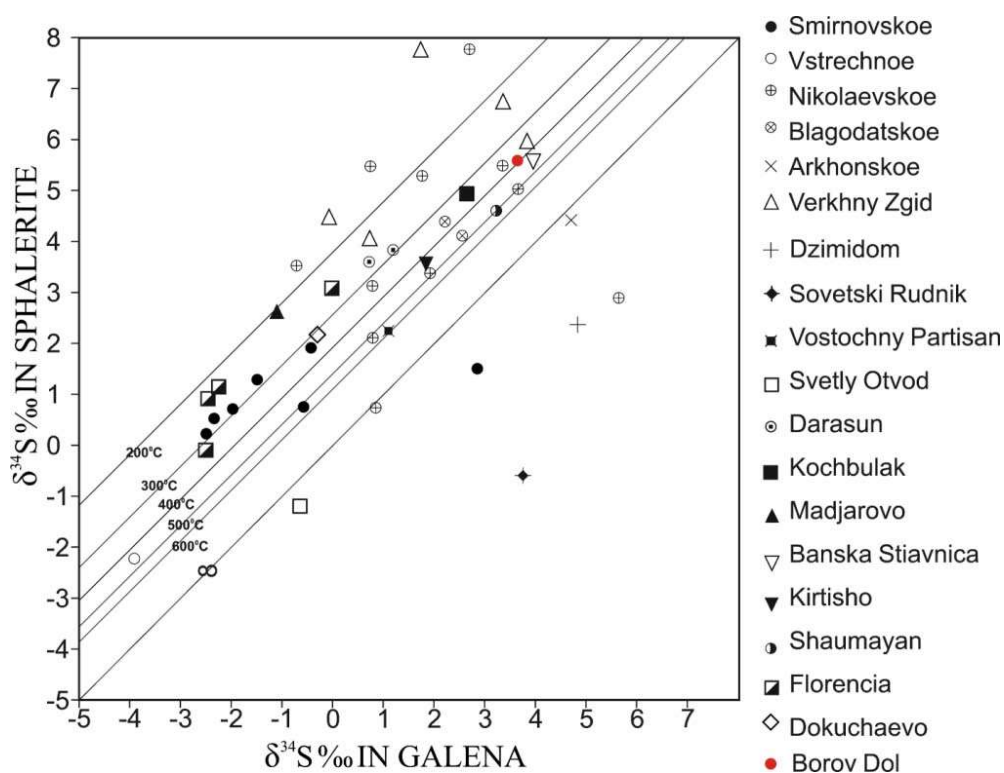
Достигнувањето на изотопната рамнотежа е најдобро демонстрирано со помош на детерминацијата на температурните пресметки помеѓу три коегзистентни минерали. Согласноста помеѓу две пресметани температури може да биде земена за доказ на рамнотежата.

Кај трите коегзистирачки сулфидни минерали халкопирит-галенит-сфалерит, добиените вредности за изотопни температури се во ранг од 96,12 до 382,15 °C. Притоа, во овој случај халкопиритот, галенитот и сфалеритот искристализирале при изотопна рамнотежа, бидејќи постои согласност помеѓу две пресметани температури. Од овде може да се заклучи дека генерално постои рамнотежа во системот во моментот на таложењето на парагенезата од средната и доцната фаза.

Сулфидниот изотопен минерален пар сфалерит-галенит даде изотопна температура од 382 °C, што генерално одговара со податоците од примарните двофазни гасно-течни инклузии на разблажени раствори (салинитет 5,3 до 10,7 wt% NaCl equiv и флуидна густина од 0,55-0,90 g/cm³) кои имаат температура на хомогенизација во интервалот од 225 °C до >400 °C. Ова укажува дека изотопната рамнотежа била воспоставена помеѓу сфалеритот и галенитот, а тие не биле зафатени со можна повторна рамнотежа. Така, геотермометарот сфалерит-галенит (слика 48), заедно со резултатите од гасно-течните инклузии, се чини дека дава

точни температури, а воедно и притисоци за формирање на минерализацијата од средната фаза. Овде се потврдува и фактот дека равенката $1000\ln\alpha=0,73 (10^6/T^2)$ дава вредност во добра согласност со температурите на хомогенизација.

Исто така, сулфидниот изотопен минерален пар халкопирит-галенит даде изотопна температура од 208 °C, што исто така генерално одговара со податоците од примарните двофазни гасно-течни инклузии на разблажени раствори. Притоа, геотермометарот халкопирит-галенит, заедно со резултатите од примарните гасно-течни инклузии, најверојатно дава точни температури и притисоци за формирањето на минерализацијата во доцната фаза.



Слика 48. Изотопен состав на сулфурот во коегзистирачки минерали галенит и сфалерит во наоѓалишта на базни метали (Bortnikov et al., 1995).

Fig. 48. Isotopic composition of sulfur in coexisting sphalerite and galena in base metals deposits (Bortnikov et al., 1995).

10.2. Извори на хидротермалните раствори

За посуштинско разбирање на хидротермалните раствори, нивните состави, нивните извори, еволуцијата на формирање и др., современата наука ги користи анализите и интерпретациите на изотопните односи на изотопите на O, H и S (Тасев, 2010).

Бидејќи водата е доминантна компонента во сите хидротермални флуиди, изотопната фракционација на О и Н е од исклучително значење за многу геолошки системи од интерес, но единствено е логично $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и D/H да се разгледуваат во заедничка спрега (Taylor, Jr., 1997). Во таа насока, добиените резултати од проучувањето на изотопниот состав на $\delta^{18}\text{O}$ и односот D/H укажуваат дека водата во хидротермалните раствори има различно потекло (јувенилно, метеорско, вода истисната од карпите и минералите и др.) (Серафимовски, 1990).

Врз основа на податоците од досегашните сознанија за рудните наоѓалишта во металогенетската зона Леце-Халкидики се гледа дека најголемите количини на вода присутни во хидротермалните раствори се од метеорско потекло. Метеорските води ги користат отворените раседни и пукнатински системи и понираат длабоко во Земјината кора, при што се мешаат со подземните води кои обично имаат и друг извор, па така формираат конвективни системи, карактеристични за хидротермалните раствори од кои подоцна се создавале рудните наоѓалишта. Оваа констатација е потврдена главно со испитувањата на изотопите на О и С (Серафимовски, 1990).

За дефинирање на изворите на хидротермалните раствори од кои е создадено порфирското Си наоѓалиште Боров Дол се користени податоците од досегашните сознанија и резултатите од најновите испитувања на изотопниот состав на кислородот $\delta^{18}\text{O}$ и јаглеродот $\delta^{13}\text{C}$ во опробаните калцити (табела 14).

Од табела 14 се гледа дека испитувањата на изотопниот состав на О и С се извршени на мал број примероци од калцити, што секако е недоволно за донесување на поконкретни заклучоци. Сепак, и од толку мал број анализирани примероци можат да се добијат основни информации за толкувањето на потеклото на водата во хидротермалните раствори кај наоѓалиштето Боров Дол. Ова првенствено се однесува на резултатите добиени со испитувањето на изотопниот состав на кислородот $\delta^{18}\text{O}$ чија фракционација има клучна улога при дефинирањето на потеклото на водата.

Табела 14. Изотопен состав на О и С во калцитите од наоѓалиштето Боров Дол.
Table 14. Isotopic composition of O and C in calcite from the Borov Dol ore deposit.

| Реден број | Ознака на пробата | Микролокација | Минерал | $\delta^{18}\text{O}$ ‰ | $\delta^{13}\text{C}$ ‰ |
|------------|-------------------|---------------|---------|-------------------------|-------------------------|
| 1 | BD-20 | површина | Калцит | -6,31 | +17,03 |
| 2 | BD-29 | 27,5 m | Калцит | -2,50 | +20,27 |
| 3 | BD-43 | 17,5 m | Калцит | -4,23 | +16,82 |
| 4 | BD-54 | 34,0 m | Калцит | +0,04 | +21,72 |
| 5 | BD-61 | 51,0 m | Калцит | -1,79 | +21,35 |
| 6 | BD-322 | 168,0 m | Калцит | -12,60 | +9,20 |
| 7 | BD-335 | 91,1 m | Калцит | -13,00 | +11,60 |
| 8 | BD-330 | 138,0 m | Калцит | -8,10 | +6,65 |

Напомена: Анализите од 1 до 5 се работени во лабораторијата за изотопски анализи при ИГМ на Академијата на науки, Москва (1992) (Тудзаров, 1993). Анализите под реден број 6, 7 и 8 се работени во комерцијалната лабораторија Activation Laboratories LTD. Онтарио Канада (2019).

Note: The analyzes from 1 to 5 were performed in the laboratory for isotopic analysis at IGM of the Academy of Sciences, Moscow (1992) (Tudzarov, 1993). The analyzes under ordinal numbers 6, 7 and 8 were performed in the commercial laboratory Activation Laboratories LTD. Ontario Canada (2019).

Табела 15. Статистика на $\delta^{18}\text{O}$ во калцитите од наоѓалиштето Боров Дол.

Table 15. $\delta^{18}\text{O}$ statistics in calcite from the Borov Dol deposit.

| Опсег (‰) | Ранг (‰) | Просечна вредност (‰) |
|-----------------|----------|-----------------------|
| -13,00 до +0,04 | 13,04 | -6,06 |

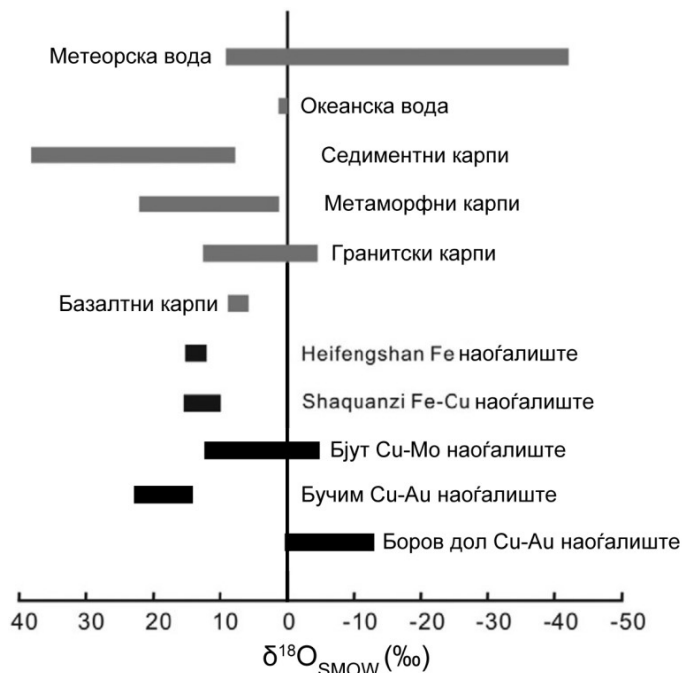
Табела 16. Статистика на $\delta^{13}\text{C}$ во калцитите од наоѓалиштето Боров Дол.

Table 16. $\delta^{13}\text{C}$ statistics in calcite from the Borov Dol deposit.

| Опсег (‰) | Ранг (‰) | Просечна вредност (‰) |
|-----------------|----------|-----------------------|
| +6,65 до +21,72 | 15,07 | +15,61 |

Варијацијата на кислородот ($\delta^{18}\text{O}$) во испитуваните калцити од наоѓалиштето Боров Дол се движи во опсег од -13,00 до +0,04 (просечна вредност -6,06) (табела 15), што во основа не отстапува многу од стандардот *SMOW* (Standard Oceanic Water) чии вредности за $\delta^{18}\text{O}=0\text{‰}$. Овие вредности укажуваат дека испитуваните калцити се осиромашени со тешкиот изотоп на кислородот, што спрема Тејлор (Taylor, 1979) доаѓа како резултат на високото учество на метеорските води во хидротермалните раствори од кои се образувани хидротермалните наоѓалишта. Ваквите констатации се во согласност со испитувањата и добиените резултати од порфирските наоѓалишта Бучим и Туларе-Кисељак во зоната Леце-Халкидики,

изнесени од страна на Т. Серафимовски (1990). Во споредба со вредностите за геолошките резервоари на $\delta^{18}\text{O}$ (слика 49), вредностите за $\delta^{18}\text{O}$ од калцитите во предметното наоѓалиште имаат вредности слични на метеорска вода, океанска вода и гранитни карпи.



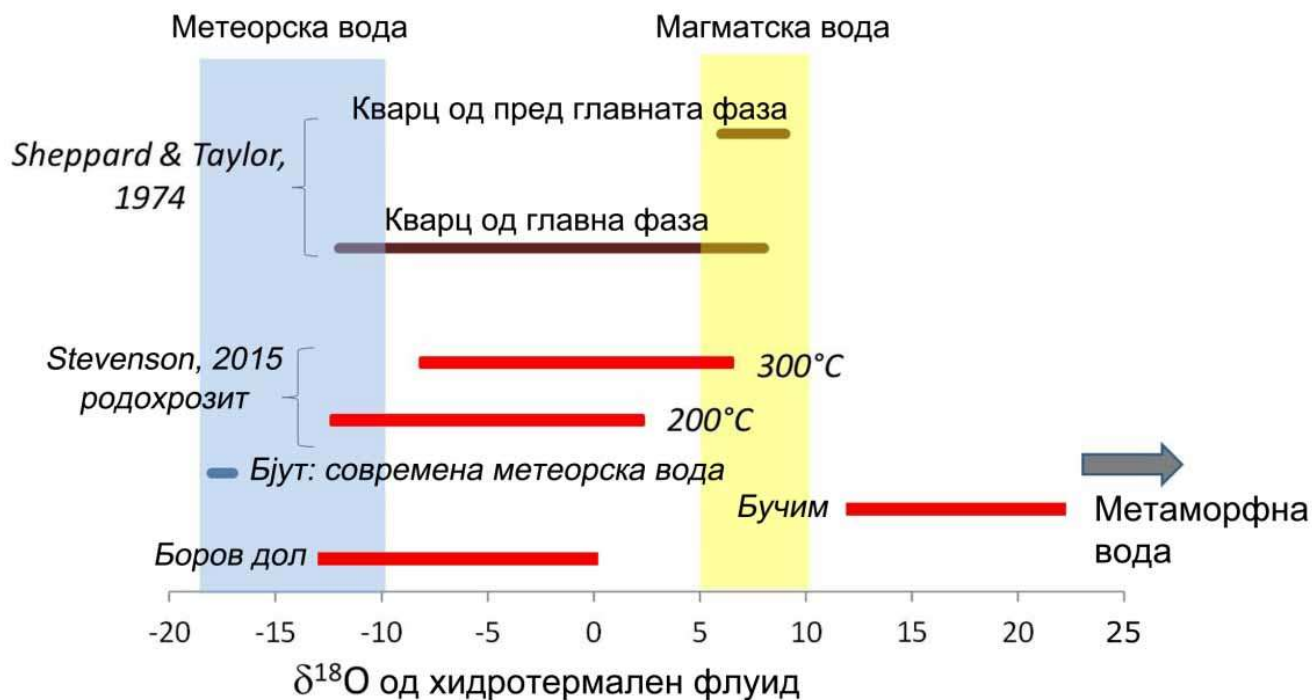
Слика 49. Вредности за $\delta^{18}\text{O}$ кај карактеристични геолошки резервоари (според Hoefs, 1987).

Fig. 49. $\delta^{18}\text{O}$ values of representative geological reservoirs (after Hoefs, 1987).

На слика 50 се прикажани $\delta^{18}\text{O}$ вредностите на карбонатните минерали од рудните наоѓалишта Бјут (Монтана, САД), Бучим и Боров Дол во споредба со вредностите за $\delta^{18}\text{O}$ на кварц од пред-главната рудна фаза и кварц од главната рудна фаза од Бјут добиени од Шепард и Тејлор (Sheppard and Taylor, 1974) и просечните вредности поврзани со магматска и метеорска вода. Шепард и Тејлор заклучиле дека пред главната фаза на Cu-Mo минерализацијата е формирана од магматски флуиди, додека подоцнежните кварцни жици на главната фаза се формирани од мешање на магматски и метеорски води (Stevenson, 2015). За време на формирањето на наоѓалиштето Бјут, локалните метеорски води веројатно имале различен изотопски состав бидејќи Монтана била на помала географска ширина отколку што е во моментот и $\delta^{18}\text{O}$ вредностите се разликуваат според географската ширина (Clark and Fritz, 1997). Бидејќи изотопните вредности за метеорската вода

можат да варираат според локацијата, крајната одредба не е единствена вредност. Притоа, постои можен опсег на вредности што даваат несигурност за метеорската вода што може да биде присутна и да влијае на системот (Stevenson, 2015). Конечно, $\delta^{18}\text{O}$ вредностите на калцитот од Боров Дол покажуваат многу голема сличност со вредностите за кварцот од главната рудна фаза и вредностите за родохрозитот од наоѓалиштето Бјут (Sheppard and Taylor, 1974; Stevenson, 2015).

Исто така, негативните вредности за изотопниот состав на кислородот според Шимазаки и Кусакабе (Shimazaki and Kusakabe, 1990) се карактеристични за подоцните фази на хидротермалниот стадиум, односно за минералите кои од хидротермалните раствори се издвојувани на пониски температури. Во случајот на наоѓалиштата Боров Дол и Бјут ова оди во прилог на создавањето на калцитите и родохрозитите, кои се продукт на пониските температурни фази на хидротермалниот стадиум на образување (Серафимовски, 1990).

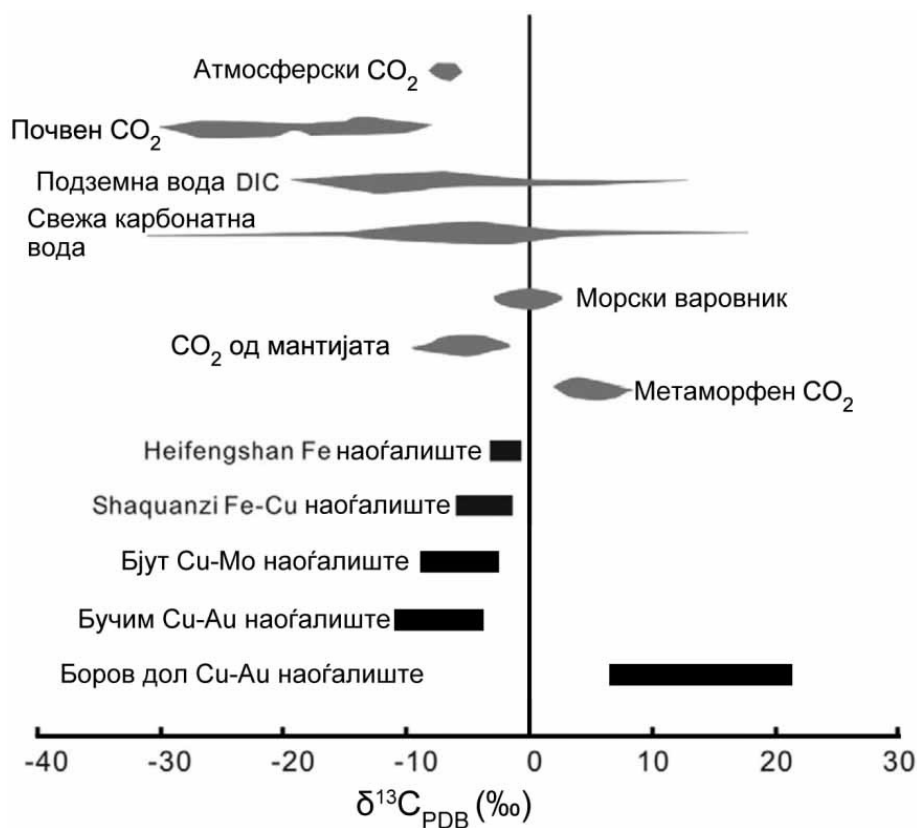


Слика 50. $\delta^{18}\text{O}$ вредности за различни флуиди од наоѓалиштата Бјут, Боров Дол и Бучим (според, Stevenson, 2015).

Fig. 50. $\delta^{18}\text{O}$ values of different fluids from the Butte, Borov Dol and Bucim ore deposit (after, Stevenson, 2015).

Добиените вредности од испитувањата на изотопниот состав на $\delta^{13}\text{C}$ укажуваат на изразената фракционација на C чии варијации се движат во дијапазон

од +6,65 до +21,72 (просечна вредност +15,61) (табела 16). Вака високите вредности за изотопниот состав на С во испитуваните калцити укажуваат на високото учество на метеорските води во хидротермалните раствори од една страна и на променета на режимот на растворите од друга страна (Серафимовски, 1990). Во споредба со вредностите за геолошките резервоари на $\delta^{13}\text{C}$ (слика 51), вредностите за $\delta^{13}\text{C}$ од калцитите во предметното наоѓалиште се блиски до оние на метаморфен CO_2 , свежа карбонатна вода и подземна вода, но се разликуваат од атмосферскиот CO_2 и CO_2 од мантијата.



Слика 51. Вредности за $\delta^{13}\text{C}$ кај карактеристични геолошки резервоари (според Clark and Fritz, 1997).

Fig. 51. $\delta^{13}\text{C}$ values of representative geological reservoirs (after Clark & Fritz, 1997).

Од слика 52, се гледа дека многу хидротермални наоѓалишта содржат различни генерации на хидротермални јаглеродни минерали и во најголем број на случаи, со тренд на пораст на $\delta^{13}\text{C}$ во карбонатите од подоцните фази (Серафимовски, 2009).

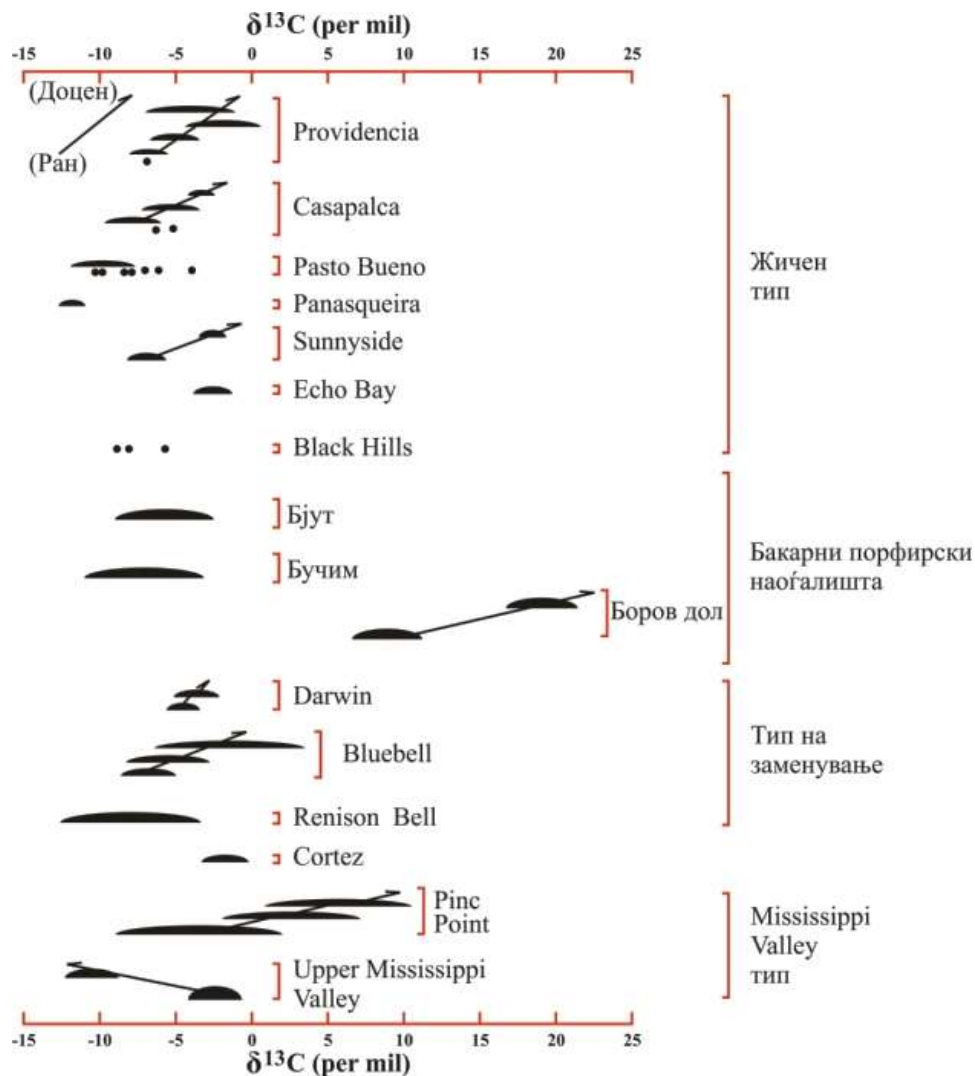
Овој тренд е реален бидејќи вредностите на $\delta^{13}\text{C}$ за хидротермалните карбонатни минерали се „сврзнати“ како што кристализираат и не се променети со процесите на измена со подоцните хидротермални флуиди (Ray and Ohmoto, 1974). Изворот на јаглерод во пораните генерации на карбонати во овие наоѓалишта е тежок за одредба бидејќи одредените $\delta^{13}\text{C}$ вредности (повеќето помеѓу -5 до -10‰) можат да бидат создадени од флуиди од различни извори (Серафимовски, 2009).

Ако вредностите на pH и $f\text{O}_2$ на флуидите биле така што $\delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{ΣC}}$, тогаш изворот на јаглерод најверојатно е од длабоките делови иако таа можност не е и единствена (Ray and Ohmoto, 1974). Негативните $\delta^{13}\text{C}$ за карбонатите од наоѓалиштето Панаскеира (Panasqueira) (средно околу -14‰), најверојатно се заради фактот дека извор на јаглеродот е графитот.

Зголемувањето на $\delta^{13}\text{C}$ вредностите нагоре во парагенетската секвенца честопати е премногу големо (пример > 15 ‰ за наоѓалиштата Pine Point и Боров Дол) за да се должи само на падот на температурата.

Други фактори кои можат да го објаснат зголемувањето на $\delta^{13}\text{C}$ се: (a) зголемување на односот на CH_4 : CO_2 во флуидот, како доказ на застапеност на органска материја (пр. Pine Point) и (b) зголемување на $\delta^{13}\text{C}_{\text{ΣC}}$ во флуидот како резултат од CO_2 со растворање и декарбонификација на варовниците низ кои минува флуидот (пр. Providencia, Casapaca, Sunnyside и Боров Дол) (слика 52).

Базирајќи се на податоците од досегашните сознанија, како и од добиените резултати од најновите испитувања на изотопниот состав на $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ во калцитите од Боров Дол, може да се констатира дека потеклото на водата во хидротермалните рудоносни флуиди е мешовито (јувенилно-метеорско), при што доминантно место во конвективните хидротермални системи имаат метеорските води. Притоа, зголемувањето на $\delta^{13}\text{C}$ вредностите во погорните хоризонти од парагенезата на наоѓалиштето Боров Дол (од хоризонт 465 рана фаза до хоризонт 590 касна фаза) е премногу големо и е резултат на падот на температурата, процесот на растворање на варовниците и карбонатитите и процесот на декарбонификација (слика 52).



Слика 52. Податоци за изотопниот C во јаловинските минерали и флуидни инклузии (кругови) во одредени рудни наоѓалишта (модификувано според Ohmoto and Ray, 1979).

Fif. 52. Data on isotope C in tailings minerals and fluid inclusions (circles) in the certain ore deposits (modified after Ohmoto and Ray, 1979).

10.3. Геолошки податоци (генетска и парагенетска врска на минерализацијата со терциерните вулканити)

Добиените резултати за главните и елементите во траги во терциерните вулкански карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се дадени во табела 2.

Геохемиските карактеристики по кои може да се распознаат стерилни од минерализирани интрузии, особено во области на тектонски појаси, се следните:

- шемата на зонирање во амфиболите, зголемување на односот Mg:(Mg+Fe) кон надворешните делови во амфиболите, и во биотитите зголемен однос на

Mg:(Mg+Fe) и намалена количина на TiO₂ кон надворешните делови, што можеби се рефлектира во високата количина на O₂ која интензивно се зголемила за време на кристализацијата (Тасев, 2010).

- висок однос на Al₂O₃:(K₂O+Na₂O+CaO) во целата карпа, поради неговата поврзаност со зголемениот број на октаедари во фазата на мешање, ситуација која помага при одржувањето на бакарот при мешањето за подоцнежното негово учество во течната магматска фаза (Feiss, 1978; Feiss, 1980);
- ниска содржина на Y и Mn во целата карпа (Тасев, 2010);

Текстурата на амфиболите е иста кај сите интрузивни тела од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол. Со голо око сите изгледаат хомогено (со ретки исклучоци) и често се со идиоморфен облик. Тие имаат интензивна зелена боја, ги одликува изразит плеохромизам и повеќето од нив се близнаци или образуваат ламела (Lehmann and Barcikowski, 2012). Сите амфиболи во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се од групата на калцитни амфиболи (Leake et al., 1997). Според номенклатурата на Лик и др. (Leake et al., 1997) измерените калцитни амфиболи кај сите интрузивни тела се со феропаргаситски состав. По хемиска основа, сите амфиболи се слични меѓу себе. Амфиболите се хемиски зонални. Некои од нив се со инверзна или со концентрична зоналност, но повеќето се со нормални зони (Lehmann and Barcikowski, 2012). Сите се издвојуваат по различните структурни црти. Амфиболите со концентрични зони се среќаваат ретко и некаде се вклучени во биотит. Со ретка застапеност се и амфиболите со инверзни зони со вклучувања на апатит и биотит. Најзастапени се нормално зонирани амфиболи со зони формирани во јадрата и по рабовите. Некои од нив се без карактеристичните еденитски до магнезио-хорнблендски рабови кои се во форма на тенки (десетти дел од микрон) реси. Некои од нив се со посебни зони по работ што се одликува со изолирана хемиска промена. Но, главно сите имаат исти хемиски својства. Si и Mg во нормално зонирани амфиболи се однесуваат исто и се најгусто сконцентрирани по рабовите, додека пак концентрациите на Al, Ti и Fe опаѓаат по рабовите (Lehmann and Barcikowski, 2012). Во споредба со нормално зонирани амфиболи, инверзно зонирани се со опаднати концентрации на Si, додека Ti, Al и Na се со повисока застапеност. Концентрациите на Mg и Fe варираат. Меѓутоа, за

разлика од нормално зонираниите амфиболи, магнезиумот во инверзно зонираниите нема еднаква дистрибуција со силициумот. Во зрната со концентрична зоналност, дистрибуцијата на Mg и на Si е слична како кај нормално зонираниите амфиболи, но разликата е што се ориентирани кон рабовите и Mg е со малку повисока концентрација. Како и кај нормално зонираниите, се забележува опаѓање на Fe и Na кон рабовите (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Ваквиот хемиски состав кај амфиболите со нормални зони кај сите интрузивни тела од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, каде што Mg е најгусто сконцентриран по рабовите, а концентрациите на Fe опаѓаат по рабовите укажува на зголемување на односот $Mg:(Mg+Fe)$ кон надворешните делови во амфиболите. Со ова се потврдува дека интрузивите во овој руден реон се минерализирани.

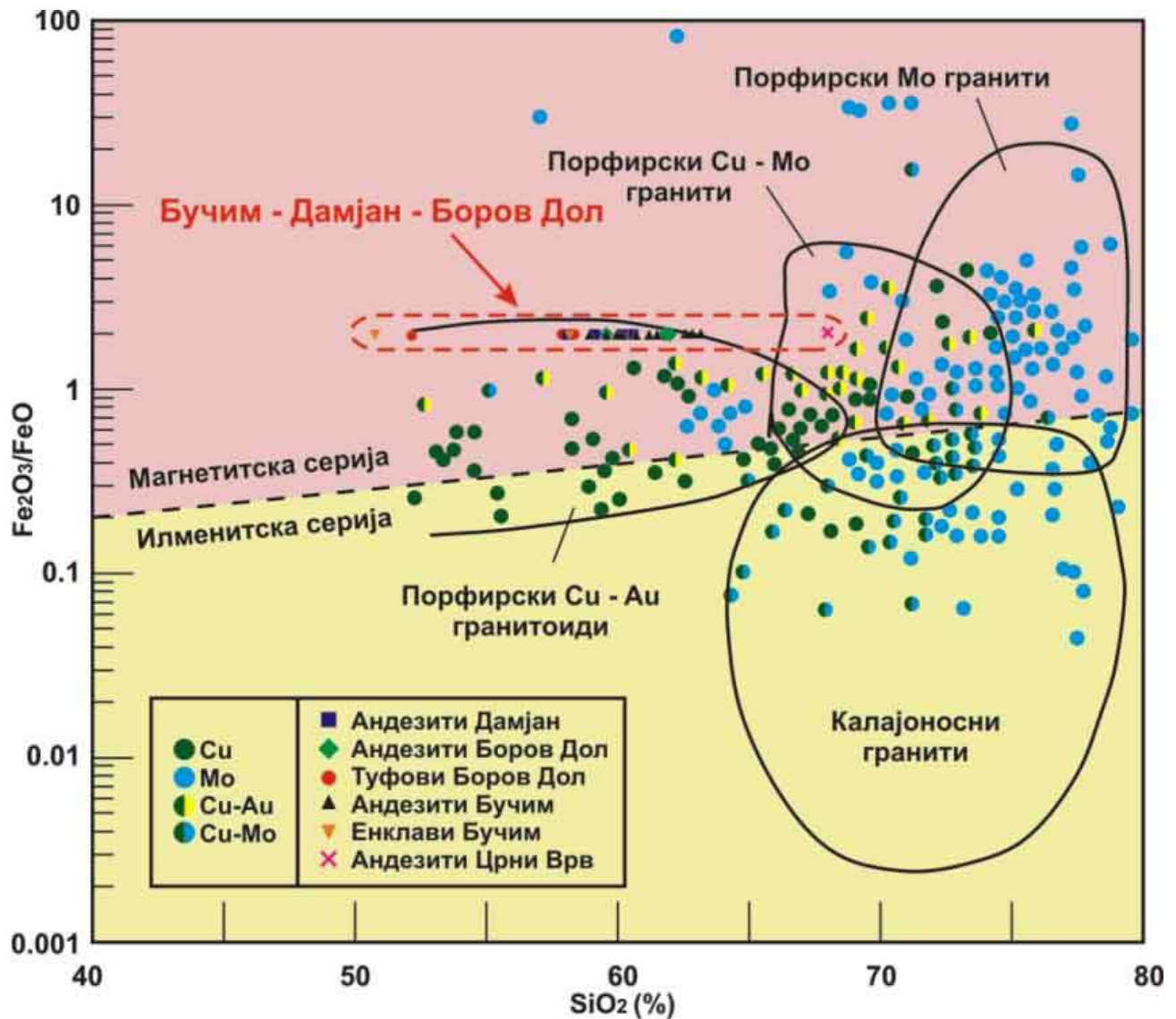
Минерализираните интрузиви во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се со високи степен на фрактурирање на карпите во и околу интрузивите. Ова е заради тоа што со кристализација на магмата која со себе носи вода со покачување на температурата на водата, постепено преминува во гасна фаза и со повторното вриење предизвикува внатрешен притисок кој е доволен да индуцира пукнатини во карпите кои ги содржат водените инклузии. Испуканоста е фундаментален фактор за понатамошната промена и минерализација на кој било порфирски Cu систем.

Магматскиот состав и петрогенезата на интрузиите е основна контрола на концентрацијата на металите во порфирските наоѓалишта. Интрузивните карпи поврзани со порфирските наоѓалишта на Cu, Cu-Mo, Cu-Au и Au тежнеат да бидат нискосилициумски, релативно примитивно диоритски до гранодиоритски плутони. Порфирските наоѓалишта, пак, на Mo, W-Mo, W и Sn главно се поврзани со вискосилициумски, силно диференцирани гранитски плутони (Sinclair, 2008).

Оксидационата состојба на гранитските карпи, изразена со акцесорни опаки минерали како што се магнетит, илменит, пирит и пиротин, исто така влијаат на содржината на металите на поврзаните наоѓалишта (Ishihara, 1981). На пример, порфирските наоѓалишта на Cu, Cu-Mo, Cu-Au, Au, Mo и W, генерално се поврзани со пооксидациони магнетитски серии на плутони во споредба со порфирските Sn наоѓалишта, кои типично се поврзани до редуцирани, илменитски серии на плутони (слика 53).

На дијаграмот (слика 53) може да се забележи дека и податоците на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол го следат магнетитскиот тренд на гранитоидите (освен трахи-риолитите од Црни Врв кои го следат магнетитскиот тренд на гранитите), потенцијални носители на порфирски минерализации. Доколку бакарот потекнува од магмата за време на кристализацијата, неговата состојба во магмата (на пр. неговата релативна фракционација помеѓу силикатните кристали и растопот, како и помеѓу растопот и течната фаза) би требало да биде делумно контролирана и од геохемијата на магмата (Feiss, 1978). Брнс и Фајф (Burns and Fyfe, 1964) со издвојувањето на Ni во силикатни стакла во гранитски растопи покажале дека релативната пропорција на октаедарски и тетраедарски места во стопената фаза е функција од содржината на алуминиум и алкалии во растопите, односно со мерењето на апсорпциониот спектар на Ni²⁺ во двете октаедарски позиции во стаклото се зголемува со зголемувањето на содржината на Al₂O₃, а опаѓа со зголемувањето на K₂O+Na₂O+CaO (Тасев, 2010).

Импликациите на ова набљудување за порфирската минерализација, иако не најочигледни, се значајни (Burns, 1970). Како што се зголемува односот Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO), бројот на октаедарски места во растопената фаза се зголемува. За време на кристализацијата на карпата домаќин на порфирска минерализација ќе постои „натпревар“ за метални јони помеѓу минералните фази кои кристализираат и растопот. Бидејќи Си има релативно висока енергија за заземање на октаедарските места (и, всушност, го има највисокиот приоритет кон октаедарските места од транзиционите елементи застапени во гранитниот растоп), тој ќе „бара“ октаедарски позиции без разлика дали тие се во растопот или во рано формираните кристали. Затоа, високата фреквенција на тетраедарски места во растопот ќе го присили Си во кристалните фази рано во кристализациона историја на магматскиот систем. Следејќи го постмагматскиот модел како што е демонстрирано од Холанд (Holland, 1972), резултатот на ова рано врзување на бакарот во цврстите фази ќе го отстрани бакарот од растопот, а со тоа ќе го оневозможи ефективното отстранување на бакарот од растопот во течната фаза за време на последната фаза на секундарно вриење, критична во генезата на порфирските системи.



Слика 53. Дијаграм на варијации на SiO_2 во однос на $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ во гранитските карпи поврзани со порфирските наоѓалишта на Cu, Mo, Cu-Au, Cu-Mo и Sn (модификувано, според Lehmann, 1990; Тасев, 2010).

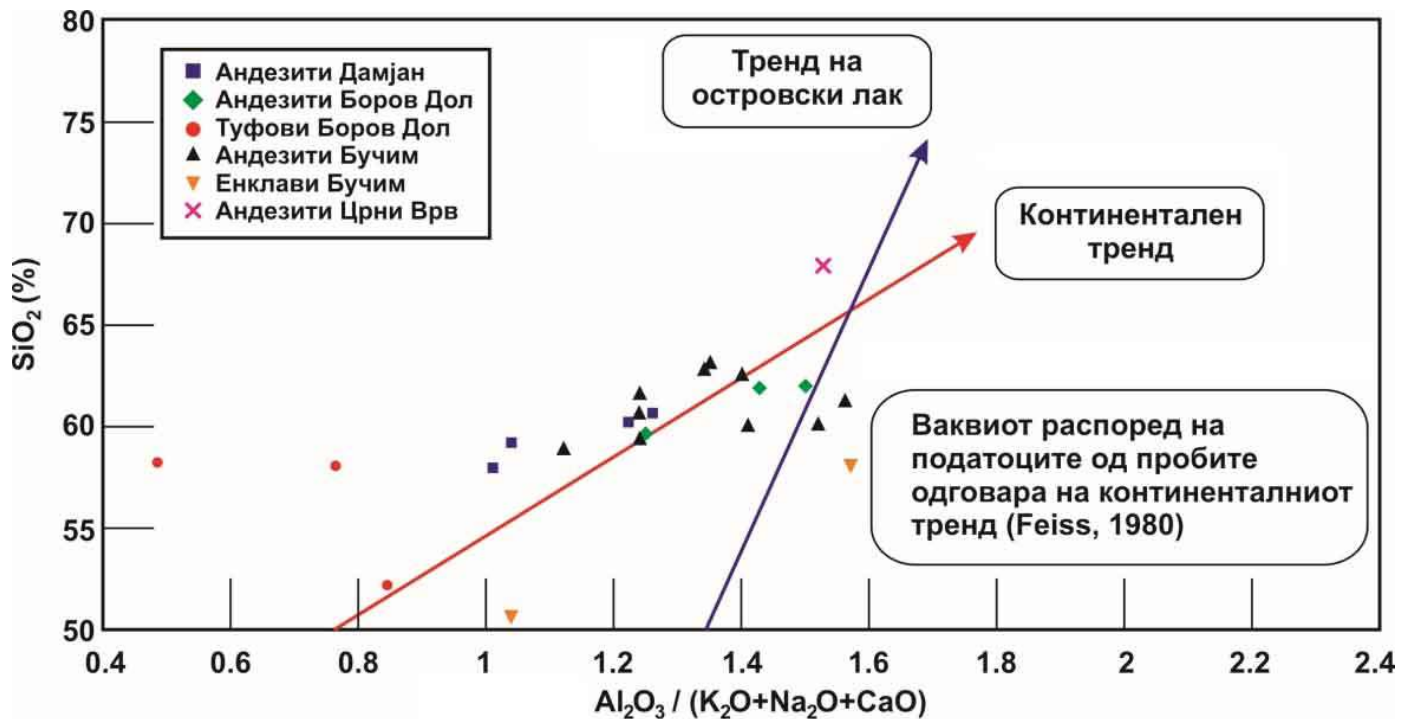
Fig. 53. Diagram of variations of SiO_2 in relation with $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ in granite rocks related to porphyry deposits of Cu, Mo, Cu-Au, Cu-Mo and Sn (modified, after Lehmann, 1990; Tasev, 2010).

Значи, можеме да заклучиме дека од група на други еднакво ветувачки плутонски тела, она со највисок однос алуминиум/алкалии ќе биде најпогодно за бакарна минерализација од порфирски тип бидејќи би требало да го има задржано бакарот најефективно во растопената фаза сè до времето на секундарно вриење (Тасев, 2010). Фејс (Feiss, 1978) и Мејсон и Фејс (Mason and Feiss, 1979) ги симулирале анализите на цели карпи, карпи домаќини на порфирски бакар и

карпите на магматските стерилни интрузиви. Сите состави на карпи, земени како индивидуални, го потврдуваат очекувањето дека постои директна врска помеѓу минерализацијата и односот алуминиум/алкалии. Врската со содржината на алуминиум не е изненадувачка во смисла на традиционалната поврзаност на бакарната минерализација со покиселите магматски карпи. Според тоа, во рамките на една провинција, колку е поголема содржината на силициум (покисели карпи) и колку е повисок односот алуминиум/алкалии, толку е подобар индикатор за порфирска минерализација (Тасев, 2010).

За континенталните порфирски наоѓалишта, практичен пресек во односот на алуминиум/алкалии од 1,4 се јавува како прифатлив. Затоа, секој потенцијален континентален порфирски домаќин со однос помал од овој, ќе изгледа дека е гранична цел за истражување бидејќи може да се аргументира дека високата пропорција на тетраедарски места кон октаедарски места во растопената фаза за време на ладењето резултирало со преминување на значителен дел на достапниот бакар во рано формираните силикатни минерали, при што станале хемиски „недостапни“ за подоцно преминување во рудниот флуид (Тасев, 2010). Презентираните резултати ја потврдуваат универзалната валидност на моделот во различни тектонски средини, иако треба да се земе предвид споредбата на порфирските области кои произлегуваат од различни состави на кората (слика 54).

Како што може да се види од дијаграмот на слика 54, дел од податоците добиени од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, укажуваат на потенцијал во поглед на порфирска бакарна минерализација (дел од вредностите за односот на алуминиум/алкалиите се со вредност над 1,4), како и приклонување кон континенталниот тренд потврден и преку другите испитувања на регионот. Може да се констатира дека дел од вулканските карпи од Боров Дол, Бучим и Црни Врв се со потенцијал во поглед на порфирска бакарна минерализација, додека пак туфовите од Боров Дол немаат потенцијал. Трендовите на варијација помеѓу стерилните и минерализираните карпи домаќини може да се разликува од едни тектонски средини до други (Тасев, 2010).



Слика 54. Разлика во трендовите помеѓу минерализирани и стерилни карпи домаќини на порфирски Cu-минерализации, а како функција од тектонските услови (модификувано, според Feiss, 1980).

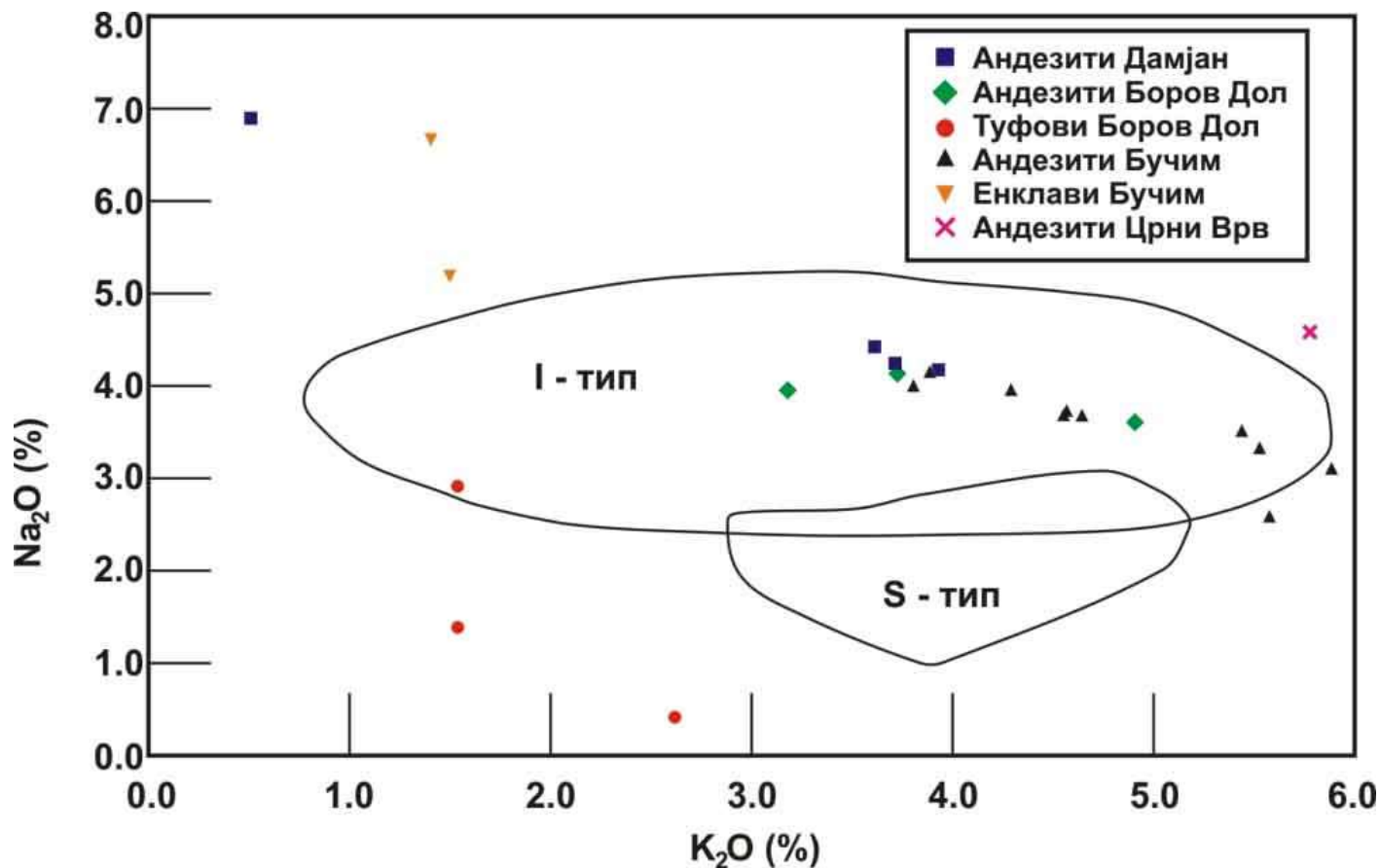
Fig. 54. Difference in trends between mineralized and sterile rocks hosts of porphyry Cu-mineralizations, as a function of the tectonic conditions (modified, after Feiss, 1980).

Врз база на резултатите од силикатните анализи за рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, исто така беше утврдено дека станува збор за карпи кои можат да се класифицираат во групата на гранитоиди од т.н. I-тип (слика 55).

Ова е резултат на констатацијата дека карпите од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се формирани во континенталните маргини над зоните на субдукција (слика 57), богати со Ca и Na, делумно претопување на длабоки карпи од кората (слика 57), изворен регион сиромашен со Rb и иницијални изотопни односи на $Rb \leq 0,708$ (Taylor, 1964; White and Chapell, 1983; Tarassova et al., 2001; Тасев, 2010).

Дека постои поврзаност на овој систем со порфирската минерализација, во прилог оди тврдењето дека порфирската Cu-Mo група на рудни наоѓалишта, глобално, се јавува во асоцијација со гранитите од I-тип, кои се релативно посуви од гранитите од S-тип (Wernicke, 2008; Тасев, 2010). Гранитите на магнетитската серија

честопати можат да се корелираат со гранитите од I-тип и се карактеризираат со магми со повисоки f_{O_2} (Ishihara, 1981; Тасев, 2010).



Слика 55. Дискриминационен дијаграм Na_2O наспроти K_2O за одредба на S- и I-тип на гранитоиди (White and Chapell, 1983), ја илустрира припадноста на гранитоидите на I-типот.

Fig. 55. Discrimination diagram Na_2O against K_2O for determination of S- and I-type of granitoides (White and Chapell, 1983), illustrates the classification of the granitoides in I-type.

Геохемиските карактеристики на вулканските карпи можат да се согледаат и од дистрибуцијата на елементи во траги во нив, односно поедините диференцијални низи се карактеризираат со збогатување или осиромашување на елементите во траги, во зависност од карактерот на магмата и нејзината консолидација во одредени нивоа.

Од приложената табела 2 се гледа дека содржината на поедините микроелементи во вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се во границата на содржините на аналогните типови на карпи во Земјината кора. Литофилните елементи со голем јонски радиус – LILE се збогатени во однос на

елементите со висока јачина на полето – HFSE (Lehmann and Barcikowski, 2012) (слика 56).

Содржината на Rb во карпите од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се движи во граници од 25,0-270,0 ppm. Со изразито поголема застапеност на Rb се карактеризираат вулканските карпи од интрузивот Вршник (околу 182, 4 ppm), и интрузивот Црни Врв (од 270 ppm). Геохемиската еволуција на Rb главно е поврзано со еволуцијата на K, бидејќи тоа се елементи кои имаат блиски јонски радиус (Rb-1,56 Å, K-1,46 Å) (Туџаров, 1993). Застапеноста на Rb во различните типови на карпи главно е контролирана од количинската застапеност на калиските фелдспати од една страна и биотитот од друга страна, коефициентот на дистрибуцијата на Rb во калиските фелдспати изнесува 0,4, а во биотитот 2,0 (Туџаров, 1993).

Изразито високи содржини се забележуваат и кај Sr и Ba (Серафимовски, 1990). Содржината на Sr во вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се движи во границите од околу 1391 ppm, а содржината на Ba во границите од околу 1603 ppm. Геохемиските особини на Ba и Sr се многу блиски и тие во основа дијадохиски се заменуваат со K и Ca во фелдспатите. Содржината на Ba во интермедијарните карпи се движи во границите од околу 650 ppm, а содржината на Sr е околу 800 ppm (Туџаров, 1993). Така, содржината на Sr и Ba во предметните вулкански карпи е далеку поголема отколку содржината на овие елементи во интермедијарните карпи од Земјината кора. Ваквото големо обогатување на Ba и Sr јасно зборува за обогатувањето на примарниот магматски растоп со овие два елемента. Ba и Sr припаѓаат на групата на литофилни елементи со голем јонски радиус – LILE кои во процесите на парцијалното топење на примарниот извор се концентрирале и обогатувале во флуидната фаза, односно тие се инкомпатибилни елементи. Ова јасно зборува за големата диференцираност на примарниот магматски растоп како и за големата присутност на флуидна фаза во процесите на диференцијација (Туџаров, 1993).

Високите содржини на Pb (околу 40 ppm) и U (околу 14 ppm) во вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, како и високите содржини на K се

веројатно последица на асимилацијата на овие компоненти од кристалестиот комплекс на СММ (Серафимовски, 1990).

Содржините на Nb и Zr во вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се ниски, тие се движат во границите на 12,8 ppm Nb и 175,6 ppm Zr. Геохемиската еволуција на овие два елемента и на Hf е во тесна врска со Ti со кои тие градат изоморфни смеси во минералите кои се богати со Ti (Туџаров, 1993).

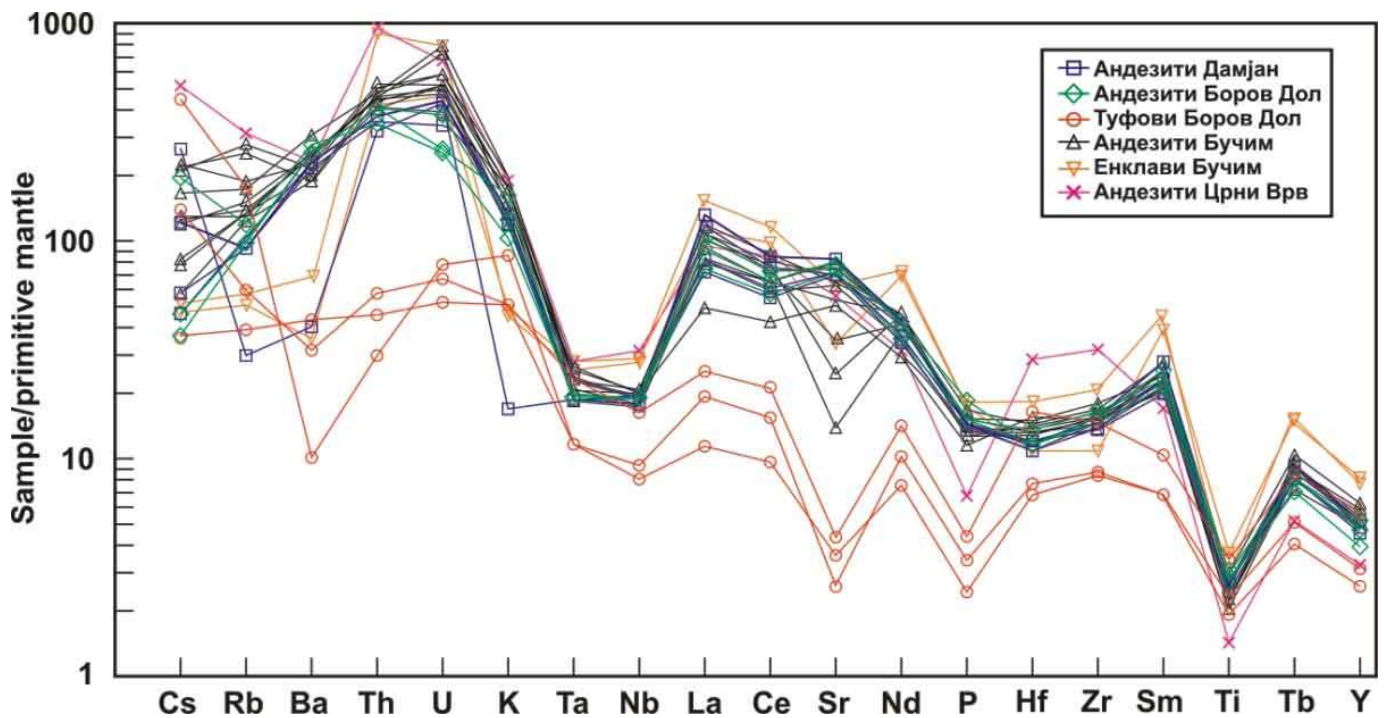
Зголемените содржини на Ni (8,2-28,6 ppm), Co (2,6-14,1 ppm), Cr (14,3-73,3 ppm) и Cu (7,4-2001 ppm) во вулканските карпи од ова подрачје, доаѓаат веројатно како последица на интудирањето на магмата низ ултрабазитите, кои се наоѓаат во составот на офиолитите развиени долж источниот раб на вардарската зона на овој простор (Серафимовски, 1990). Тоа значи дека во подлогата на овој вулкански комплекс се наоѓаат поголеми маси на ултрамафити од кои овие елементи биле мобилизирани за време на процесите на магматската контаминација и асимилација (Туџаров, 1993). Не е исклучена можноста, обогатувањето со поедините компоненти (во прв ред Cu) да е извршено и во касномагматската хидротермална фаза (Карамата, 1983). На тоа укажуваат зголемените содржини на Cu – 2001 ppm во вулканските карпи од Боров Дол (табела 2).

Така, обогатувањето на елементите од групата на литофилни елементи со голем јонски радиус – LILE е резултат на метасоматското дејствување на флуидите ослободени од субдуцираната плоча и учеството на континенталната кора во генезата на магмите, додека намалената содржина на елементите со висока јачина на полето – HFSE се објаснува со интензивното парцијално топење и со стабилноста на резидуалната фаза во обвивката (слика 56) (Pearce, 1982).

За разликување на вулканитите кои се создадени во субдукциските зони и карпите кои се создадени во други тектонски средини се користат и поедини микроелементи чии геохемиски карактеристики, имобилност во процесите на делумното топење и контаминација овозможуваат изведување на заклучоци за местото на формирање и потеклото на магмата. Посебно се важни Th, Yb и Ta. Вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се од активните континентални маргини и имаат значително поголеми односи во содржините на Th/Yb и Ta/Yb од карпите кои се формирани во островските лакови (слика 57). Исто

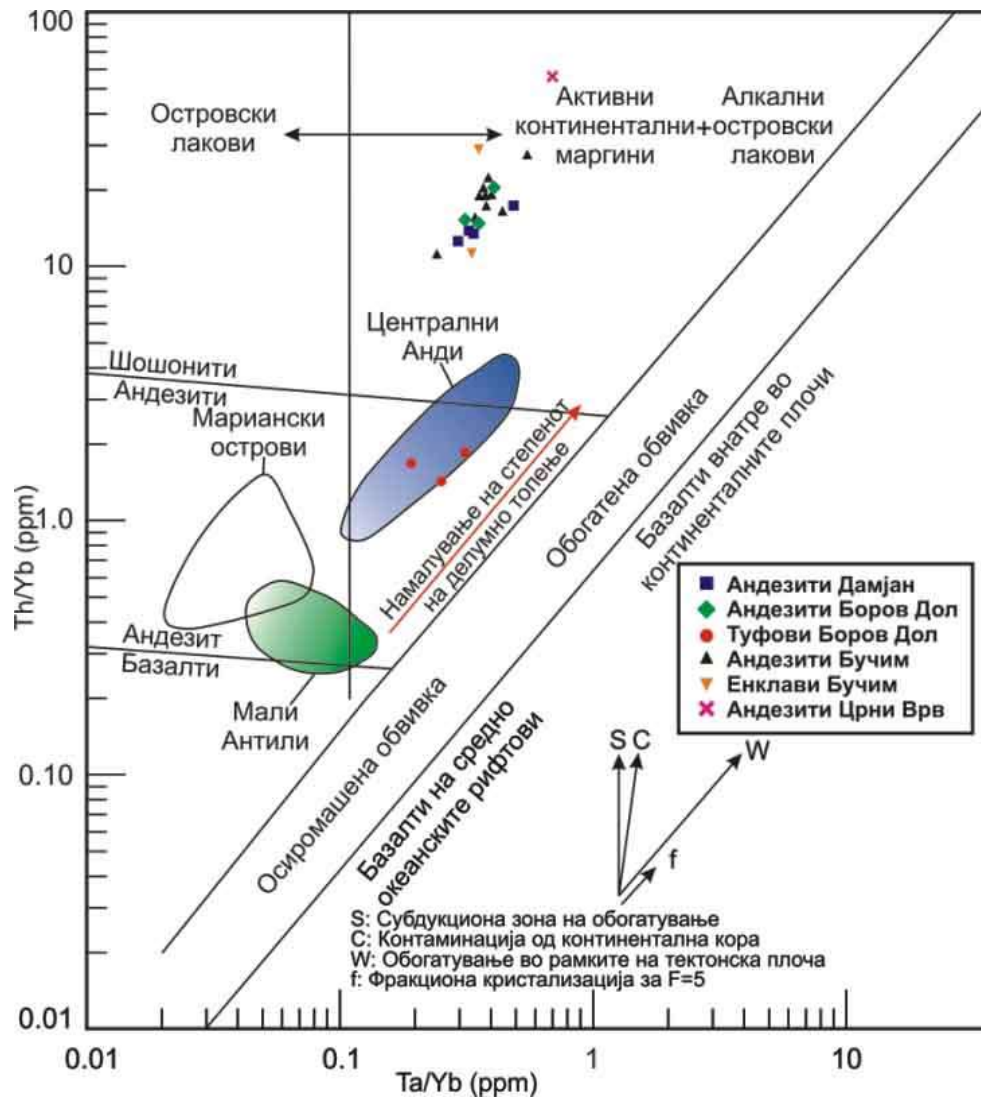
така, тие се контаминирани со делумно претопување на длабоки карпи од континенталната кора. Поради споредба на истата слика, прикажани се и базалтите од средно океанските рифтови и базалтите кои се генерирани внатре во континенталните плочи.

Од изнесениот преглед се гледа дека дистрибуцијата на елементите во вулканските карпи не зависи само од нивната примарна концентрација во магматскиот растоп, туку во многу зависи и од еволутивниот диференцијален тренд и средината низ која се врши интродуирањето на магмата до субвулканските и вулканските нивоа.



Слика 56. Дијаграм на нормализирани вредности на елементите во траги во однос на примитивната мантија за примероци од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (според Sun and McDonough, 1989) (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Fig. 56. Diagram of normalized values of the elements in traces related to the primitive mantle for samples from the ore district Bucim-Damjan-Borov Dol (after Sun and McDonough, 1989) (Lehmann and Barcikowski, 2012).



Слика 57. Дијаграм на односот на содржината на Th/Yb и Ta/Yb во вулканските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (модификувано според Pearce, 1982).

Fig. 57. Diagram of the relation of the content of Th/Yb and Ta/Yb in the volcanic rocks from the ore district Bucim-Damjan-Borov Dol (modified after Pearce, 1982).

10.4. Проучување на елементите на ретки земји во вулканските карпи

Анализи на елементи на ретки земји (REE) беа направени на различни карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (табела 17).

Врз основа на резултатите од табела 17, извршено е нормализирање на вредностите во однос на хондритските вредности и конструиран е дијаграм на нормализирани вредности (слика 58).

Табела 17. Содржина на елементи на ретки земји во вулкански карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (ppm) (Lehmann and Barcikowski, 2012).

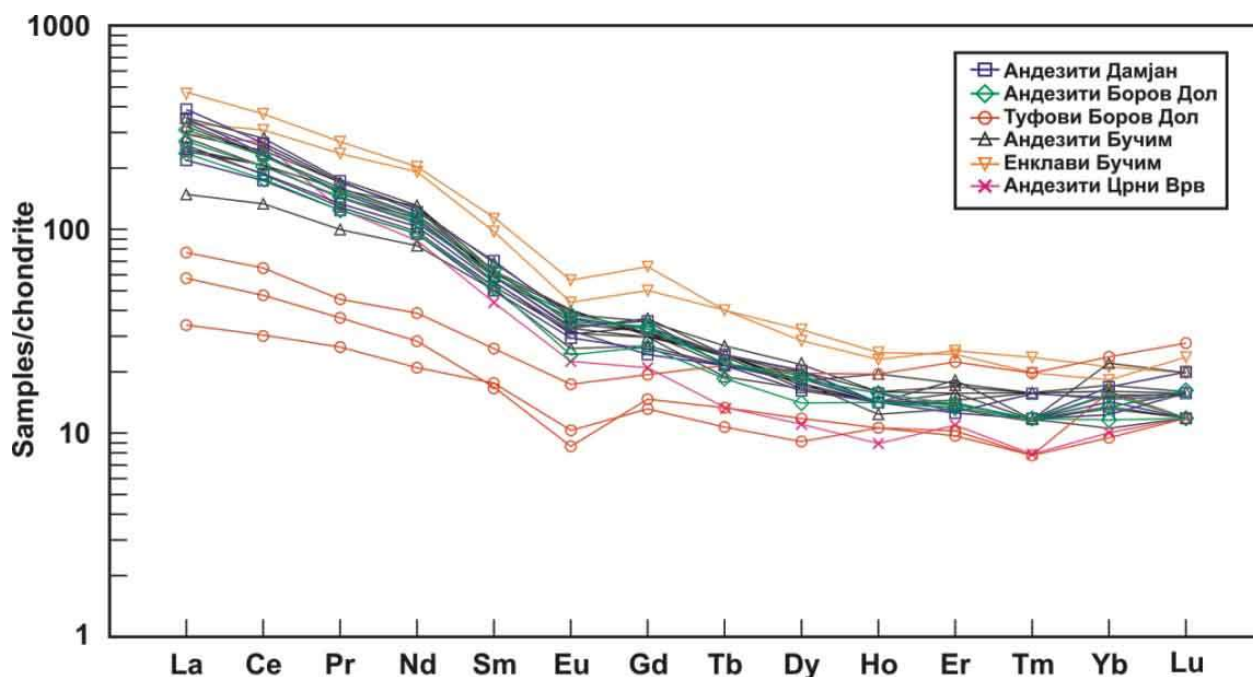
Table 17. Contents of rare earth elements in volcanic rocks of the Bucim-Damjan-Borov Dol ore district (ppm) (Lehmann and Barcikowski, 2012).

| Примерок | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
|------------|--------|--------|-------|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|
| 278-D-8 | 51,80 | 105,00 | 11,70 | 44,20 | 7,60 | 1,70 | 5,30 | 0,80 | 4,10 | 0,80 | 2,10 | 0,30 | 2,40 | 0,30 |
| 278-D-1 | 82,20 | 143,00 | 14,40 | 53,00 | 8,90 | 1,90 | 7,30 | 0,80 | 4,60 | 0,80 | 2,30 | 0,30 | 2,10 | 0,40 |
| 278-D-4 | 90,60 | 161,00 | 16,20 | 55,70 | 10,60 | 2,10 | 6,80 | 0,90 | 5,10 | 0,80 | 2,30 | 0,30 | 2,80 | 0,50 |
| 278-D-5 | 58,80 | 115,00 | 12,60 | 47,20 | 8,50 | 1,80 | 5,00 | 0,80 | 4,20 | 0,90 | 2,10 | 0,40 | 2,50 | 0,40 |
| 029-1 | 73,40 | 138,00 | 14,80 | 54,60 | 9,80 | 2,00 | 6,80 | 0,80 | 4,70 | 0,90 | 2,30 | 0,30 | 2,30 | 0,40 |
| 029-3 | 55,20 | 108,00 | 11,70 | 44,20 | 8,10 | 1,40 | 5,40 | 0,70 | 3,60 | 0,80 | 2,20 | 0,30 | 2,00 | 0,30 |
| 029-5 | 63,40 | 122,00 | 13,70 | 50,70 | 8,80 | 2,20 | 6,70 | 0,80 | 4,90 | 0,80 | 2,20 | 0,30 | 2,60 | 0,30 |
| 046-10 | 13,70 | 29,10 | 3,50 | 13,20 | 2,60 | 0,50 | 3,00 | 0,50 | 3,00 | 0,60 | 1,70 | 0,20 | 2,70 | 0,40 |
| 029-7 | 8,00 | 18,60 | 2,50 | 9,80 | 2,70 | 0,60 | 2,70 | 0,40 | 2,30 | 0,60 | 1,60 | 0,20 | 1,60 | 0,30 |
| 046-15 | 18,10 | 39,50 | 4,30 | 18,30 | 4,00 | 1,00 | 4,00 | 0,80 | 5,00 | 1,10 | 3,70 | 0,50 | 4,00 | 0,70 |
| 238-3 | 69,30 | 149,00 | 16,20 | 59,20 | 8,90 | 2,10 | 6,30 | 0,80 | 4,50 | 0,70 | 2,20 | 0,30 | 2,30 | 0,40 |
| 238-4 | 83,60 | 170,00 | 16,50 | 60,30 | 9,70 | 2,30 | 6,20 | 0,90 | 4,20 | 0,80 | 2,30 | 0,30 | 1,80 | 0,30 |
| 228-1 | 58,40 | 126,00 | 13,70 | 50,40 | 9,30 | 1,90 | 5,90 | 0,90 | 5,10 | 0,90 | 2,80 | 0,40 | 2,50 | 0,40 |
| 248-2 | 80,70 | 155,00 | 15,80 | 59,30 | 10,50 | 2,20 | 7,20 | 1,00 | 5,50 | 0,90 | 2,60 | 0,40 | 2,90 | 0,40 |
| 248-1 | 75,40 | 141,00 | 14,70 | 54,00 | 9,20 | 2,00 | 6,40 | 0,90 | 4,90 | 0,80 | 2,40 | 0,40 | 2,70 | 0,30 |
| 268-1-A | 59,70 | 113,00 | 12,00 | 45,40 | 7,90 | 1,80 | 6,00 | 0,70 | 4,20 | 0,80 | 2,30 | 0,30 | 2,20 | 0,30 |
| 056-3 | 35,10 | 81,30 | 9,40 | 38,70 | 7,70 | 1,50 | 5,50 | 0,80 | 5,10 | 0,80 | 3,00 | 0,30 | 3,70 | 0,50 |
| 056-5 | 57,10 | 125,00 | 14,90 | 60,50 | 9,60 | 1,90 | 7,50 | 0,90 | 4,60 | 1,10 | 2,90 | 0,40 | 2,70 | 0,40 |
| 059-3 | 67,30 | 124,00 | 13,60 | 53,00 | 8,50 | 1,80 | 6,80 | 0,90 | 4,40 | 0,80 | 2,20 | 0,30 | 2,60 | 0,40 |
| 059-1 | 78,70 | 141,00 | 14,90 | 54,80 | 9,70 | 2,00 | 6,40 | 0,90 | 4,50 | 0,80 | 2,60 | 0,30 | 2,30 | 0,30 |
| Black Hill | 68,90 | 163,00 | 11,90 | 41,00 | 6,70 | 1,30 | 4,30 | 0,50 | 2,80 | 0,50 | 1,80 | 0,20 | 1,70 | 0,30 |
| C1 | 79,00 | 188,00 | 22,20 | 89,60 | 14,80 | 2,50 | 10,30 | 1,50 | 7,20 | 1,30 | 4,20 | 0,60 | 3,60 | 0,50 |
| V1 | 110,90 | 225,00 | 25,40 | 94,70 | 17,50 | 3,20 | 13,50 | 1,50 | 8,10 | 1,40 | 4,00 | 0,50 | 3,10 | 0,60 |

Напомена: 278-D-8 андезит од Дамјан; 278-D-1 андезит од Дамјан; 278-D-4 андезит од Дамјан; 278-D-5 андезит од Дамјан; 029-1 андезит од Боров Дол; 029-3 андезит од Боров Дол; 029-5 андезит од Боров Дол; 046-10 туф од Боров Дол; 029-7 туф од Боров Дол; 046-15 туф од Боров Дол; 238-3 андезит од Вршник; 238-4 андезит од Вршник; 228-1 андезит од Вршник; 248-2 андезит од Вршник; 248-1 андезит од Вршник; 268-1-A андезит од Централна интрузија; 056-3 андезит од Централна интрузија; 056-5 андезит од Централна интрузија; 059-3 андезит од Бунарџик; 059-1 андезит од Бунарџик; Black Hill андезит од Црни Врв; C1 енклава од Централна интрузија; V1 енклава од Вршник.

Note: 278-D-8 andesite from Damjan; 278-D-1 andesite from Damian; 278-D-4 andesite from Damjan; 278-D-5 andesite from Damjan; 029-1 andesite from Borov Dol; 029-3 andesite from

Borov Dol; 029-5 andesite from Borov Dol; 046-10 tuff from Borov Dol; 029-7 tuff from Borov Dol; 046-15 tuff from Borov Dol; 238-3 andesite from Vrshnik; 238-4 andesite from Vrshnik; 228-1 andesite from Vrshnik; 248-2 andesite from Vrshnik; 248-1 andesite from Vrshnik; 268-1-A andesite from Central Intrusion; 056-3 andesite from Central Intrusion; 056-5 andesite from Central intrusion; 059-3 andesite from Bunardzik; 059-1 andesite from Bunardzik; andesite from Crni Vrv (Black Hill); C1 enclave of Central intrusion; V1 enclave from Vrshnik.



Слика 58. Дијаграм на нормализирани вредности на елементите на ретки земји во однос на хондритите за примероци од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (според Sun and McDonald, 1989) (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Fig. 58. Diagram of normalized values of the rare earth elements related to the chondrite for samples from the ore district Bucim-Damjan-Borov Dol (after Sun and McDonald, 1989) (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Од дијаграмот на слика 58 се гледа дека елементите на ретки земји (REE) во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол имаат тенденција на осиромашување. Примероците покажуваат збогатеност со лесни елементи на ретки земји (LREE-Light Rare Earth Elements) и осиромашување со тешки елементи на ретки земји (HREE-Heavy Rare Earth Elements) (Lehmann and Barcikowski, 2012). Ова е резултат на фракционацијата на лесните елементи на ретки земји и нивно зголемување во однос на хондритските вредности (Rollinson, 1992). Притоа, фракционацијата во овие простори најчесто е резултат на парцијалното топење кое според падот на кривата не е од среден интензитет (Тасев, 2010). Ова е во склад со испитувањата

на порфирските наоѓалишта на Cu-Mo, каде што истите во најголем дел се поврзани со средини од редот од океански и континентални лакови од кенозојска старост (Titley and Beane, 1981; Richards, 2003), а поретко се поврзани со старите набрани појаси, при што и двете средини се карактеризираат со компресиони тектонски средини и истенчена континентална кора (Titley and Beane, 1981).

Беше извршена пресметка на аномалијата на Eu, и тоа како геометриска средина, по формулата предложена од Taylor and McLennan (1985) (табела 18).

Табела 18. Вредности за аномалија на Eu во примероци од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол.

Table 18. Eu anomaly values in samples from the Buchim-Damjan-Borov Dol ore district.

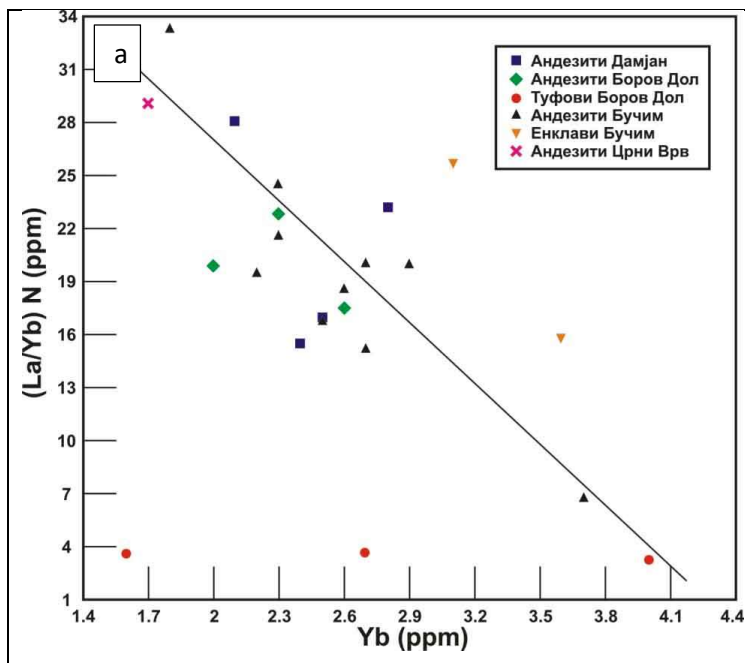
| Примерок | Вредност на Eu аномалија | Примерок | Вредност на Eu аномалија |
|----------|--------------------------|------------|--------------------------|
| 278-D-8 | 0,77680 | 228-1 | 0,94694 |
| 278-D-1 | 0,69928 | 248-2 | 0,90906 |
| 278-D-4 | 0,70737 | 248-1 | 0,87473 |
| 278-D-5 | 0,77696 | 268-1-A | 0,89172 |
| 029-1 | 0,70994 | 056-3 | 1,02028 |
| 029-3 | 0,60940 | 056-5 | 0,81803 |
| 029-5 | 0,84179 | 059-3 | 0,82526 |
| 046-10 | 0,54575 | 059-1 | 0,90916 |
| 029-7 | 0,67205 | Black Hill | 0,84227 |
| 046-15 | 0,75606 | C1 | 0,85372 |
| 238-3 | 0,77275 | V1 | 0,95102 |
| 238-4 | 0,82525 | | |

Од табела 18 се гледа дека вредностите за аномалијата на Eu се движат во рамките од 0,60940 до 1,02028, односно, скоро сите примероци покажуваат незначителна Eu аномалија (Lehmann and Barcikowski, 2012). Eu аномалиите, главно, се контролирани од фелдспатите. Eu^{2+} е компатибилен во плагиокласот и калискиот фелдспат за разлика од Eu^{3+} кој е некомпатибилен. Отстранувањето на фелдспатот од растопот по пат на фракциона кристализација или парцијално топење на карпа која во себе имала фелдспат доведува до зголемување на негативната Eu аномалија (Тасев, 2010). На тој начин лесно може да се увиди дека дошло до слаба фракционација на плагиокласи на почетокот на кристализацијата.

Степенот на фракционација на REE може да биде претставен како однос на концентрацијата на лесните REE (La или Ce) врз концентрацијата на тешките REE (Yb или Y). Односот $(La/Yb)_N$ честопати се исцртува наспроти Ce_N или Yb_N , а во биваријантен дијаграм и преставува мерка за степенот на фракционација на REE. Кај анализираниите примероци од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, степенот на фракционација на REE во однос на промената на содржината на REE е даден на слика 59a (La/Yb vs. Yb) и слика 59b (La/Yb vs. Ce).

Како што може да се види од дијаграмот на слика 59a, забележливо е дека со зголемувањето на содржината на HREE (Yb) фракционацијата на REE опаѓа, додека пак од дијаграмот на слика 59b, за разлика од оној на слика 59a, се гледа дека со порастот на LREE фракционацијата расте.

Дел од резултатите добиени со анализите на REE беа искористени во детерминацијата на тектонската средина во која се формирале карпи. За оваа потреба беа конструирани т.н. дискриминациони дијаграми (слика 60a и 60b). Резултатите и кабинетските проучувања укажаа дека најсоодветни дијаграми за приказ на резултатите се оние од Пирс и др. (Pearce et al., 1984).



Слика 59. Приказ на степенот на фракционација на REE во зависност од промената на содржината на REE во примероци од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол. Зависноста е биваријантна и дадена како однос: а) помеѓу La/Yb и Yb и б) La/Yb и Ce (вредностите се нормализирани во односот на хондритските вредности).

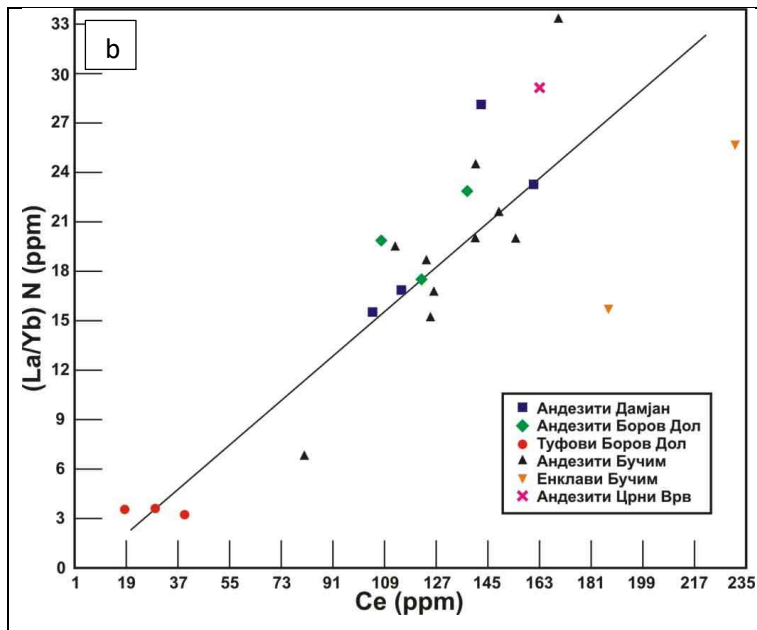
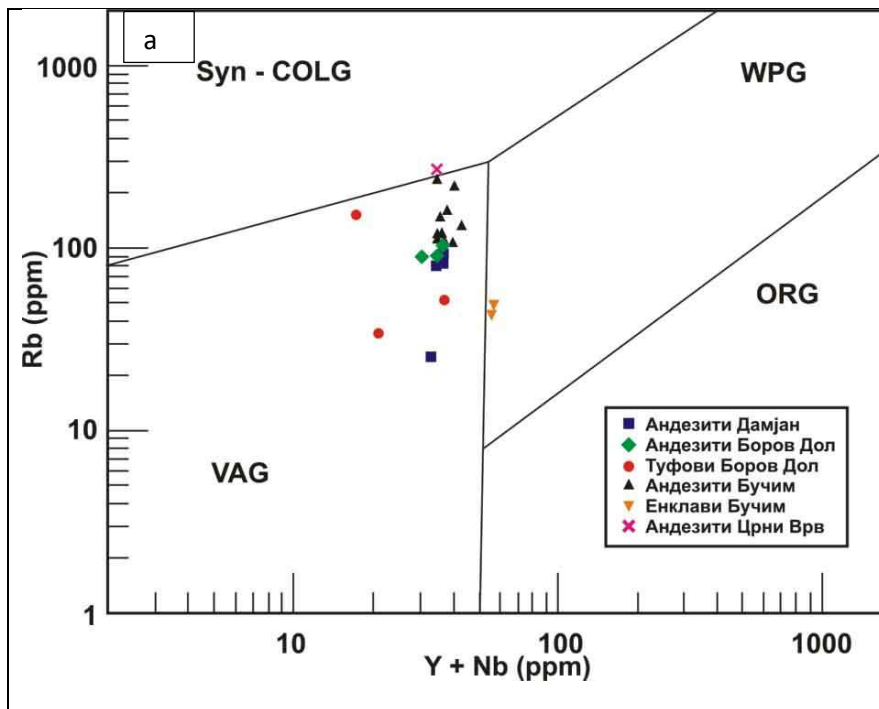


Fig. 59. Presentation of the grade of fractionation of REE in dependence of the change of the content of REE in samples from the ore region Buchim-Damjan-Borov Dol. The dependence is bivariate and given as ratio: a) between La / Yb and Yb and b) La / Yb and Ce (the values are normalized in the ratio of the values of chondrite).

Како што се гледа од двата дијаграми (слика 60а и 60b), сите карпи од рудната област Бучим-Дамјан-Боров Дол припаѓаат на групата гранити формирана во вулкански лакови (VAG-Volcanic Arc Granites). Токму овој податок ни беше од голема корист во делот на интерпретацијата на потеклото на магмите (Тасев, 2010).



Слика 60. а) Rb- (Y+Nb) дијаграм за одредба на гранитите, б) Rb- (Yb+Ta) дијаграм за одредба на гранитите, (Pearce et al., 1984) (syn-GOLG-син-колизионни гранити; WPG-гранити во рамките на плочите; VAG-гранити во вулканските лакови и ORG-гранити во океанските гребени).

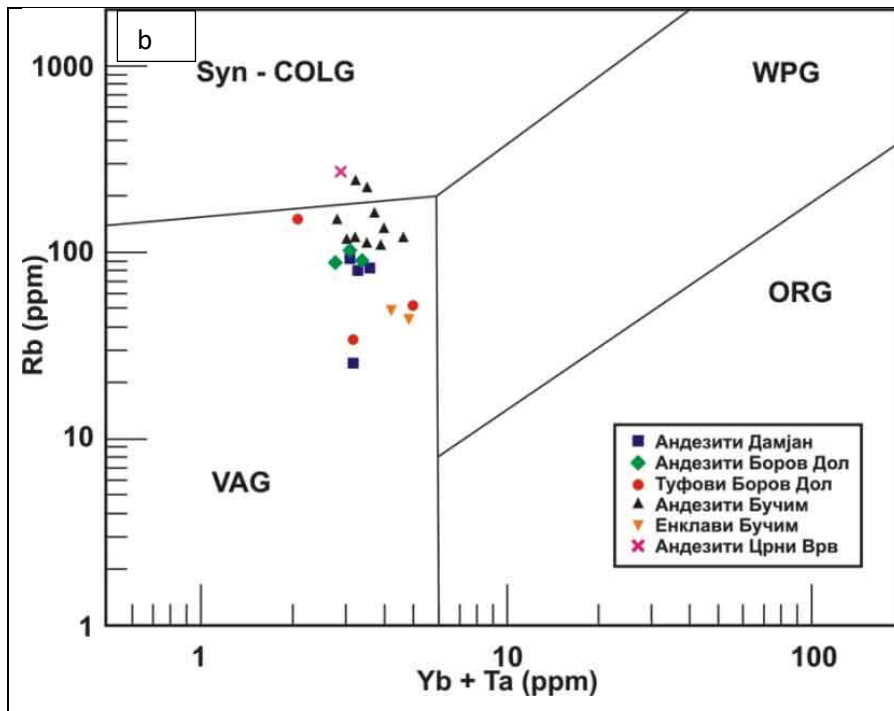


Fig. 60. a) Rb - (Y + Nb) diagram for determination of granites, b) Rb - (Yb + Ta) diagram for the determination of the granites, (Pearce et al., 1984) (syn-COLG-syn-collision granites; WPG – within-plate granites; VAG – volcanic-arc granites; ORG – ocean ridge granites).

10.5. Особина на хидротермалните метасоматски промени како индикатор за хидротермалните системи и нивната температура на формирање

Хидротермалните промени на околните карпи во наоѓалиштето Боров Дол се вбројуваат во едни од најзначајните белези кои го карактеризираат ова порфирско бакарно наоѓалиштето и истите всушност ги моделираат просторните и временските врски помеѓу различните типови на хидротермални промени, застапени на значајна површина, како и можната просторна и временска поврзаност помеѓу хидротермалните промени и зонирањето на рудните минерали.

Ваквите врски укажуваат дека порфирската бакарна минерализација и промените на околните карпи се наоѓаат во тесна генетска поврзаност и се од посебно значење во фазата на истражувањето на наоѓалиштето, бидејќи ореолите на хидротермалните промени се широко распространети и овозможуваат полесно лоцирање на рудните тела, но и одредба на нивните генетски карактеристики.

10.5.1. Поранешни теренски и лабораториски испитувања

Во рамките на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, од аспект на проучувањето на хидротермалните промени, просторите на рудните наоѓалишта Бучим и Боров Дол биле опфатени со детални испитувања. Овде, покрај теренските истражувања спроведени преку површинското геолошко картирање и геолошкото картирање на јадрото од дупнатините, се спроведени и студиски истражувања на хидротермалните промени на примероците кои биле земени по мрежа 100 x 100 m (на површината) и на интервал од 2 m од јадрото на одредени дупнатини. Во рамките на рудното наоѓалиште Боров Дол, со детални испитувања на хидротермалните промени била опфатена површина од 400 ha по мрежа 100 x 100 m (Туџаров, 1993). Теренските и лабораториските испитувања биле извршени од страна на В. Кнежевиќ – Ѓорѓевиќ, С. Карамата и П. Ѓорѓевиќ (V. Knežević-Djordjević, S. Karamata и P. Djorgjević, 1975). Сите хемиски и оптички испитувања се извршени во лабораторијата за петрологија при Рударско-геолошкиот факултет во Белград.

Од теренските испитувања структурално се издвоени два вида на андезитски карпи: 1) Холокристалести со крупнозрнеста основна маса и богати со фенокристали, посебно фелдспати кои се интензивно површински променети и 2) Холо до хипокристалести со многу ситнозрнеста основна маса, обично темна боја и обично многу компактни (Knežević-Djordjević i dr. 1975).

Двата вида карпи, меѓутоа, биле подложени на минерализациони процеси со различен интензитет. Варијатетите со грубокристалеста основна маса интензивно се минерализирани и интензивно околурудно и пострудно променети. Хипокристалестите и компактни варијатети служеле како екран, прилично непропусен за минерализационите раствори и тие се помалку околурудно променети (или воопшто не се променети), а и пострудните промени на ваквите вулканити се минимални (Knežević-Djordjević i dr. 1975).

Петролошките испитувања на примероците земени на површината на теренот покажале дека се тоа материјално главно од многу слични карпи. Се работи за биотитско амфиболски андезити во кои ретко и локално (помеѓу варијатетите со ситнозрнеста основна маса) се јавуваат латитски варијатети. Кварцот во улога на важна состојка не се појавува иако понекогаш го има во основната маса кога

карпите се приближуваат до дацито-андезитите. Структурите се холокрystalесто порфирски до хипокристалесто порфирски. Кај холокрystalесто порфирските варијатети, кристалинитетот на основата многу варира од грубокристалести до ситнокристалести. Варијатетите со крупнокристалеста и грубокристалеста основа се најподложни на околу рудни и пострудни промени вклучувајќи ги и површинските промени.

Како фенокристали се јавуваат плагиокласи зонарни или ламеларни, биотит свеж или делумно променет – хлоритизиран и избелен од издвојувањето на минерали на железо, хорбленда ретко свежа (во хипокристалести варијатети) обично хлоритизирана и биотитизирана и кај латитските претставници санидин во значајно ситни зрна од плагиокласот. Во основата маса се концентрирани плагиоклас, биотит, променети амфиболи, ретко кварц и калиски фелдспати со доста апатит, понекогаш циркон и ортит.

Вулканогено седиментната формација во Боров Дол е претставена со слабо метаморфозирани туфити или аргилитско-лапоровити карпи и аркозни песочници чие врзиво исто така покажува слаб степен на метаморфизам. Туфитите и лапоровито глиновитите седименти претрпеле најверојатно слаби контактни промени предизвикани од присуство на некој подлабок гранитоиден плутон за чие присуството сведочи жица со гранитопорфирски карактер. Овие контактни промени во туфитите се манифестираат во создавање на актинолитско серицитски агрегати и во оптички деформации на кварцните зрна.

Интересно е да се спомене дека хидробиотитизацијата во андезитите најверојатно исто така е последица на резагревање на овој комплекс, што значи дека е последица на влијанието на некој длабок гранитоиден плутон.

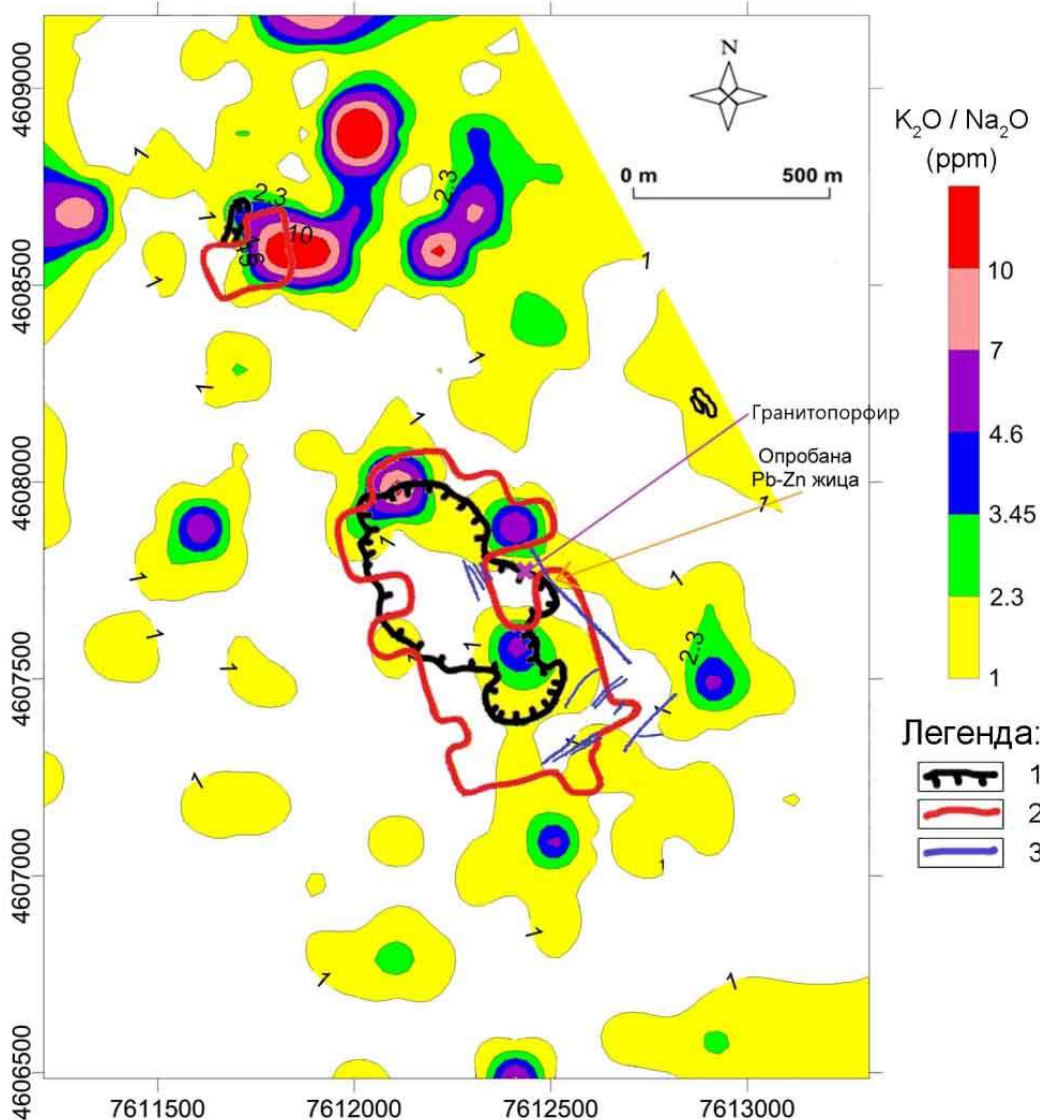
Леукократните гранитопорфири кои како жичен пробој се утврдени на просторот околу дупнатината BD-49 (геолошки профил 7-7') (слика 61) се светли карпи со невоедначена зрнеста структура чие протегање и однос спрема околните карпи не е утврден. Карпите се изградени од ортоклас обично покрупен од останатите компоненти кои често ги вклопува останатите состојки, кварц, ситен алкален плагиоклас, хлоритизиран биотит и малку многу ситен мусковит. Карпите имаат изразито калиски карактер. Специфичното значење на овие карпи е во тоа

што тие го индицираат присуството на гранитоидниот плутон со ефектите на контактниот метаморфизам кој е потврден и на вулканогено седиментните карпи и на андезитите.

В. Кнежевиќ – Ѓорѓевиќ, С. Карамата и П. Ѓорѓевиќ (1975) на сите 402 примероци од променетите карпи ја одредуваат содржината на алкалиите и го пресметуваат односот на калиумот и натриумот. Потврдена е констатацијата, како и на многу други места, дека со донесувањето на калиумот доаѓа до осиромашување на натриумот, особено на оние места каде што имаме зголемена концентрација на Cu .

Во рамките на овој труд е извршена реинтерпретација на анализираните вредности на K_2O и Na_2O и нивниот однос. Податоците се обработени со помош на софтверот Surfer 9.0, при што се добиени изолинии на степенот на калиската метасоматоза во наоѓалиштето Боров Дол (слика 61). На картата на изолинии на односот на K_2O и Na_2O е нанесен андезитскиот нек, контурата на рудните тела на Боров Дол и Попова Шапка, извлечени врз основа на хемиските анализи од јадрото на дупнатините и локациите на кварц-галенит-свалеритските рудни жици. Од приложената слика се гледа дека К-метасоматоза има екстензивен карактер во рамките на рудното наоѓалиште Боров Дол, што се однесува од проучувањата на примероците земени од површината. Силна К-метасоматоза може да се забележи западно од локалитетот Попова Шапка, односно јужно од рудникот Дамјан (Туџаров, 1993), Како и кај Крундилов Дол и на потегот Ушинова Чука – Кршкова Ритка кон Маденска Река.

Со испитувањето на 29 примероци од јадрото на дупнатината BD-11 ($Z=630,0$ m; $D=329,0$ m; геолошки профил 13-13') е утврдено постоење на калиска метасоматоза со умерен до силен интензитет во подлабоките делови на наоѓалиштето, поточно на интервал од 290-329 m, каде што односот $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ е поголем од 10, каде што е констатирана интензивна пиритизација, при што содржината на сулфурот изнесува до 2 % (Knežević-Djordjević i dr. 1975).



Слика 61. Изолинии на односот на K_2O и Na_2O (1-Андезитски нек, 2-Контури на рудни тела, 3-Квар-сулфидни рудни жици) (модифицирано според Туџаров, 1993).

Fig. 61. Isolines of the ratio of K_2O and Na_2O (1-Andesite neck; 2-Contour of the ore bodies; 3-Quartz-sulphide ore veins) (modified after Tudzarov, 1993).

Во текот на 1993 година е извршено детално испитување на минеролошко-петрографските и геохемиските карактеристики на материјалите земени од јадрото на дупнатината PS-11 ($Z=647,05$ m; $D=241,0$ m; геолошки профил 17-17', Попова Шапка). Во текот на 1993 година, стручна екипа од Рударско-геолошкиот факултет-Штип и ПРМБ Бучим извршила картирање на јадрото од дупнатината PS-11 и нејзино детално опробување, при што се собрани материјали за детални лабораториски испитувања (Боев и др. 1994).

Земаните проби од јадрото на дупнатината PS-11 во интервал од 1 до 180 m биле подготвувани во лабораториите на РГФ Штип и истите подоцна биле подложени на различни лабораториски испитувања. Првин од сите земени проби се изработиле петрографски препарати кои дале одговор на прашањето кои типови на карпи се присутни во третираниот простор, каков е минералниот состав на истите и кои типови на промени се застапени. За поконкретно осознавање на типовите на хидротермалните промени биле применети испитувања со методот на рендгенска дифракција, во лабораториите на Мино-геолошкиот универзитет во Софија. За испитувањето на хемизмот на присутните типови на вулкански карпи биле направени комплетни силикатни анализи со примена на методата на индуктивно сврзана плазма во лабораториите на Мино-геолошкиот универзитет во Софија. Геохемиската асоцијација на елементите во третираните проби е испитувана со метод на емисиона спектрална анализа и метод на индуктивно сврзана плазма.

За испитување и проучување на рудните минерали биле изработени 18 рудни препарати кои имале за цел да се осознае минералната асоцијација и присуството на минералите носители на евентуалната бакарна минерализација.

Со спроведените микроскопски испитувања на 36 петрографски препарати од дупнатината PS-11 е констатирано дека карпите во основа се вулкански и спрема петролошките карактеристики најмногу одговараат на латитите. Но, мора да се потенцира дека во поедини проби се јавуваат многу силини хидротермално променети вулкански карпи, при што била отежната точната детерминација, дали се работи за латитска карпа или евентуално за кварцлатитска, бидејќи наместа силификацијата е доста изразена.

Латитските карпи се карактеризираат со хипокристалесто порфирска, а на места и со холокристалесто порфирска структура и со масивна текстура. Видливо е присуство на фенокристали, со големина од 0,5 – 1,0 cm, претставени на места од санидини, а почесто со пропилитизирани боени минерали (амфиболи и биотит) и серицитизирани плагиокласи. Генерално, може да се каже дека плагиокласите се застапени во количини од 25 – 30 %, боените минерали во количина од 10-16 % и останатата количина е претставена со ситнокристалеста основна маса.

Акцесорните минерали се претставени со апатит, титанит, ортит, рутил, магнетит и илменит. Овие карпи содржат и поголема количина на пирит кој се појавува во вид на самостојни кристали или во форма на пиритски агрегати заедно со кварцот (Боев и др. 1994).

10.5.2. Типови на хидротермални промени на карпите

За проучување на хидротермалните промени по длабина беа одбрани 10 примероци од дупнатините BD-335 (Z=572,24 m; D=200,2 m; геолошки профил 3A-3A'), BD-320 (Z=593,17 m; D=249,6 m; геолошки профил 5-5') и BD-322 (Z=618,12 m; D=206,2 m; геолошки профил 5-5'). Исто така, 2 примероци од површинскиот коп Боров Дол беа земени за проучување на хидротермалните промени. Од примероците од кои беа изработени петрографски препарати беше подготвен и материјал за анализи на рендгенска дифракција.

Една од основните задачи во рамките на предвидените испитувања на материјалот од дупнатините беше да се констатираат и попрецизно да се утврдат поедините типови промени на застапените типови карпи на локалитетот. За таа цел, при деталниот преглед на петрографските препарати посебно внимание се посветуваше на идентификацијата, интензитетот и екстензитетот на промените. Поради попрецизно нивно дефинирање, беа извршени испитувања на пробите со рендгенска дифракција кои ги потврдија констатираните типови на промени добиени со прегледот на петрографските препарати од истите тие проби. Резултатите од испитувањата со рендгенска дифракција за секоја проба се прикажани на посебен рендгенограм на кој се дадени утврдените минерали по нивниот интензитет.

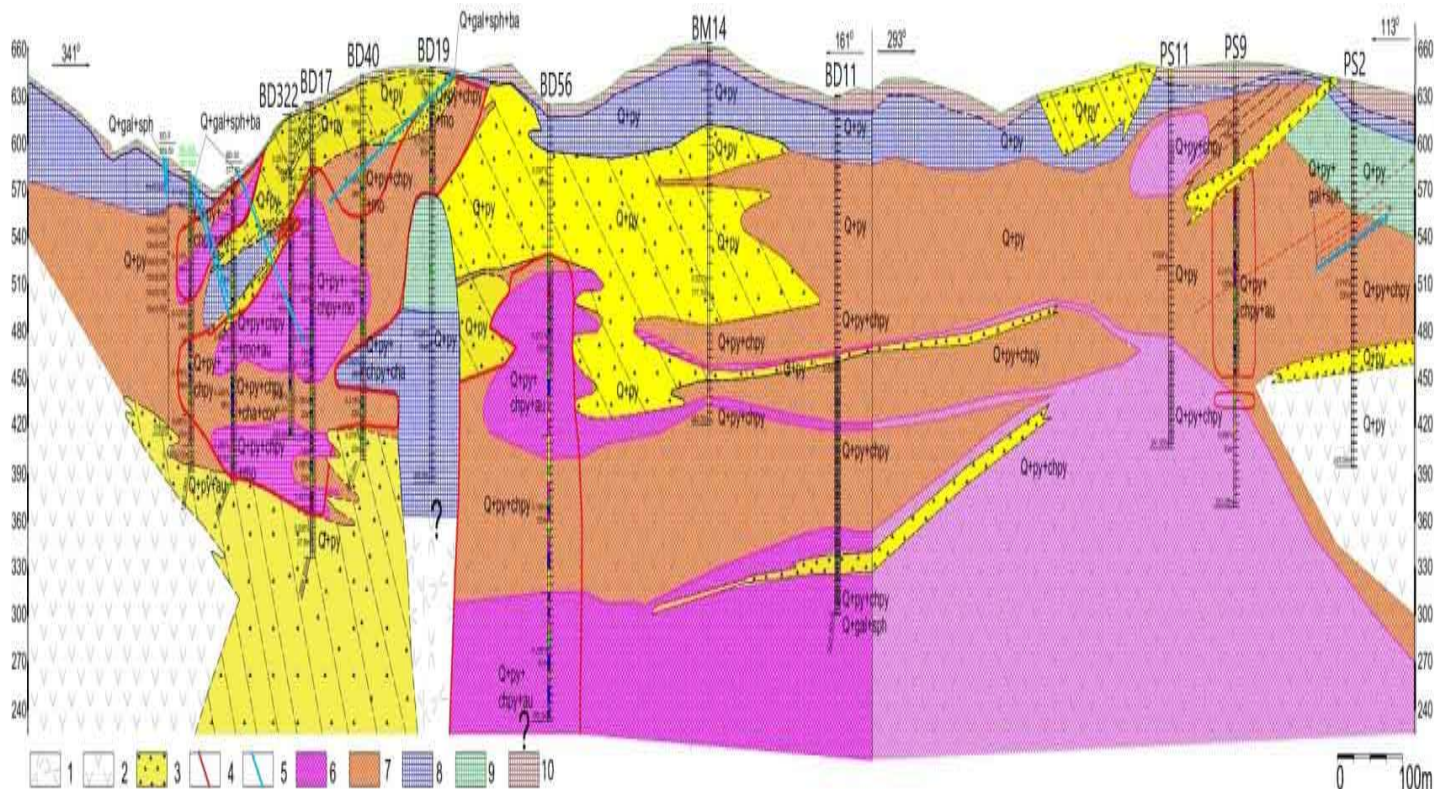
Од спроведените горенаведени испитувања се констатирани следните типови на промени: пропилитизација, хлоритизација, епидотизација, аргилитизација, каолинизација, калцитизација, силификација, серицитизација, биотитизација, адуларизација и К-фелдспатизација (слика 62 и слика 63).

Сите горенаведени промени се присутни во третираните карпи, но со различен степен и интензитет. Дел од промените се резултат на автохидро-

термалните процеси (пропилитизација, хлоритизација и епидотизација), а најголем дел се продукт на хидротермалната активност.

Во рамките на хидротермалните промени, дел од нив се предрудни или го следат образувањето на бакарната минерализација (силификација, серицитизација и К-фелдспатизација), а дел се пострудни (аргилитизација, калцитизација и каолинизација).

Овие две групи на промени многу тешко можат да се раздвојат во практиката без дополнителни и комплексни лабораториски и хемиски испитувања. Таков е пред сè случајот со серицитизацијата, силификацијата и каолинизацијата.

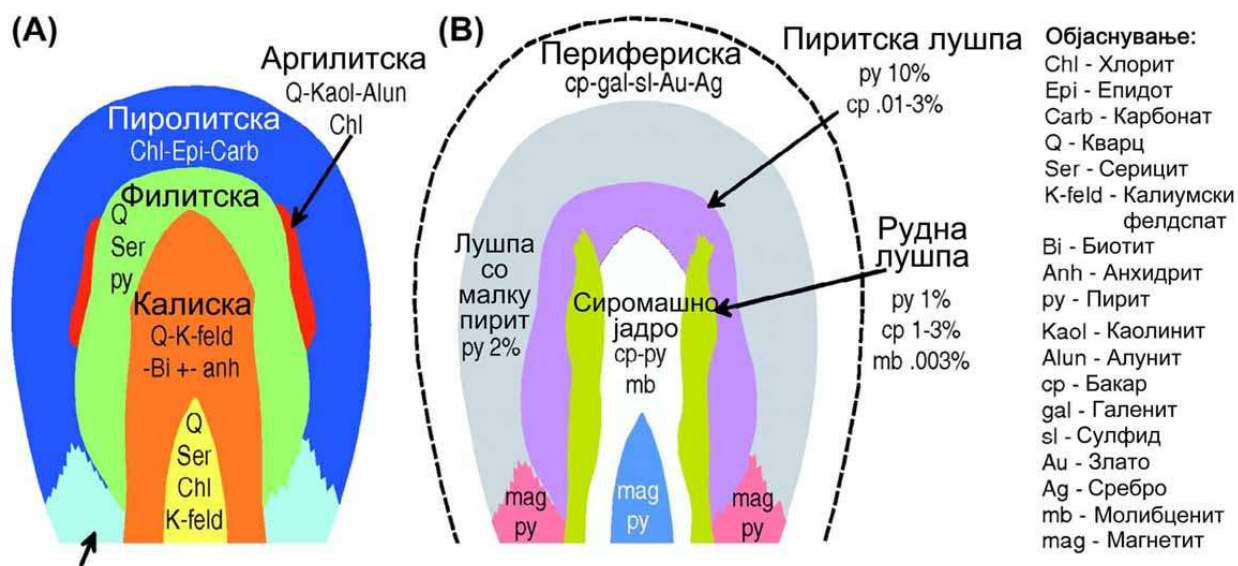


Слика 62. Шематизиран модел на поважните хидротермални промени и руди поврзани со секоја зона на промена во наоѓалиштето Боров Дол.

1. Сиво-бели крупнопорфирски андезити; 2. Темносиви ситнопорфирски андезити; 3. Вулкански туфови; 4. Контури на рудно тело; 5. Квар-галенит-сфалеритови жици 6. К-фелдспатизација (биотитизација во Боров Дол, адуларизација во Попова Шапка); 7. Кварц-серицит-пирит (филитска) промена со присуство на интермедијарна аргилитска промена; 8. Напредна аргилитска промена; 9. Пропилитска промена; 10. Лимонитска шапка. (Q - кварц; ру - пирит; chru - халкопирит; gal - галенит; sph - сфалерит; au - злато; мо - молибденит; sha - халкозин; cov - ковелин; ба - барит).

Fig. 62. Schematic model of the more important hydrothermal alterations and ores associated with each zone of alteration in the ore deposit Borov Dol.

1. Gray-white large porphyritic andesites; 2. Dark gray fine porphyritic andesites; 3. Volcanic tuffs; 4. Contours of ore body; 5. Quartz-galena-sphalerite veins; 6. Potassium-feldspatization (biotitization in Borov Dol, adularization in Popova Shapka); 7. Quartz-sericite-pyrite (phyllitic) alteration with presence of intermediate argillitic alteration; 8. Advanced argillitic alteration; 9. Propylitic alteration; 10. Limonitic hat. (Q - quartz; py - pyrite; chpy - chalcopyrite; gal - galena; sph - sphalerite; au - gold; mo - molybdenite; cha - chalcocite; cov - covellite; ba - barite).



Слика 63. Зони на хидротермални промени поврзани со порфирските наоѓалишта на бакар (доработено според Lowell and Guilbert 1970). (A) Шематски профил на зони на хидротермални промени со минерали, кои се состојат од пропилитска, филитска, аргилитска и калиска зона на промени. (B) Шематски профил на руди поврзани со секоја зона на промена. Црвените квадрати ја означуваат позицијата на предметното наоѓалиште во шематските профили.

Fig. 63. Zones of hydrothermal alterations associated with the porphyry copper deposits (completed by Lowell and Guilbert 1970). (A) Schematic profile of zones of hydrothermal alterations with minerals which are consist of propylitic, phyllitic, argillitic and potassic alteration zones. (B) Schematic profile of ores associated with each zone. of alteration. The red squares indicate the position of the topic ore deposit in the schematic profiles.

Во рамките на наоѓалиштето Боров Дол беше одредено постоење на **калиска метасоматоза**, при што се опфатени серија на хидротермални промени кои се продукт на трансформацијата на фелдспатите и интензивната фелдспатизација на плагиокласите. Тука пред сè, се опфатени адуларизацијата, калиската фелдспатизација и биотитизација.

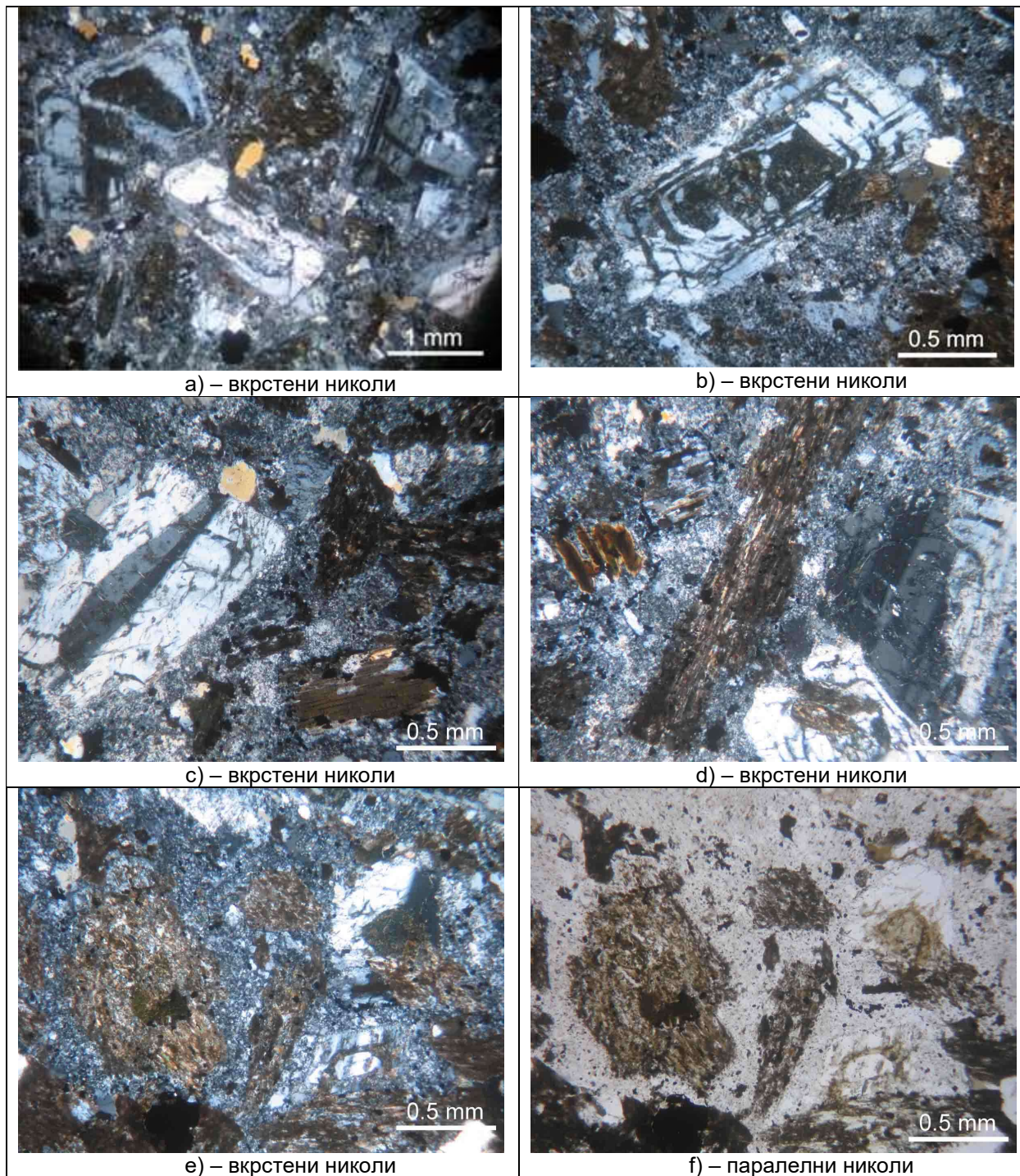
Адуларизацијата е регистрирана во поголем број на проби од дупнатината PS-11, но претежно како екстензивна, а само на места се појавува адуларот како

типичен хидротермален продукт. Оваа промена е последица на влијанието на хидротермалните раствори богати со калиум на температура помеѓу 180 и 300 °C (Reyes, 1990), при што се врши потиснување на примарните фелдспати со нискотемпературен фелдспат - адулар. Овој тип на промена се јавува во некои епитермални наоѓалишта во вулканитите, каде што доминира адулар (наоѓалишта на злато) (Тасев и Серафимовски, 2017).

Калиската фелдспатизација е констатирана во две нивоа во испитуваниот интервал на дупнатината PS-11 (и тоа од 30 до 80 m и по 170 m), во дупнатината BD-11 е констатирана по 290 m, во дупнатината BD-335 од 10,0 до 106,0 m, во дупнатината BD-320 од 10,0 до 87,0 m, а во дупнатината BD-322 во две нивоа (и тоа од 80 до 160 m и после 196 m). Таа се манифестира со создавање на еден бистар калиски фелдспат и тоа претежно во вид на млазови и само наместа и жилички. Ги потиснува фенокристалите на плагиокласот и минералните состојки на основаната маса. Овој процес на местата каде што е доста интензивен го зафаќа и биотитот. Зоната на калиска промена во наоѓалиштето Боров Дол се карактеризира со ортоклас ± биотит + кварц ± магнетит ± серицит (или мусковит) ± албит ± хлорит ± апатит ± рутил ± епидот ± халкопирит ± пирит (слика 64 и слика 65).

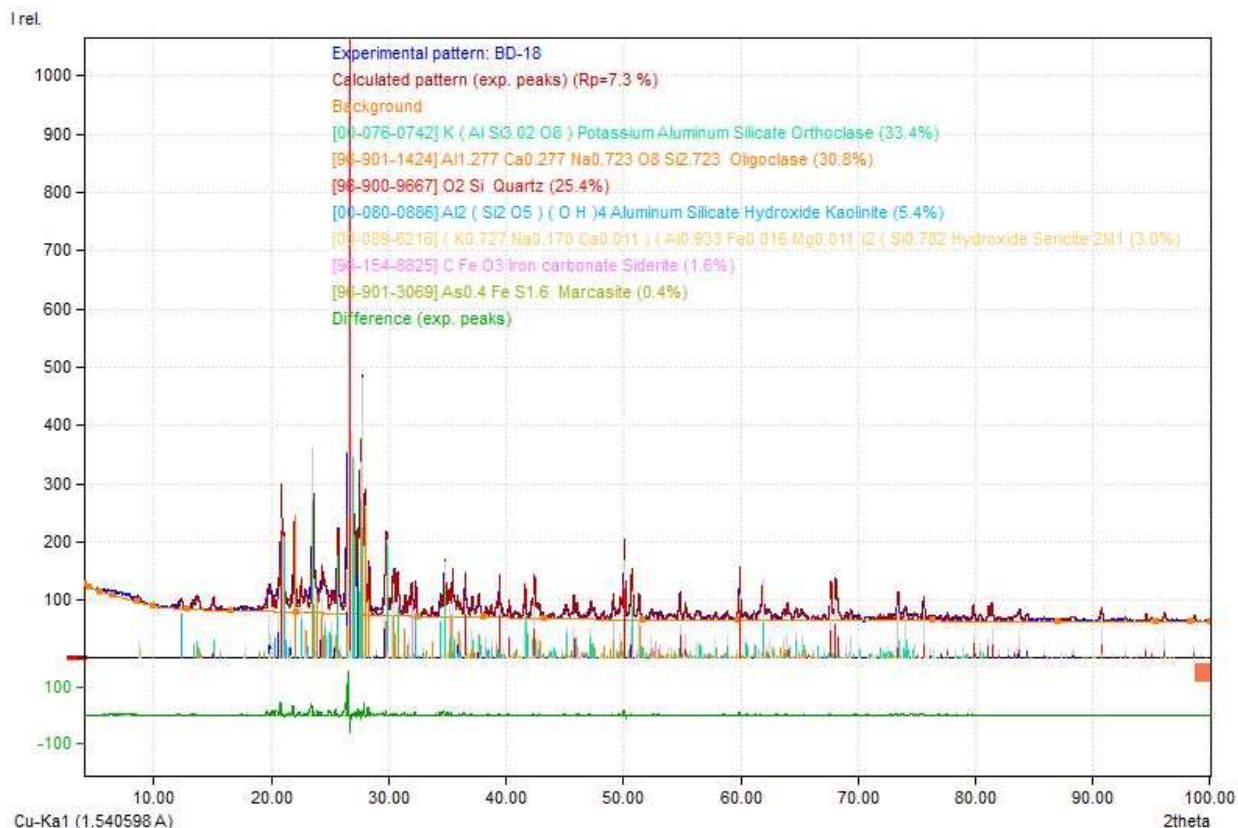
Кај примерокот BD-6 (BD-320, D=87,1 m) по состав просечната субвулканска карпа има околу 50 % порфири основно од фелдспат – K-фелдспат, плагиоклас и второстепени биотит и друг фемски минерал, веројатно амфибол, целосно заменет од вторични минерали. Фенокристалите се вклучени во финозрнеста основна маса од вторични минерали – основно серицит и глинести минерали, кварц, темно обоени и рудни минерали. Фелдспатите се претставени од единични поситни (2-3 mm), најчесто хипидиоморфни зрна или фрагменти од зрна, но многу почесто формираат сложено изградени агрегати од неколку индивидуи, при што некои достигнуваат до 1 cm. Карактеристични се по сложената зоналност, неурамнотежените структури (мрежовидна структура, кородирани внатрешни делови) и сложените сраснувања. Овие карактеристики ја одразуваат динамиката во процесот на магматска кристализација. Фелдспатите се нерамномерно променети. Понекогаш во рамките на еден фенокристал се определуваат непроменети зони и такви целосно заменети од вторични минерали. Многу од зрната се проникнати од

системи на фини микропукнатини, наполнети главно со црвен карбонат, серицит и илит (?) (слика 64).



Слика 64. а) Сложено сраснати фелдспатови агрегати и зонално создаден единичен фенокристал. б) Зонален, идиоморфен фелдспат селективно заменет од финокристалест агрегат од глинести минерали. с), d), e) и f) Основна кварц-каолинит-серицитска маса во хидротермалната минерална асоцијација (BD-6) (BD-320, D=87,1 m).

Fig. 64. a) Complexly fused aggregates of feldspars and zonally formed single phenocryst. b) Zonal idiomorphic feldspar, selectively substituted from fine-crystalline aggregate of clay minerals. c), d), e) and f) Quartz-kaolinite-sericite groundmass in the hydrothermal mineral association (BD-6) (BD-320, D=87,1 m).



Слика 65. Рендген дифрактограм на примерокот BD-18 (D-320, D=87,1 m).

Fig. 65. X-ray diffractogram of the sample BD-18 (BD-320, D = 87,1 m).

Биотитизацијата е констатирана во проби од дупнатината BD-335 и тоа во ниво од 10 до 91 m, во една проба од дупнатината DB-320 на 87,1 m и во пробата BD-12 од површинскиот коп (близу дупнатина BD-43, ниво 615) лоцирана во темносивиот ситнопорфирски андезит (слика 66, слика 67 и слика 68).

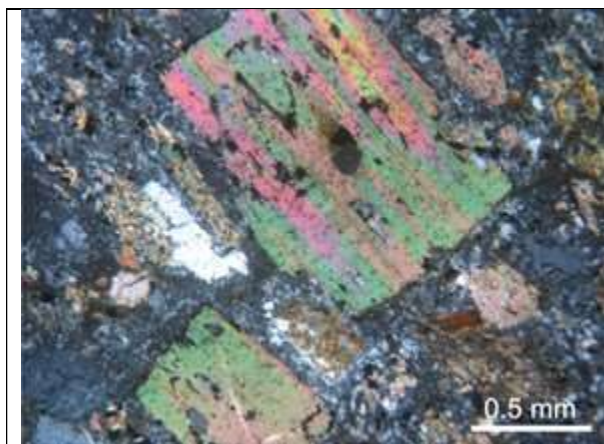
Субвулканската карпа од примерокот BD-1 (BD-335; D=32,0 m) е со околу 50 % фенокристали, главно од фелдспати (K-фелдспат>плагиоклас) и во помало количество амфибол и биотит, вклучени во финозрнестата основна маса. Фелдспатите се претставени од помали (2-3 mm), најчесто хипидиоморфни индивидуи и почесто од сложено уредени агрегати од неколку зрна, при што некои достигнуаат до 1 cm. Тие се карактеризираат со сложена зоналност, неурамнотежени структури (мрежовидна структура) и сложни сраснувања. Насекаде фелдспатите се

проникнати од системи на фини микропукнатини, наполнети основно со хидротермален биотит, ± серицит (слика 66c и 66d). Некои од поситните зрна се скоро целосно биотитизирани, но други се релативно свежи. Амфиболите формираат долги и краткопризматични, а често и ксеноморфни индивидуи (од 3 до 4 mm паралелно на ширењето), како без исклучок скоро сите се заменети целосно од ситнолушпест (< 1 mm) хидротермален биотит. Магматскиот биотит е во приближно еднакви количества и размери како амфиболот. Некои од индивидуите исто така се делумно трансформирани во агрегат од вторичен биотит. Во некои од биотитите се гледаат вклопувања од биотитизирани фелдспати. Локално се гледа псевдохексагонална морфологија. Основната маса е изградена главно од вторични фази – глинести минерали, кварц и рудни фази. Во мали количества присуствуваат уште и карбонат и хлорит. Кварцот и рудните минерали често формираат неправилни по морфологија, но покрупнозрнести агрегати во основната маса и тенки жили. Рудните минерали се во големо количество при што ја импрегнираат карпата – формираат независни зрна (ретко), агрегати (рудни или кварц-рудни) и прожилки.

Силната биотитска промена, што подразбира делумно или комплетно заменување на специфичните минерали со биотит во околната карпа и во порфирското интрузивно тело, е опишана во бројни порфирски бакарни наоѓалишта (Titley, 1982). Биотитизацијата на хорбленда, најчестата промена од овој тип се јавува во широки ореоли кои кај некои наоѓалишта се протегаат многу подалеку од границите на минерализацијата. Зоната на биотитизацијата е генерално симетрична во однос на зоните што содржат најрани хидротермални етапи на депонирање на бакарни и молибденски сулфиди, кои имаат расеани појавувања контролирани од фрактури (Roberts, 1973). Подробно, во близина на надворешните рабови на оваа зона, каде опстојуваат острови на непроменета околна карпа, биотитизацијата на хорблендата може да се покаже дека е јасно поврзана со прожилките кои ги контролираат ореолите на промена на калиски или калиско-силикатен тип; овие прожилки содржат алкален фелдспат, мусковит, андалузит, биотит, кварц и анхидрит (Roberts 1973, Brimhall 1977). Користењето на различни геотермометри укажува на релативно високиот опсег на температури и е индикатор

за раните хидротермални системи (570-700 °C) (Brimhall 1977, Roberts 1973, Jacobs and Parry 1979). Тоа сугерира дека процесот на биотитизацијата е поврзан со почетниот развој на контролните фрактури и ја преставува првата хидротермална фаза во долготрајната низа на фрактурирања за време на која се случува конвективна циркулација на растворите (Titley, 1982), проследена со создавање на составот на растворите (Brimhall, 1977).

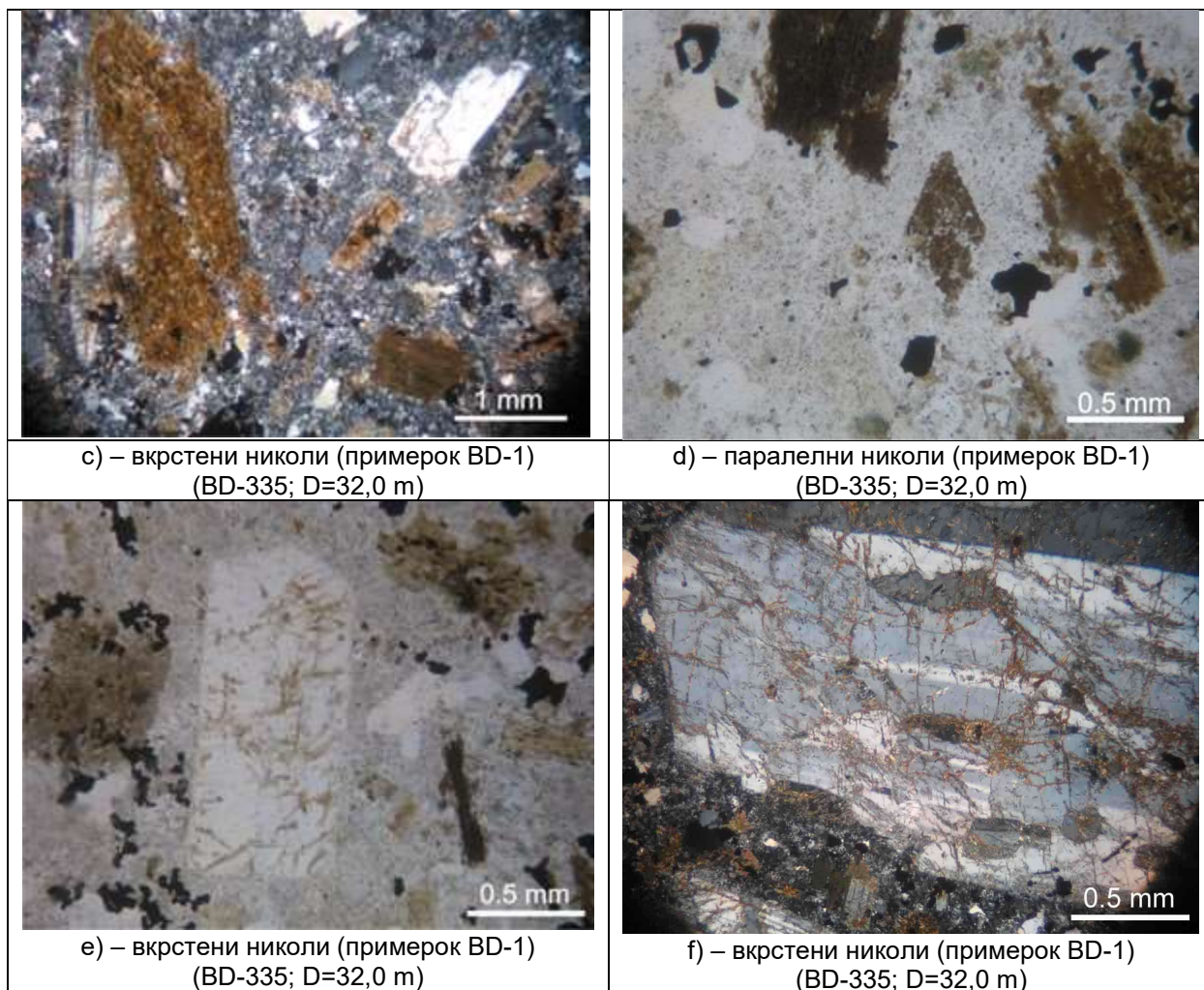
Тесната генетска поврзаност со касниот импулс од темносиви ситнопорфирски андезити е индицирана од силната биотитизација забележана во апикалните делови на сиво-бели крупнопорфирски андезити кои се во близина на контактот со темносивите ситнопорфирски андезити, каде што густината на хидрофрактурите е најголема. Првото воведување на бакарот во сиво-белите крупнопорфирски андезити се случило во оваа средина во наоѓалиштето Боров Дол. Нејзиното постоење како високотемпературна промена скоро секогаш е препокриено со некој од другите понискотемпературни типови на промени присутни во овој систем (понискотемпературни процеси на серицитизација, силификација и карбонатизација). Во овој контекст е и потврдата на сознанието на Титли, Карсон и Џамбор и Чејни и Трамел (Titley, 1975, Carson and Jambor, 1974, Cheney and Trammell, 1975), дека иако калиската промена вообичаено се манифестира во или блиску до „порфирскиот центар“, ореолот на биотитска промена што ги зафаќа околните магматски карпи е широк.



а) – вкрстени николи (примерок BD-12)
(x=4607695; y=7612208; z=623,0 m)

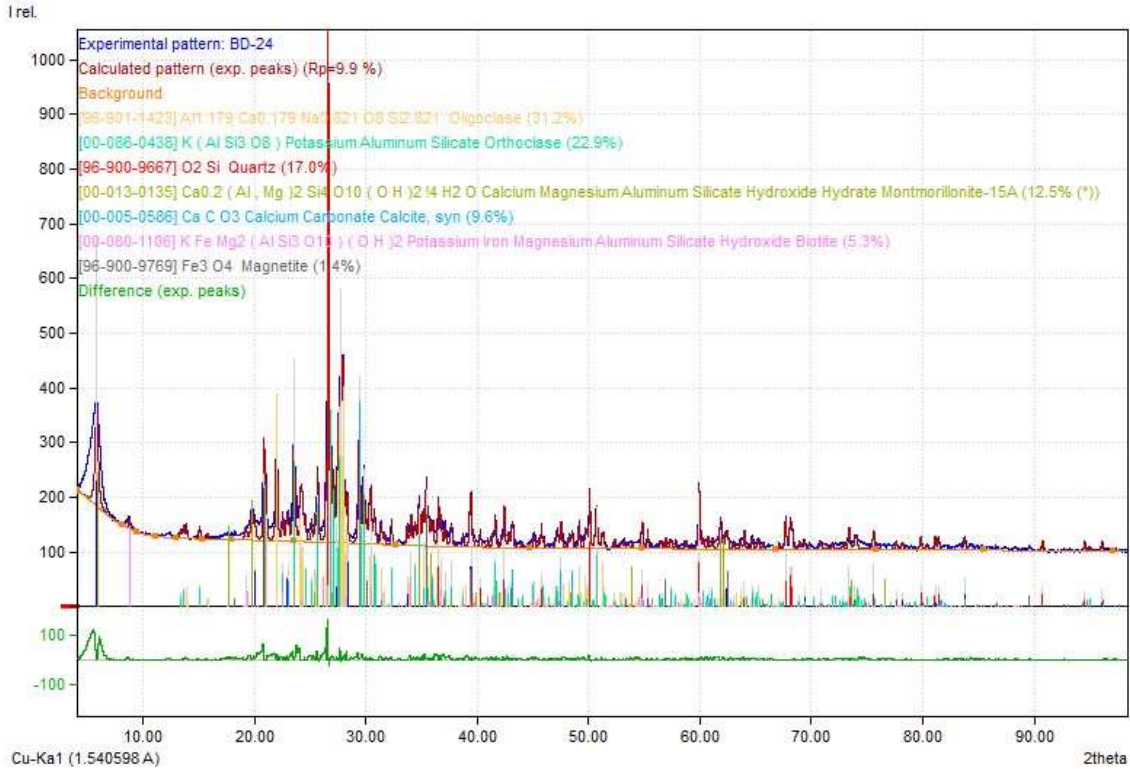


б) – паралелни николи (примерок BD-12)
(x=4607695; y=7612208; z=623,0 m)



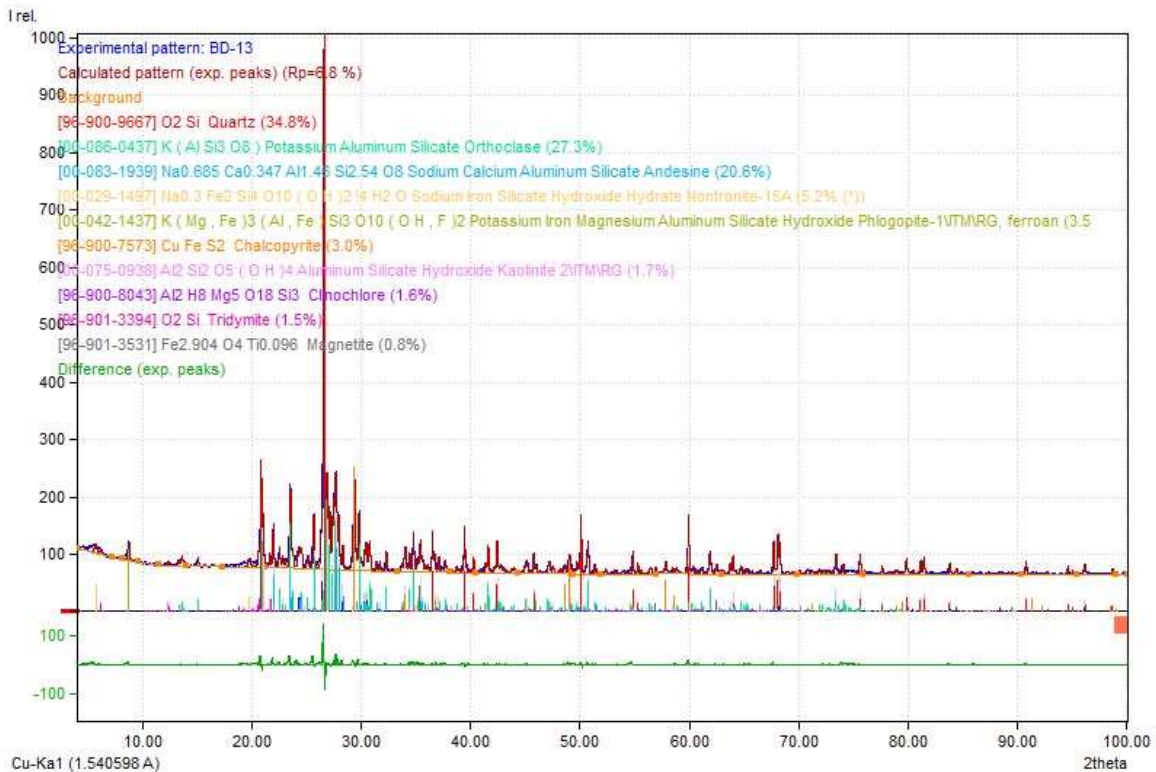
Слика 66. а) „Свежи“, табличести биотитови лушки и ситни фенокристали од биотитизиран амфибол и проникнат од карбонати фелдспат. б) Краткопризматичен биотитизиран и во продолжение слабо хлоритизиран амфибол и псевдохексагонален „свеж“ биотит. в) Порфирски фелдспат, биотитизиран амфибол и биотит во латит-порфир со белези за високотемпературна биотитизација. г) Биотитизиран амфибол - хипидиоморфни и ксеноморфни фенокристали. е) и ф) Идиоморфен фелдспатов фенокристал – слабо напукнат, каде што по микропукнатините е наталожен вторичен биотит (?).

Fig 66. а) "Fresh", plate biotite shells and tiny phenocrystals of biotitized amphibole and penetrated from carbonated feldspar. б) Short-prismatic biotitized and in extension weakly chloritized amphibole and pseudo-hexagonal "fresh" biotite. в) Porphyritic feldspar, biotitized amphibole and biotite in latite porphyry with signs of high-temperature biotitization. г) Biotitized amphibole - hypidiomorphic and xenomorphic phenocrystals. е) and ф) Idiomorphic feldspar phenocrystal - weakly cracked, where after the microcracks is deposited secondary biotite (?).



Слика 67. Рендген дифрактограм на примерокот BD-24 (x=4607695; y=7612208; z=623,0 m).

Fig. 67. X-ray diffractogram of the sample BD-24 (x=4607695; y=7612208; z=623,0 m).



Слика 68. Рендген дифрактограм на примерокот BD-13 (BD-335, D=32,0 m).

Fig. 68. X-ray diffractogram of the sample BD-13 (BD-335, D=32,0 m).

Кај дупнатините BD-335, BD-322 и BD-11, хидробиотитот е забележан со К-фелдспатизација. Кај дупнатината PS-11, исто така е воочено присуство на хидробиотитизација и хидролискуни. Хидробиотитизацијата е присутен процес на овој простор и се манифестира со појава на хидробиотит кој најверојатно е создаван во процесот на контактните промени на андезитите и некое подлабоко плутонско тело (леукократен гранитопорфир), и најчесто тој оди заедно со К-фелдспатизација, што кај дупнатините BD-11 и PS-11 воедно и претставува поволна индикација за постоење на минерализации од порфирски тип.

Хидролискуните од дупнатината PS-11 се регистрирани само со помош на рендгенска дифракција и истите веројатно преставуваат продукт на распаѓање на фелдспатите кога во тие процеси адуларот преминува во хидролискун.

Издвоена е **кварц-серицит-пиритска („филитска”) промена со присуство на интермедијарна аргилитска промена**, што е резултат на преклопувањето на овие два типа на промени.

Кварц-серицит-пиритската (филитска) промена е една од позначајните промени во наоѓалиштето Боров Дол, која главно се наоѓа над зоната на калиска фелдспатизација. Оваа промена е многу интензивна и околу минерализираните зони гради многу широк ореол. Иако оваа промена може да биде поврзана и со периодот на консолидација на андезитските карпи, таа е интензивна практично единствено во случајот кога е поврзана за хидротермалните раствори кои ја носат рудата. Серицитската (Lowell and Guilbert, 1970) или филитската промена (Meyer and Hemley, 1967; Rose 1970) ги зафаќа калиските фелдспати, потоа плагиокласите, и тоа периферните делови, потоа централните делови, основата маса, а на крај и боените минерали, посебно биотитот. Оваа преобразба се карактеризира со замена на овие минерали со ситнозрнест серицит (или мусковидни минерали) и минерали на глина и неа ја вршат хидротермалните раствори со ниска рН и богати со калиум на температура помеѓу 150 и 400 °C (Боев и др. 1994). Притоа, со овие реакции може да дојде до создавање на поголеми количини вишок на силициум, кој овозможува формирање на кварц. Формирањето на кварцно-серицитската асоцијација настанува под влијание на метеорските води, па така таа асоцијација преставува и граница на влијанието на јувенилните води во хидротермалните

раствори. Исто така, железото ослободено од промените на железоносните минерали, како и железото и сулфурот додадено од хидротермалните раствори, формираат пирит, кој повеќе е застапен во подлабоките нивоа од оваа зона. Пиритот е во вид на жилички и импрегнации. Наместа тие жилички се заменети со халкопирит.

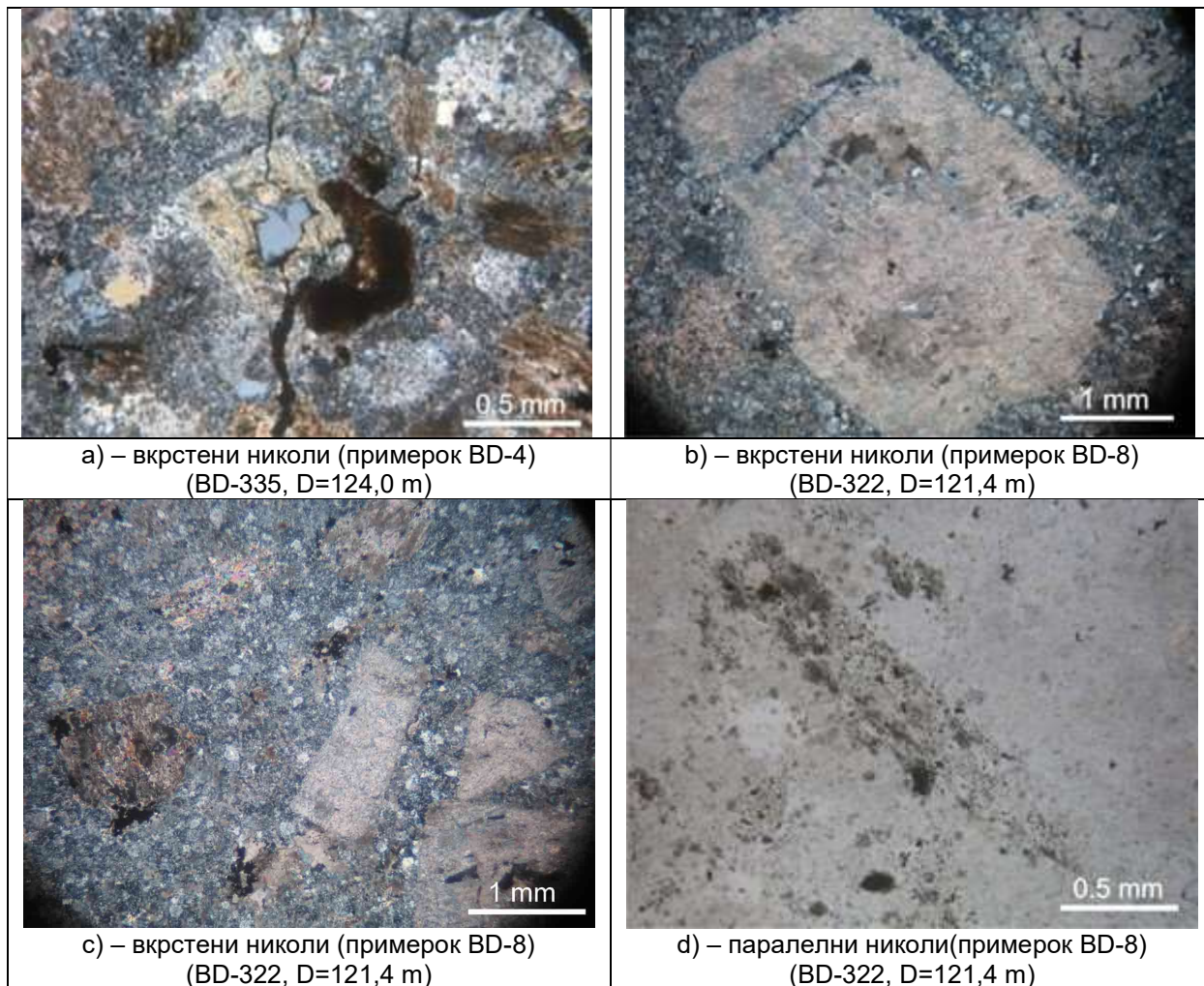
Филитската промена во испитуваните примероци од дупнатините (BD-335, BD-320, BD-322, BD-11 и PS-11) се карактеризира со појава на ситнозрнест, а во некои случаи и крупнозрнест серицит кој е присутен во целата карпа. Оваа промена вообичаено го карактеризира центарот на минерализационата активност со нејзина прогресивна замена во каолинит (аргилитска промена) како се оди кон надворешните зони (Misra, 2000) (слика 69, слика 70 и слика 71). На случајот на наоѓалиштето Боров Дол овие две промени се преклопуваат.

Карпата од примерокот BD-8 (BD-322, D=121,4 m) е интензивно хидротермално променета, при што од првичните минерали се задржани само ретки, ситни зрна од акцесорни апатит и циркон. Поранешните фелдспатови порфири се препознаваат само поради зачуваната морфологија на зрната – често хипидиоморфна, призматична. Тие се целосно заменети од финокристалест агрегат од серицит, карбонати, глинести минерали и малку кварц, а во некои случаи во агрегатот учествува и руден минерал. Тоа остава впечаток дека некои порфири се заменети од покрупнозрнест агрегат од бел лискун, сличен на мусковит, крупни зрна карбонат и руден минерал. Може да се претпостави и присуство на амфибол во протолитот – долгопризматични и ромбоедрични црти на некои зрна, потемни зрна при паралелни николи, претставувајќи финозрнест агрегат од глинести и темно обоени минерали, ± руден минерал (слика 69).

Карпата е проникната од различни по димензии (1-4 mm дебелина) жилки со кварц, карбонат, K-фелдспат (?) и бел лискун. Тоа остава впечаток на присуство на самостојни лушпи на покрупен бел лискун/хидромусковит (?) во основната маса. Во некои од жилките, кварцот образува ретки, недобро оформени радијални агрегати.

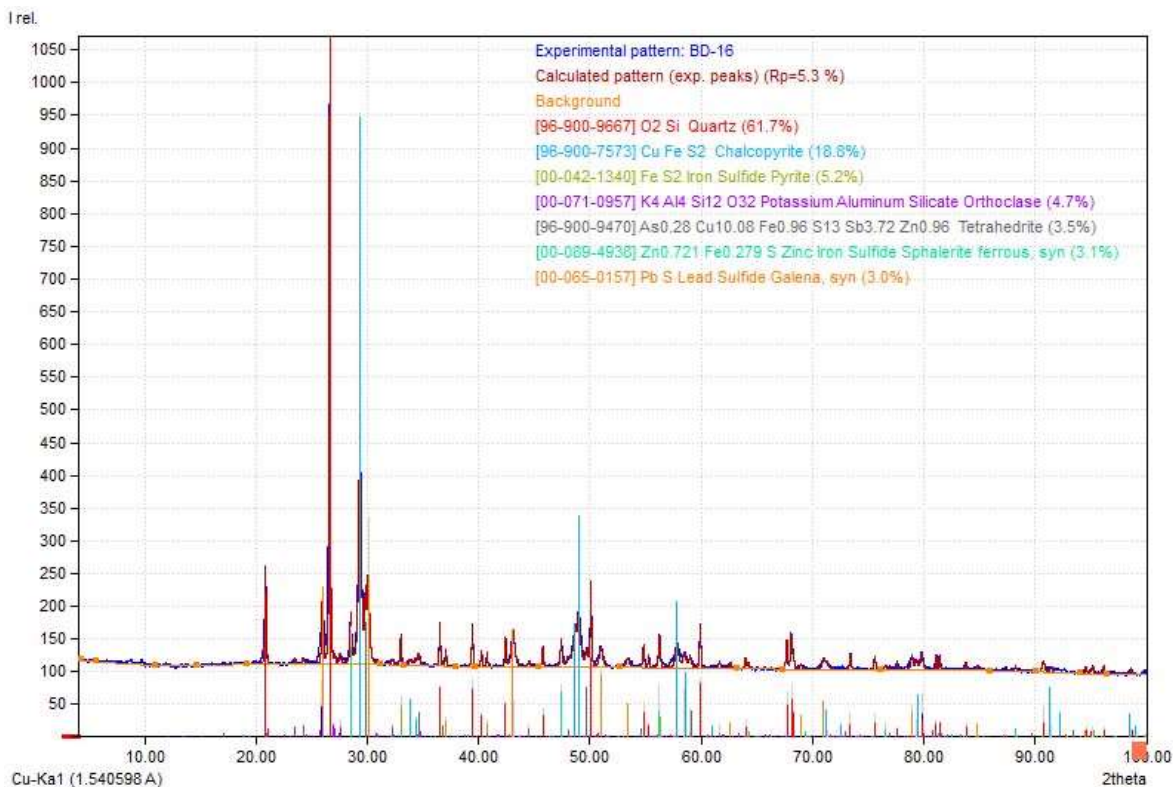
Во рамките на петрографскиот препарат, рудните минерали се во умерено количество. Претставени се од финозрнести и неправилни по морфологија агрегати, нерамномерно распределени во карпата – самостојно во основната маса

или развиени врз заменетите поранешни фенокристали. Видливи се и ретки, многу
фини неиздржани прожилки со руден минерал.



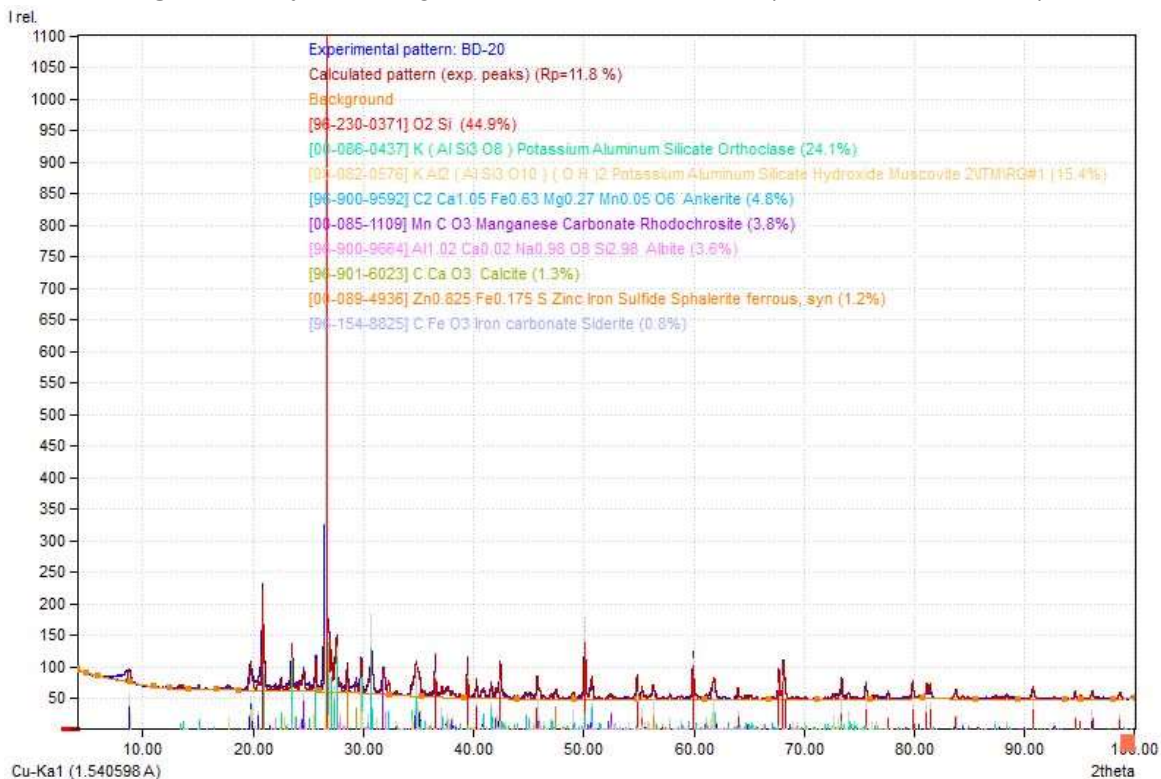
Слика 69. а) „Свежа“ биотитова лушпа со делумно развиена псевдохексагонална морфологија и целосно серицитизиран фелдспатов фенокристал во интензивно серицитизиран, силифициран и аргилитизиран латит-порфир. б) Финозрнест агрегат од серицит и карбонат, кој имитирајќи го заменил фелдспатот. в) Финозрнест агрегат од серицит и карбонат, кој имитирајќи ги заменил фелдспатите. д) Агрегат од глинести и темно обоени минерали, кој имитирајќи го заменил најверојатно амфиболот.

Fig. 69. a) "Fresh" biotite shell with partially developed pseudo-hexagonal morphology and fully sericitized feldspar phenocrystal in intensively sericitized, silicified and argillitized latite porphyry. b) Fine-grained aggregate of sericite and carbonate, which imitating has altered the feldspar. c) Fine-grained aggregate of sericite and carbonate, which imitating has substituted the feldspars. d) An aggregate of clay minerals and dark-colored minerals, which imitating has substituted probably the amphibole.



Слика 70. Рендген дифрактограм на примерокот BD-16 (BD-335, D=124,0m).

Fig. 70. X-ray diffractogram of the sample BD-16 (BD-335, D=124,0 m).



Слика 71. Рендген дифрактограм на примерокот BD-20 (BD-322, D=121,4 m).

Fig. 71. X-ray diffractogram of the sample BD-20 (BD-322, D=121,4 m).

Интермедијарната аргилитска промена се карактеризира со појава на каолин и минерали од монтморилонитската група, но монтморилонитот е застапен со послаб интензитет од каолинитот. Исто така, рендгенските анализи потврдија дека каолинитот е доминантен и придружен со монтморилонит и илит. Аргилитската промена е процес на киселинско излужување (релативно интензивна водородно-јонска метасоматоза) при температура од 100 до 300 °C, на карпите со скоро целосно изнесување на алкалните катјони и потполно разорување на фелдспатите и фемските минерали. При услови кога во променетата карпа останале ограничени количества на K, Ca и Mg, доволно да се формираат монтморилонит, илит, хидролискуни, хлорит и каолинит, станува збор за интермедијарна аргилитизација (Beane and Titley, 1981). Во нејзини рамки доаѓа до замена на плагиокласот со каолин (обично блиску до крошната на интрузијата), односно монтморилонит во повисоките нивоа (каде што рудната минерализација е незначителна). Местоположбата на каолинитската промена помогна во откривањето на местото на најголемо распаѓање. Дека аргилитизацијата може да се развие во вид на препокривање врз претходната калиска и серицитска промена, за првпат било потврдено од Бримхол (Brimhall, 1979) и Густафсон и Хант (Gustafson and Hunt, 1975).

Интермедијарната аргилитска зона ја преклопува кварц-серицит-пиритската зона и преставува еден преод кон подлабоките и повисокотемпературни промени.

Плитките нивоа на промената можат да се интерпретираат и како супергена (зона на секундарно сулфидно збогатување) покривка над наоѓалиштето, така што не е исклучена и веројатноста и подлабоките глинести промени на фелдспатите да го имаат истото потекло. Во оваа зона во поедини делови се јавува и халкозин во вид на импрегнации и жилички, настанат со потиснување на халкопиритот.

Напредната аргилитска промена во наоѓалиштето Боров Дол се протега непосредно над Cu-Au-Mo порфирски систем, т.е. во периферните делови на интрузивот. Нејзиното појавување е структурно контролирано со присуството на длабоки нормали раседи. Опфаќа каолинит и кварц, како и нонтронит, серицит, лимонит и пирит.

Исто така, преставува просторна асоцијација со оруднувањето во наоѓалиштето, а пред сè за жичното оруднување.

Придружена е од силификација, што се манифестира со структурно контролно појавување, при што силификацијата или силициско-сулфидна-лимонитската промена е поврзана со зони на глинести промени и избелување, забележано кај приповршинските сиво-бели крупнопорфирски андезити.

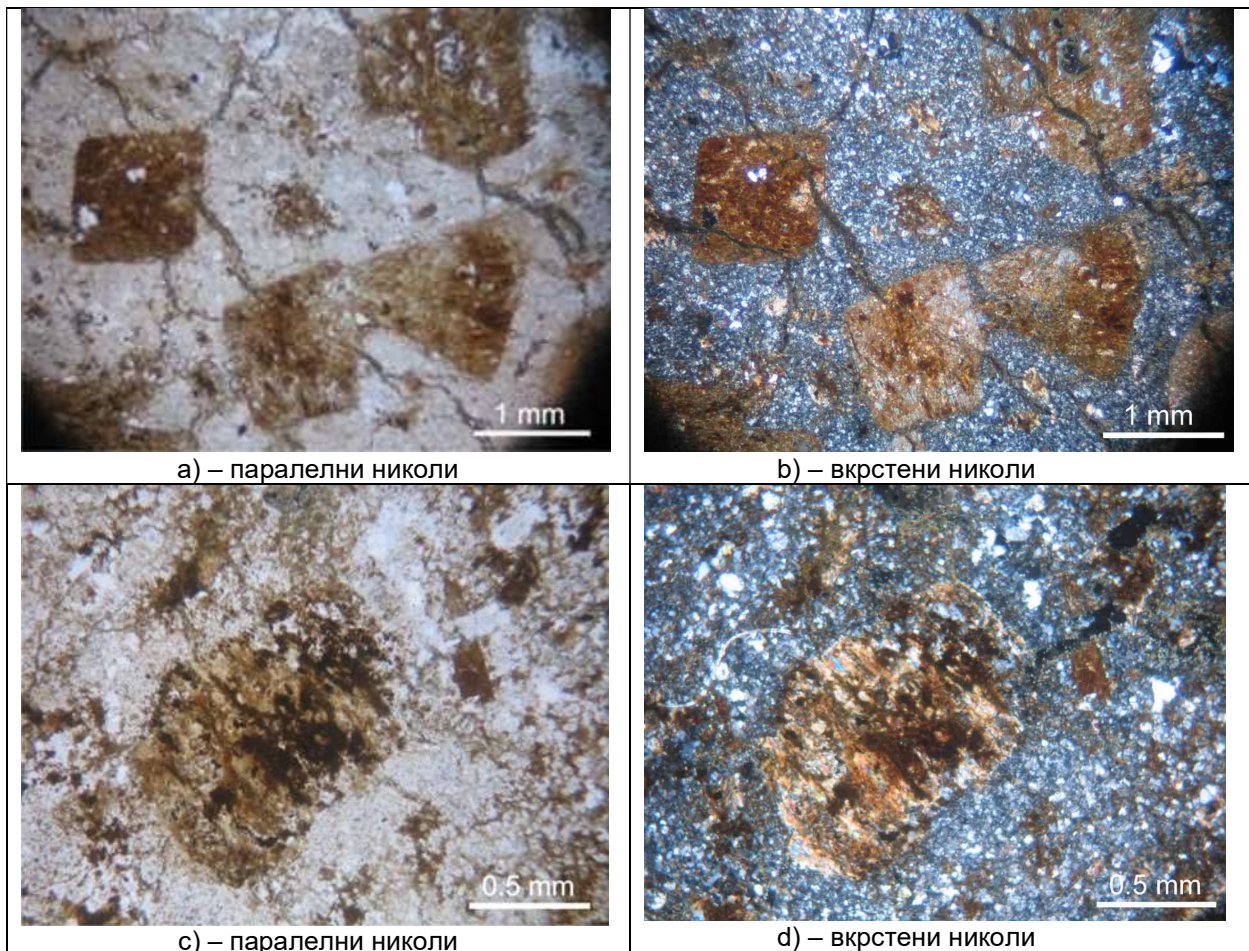
Склопот на напредната аргилитска промена е развиен при висококисели услови по пат на интензивно хидролитичко излужување на базите. Овој систем се карактеризира со рана фаза на масивни или бречовидни, напредни аргилитски промени во кои доминира кварц. Фазните релации укажуваат дека раната напредна аргилитска промена во која доминира кварц се развила при температури од <275 °C (Allibone et al., 1995).

Во случајот на наоѓалиштето Боров Дол, напредната аргилитска промена настанува со преобразба на карпите на сметка на алкалните фелдспати, при наизменично дејство на асцедентните алкални сулфатни раствори и површинските води. Притоа, со разорување на различни минерали, а пред сè на фелдспатите, се создава каолинит и други минерали на глина (слика 72 и слика 73).

Интензивно хидротермално променета субвулканска карпа (примерок BD-11; x =4607505; y=7612702; z=635,0 m), изградена речиси целосно од вторични минерали. Од првичниот минерален состав се задржани реликти од непотполно заменети фелдспат и биотит, како и акцесорните апатит и циркон. Фелдспатите биле основна порфирска фаза во протолитот. Фелдспатите ја задржале првичната призматична морфологија и хипидеоморфни облици, при што на редица места се видливи сложени сраснувачки односи помеѓу неколку индивидуи. Речиси целосно се заменети од финокристалести агрегати главно од глинести минерали и серицит, ± кварц. Во многу ретки случаи, при нецелосно заменување, видливи се реликти од поранешните фелдспатови зрна. Биотитот е во значително помало количество во однос на фелдспатите и поради интензивната промена тешко се разликува од нив. Речиси целосно е заменет од црвено-кафеав агрегат од глинести и темно обоени минерали (слика 72).

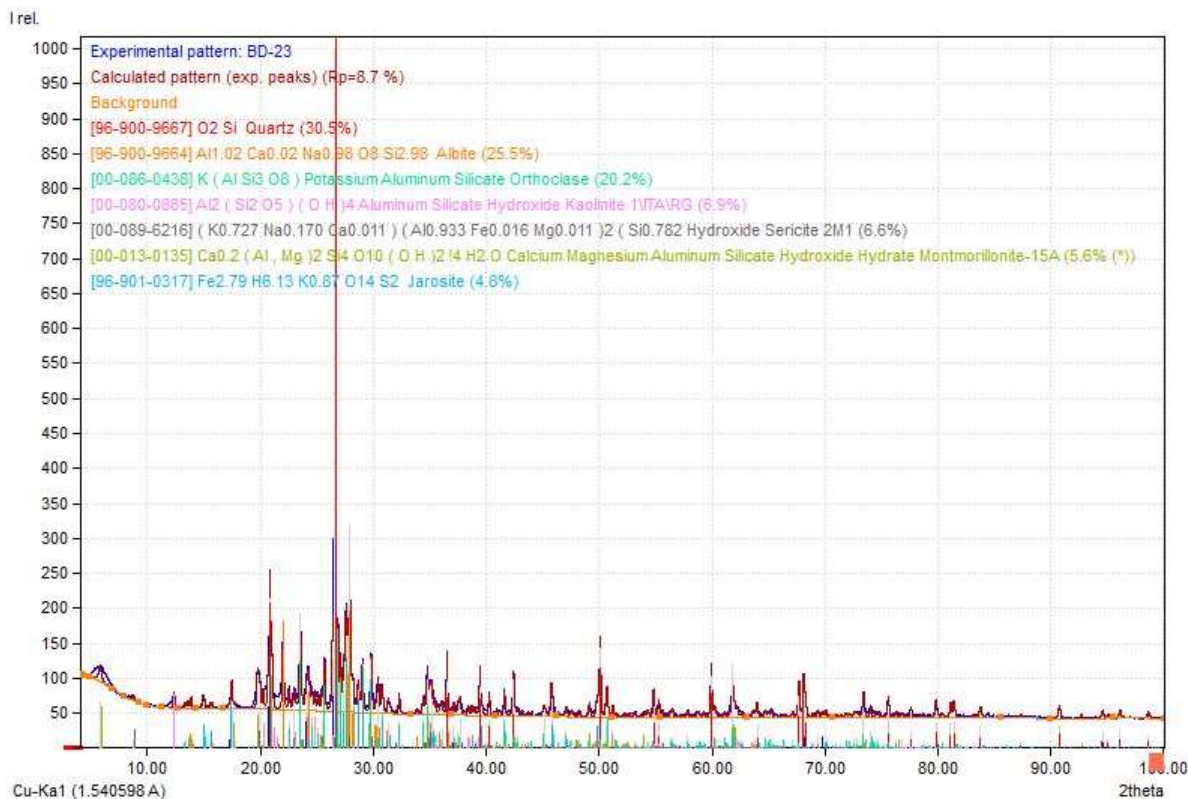
Основната маса е ситно и неравномернозрнеста, изградена од кварц и глинести минерали. Во одделни домени, тие вторични минерали образуваат покрупнозрнести натрупувања, при што глинестите фази често формираат радијално-зрачни агрегати. За правилно дефинирање на минералниот состав на карпата е направена рендгено-структурна анализа (слика 73).

Во рамките на петрографскиот препарат, рудните минерали се во умерено количество, при што нараснуваат врз променетите фемски минерали, пополнуваат фини прожилки и ретко присуствуваат како самостојни зрнца.



Слика 72. а) и б) Фелдспати со добро запазена морфологија, заменети од финокристалест агрегат од глинести минерали и серицит±кварц. с) и d) Црвено-кафеав агрегат од глинести и темно обоени минерали, кој речиси целосно го заменил биотитот (примерок BD-11) (x =4607505; y=7612702; z=635,0 m).

Fig. 72. a) and b) Feldspars with well-preserved morphology, substituted by fine-crystalline aggregate of clay minerals and sericite±quartz. c) and d) Red-brown aggregate of clay minerals and dark-colored minerals, which almost completely has substituted the biotite (sample BD-11) (x =4607505; y=7612702; z=635,0 m).



Слика 73. Рендген дифрактограм на примерокот BD-23 ($x=4607505$; $y=7612702$; $z=635,0$ m).
Fig. 73. X-ray diffractogram of the sample BD-23 ($x =4607505$; $y=7612702$; $z=635,0$ m).

Пропилитизацијата претставува регионална појава на испитуваното подрачје (локалност Попова Шапка), односно, таа во основа е автохидратациска промена која ги зафаќа продуктите на вулканската активност, најчесто андезитите и туфовите.

Како појава, пропилитизацијата во основа се одвива под влијание на водата која после кристализацијата на петрогените минерали заостанува во интергрануларните простори и тоа на температури од околу 400 °C. Таа се манифестира преку промената на боените минерали (главно биотитите и амфиболите) кои се трансформираат најчесто во хлорит, епидот, калцит и преку издвојување на железни сулфиди (главно пирит) (Боев и др. 1994). Треба да се спомене дека во процесот на пропилитизацијата, хемизмот на карпата многу малку се променува, односно, се појавува зголемена количина на сулфур, како и зголемена количина на хемиски врзана вода што е потврдено и со хемиските испитувања на вулканските карпи од дупнатината PS-11. Генерално, може да се каже дека пропилитизацијата како појава укажува дека продуктите на магматската

активност биле обогатени со лесно испарливи компоненти и дека системот бил затворен без можност на одведување на водата во околните средини.

Хлоритизација и епидотизација - овие типови на промени во рамките на испитуваните карпи можат да се третираат двозначно. Имено, од една страна тие се продукт на регионалната пропилитизација на вулканските карпи и во таквите случаи обично се екстензивни, но со слаб интензитет. Вториот случај е кога тие се резултат на хидротермалните процеси и во одредени нивоа истите се поинтензивно присутни.

Хлоритизацијата во основа претставува појава на замена на боените минерали со хлорит и се случува под влијание на умерено базни раствори на температура помеѓу 100 и 400 °C (Reyes, 1990). Сепак, и хлоритизацијата и епидотизацијата во рамките на испитуваниот простор можат да се третираат како околу рудни промени кои немаат непосредна врска со минерализацијата.

Силификацијата е хидротермална промена која повеќекратно се манифестирала на подрачјето на Боров Дол. Имено, во најголем број случаи силификацијата се манифестира како синрудна, односно, синминерализациона кога настапува најчесто во вид на жилички со сулфидна минерализација и метасоматски ги потиснува минералите од основната карпа и најчесто оди заедно со серицитизацијата, притоа чинејќи една индикативна кварц-серицитска промена карактеристична за просторите над порфирските бакарни минерализации (Боев и др. 1994). Една друга фаза на силификацијата е нагласено подоцнежна и се манифестира со појава на калцедон поситни прожилки, а честопати калцедонот ги порабува поедините кварцни зрна.

Пиритизацијата се јавува екстензивно во истовремено пропилитизираниите и хидротермално променетите андезити. Најверојатно пиритот кој се јавува во вид на ситнозрнести агрегати е од регионален карактер и не е во врска со халкопиритската рудоносна фаза. Пиритизацијата која се јавува во сиво-бели крупнопорфирски андезити и темносиви ситнопорфирски андезити кои се само пропилитизирани е прилично интензивна, особено во крајните јужни делови од наоѓалиштето Боров Дол (дупнатини BD-4 и BD-8), крајните северни делови на наоѓалиштето Боров Дол (дупнатини BD-69, BM-14 и BM-15), како и локалитетот

Попова Шапка и северно од него, до површинскиот коп на рудникот Дамјан (дупнатини PS-6, PS-4 и BD-20). Таму е констатирана интензивна пиритизација каде што содржината на сулфурот изнесува и до 10 %.

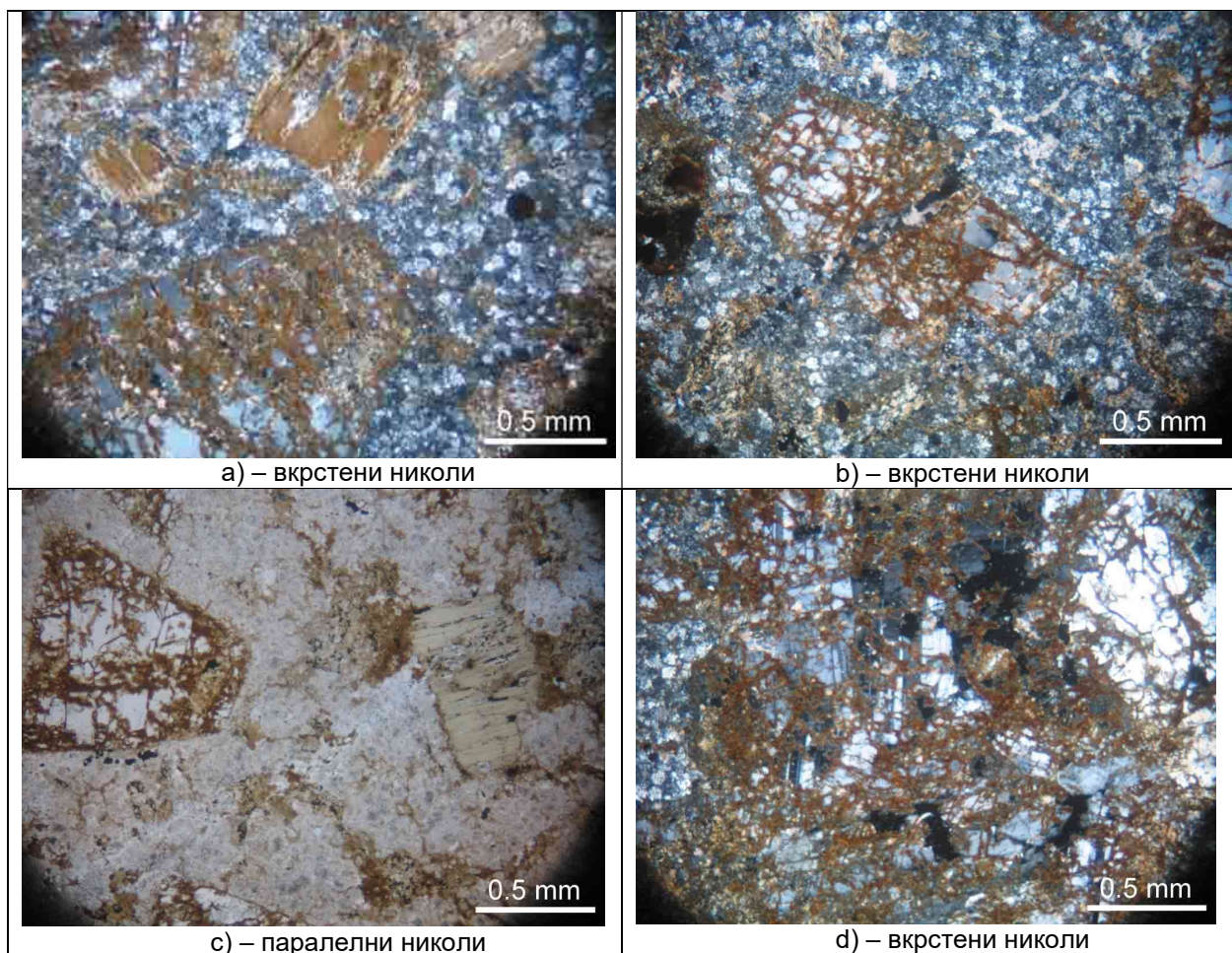
Карбонатизацијата во карпите во Боров Дол е двовидна и генетски и материјално. Во фазата на контактено метаморфните промени е создаден малку карбонат на овие карпи, а во фазата на депонирање на рудоносните супстанции, главно не е вршено принос на карбонат (Ѓоргевиќ и др. 1975). Калцитизацијата, која често ги зафаќа карпите во ова подрачје, е најверојатно постминерализациона промена поврзана со десцендентните раствори и се манифестира претежно со ситни мугли и мали жилички и прожилки во основната карпа (слика 74 и слика 75).

Примерокот BD-9 (BD-322, D=168,0 m) е интензивно хидротермално променета субвулканска карпа со зачувана порфирска структура, но пропорционалниот однос фенокристали-матрикс тешко може да се определи. Од првичните минерали делумно се задржани фелдспатови и биотитови порфири, како и акцесорните фази. Фелдспатите се претставени основно од агрегати од неколку индивидуи (4-7 mm паралелно на издолжувањето), силно испукани и делумно или речиси целосно заменети од глинести минерали и карбонати. Во многу случаи јасно се гледаат првичните хипидиоморфни црти на фенокристалите во агрегатите (слика 74). Биотитските кристали се ситни (1-3 mm), табличести, делумно заменети од хлорит. Локално се расцепени од карбонати и кварцни прожилки. Паралелно на површините на цепливост ретко се гледаат рабови од темно обоени и рудни минерали. Други фемски минерали е невозможно да бидат разликувани, но може да се претпостави нивното присуство од постоењето на финозрнести акумулации од хлорит и рудни минерали. Основната маса е ситнозрнест агрегат главно од кварц, глинести минерали, карбонати, темно обоени и рудни минерали. Чести се фините карбонатни прожилки. За правилно определување на минералниот состав на основната маса е направена рендгено-структурна анализа (слика 75).

За обележување е дека наместа во карпите се воочени и ситно прскани калцити кои веројатно преставуваат продукт на регионалната пропилитизација на овие простори (Боев и др. 1994).

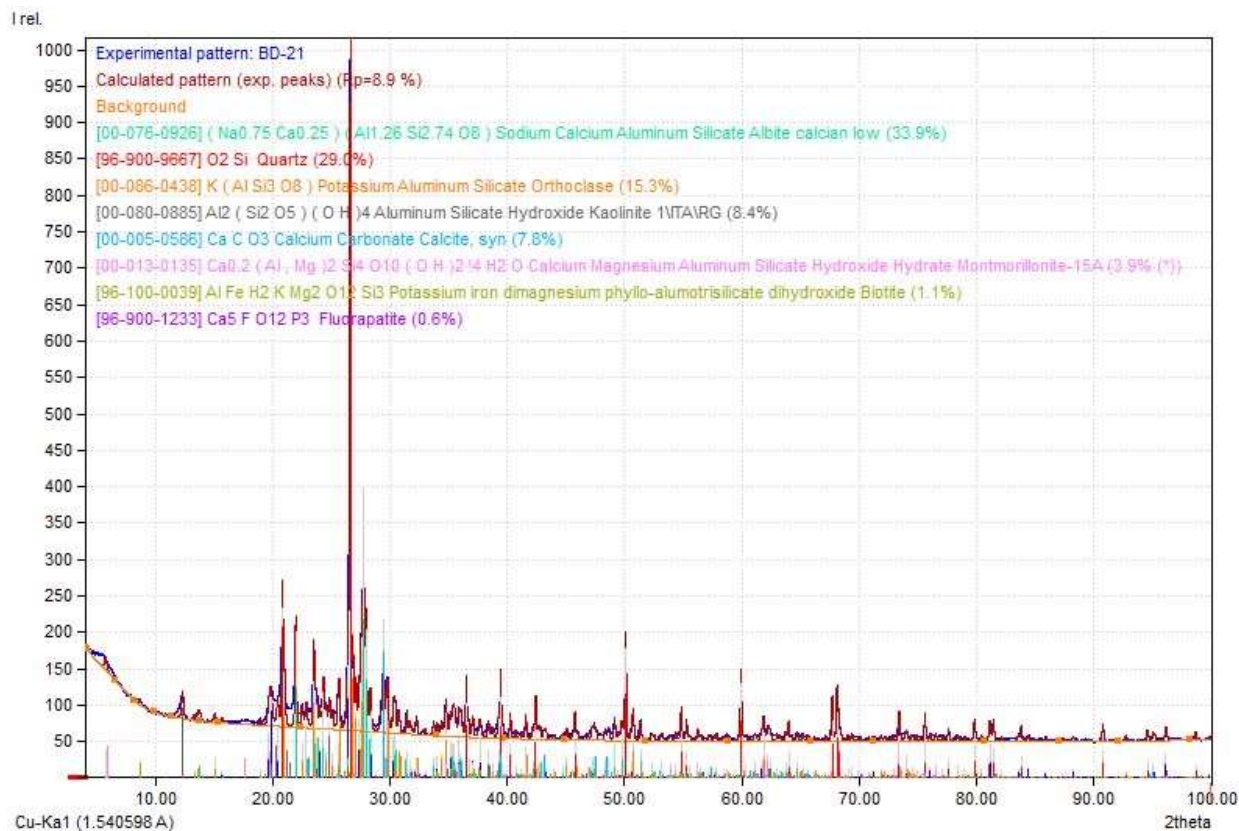
Наведените процеси на хидротермални промени можат да се систематизираат за подрачјето на Боров Дол на следниот начин:

- предрудни хидротермални промени или автохидратациски процеси (пропилитизација, хлоритизација и епидотизација);
- синрудни хидротермални промени (калиска метасоматоза која опфаќа адуларизација, К-фелдспатизација и биотитизација, серицитизација и силификација) и
- пострудни хидротермални промени (силификација, аргилитизација и калцитизација).



Слика 74. а), б), с) и д) Основна кварц-каолинит-калцитска маса во хидротермална минерална асоцијација која целосно или делумно ги потиснува фелдспатите (BD-9) (BD-322, D=168,0 m).

Fig. 74. a), b), c) and d) Quartz-kaolinite-calcite groundmass in a hydrothermal mineral association which completely or partially suppress the feldspars (BD-9) (BD-322, D=168,0 m).



Слика 75. Рендген дифрактограм на примерокот BD-21 (BD-322, D=168,0 m).

Fig. 75. X-ray diffractogram of the sample BD-21 (BD-322, D = 168,0 m).

Исто така беа откриени и комплексни железни оксиди како јарозит и хематит. Овие оксиди се присутни поради интензивното распаѓање кое имало ефект врз Боров Дол, а овие минерали се чести во порфирските системи.

Хидротермалните промени во наоѓалиштето Боров Дол се продукт на сложен систем на образување. Во прилог на ова тврдење, покрај сложените меѓусебни односи на промените на терен и во јадрата од дупнатините, одат и резултатите од петрографските и рендгенските испитувања со кои беше потврдено дека одредени карактеристични минерали се присутни во широк опсег на длабочини. Таквиот просторен распоред на тие минерали укажува на фактот дека системот бил од сложен и повеќефазен карактер.

Просторната положба и морфологијата на околу рудните промени се контролирани од истите структурни и литолошки фактори, како и самата минерализација (Volkov et al., 2008).

Во овој труд се презентирани податоци од изотопни испитувања на $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, во мономинерални сепарати од калцити. Врз база на овие испитувања и поучувања на работите на други автори (Serafimovski et al., 2016, Stevenson, 2015; Huang et al., 2013, Lin et al., 2016) кои работеле на слични системи, може да се изведе интерпретација за потеклото и температурите на флуидите кои ги формирале калцитите, а се одложени по сулфидите и најверојатно од различни флуиди. Овие флуиди се директно одговорни за пострудните хидротермални промени во наоѓалиштето Боров Дол.

Систематските корелации помеѓу $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} (\text{‰}) / \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} (\text{‰})$ во калцитите во одреден број на други наоѓалишта (Бучим Cu-Au порфирско наоѓалиште, Butte Cu-Mo порфирско наоѓалиште Монтана САД; Suoerkuduke Cu-Mo контактно метасоматски скарновски наоѓалишта Кина; Heifengshan, Shuangfengshan и Shaquanzi Fe (-Cu) жичен тип на магнетитски наоѓалишта Кина) и наоѓалиштето Боров Дол со односите во метеорските подземни води укажуваат на фактот дека постои високо учество на метеорските води во хидротермалните раствори вклучени во процесите силификација, аргилитизација и калцитизација во предметното наоѓалиште.

Од друга страна, изотопните испитувања на D/H односите во биотитите, но и податоците за кислород во минералните асоцијации кварц-К-фелдспат-биотит-халкопирит укажуваат на доминација на магматските води во високотемпературните флуиди одговорни за калиската метасоматоза (Sheppard et al., 1971).

Пресметаните температурни опсежи за целата низа на слични наоѓалишта во светот, зборуваат за температури од 580 до 390 °C за калиската метасоматоза и 390 до 280 °C за серицитската промена (Тасев, 2010).

Од аспект на временската поврзаност со сиромашната хипогена минерализација и промените на околните карпи, калиската метасоматоза се издвојува како најрана, највисокотемпературна и создадена под влијание на хипогените флуиди, додека кварц-серицит-пиритската промена се карактеризира со значително пониски температури на настанување и е подоцнежна во однос на калиската метасоматоза. Подоцна, главно, како последица на поладните флуиди

кои се движеле низ сè уште жешката карпа по колапсот на хидротермалниот систем (Othius, 1989), дошло до формирање на аргилитската промена, додека напредната аргилитска промена е најмлада и се одликува со пониски температури во однос на претходно споменатите, некаде под 270 °C (Allibone et al., 1995). Во прилог на ова оди и дискретното присуство на смектитот што укажува на температури во опсег од околу 200°C (Parry, W. T. and Jasumback, M., 2002). Притисоците најверојатно никогаш не надминале 0,5 Kbar.

Тврдењата дека високотемпературната биотитизација има релативно висок опсег на температури и е индикатор за раните хидротермални системи (570-700 °C) (Brimhall 1977, Roberts 1973, Jacobs and Parry 1979), како и фактот дека најголем дел од температурите во конвективните хидротермални системи одговорни за формирањето на хидротермалните промени се движат во опсег од 300 до 450 °C (Beane and Tittley, 1981), беа потврдени и на примерот на наоѓалиштето Боров Дол со најновите истражувања на гасно-течните инклузии, чишто температурни вредности се движат токму во овие рамки (200-560 °C). За температурите кај понискотемпературните промени не треба да се заборава на влијанието на нискотемпературните метеорски води кои понирале од површината кон подлабоките делови на системот (Тасев, 2010).

10.6. Проучување на гасно-течните инклузии

Гасно-течните инклузии се проучуваат кога се проценува потенцијалот на наоѓалиштето бидејќи тие откриваат важни информации за температурата и природата на минерализацискиот флуид и дали постојат повеќе етапи на минерализација (Guilbert and Park, 1996). Како што расте кристалот, може да зафаќа некои гасови и течности од кои кристализира (Серафимовски, 2009). Тие обично се сместуваат во несовершените простори или празнини, кој се формираат со растењето на кристалот, а непрекинатото растење може евентуално да го запечати флуидот со што се формира гасно-течната инклузија. Се смета дека овие инклузии се хомогени и се формираат во време кога минералите прципитираат од флуидот така што се вистински репрезенти на оригиналниот флуид (Guilbert and Park, 1996). Разликите во типот на инклузиите може да укажат дека тие се формирале од различни флуиди. Ако зафаќањето е при покачени температури, течниот флуид најверојатно ќе се издвои на гас и течност при намалени температури и ќе се издолжи. Ако растворливоста на растворените материи се намалува со опаѓањето на температурата, одредени кристали наречени минерали ќерки можат да почнат да се издвојуваат и растат во празнините. Јасно е дека колку се поразновидни и почести издвоените минерали толку покомплексен бил флуидот (Серафимовски, 2009).

Дел од условите на формирање на оруднувањето во наоѓалиштето Боров Дол се проучувани и со термобарогехемски истражувања. Кварцнитните и калцитските примероци се земени од штокверците кои се присутни во примероци на јадро од дупнатините изведени во Боров Дол во текот на 2014 година.

За подготовка на двојно полирани препарати кои можат да се користат за микротермометрички мерења соодветни беа само примероците BD-3, BD-5, BD-6, BD-309-94.9, BD-309-44 и BD-309-40.

Примерокот BD-3 (BD-320; 87,1 m) содржи хидротермална жичка со дебелина од неколку mm. Жичката е составена од кварцни кристали со должина до 2,5 mm, мали, до 1 mm кристали на калцит, кристали на сулфид со големина од 2,5-3 mm и некои глинени минерали, веројатно каолинит. За проучување на гасно-течните инклузии се избрани кварцните кристали.

Примерокот BD-5 (BD-335; 96,0 m) содржи калцитна жичка со дебелина од 1 cm. Калцитот покажува чешаловидна текстура, упатувајќи на негово таложење во отворена жичка. Калцитните кристали се соодветни за подготовка на двојно полирани препарати, но не содржат мерливи гасно-течни инклузии.

Примерокот BD-6 (BD-335; 106,0 m) содржи сулфидоносна жичка со дебелина од неколку cm. Сулфидите настануваат на самиот контакт со карпата. Депонирањето на сулфидот е проследено со депонирање на нерудни минерали, најчесто кварц и ситен калцит. Кварцните кристали беа користени за проучување на гасно-течни инклузии.

Примероците BD-309-94,9 (BD-309; 94,9 m), BD-309-44 (BD-309; 44,0 m) и BD-309-40 (BD-309; 40,0 m) содржат тенки кварцни жички. Кварцните жички во примерокот BD-309-94.9 носат халкопиритски зрна. За проучување на гасно-течните инклузии се избрани кварцните кристали.

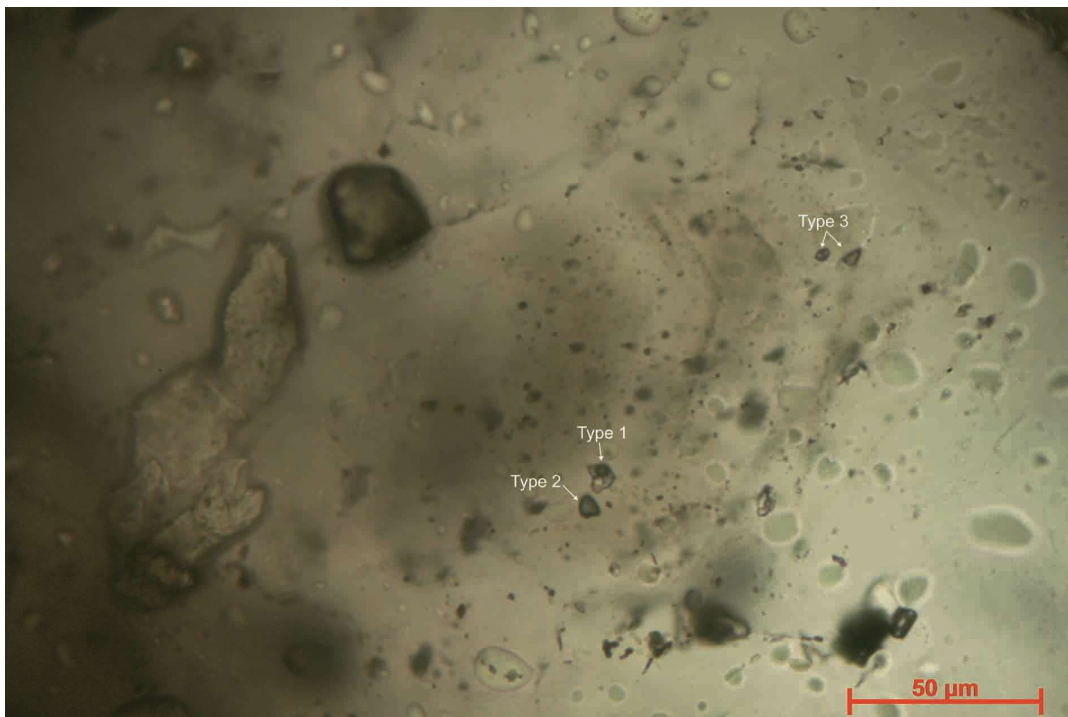
Гасно-течните инклузии се скоро рамномерно распоредени во анализираниите кварцни зрна и само оние за кои имаше цврсти претпоставки дека се примарни, се земено предвид при термо и криометриските испитувања. Од анализираниите шест примероци на кварцни и калцитски жички, плочки полирани од двете страни, на детални опсервации и анализи беа подложени 85 поединечни гасно-течни инклузии. Притисокот на хетерогените флуиди е одреден со користење на методата на пресеци на изохори и изотерми. Бидејќи примарните инклузии содржат хетероген флуид, температурите на хомогенизација не требаше да се коригираат за притисоците (Тасев, 2010). Проучуваните гасно-течни инклузии можат да бидат поделени на три главни типа (слика 76; табела 19):

- I. Инклузии на хлоридни расоли кои содржат гасен меур, течен раствор, еден или повеќе изотропни кристали и понекогаш непровиден руден минерал (ваквите инклузии од Боров Дол одговараат на моделот V според Shepherd et al., 1985);
- II. Главно гасни инклузии кои содржат гас со тенок раб исполнет со течен раствор (ваквите инклузии одговараат на моделот III според Shepherd et al., 1985);

III. Двофазни, гас-течност, инклузии со незаситени раствори (ваквите инклузии одговараат на моделот II според Shepherd et al., 1985).

Резултатите на термо и криометриските проучувања на 85 индивидуални гасно-течни инклузии во кварц±калцити (табела 19), покажаа дека хидротермалните раствори, главно, се состојат од хлориди на Na, Ca и K (±Mg). Овој заклучок произлегува од еутектоидните точки на хлоридните раствори во температурните интервали од -48 до -54°C, нејзината вредност укажува на CaCl₂, NaCl и KCl како главни соли кои се раствораат во водените раствори (Borisenko, 1977; Samson and Walker, 2000).

Комплетната хомогенизација на инклузиите од расолен карактер се постигнува во интервалот од >400 °C до 560 °C, додека нивниот салинитет изнесува 41,4-61,0 wt% NaCl equiv. Ваквите вредности се многу слични со оние регистрирани во едно од најпознатите порфирски наоѓалишта во Светот Bingham Canyon (Roedder, 1971). Притисокот проценет од инклузиите со заситени раствори е 380 бар-и при 552 °C и 440 бар-и при 537,5°C, а густината на флуидот варира од 1,00-1,10 g/cm³.



Слика 76. Типови на гасно-течни инклузии од рудите во наоѓалиштето Боров Дол: расолни инклузии (тип 1), гасни инклузии (тип 2); двофазни инклузии од незаситен тип (тип 3). Примерок BD-6.

Fig. 76. Types of fluid inclusions of the ores in the deposit Borov Dol: saline inclusions (type 1), gaseous inclusions (type 2); two-phase inclusions of unsaturated type (type 3). Sample BD-6.

Гасно-течните инклузии, главно, од гасен карактер хомогенизираат во гас и цврста фаза при 545°C и содржат флуид со салинитет од 4,7-5,0 wt% NaCl equiv. Овие инклузии дефинираат притисок од 690 bar-и.

Двофазните гасно-течни инклузии на разблажени раствори хомогенизираат во течност во интервалот од 225 °C до >400 °C и еутектичката температура варира од -50 до -52 °C, што укажува на хлориден состав и присуство на Ca, Na и K јони. Салинитетот на овие инклузии е од 5,3 до 10,7 wt% NaCl equiv., и флуидните густини варираат во опсег 0,55-0,90 g/cm³. Термобарогеохемијата на гасно-течните инклузии во кварцот од жиличките од рудните штокверци покажува дека хидротермалните раствори биле со доминантно присуство на хлориди Na, Cl и Ca (понекогаш, Mg). Овие инклузии дефинираат притисок од 20 до 300 bar-и.

Табела 19. Резултати од мерења на гасно-течните инклузии со помош на Linkam THMS 600 програмабилен постамент со можност за греење и ладење.

Table 19. Results of fluid inclusion measurements with Linkam THMS 600 programable postament with possibility for warming and cooling.

| Проба | FIA | FI тип | Фази | Te / °C | Tm ice/ °C | Tm clath | Ts/ °C | Соленитет/ wt. % NaCl equ | Tph /°C | Th/°C | Модел на хомогенизација (L-течност, V-гас, S-цврста фаза) |
|-------|-------|--------|------|---------|------------|----------|--------|---------------------------|---------|-------|---|
| BD-3 | FIA_1 | P | L+V | | -3,9 | | | 6,3 | | 225 | L+V → L |
| | | P | L+V | | -4,0 | | | 6,4 | | 225 | L+V → L |
| | | P | L+V | -50 | -3,8 | | | 6,2 | | 227 | L+V → L |
| | FIA_2 | P | L+V | | -3,8 | | | 6,2 | | 230 | L+V → L |
| | | P | L+V | | -3,7 | | | 6,0 | | 233 | L+V → L |
| | | P | L+V | | -4,1 | | | 6,6 | | 231 | L+V → L |
| | | P | L+V | | -4,0 | | | 6,4 | | 229 | L+V → L |
| | FIA_3 | P | L+V | | -4,5 | | | 7,2 | | 230 | L+V → L |
| | | P | L+V | | -4,2 | | | 6,7 | | 230 | L+V → L |
| | FIA_4 | P | L+V | | -4,0 | | | 6,4 | | 225 | L+V → L |
| | | P | L+V | | -4,0 | | | 6,4 | | 229 | L+V → L |
| | FIA_5 | P | L+V | | -3,5 | | | 5,7 | | 225 | L+V → L |
| | | P | L+V | | -3,5 | | | 5,7 | | 227 | L+V → L |
| | | P | L+V | | -3,2 | | | 5,3 | | 227 | L+V → L |
| | FIA_6 | S | L+V | | -2,1 | | | 3,5 | | 219 | L+V → L |

| | | | | | | | | | | | |
|------------------|-------|---|----------------|------|------|--|-----|------|-----|------|--|
| | | S | L+V | | -2,1 | | | 3,5 | | 220 | L+V → L |
| | | S | L+V | | -2,3 | | | 3,9 | | 220 | L+V → L |
| | | S | L+V | | -2,2 | | | 3,7 | | 221 | L+V → L |
| | | S | L+V | | -2,2 | | | 3,7 | | 220 | L+V → L |
| | FIA_7 | S | L+V | | -1,9 | | | 3,2 | | 225 | L+V → L |
| | | S | L+V | | -1,9 | | | 3,2 | | 224 | L+V → L |
| | | S | L+V | | -1,8 | | | 3,1 | | 225 | L+V → L |
| BD-6 | FIA_1 | P | L+V+S1+S2 | | | | 350 | 42,4 | 225 | >400 | L+V+S1+S2 → L+S1+S2→L+S2 |
| | | P | L+V+S1+S2 | | | | 345 | 41,9 | 220 | >400 | L+V+S1+S2 → L+S1+S2→L+S2 |
| | | P | L+V+S1+S2 | | | | 352 | 42,6 | 220 | >400 | L+V+S1+S2 → L+S1+S2→L+S2 |
| | | P | V-rich | | | | | | | >400 | |
| | | P | V-rich | | | | | | | >400 | |
| | FIA_2 | P | L+V+S1+S2 | | | | 342 | 41,7 | 230 | >400 | L+V+S1+S2 → L+S1+S2→L+S2 |
| | | P | L+V+S1+S2 | | | | 342 | 41,7 | 227 | >400 | L+V+S1+S2 →L+S1+S2→L+S2 |
| | | P | V-rich | | | | | | | >400 | |
| | FIA_3 | P | L+V+S1+S2 | | | | 339 | 41,4 | 232 | >400 | L+V+S1+S2 → L+S1+S2→L+S2 |
| | | P | L+V+S1+S2 | | | | 339 | 41,4 | 227 | >400 | L+V+S1+S2 → L+S1+S2→L+S2 |
| | | P | L+V+S1+S2 | | | | 350 | 42,4 | 229 | >400 | L+V+S1+S2 → L+S1+S2→L+S2 |
| | | P | L+V+S1+S2 | | | | 344 | 41,9 | 229 | >400 | L+V+S1+S2 → L+S1+S2→L+S2 |
| | | P | V-rich | | | | | | | >400 | |
| | | P | V-rich | | | | | | | >400 | |
| | FIA_4 | P | L+V | | -7,0 | | | 10,5 | | >400 | |
| | | P | L+V | | -7,2 | | | 10,7 | | >400 | |
| | | P | L+V | | -7,2 | | | 10,7 | | >400 | |
| | FIA_5 | P | L+V | | -6,8 | | | 10,2 | | >400 | |
| | | P | L+V | | -6,5 | | | 9,9 | | >400 | |
| | | P | L+V | | -6,4 | | | 9,7 | | >400 | |
| | | P | L+V | | -6,9 | | | 10,4 | | >400 | |
| | | P | L+V | | -6,2 | | | 9,5 | | >400 | |
| | FIA_6 | P | L+V | | -5,9 | | | 9,1 | | >400 | |
| | | P | L+V | | -5,9 | | | 9,1 | | >400 | |
| BD 309 - 94.9 | FIA-1 | P | L+V+S1+S2 | -52 | | | 350 | 61,0 | 505 | 550 | L+V+S1+S2 → L+V+S2→L+V→L |
| | | | L+V+S1+S2 | 50,5 | | | 352 | 60,0 | 500 | 550 | L+V+S1+S2 → L+V+S2→L+V→L |
| | | | L+V+S1+S2+Scpy | | | | 350 | 60,0 | 498 | 547 | L+V+S1+S2+Scpy →L+V+S2+Scpy→ L+V+Scpy→L+Scpy |

| | | | | | | | | | | | |
|----------------|-------|---|---|-----|------|------|-----|------|-----|-----|--|
| | | | L+V+S1+S2+Scpy | | | | 355 | 60,0 | 503 | 552 | L+V+S1+S2+Scpy →L+V+S2+Scpy→ L+V+Scpy→L+Scpy |
| | | | L+V+S1+S2 | | | | 355 | 60,0 | 500 | 552 | L+V+S1+S2 → L+V+S2→L+V→L |
| | FIA-2 | p | L+V+S1+S2+Scpy | | | | 344 | 58,0 | 495 | 556 | L+V+S1+S2+Scpy →L+V+S2+Scpy→ L+V+Scpy→L+Scpy |
| | | | L+V+S1+S2+Scpy | | | | 345 | 60,0 | 500 | 560 | L+V+S1+S2+Scpy →L+V+S2+Scpy→ L+V+Scpy→L+Scpy |
| | | | L+V+S1+S2 | -48 | | | 352 | 61,0 | 505 | 555 | L+V+S1+S2 → L+V+S2→L+V→L |
| | | | L+V+S1+S2 | -54 | | | 355 | 60,0 | 495 | 555 | L+V+S1+S2 → L+V+S2→L+V→L |
| | FIA-3 | P | L+V+S1+S2 | -52 | | | 345 | 58,0 | 490 | 550 | L+V+S1+S2 → L+V+S2→L+V→L |
| | | | L+V+S1+S2 | -52 | | | 340 | 59,0 | 495 | 550 | L+V+S1+S2 → L+V+S2→L+V→L |
| | | | L+V+S1+S2+Scpy | -52 | | | 345 | 58,0 | 492 | 550 | L+V+S1+S2+Scpy →L+V+S2+Scpy→ L+V+Scpy→L+Scpy |
| | | | V+L+Scpy (V phase contains traces of CO2) | | | 7 | | 5,0 | | 545 | V+L+Scpy→V+Scpy |
| | | | V+L+Scpy (V phase contains traces of CO2) | | | 7,2 | | 4,7 | | 545 | V+L+Scpy→V+Scpy |
| | FIA-4 | S | L+V | -21 | -2,5 | | | 4,2 | | 210 | L+V → L |
| | | | L+V | -21 | -2,5 | | | 4,2 | | 215 | L+V → L |
| | | | L+V | | -2,2 | | | 3,7 | | 215 | L+V → L |
| | FIA-5 | S | L+V | | -2,0 | | | 3,4 | | 210 | L+V → L |
| | | | L+V | | -2,1 | | | 3,6 | | 210 | L+V → L |
| | | | L+V | | -2,1 | | | 3,6 | | 212 | L+V → L |
| BD 309 - 44 | FIA-1 | P | L+V+S1+S2 | -52 | | | 365 | 57,0 | 480 | 535 | L+V+S1+S2 →L+V+S2→L+V→L |
| | | | L+V+S1+S2 | -50 | | | 360 | 56,0 | 475 | 535 | L+V+S1+S2 →L+V+S2→L+V→L |
| | | | L+V+S1+S2 | | | | | 56,0 | 475 | 540 | L+V+S1+S2 →L+V+S2→L+V→L |
| | | | L+V+S1+S2 | | | | | 56,0 | 478 | 540 | L+V+S1+S2 →L+V+S2→L+V→L |
| | FIA-2 | S | L+V | -22 | -2,5 | | | 4,2 | | 210 | L+V → L |
| | | | L+V | -21 | -2,0 | | | 3,4 | | 215 | L+V → L |
| | | | L+V | | -2,2 | | | 3,7 | | 209 | L+V → L |
| | FIA-3 | S | L+V | - | 21,5 | -2,0 | | 2,4 | | 200 | L+V → L |
| | | | L+V | - | 21,5 | -1,9 | | 3,2 | | 200 | L+V → L |
| BD 309 - 40 | FIA-1 | P | L+V | -50 | -4,9 | | | 7,7 | | 245 | L+V → L |
| | | | L+V | -50 | -4,5 | | | 7,2 | | 245 | L+V → L |

| | | | | | | | | | | | |
|---------|-------|---|-----|------------|-----------|----------|------------|-----------|------------|------------|---------|
| | | | L+V | | -4,5 | | | 7,2 | | 248 | L+V → L |
| | | | L+V | | -4,4 | | | 7,0 | | 246 | L+V → L |
| | FIA-2 | P | L+V | -52 | -4,8 | | | 7,6 | | 250 | L+V → L |
| | | | L+V | | -5,0 | | | 7,9 | | 252 | L+V → L |
| | | | L+V | | -5,0 | | | 7,9 | | 253 | L+V → L |
| | FIA-3 | S | L+V | -22 | -1,5 | | | 2,6 | | 200 | L+V → L |
| | | | L+V | - | 23,5 | -1,6 | | 2,7 | | 205 | L+V → L |
| | | | L+V | | -1,5 | | | 2,6 | | 202 | |
| Min | | | | -54 | -7 | 7 | 339 | 2 | 220 | 200 | |
| Max | | | | -21 | -2 | 7 | 365 | 61 | 505 | 560 | |
| Average | | | | -40 | -4 | 7 | 349 | 21 | 397 | 319 | |
| STD | | | | 15 | 2 | 0 | 7 | 22 | 131 | 150 | |

FIA-Склоп на гасно-течните инклузии; FI тип: P-примарни гасно-течни инклузии, PS-псевдосекундарни гасно-течни инклузии и S-секундарни гасно-течни инклузии; Te-еутектичка температура; $T_{m\ ice}$ -температурата на топење на мразот; Ts-температура на растворање на цврста фаза (халит); Tph-парцијална температура на хомогенизација која ја претставува температурата на која течната фаза исчезнува од тип 1) гасно-течни инклузии во примерокот BD-6; Th-температура на хомогенизација.

FIA-Assembly of fluid inclusions; FI type: P-primary fluid inclusions: PS-pseudosecondary fluid inclusions and S-secondary fluid inclusions; Te-eutectic temperature; $T_{m\ ice}$ -ice melting temperature; Ts-temperature of dissolving of the solid phase (halite); Tph-partial temperature of homogenization which represents the temperature at which the liquid phase disappears from type 1) fluid inclusions in the sample BD-6; Th-temperature of homogenization.

Појавата на високо салинитетни инклузии, покрај постојните нискосалинитетни, укажува на фактот дека во одредени геолошки периоди на егзистирањето на магматско-хидротермалниот систем во Боров Дол постоел принос на солени (расолни) флуиди од подлабоки резервоари. На одредени места, варијациите во салинитетот, најверојатно укажуваат на постоење на процеси на вриење кои најверојатно довеле и до одлагање на одредена група на метали (Grancea et al., 2002). Во еден дел варијациите на салинитет може да се и последица на факторот време, постоењето на експлозивни вулкански етапи (потврдени со постоењето на фреатомагматски бречи; Westra, 2005), фрактурирање на околниот карпест комплекс и слични процеси.

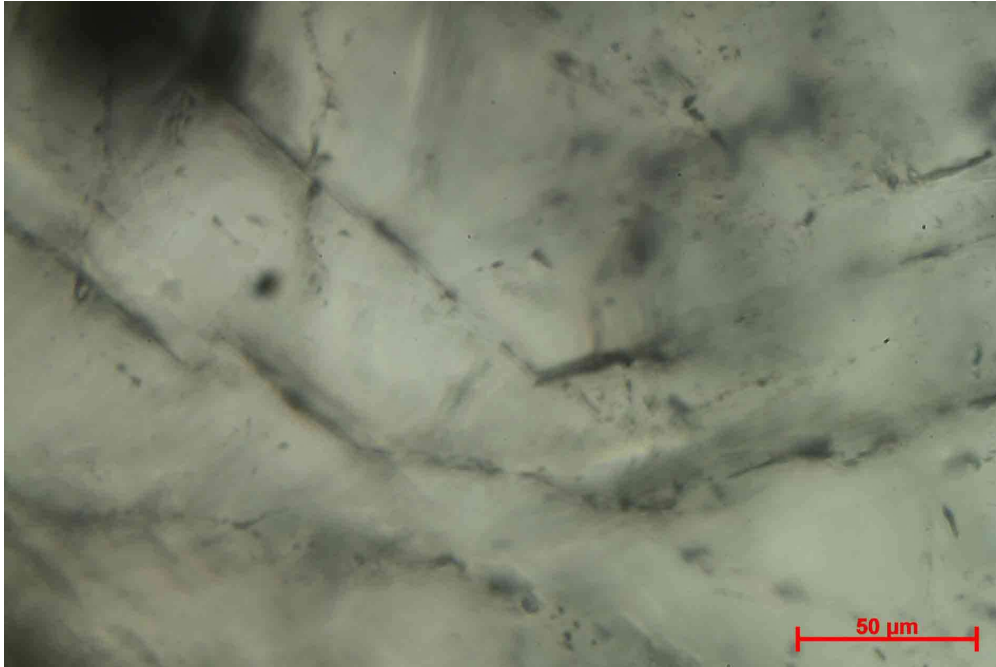
Високо салинитетните раствори (и до 61,0 wt% NaCl equiv.) најверојатно играле важна улога во формирањето на полиметалниот карактер на наоѓалиштето Боров Дол, бидејќи хлоридните комплекси се ефективен начин на пренос на метали

(Barnes, 1979). Ваквите термобарогеохемиски податоци се карактеристични за условите на формирање на порфирските наоѓалишта на бакар (Тасев, 2010).

Заради комплексноста на испитувањата на гасно-течните инклузии и пред се нивниот голем број овде е даден краток преглед на нивната петрографија.

Кварцот од **примерокот BD-3** има зафатено најмалку три генерации на гасно-течни инклузии. Примарните гасно-течни инклузии настанале најмногу долж растечките зони (слика 77) или како изолирани групации (слика 78). Примарните инклузии се рангираат од неправилни до такви со издолжена форма со попречна големина до 20 μm . На собна температура, инклузиите содржат фази на течност и гас. Степенот на заситување (F) варира од 0,85 до 0,90. Секундарните инклузии настануваат долж зараснати пукнатини (слика 79). Забележани се два типа на секундарни инклузии. Најголем дел од секундарните инклузии се неправилни до полузаоблени, двофазни (L+V) и имаат степен на заситување од околу 0,80. Спротивно, некои секундарни инклузии се еднофазни (слика 80) и не прикажуваат фаза на промена за време на ладење до -140°C и загревање до 400°C .

Примарните гасно-течни инклузии во кварцот од **примерокот BD-6** ги има во изобилство (слика 81). Инклузиите, според фазите кои ги имаат на собна температура, можат да се поделат на три типа: Тип 1) Повеќефазни гасно-течни инклузии (слика 82) кои содржат течност (L), пареа (V), транспарентна изотропска цврста фаза (S1) и нетранспарентна цврста фаза (S2); Тип 2) Двофазни (L+V) гасно-течни инклузии богати со гас кои се просторно поврзани со полифазните флуидни инклузии од Тип 1; Тип 3) Двофазни (L+V) гасно-течни инклузии со степен на заситување помеѓу 0,5 и 0,7 (слика 76). Гасно-течните инклузии од првите два типа вообичаено имаат неправилна форма и големина до 15 μm . Гасно-течните инклузии од Тип 3 се со неправилна до полузаоблена форма и попречна големина до 20 μm .



Слика 77. Фотографија на примарни гасно-течни инклузии настанати долж растечките зони (пропуштена светлина, паралелни николи).

Fig. 77. Photography of primary fluid inclusions formed along increasing zones (Penetrated light, parallel nickels).



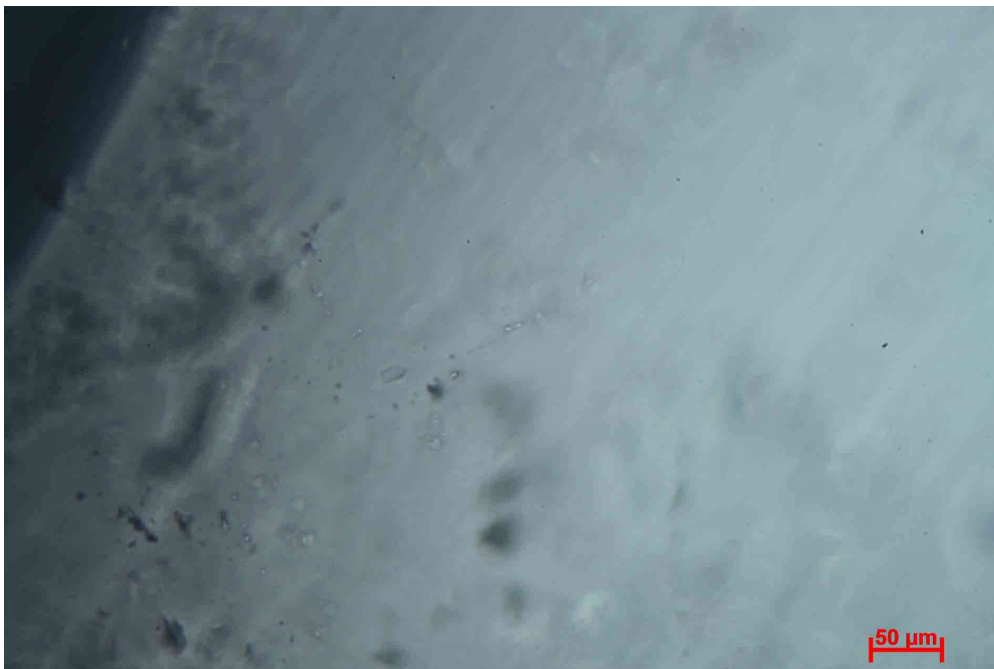
Слика 78. Фотографија на изолирани групации на примарни гасно-течни инклузии (пропуштена светлина, паралелни николи).

Fig. 78. Photography of isolated grupations of primary fluid inclusions (Penetrated light, parallel nickels).



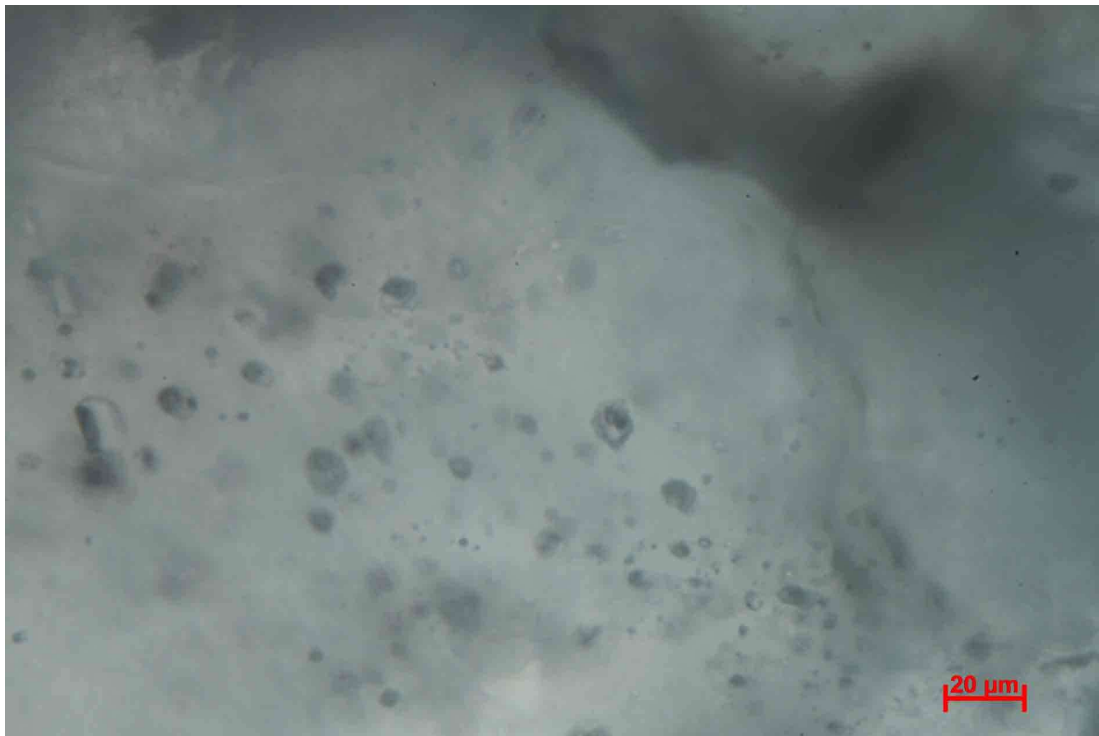
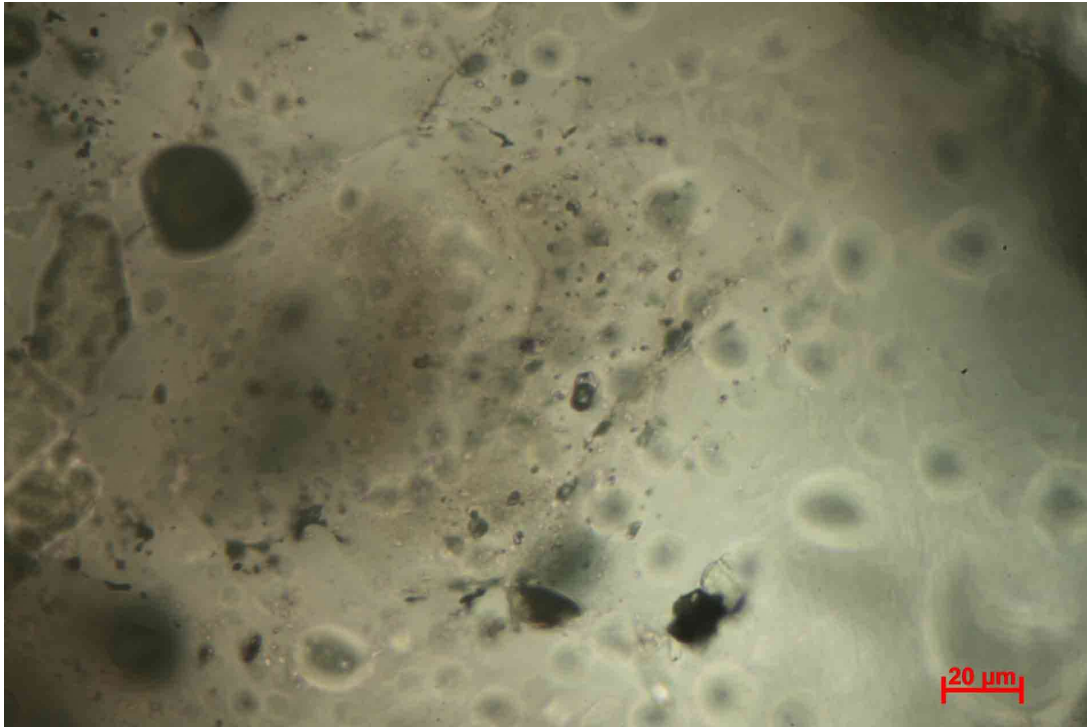
Слика 79. Фотографија на секундарни инклузии настанати долж зараснати пукнатини (пропуштена светлина, паралелни николи).

Fig. 79. Photography of secondary inclusions formed along healed fractures (Penetrated light, parallel nickels).



Слика 80. Фотографија на еднофазни секундарни инклузии (пропуштена светлина, паралелни николи).

Fig. 80. Photography of singlephase secondary inclusions (Penetrated light, parallel nickels).



Слика 81. Фотографији на голем број на примарни гасно-течни инклузии во кварцот од примерокот BD-6 (пропуштена светлина, паралелни николи).

Fig. 81. Photography of large number of primary fluid inclusions in the quartz from sample BD-6 (Penetrated light, parallel nickels).

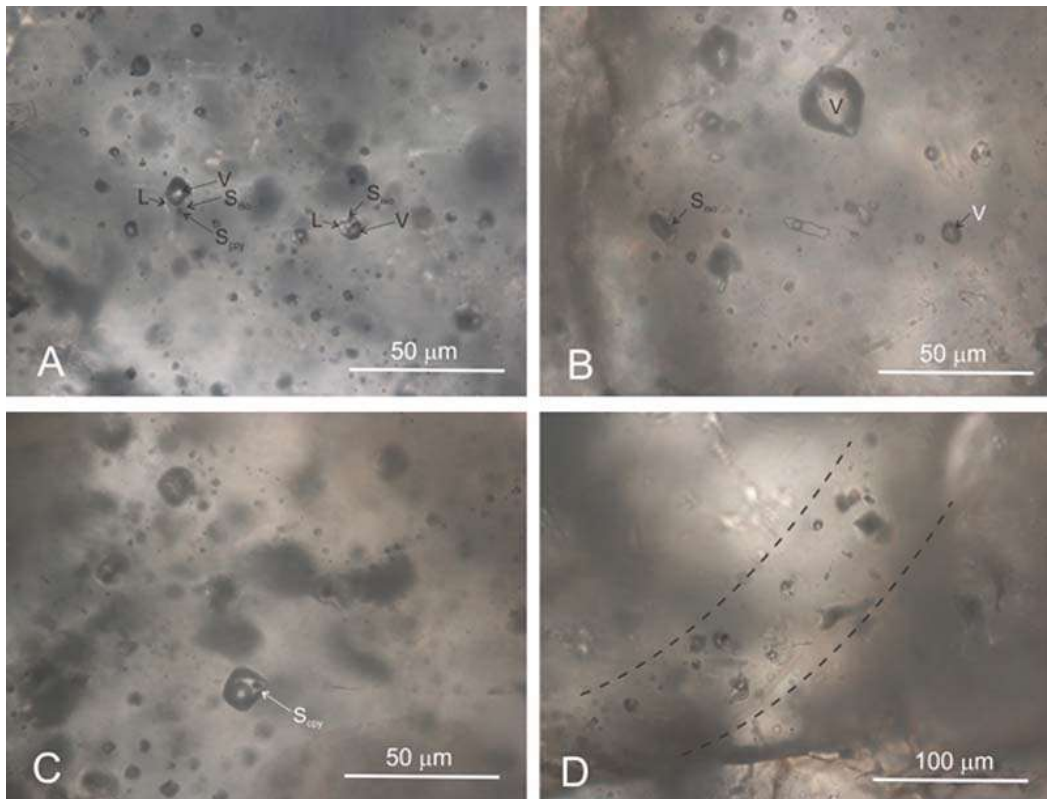


Слика 82. Фотографија на повеќефазни гасно-течни инклузии кои содржат течност (L), пара (V), транспарентна изотропска цврста фаза (S1) и нетранспарентна цврста фаза (S2) (пропуштена светлина, паралелни николи).

Fig. 82. Photography of multiphase fluid inclusions which contain liquid (L), vapor (V), transparent isotropic solid phase (S1) and non-transparent solid phase (S2) (Penetrated light, parallel nickels).

Кварцот од примерокот BD-309-94.9 е домаќин на две генерации на склоп на гасно-течни инклузии. Склопот на примарни гасно-течни инклузии настанал најмногу како изолирани групации и содржи коегзистентни богати со течност и богати со гас инклузии. Инклузиите се рангираат од неправилни до такви со издолжена форма со попречна големина до 25 μm . На собна температура, богатите со течност инклузии содржат течност, гас и една или две цврсти фази (L+V+S₁+S₂). Двете цврсти фази се изотропни. Некој богати со течност инклузии исто така содржат темни непровидни зрна, најверојатно халкопирит (L+V+S₁+S₂+S_{cpy}) (слика 83 A, B и C). Присуството на сулфидна минерална фаза во овој тип на гасно-течни инклузии укажува на зафаќање на рудоносни флуиди. Богатите со гас инклузии содржат гасни и течни фази. Гасните фази најчесто зафаќаат 60-70 vol%.

Склопот на секундарни гасно-течни инклузии настанува долж зараснати пукнатини (слика 83 D). Инклузии се неправилни до полузаоблени, двофазни (L+V) и имаат степен на заситување помеѓу 0,8 и 0,9.

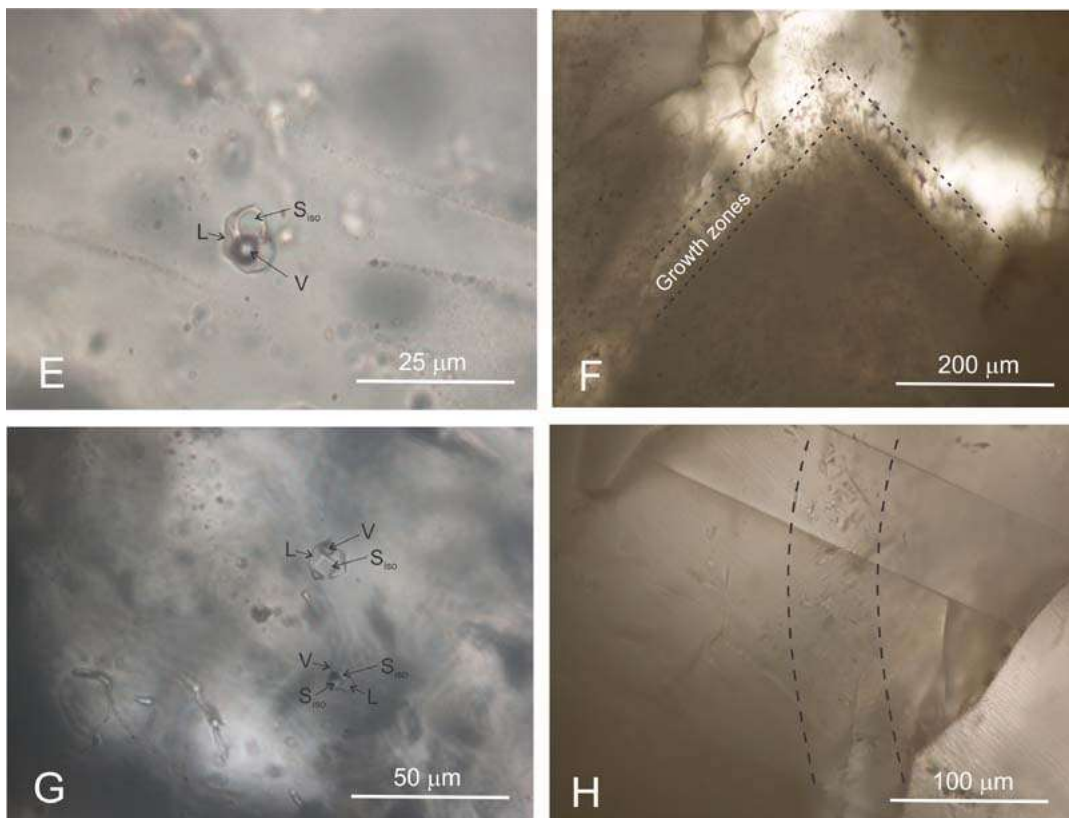


Слика 83. А, В и С-Примарни гасно-течни инклузии заробени во кварц од примерок BD-309-94.9. D-Секундарни гасно-течни инклузии заробени во кварц од примерок BD-309-94.9.

Fig. 83. A, B and C-Primary fluid inclusions entrapped in quartz from Sample BD 309-94.9. D-Secondary fluid inclusions entrapped in quartz from Sample BD 309-94.9.

Склоповите на примарни гасно-течни инклузии во примерокот BD-309-44 се ретки и содржат само полифазни инклузии ($L+V+S_1+S_2$) (слика 84 E). Заробените изотропни цврсти фази се најверојатно силвин и халит. Двофазните, течност+гас, секундарни инклузии се чести. Тие варираат во големина помеѓу 5 и 15 μm и имаат неправилна форма. Степенот на заситување при собна температура е околу 0,85.

Кварцните жички во примерокот BD-309-40 се домаќини на два примарни и секундарни склопа на гасно-течни инклузии. Двата типа на склопови на гасно-течни инклузии се домаќини на две фази, богати со течност, инклузии. Примарните гасно-течни инклузии се јавуваат главно по должината на зоните на растење и имаат степен на заситување од околу 0,75-0,80 (слика 84 G и F). Спротивно на тоа, секундарните инклузии се најчесто заробени по должината на зараснатите пукнатини (слика 84 H) и имаат повисок степен на заситување при собна температура (најчесто околу 0,85-0,90).



Слика 84. Е-Примарна гасно-течна инклузија заробена во кварц од примерок BD-309-44. Г-Примарни гасно-течни инклузии заробени во кварц од примерок BD-309-40. F-Зони на растење со примарни гасно-течни инклузии во кварц од примерок BD-309-40. H-Секундарни гасно-течни инклузии заробени во кварц од примерок BD-309-40.

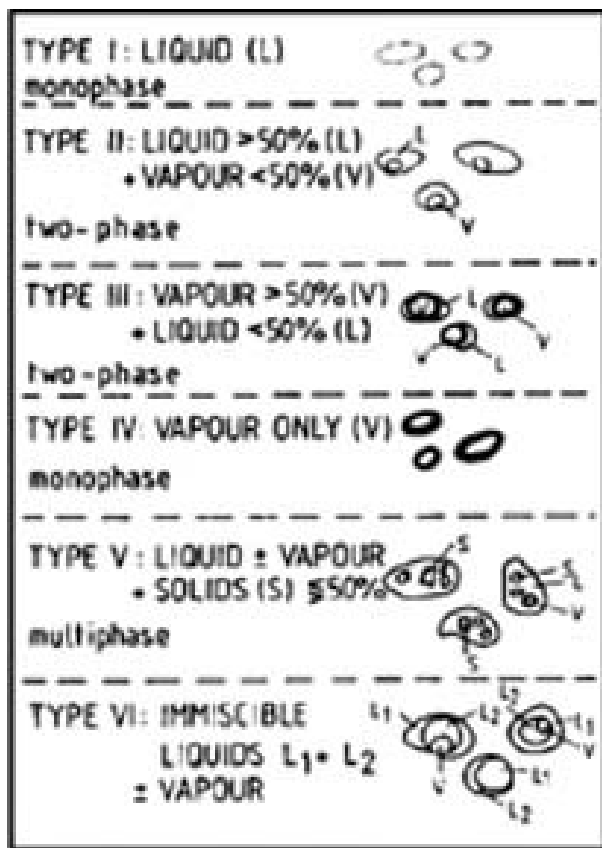
Fig. 84. E-Primary fluid inclusion entrapped in quartz from in Sample BD 309-44. G-Primary fluid inclusion entrapped in quartz from Sample BD 309-40. F-Growth zones with primary fluid inclusion in quartz from Sample BD 309-40. H-Secondary fluid inclusion entrapped in quartz from Sample BD 309-40.

Дискусија на резултатите

Според класификацијата на Shepherd et al., (1985) се разликуваат шест типа на гасно-течни инклузии при собна температура (слика 85): (I) еднофазни течни; (II) двофазни течни со мал гасен меур; (III) двофазни гасно-течни, во кои гасната фаза зазема над 50 % од обемот на инклузијата; (IV) еднофазни гасови со мешан состав – главно H_2O , CH_4 и CO_2 ; (V) полифазни инклузии со цврста кристална фаза, така наречени „минерали ќерки“, - најчесто халит и силвин; (VI) немешливи инклузии од две течни фази – обично една богата со H_2O и друга богата со CO_2 .

Во анализираните примероци од наоѓалиштето Боров Дол, при овие испитувања беа застапени типовите на инклузии II, III и V. Како по правило,

постоењето на типовите II и III укажува на вриење на флуидот за време на неговото зафаќање. Сепак, присуството на гасен меур може да се должи и на немешливоста на двете фази (ова се однесува главно на CO₂, кој се меша при намалување на температурата). Присуството на минерали ќерки е индикатор за заситеност на течниот раствор кога во овие хиперслоени флуиди превладуваат јони на Na⁺, Cl⁻, Mg²⁺ и Ca²⁺ (Вангелова, 2013) .



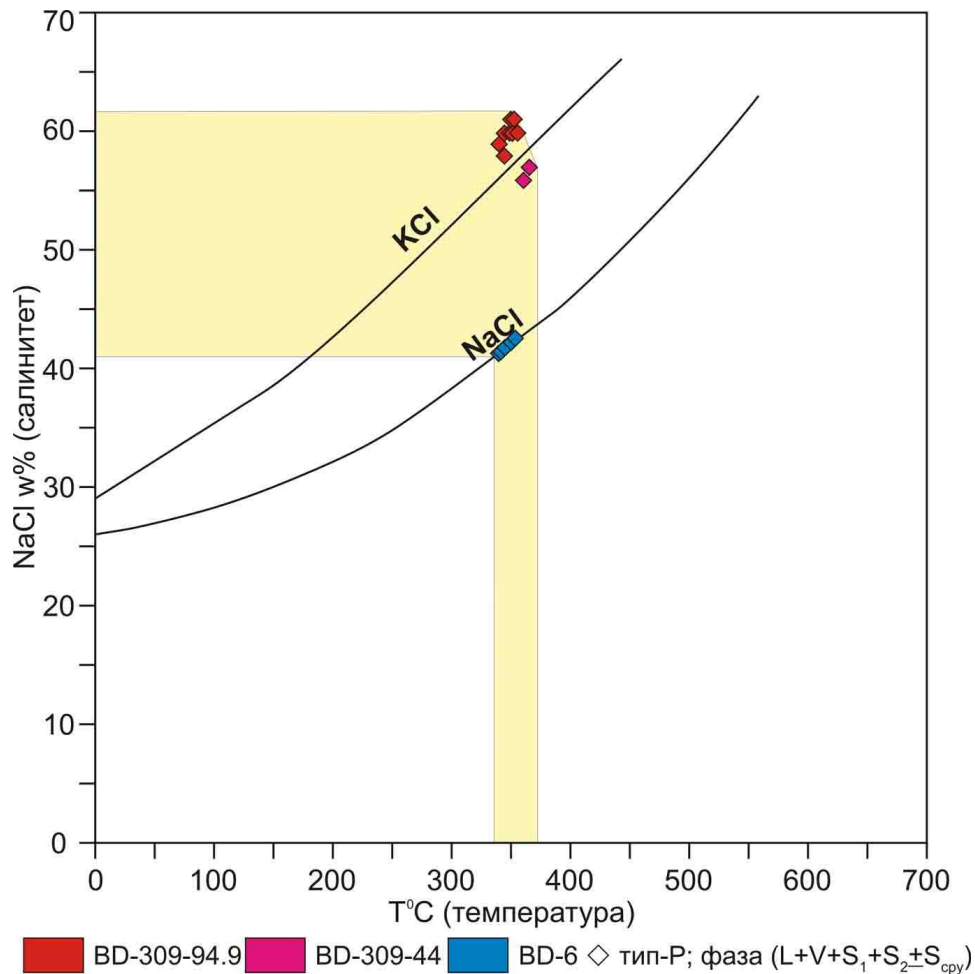
Слика 85. Класификација на гасно-течните инклузии при собна температура (според Shepherd et al., 1985).

Fig. 85. Classification of fluid inclusions at room temperature (after Shepherd et al., 1985).

Типот II е доминантниот тип на инклузии виден во примероците BD-3 и BD-309-40, додека типовите III и V се доминантни типови на инклузии во примероците BD-6, BD-309-94.9 и BD-309-44.

Во примероците BD-6, BD-309-94.9 и BD-309-44 е забележан висок процент на цврсти фази, како на ќерки минерали (халит и силвин) така и на непровидни (рудни) фази. Минералите ќерки се дефинираат како цврсти фази кои искристализирале од заробениот флуид по заробувањето (Тасев, 2010).

Температурниот опсег на T_s (температура на растворање на цврста фаза) може да се прикаже на крива на салинитет на NaCl и KCl за да се добие еквивалентна вредност од wt % на сол која ја содржел минерализацискиот флуид. Како што се гледа на слика 86 еквивалентната wt % на NaCl на минерализацискиот флуид покажува опсег помеѓу 41,4-61,0 % NaCl. Нетранспарентната цврста фаза (S_2) (слика 82; слика 83 A и C) се претпоставува дека е сулфиден минерал (пр. халкопирит, пирит и др.) но неговиот хемиски состав и минералните карактеристики треба да се одредат со SEM/EDX и/или Раманска спектроскопија (Luo et al., 2015). Докажаното присуство на фазата на сулфиден минерал во овој тип на флуидни инклузии би било индикатор за забележаните рудоносни флуиди.



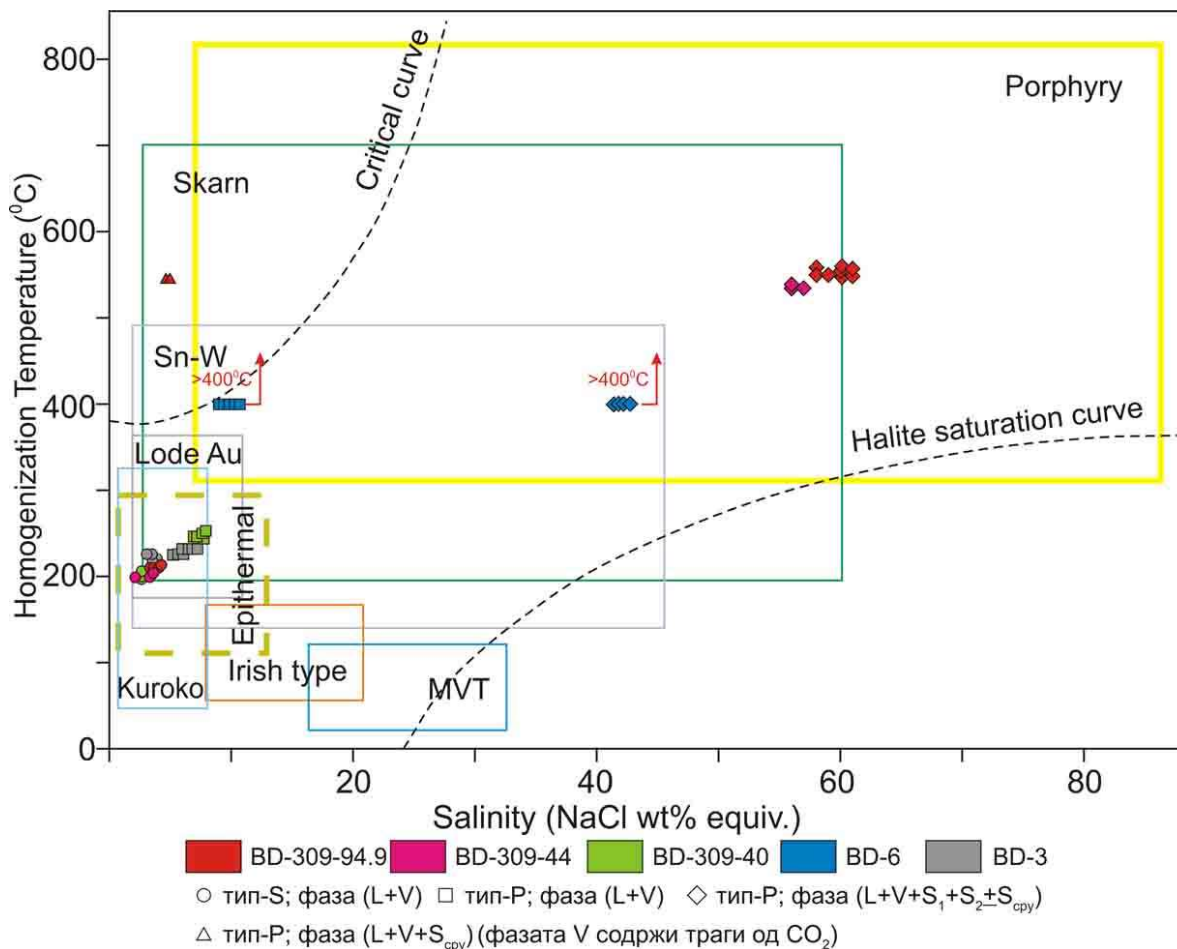
Слика 86. Графикон на односот помеѓу температурата на растворање на цврста фаза (T_s) наспроти салинитетот (wt % equiv.) на гасно-течните инклузии. Жолтото поле го преставува температурниот опсег на гасно-течните инклузии кои содржеле минерали ќерки и согласниот опсег на содржина на сол која ја содржел флуидот (модифицирано од Shepard et al., 1985; Тасев, 2010).

Fig. 86. Chart for the relation between temperature of dissolving of solid phase (T_s) against salinity (wt % equiv.) of fluid inclusions. The yellow field represents the temperature range of fluid inclusions which contained daughter minerals and the appropriate range of the content of salt which was contained in the fluid (modified after Shepard et al., 1985; Tasev, 2010).

Врз основа на дијаграмот на температурата на хомогенизација наспроти салинитетот (Wilkinson, 2001), податоците за раната и средната фаза се лоцирани во полето на порфирски наоѓалишта, а податоците за доцната фаза се наоѓаат во полето на епитермални наоѓалишта (слика 87). Постои негативна корекција помеѓу температурата на хомогенизација и вредностите на густината и позитивна корелација помеѓу густината и салинитетот на хидротермалните флуиди (Wilkinson, 2001). Заради тоа, просечната густина на гасно-течните инклузии носители на халит и силвин \pm сулфиден минерал со висок салинитет од примероците зафатени со К-фелдспатизација е повеќе од 1 g/cm^3 , а кај примероците зафатени со филитска промена густината на двофазните гасно-течни инклузии е помеѓу $0,85$ и $0,90 \text{ g/cm}^3$.

Така на пример, кај примерокот BD-3 двофазните течни со мал гасен меур инклузии имаат температурата на топење на мразот помеѓу $-3,2^\circ\text{C}$ и $-4,3^\circ\text{C}$ што одговара на одреден салинитет со вредност помеѓу $5,3$ и $7,2 \text{ wt. \% NaCl equ.}$ Хомогенизацијата на ликвидната фаза настанува од 225°C и 233°C (табела 19). Пресметаната густина на течноста е рангирана од $0,871$ до $0,897 \text{ g/cm}^3$. Секундарните двофазни гасно-течни инклузии кај истиот примерок имаат салинитет во ранг помеѓу $3,1$ и $3,9 \text{ wt.\% NaCl equ.}$ ($T_{m \text{ ice}} = -1,8^\circ\text{C}$ до $-2,3^\circ\text{C}$). Вкупната хомогенизација се случува покрај исчезнувањето на гасната фаза во температурен ранг помеѓу 219° и 225°C . Густината на течноста е пресметана во интервал од $0,861$ до $0,876 \text{ g/cm}^3$. Затоа со намалувањето на салинитетот густината на флуидот се намалува.

Овој широк опсег на вредности на густини укажува дека гасно-течните инклузии се заробени за време на вриење и немешливост се јавува помеѓу гасните и течните фази (Wilkinson, 2001). Заради вриењето и немешливоста кој се присутни во системот, нема потреба од корекција на притисокот на флуидот за температурата на хомогенизација (Wilkinson, 2001).



Слика 87. Дијаграм за детерминирање на минерализацискиот тип базиран на салинитетот и температурата на хомогенизација (Wilkinson, 2001). Податоците за раната и средната фаза од наоѓалиштето Боров Дол на дијаграмот се во порфирското поле.

Fig. 87. Diagram for determination of the mineralization type based on the salinity and temperature of homogenization (Wilkinson, 2001). Data for early and medium phase of the deposit Borov Dol on the diagram are in the porphyry field.

Доказ за систем кој вршел е даден на табела 19, каде е даден средната температура на минерализацискиот флуид. Средната температура е 323°C, а температурниот опсег е помеѓу 200-560 °C.

Други докази се дадени на слика 76 и слика 83В, на кој се гледаат флуидни инклузии кој се богати со гас, исполнети со висок процент на параа, а се во близок контакт со инклузиите кој содржат цврсти фази, течност и гасови.

Така на пример, кај примерокот BD-309-94.9 полифазните инклузии со цврста кристална фаза имаат салинитетот кој е детерминиран од конечната температура на растворање на халитот која е забележана помеѓу 490° и 505°C (табела 19) што

одговара на очигледен салинитет помеѓу 58 и 61 wt% NaCl equiv (Sterner et al., 1988). Хомогенизацијата на течната фаза се случува помеѓу 545° и 556°C. Коегзистирачките богати со гас инклузии содржат траги од CO₂. Густината на CO₂ е одредена врз база на податоци од Раманската спектроскопија и варира помеѓу 0,1 и 0,6 g/cm⁻³ (табела 20). Нивниот салинитет е пресметан од температурата на топење на клатаратите и варира помеѓу 4,7 и 5,0 wt% NaCl equiv. Температурите на хомогенизација на богатите со гас инклузии се поклопуваат со забележаните вредности на богатите со течност инклузии, што укажува на зафаќање на флуиди што вријат.

Табела 20. Густината на CO₂ одредена врз база на податоци од Раманската спектроскопија.

Table 20. The CO₂ density determined based on data from Raman spectroscopy.

| peak1 (cm ⁻¹) | peak2 (cm ⁻¹) | D | Густина на CO ₂ (g/cm ⁻³) |
|---------------------------|---------------------------|-------|--|
| 1287 | 1390 | 103 | 0,13 |
| 1286,7 | 1390,8 | 104,1 | 0,62 |
| 1287,8 | 1391 | 103,2 | 0,22 |

Постојат неколку методи за проценка на длабочината на минерализацијата и притисокот на заробување на гасно-течните инклузии (Roedder, 1984). Флуидниот притисок може да се процени со невриечки гасно-течни инклузии и/или вриечки гасно-течни инклузии. Невриечките гасно-течни инклузии го преставуваат минималниот притисок (Rusk et al., 2008), додека инклузиите кој вриеле даваат поточна проценка на притисокот на заробување базирана на микротермометричките мерења со кои тие се хомогенизирале со исчезнувањето на гасниот меур (Roedder and Bodnar, 1980). Како резултат на тоа, со мерењето на притисокот на заробување, можат да се проценат длабочините на флуидите. Секако, ова не е сосема точно бидејќи притисокот на флуидниот систем е променлива од хидростатичка до литостатичка (Rusk et al., 2008).

Во согласност со микротермометричките податоци и дијаграмот температура-притисок-длабина (слика 88) (Sourirajan and Kennedy, 1962; Haas, 1976), заробените притисоци за раната фаза (просечна Th од 548,6 °C и салинитет од 58,75 wt. % NaCl equiv.), се проценети дека се во опсегот од 380-440 bar-и (просек

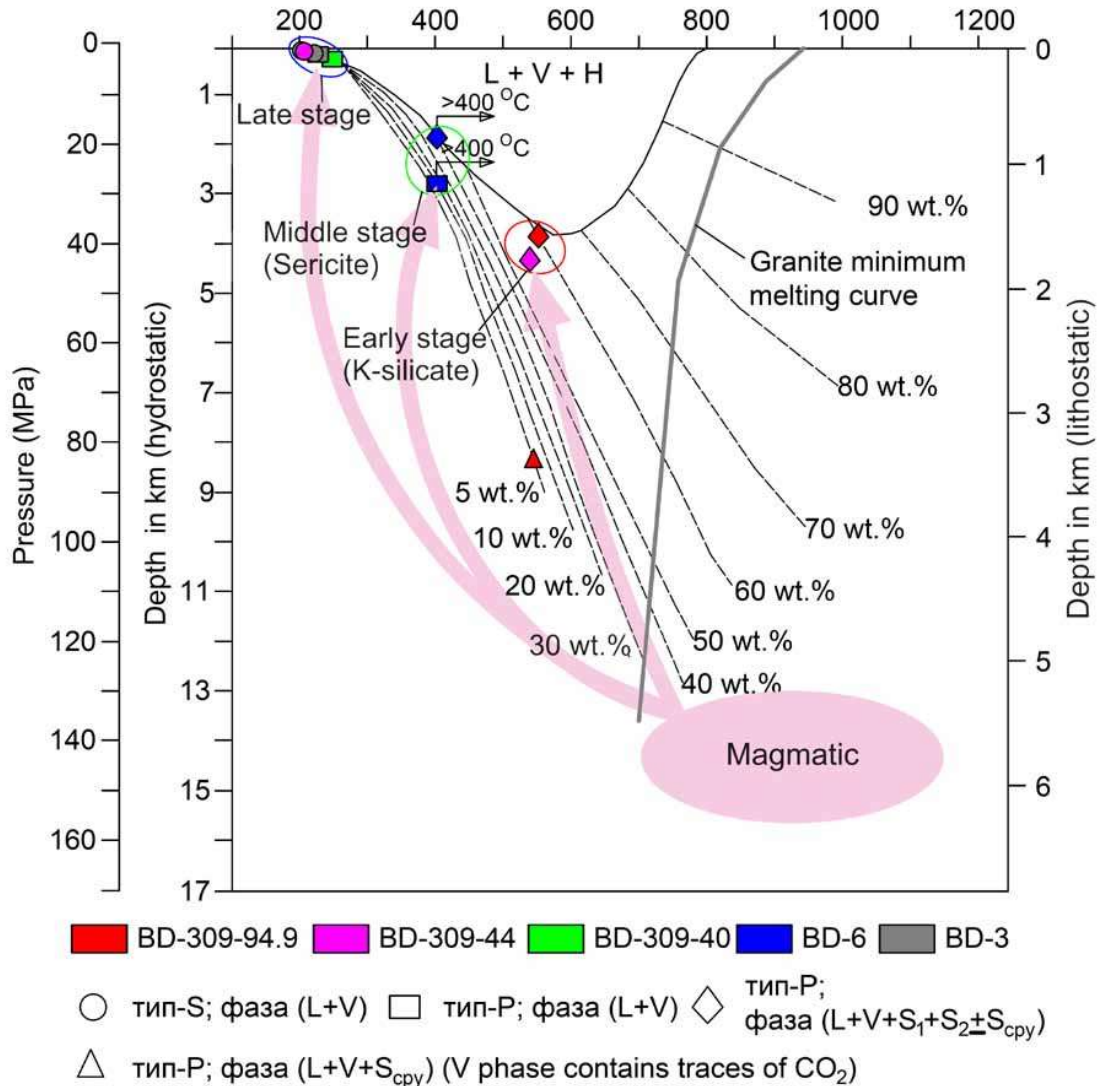
од 410 бар-и), што е еквивалентно на длабочина од приближно 4 km (во услови на хидростатички притисок). Гасно-течните инклузии од средната фаза (просечна $T_h > 400$ °C и салинитет од 41,9 wt. % NaCl equiv.) даваат длабочина на заробување од околу 2,5 km (околу 250 бар-и во услови на хидростатички притисок). На крај, касната фаза на флуиди (просечна T_h од 234,9 °C и салинитет од 6,7 % NaCl equiv.) даваат длабочина од < 1000 m (< 100 бар-и во услови на хидростатички притисок). Со претпоставка дека системот бил затворен (литостатички), проценетите длабочини на заробување се 1,7 km за раната фаза, 1,0 km за средната фаза и $< 0,4$ km за касната фаза (слика 88).

Simmonds et al. (2015) покажале дека двофазните гасно-течни инклузии со понизок салинитет и пониска T_h имаат максимум проценет притисок во рангот помеѓу 1000 и 2500 бар-и, додека полифазните гасно-течни инклузии со повисок салинитет и повисока T_h имаат минимум проценет притисок во рангот од 1000 и 2500 бар-и. Врз основа на локацијата на калиската зона во центарот на системот, јасно е дека литостатичкиот притисок на калиската зона е многу поголем од оној на филитската зона. Како резултат на тоа, широкиот опсег на разликата во притисокот помеѓу двофазните и полифазните гасно-течни инклузии може да се објасни со високата стапка на издигање и ерозија на главниот дел од наоѓалиштето и површинското откривање на K-фелдспатизација во некој делови и заробувањето на нискотемпературни хидротермални флуиди на плитки длабочини во двофазни гасно-течни инклузии со низок салинитет (слика 89).

Присуството на кварцни жици и вкрстувањето со микрожици покажува многубројни хидраулични пукнатини настанати во минатото кај порфирскиот шток. Генерално проценетата длабочина на минерализацијата кај наоѓалиштето Боров Дол и покрај горе наведениот неточен притисок е приближно > 1 до 2 km, што е слично на минерализационата длабочина на светски познатите порфирски наоѓалишта од околу 1 до 5 km (Pirajno, 2013).

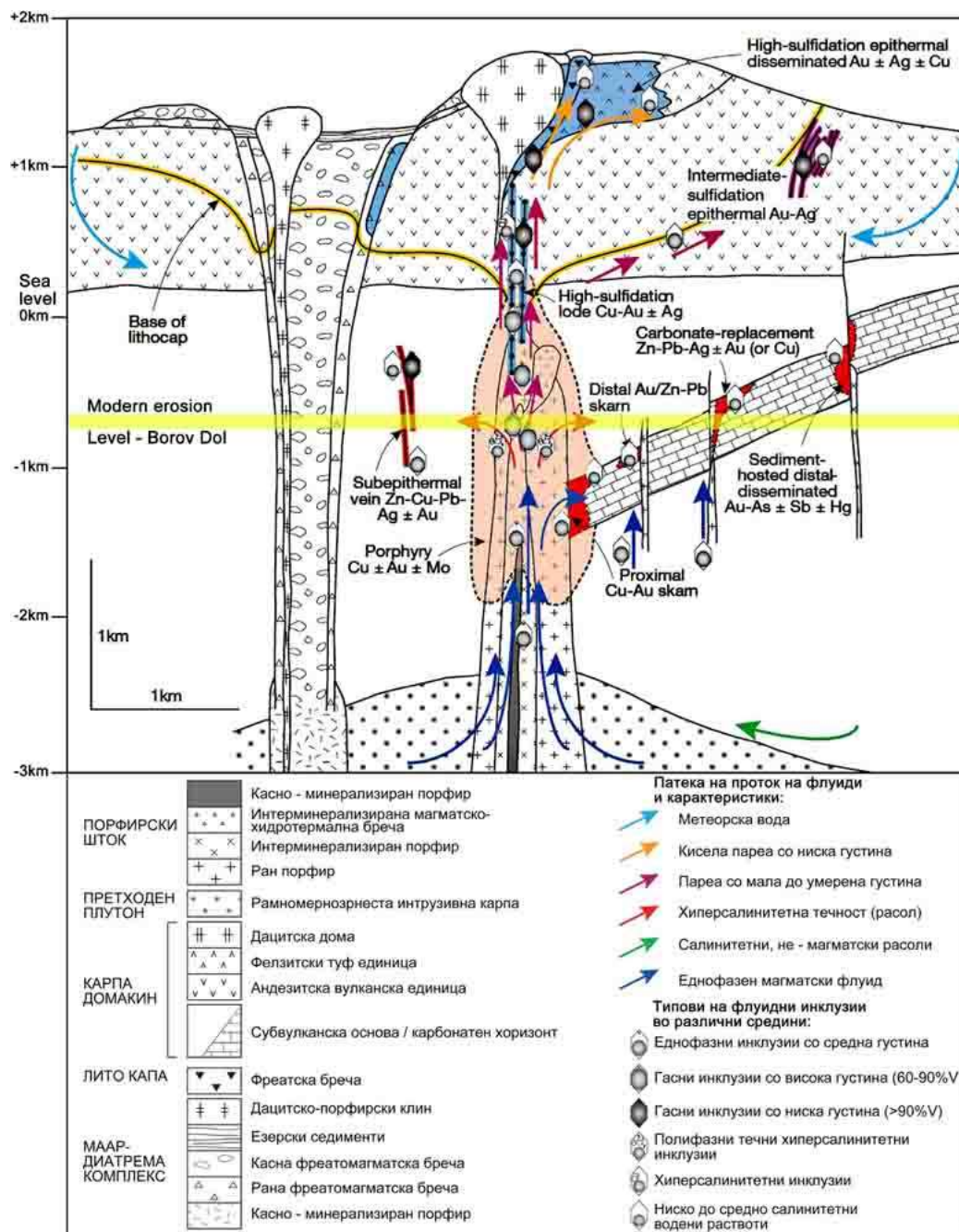
Гасно-течните инклузии кој се богати со гасови и содржат меури кои зафаќаат најмалку 60 % од инклузијата укажуваат на вриење (Kelly and Turneure, 1970), бидејќи при проучувањето овие гасно-течни инклузии имале големи гасни фази кој хомогенизирале при загревање на температури помеѓу 360-530°C. Така кај

двофазни (L+V) гасно-течни инклузии богати со гас од примерокот BD-6 температурата на хомогенизација е >400 °C и е во рамки на температурниот опсег кој го предлагаат Kelly and Turneure (1970), тоа се должи на фактот дека минерализацискиот флуид бил на поголеми длабочини >1 km до 2 km и затоа доживеал висока температура на вриење (слика 89).



Слика 88. Дијаграм притисок-температура кој ги покажува фазните врски во NaCl-H₂O системот при литостатички и хидростатички притисоци (Fournier, 1999). L-течност; V-гас; H-халит. Тенките испрекинати линии се контури на постојан wt. % NaCl растворен во расолот. Локациите на различните фази од гасно-течни инклузии се дадени на дијаграмот.

Fig. 88. Pressure-temperature diagram showing phase relationships in the NaCl-H₂O system at lithostatic and hydrostatic pressures (Fournier, 1999). L-liquid; V-vapor; H-halite. Thin dashed lines are contours of constant wt. % NaCl dissolved in brine. Locations of different phases of fluid inclusions are shown in the diagram.



Слика 89. Шематски профил низ типичен порфирски Cu систем што ги прикажува просторните врски на порфирското $Cu \pm Au \pm Mo$ наоѓалиште, центарот на порфирскиот шток, со периферниот близок Cu-Au скарн, надворешниот Au/Zn-Pb скарн, наоѓалиштето на карбонатната замена Zn-Pb-Ag \pm Au (или Cu) и наоѓалиштето на седимент домаќин со расеани Au-As \pm Sb \pm Hg, субпитермални жици на Zn-Cu-Pb-Ag \pm Au во некарбонатни карпи, и литокапи кој лежат на врвот од системот плус високосулфидно епитермално расеано Au \pm Ag \pm Cu наоѓалиште, умереносулфидно епитермално Au-Ag наоѓалиште и нискосулфидно жично епитермално Cu-Au \pm Ag наоѓалиште. На профилот се дадени и патеките на проток на флуиди и просторната распределба на главните типови на гасно-течни инклузии во различни дадени средини (модифицирано од Sillitoe, 2010).

Fig. 89. Schematic cross section through typical porphyry Cu system showing spatial relationships of the porphyry Cu±Au±Mo deposit, center of porphyry stock, with peripheral proximal Cu-Au skarn, distal Au/Zn-Pb skarn, deposit of carbonate replacement Zn-Pb-Ag±Au (or Cu) and sediment-hosted disseminated deposits Au-As±Sb±Hg, subepithermal veins of Zn-Cu-Pb-Ag±Au in noncarbonate rocks, and overlying lithocaps plus high sulfidation epithermal Au±Ag±Cu deposit, intermediate sulfidation epithermal Au-Ag deposit and low sulfidation vein epithermal Cu-Au±Ag deposit. The profile shows fluid flow pathways and spatial distribution of the main fluid inclusion types in different environments (modified after Sillitoe, 2010).

Ладење на флуидите, декомпресија и одвојување на фази. Субсолидната еволуција на магматските флуиди може да се објасни со помош на NaCl-H₂O модел системот (слика 90; Heneley and Mcnabb, 1987; Hedenquist and Lowenstern, 1994; Williams-Jones and Henrich, 2005).

При ниски притисоци (во најдобар случај околу 400 бар-и), во суштина постои гас без соли со цврст халит (регион ограничен со темно зелени линии на слика 90). Фазните односи и варијациите на густина над регионот гас+халит се окарактеризирани со меѓупростор со променлива способност на мешање (црна мрежа на слика 90), одвојувањето на ниско салинитетните гасови со променлива густина од салинитетните течности може да доведе до заситување на халитот од 25 до >60 wt. % NaCl equiv., во зависност главно од температурата. Критичната крива за бинарен систем гас+течност (црвена линија на слика 90), се протега од критичната точка на водата до повисоки притисоци и температури. Критичната крива исто така прави лак кон повеќе салинитетни состави, при што допушта гасот при покачен притисок и близу магматски температури да достигне салинитет се до 20 wt. % NaCl equiv. Присуството на мали количини CO₂ и H₂S ќе го помести меѓупросторот со променлива способност за мешање кон поголем притисок, но не ја менува топологијата на фазниот дијаграм.

Постои интересна разлика помеѓу точните анализи на коегзистирачките гасни и расолни течни инклузии од порфирски тип на наоѓалишта, и добро контролирани експерименти извршени при магматски услови. Микроанализите на коегзистирачките природни расолни и гасни инклузии покажуваат дека K, Fe, Mn, Zn, Pb и помалку солни компоненти фракционираат со NaCl во рамките на течната фаза, додека B, S, Cu, As, Sb и Au се збогатени до променливи мери во коегзистирачките гасни инклузии (Baker et al., 2004). Експерименти при 800 °C и притисоци од 1 -1,4

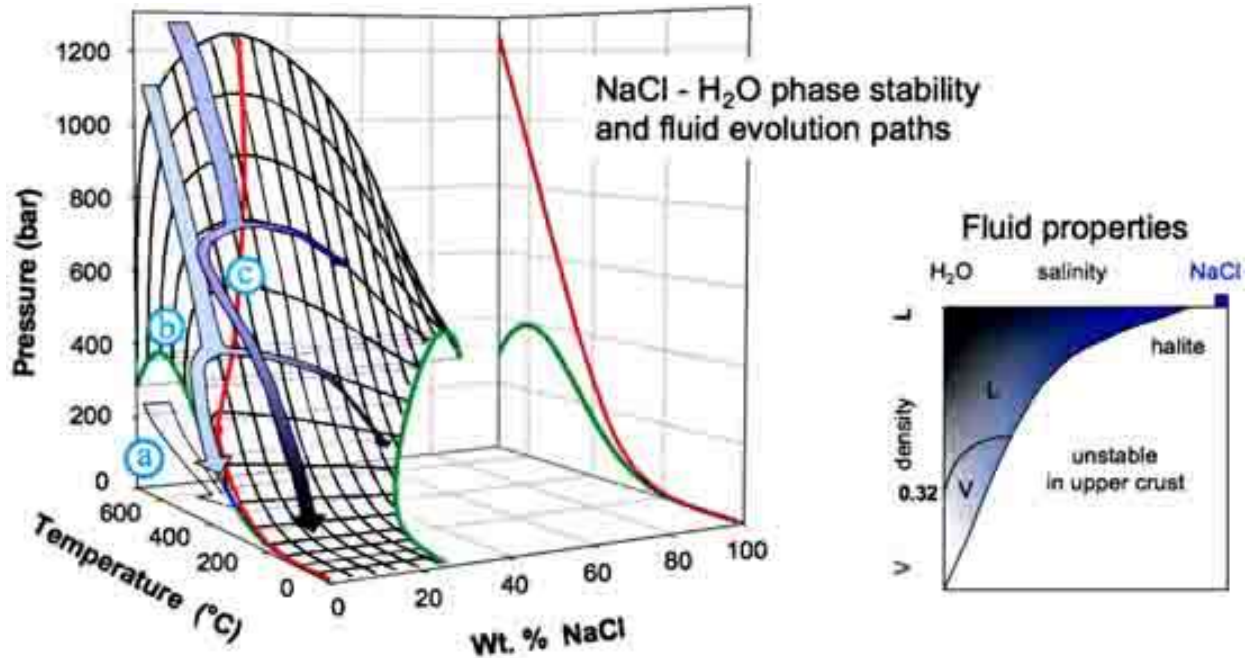
kbar-и, во присуство на топење, покажале дека Cu и Au се концентрираат во расолот во однос на гасот, со релативна прераспределба во гасот поради присуството на редуциран сулфур (Frank et al., 2011). Под субсолидни услови, Nagaseki and Hayashi (2008) и Pokrovski et al., (2008) покажуваат експериментално дека бакарот може значително да се раздели во гасот во присуство на сулфур, но екстремното збогатување со бакар пронајдено во природните гасни инклузии се уште не е репродуцирано во добро контролирани експерименти и може да биде резултат на модификација после заробувањето на флуидните инклузии (Li et al., 2009). Експерименти при 1000 °C и 1,5 kbar-и (Zajacz et al., 2010) укажуваат дека растворливоста на бакарот и златото се комплексни функции од концентрацијата на хлориди, сулфиди како и концентрации на алкалии во водени гасови со мала густина.

Меѓутоа, Williams-Jones and Heinrich (2005) предлагаат интерпретација на флуидните процеси на начин во кој гасната фаза е главниот преносник на маса, поврзувајќи ги хидратните магми со порфирските и епитермалните наоѓалишта. Главниот момент при интерпретацијата на опсегот на состави и условите притисок-температура-густина кај магматско-хидротермалните флуиди, е дека ниско до средно салинитетните флуиди имаат непрекинат опсег на стабилност, кој се протега од пареи со ниска густина, високи температури и ниски притисоци преку флуиди со средна густина на флуидот, зголемени притисоци и средни температури се до густо течни флуиди при пониски температури и било кој притисок на површината на вриење.

На слика 90 шематски се прикажани три режими на флуиди во кој трансферот на маса по пат на гас-водена пареа игра главна улога: (a) кај фоумаролите, појавата на алтерациите и волатилното издвојување на металите; (b) кај порфирските Cu±Au±Mo минерализации; (c) кај транспортот на златото и бакарот во епитермалните рудоносни средини.

Суштинскиот фактор кој ги раздвојува овие флуидни режими е длабочината на која флуидите се издвојуваат од хидрозната магма како и од притисоците и температурите кон површината. Трите флуидни режими можат да се развијат

независно при различни длабочини, а над магматската комора соодветно да создадат три различни типови рудни наоѓалишта (слика 87).



Слика 90. Фазен дијаграм за NaCl-H₂O-P-T од Driesner and Heinrich (2007), го покажува ограничениот двофазен течност+гас простор (црна мрежа), површината на заситен халит (зелена) и зависната од составот критична крива (црвена). На фазниот дијаграм се прикажани и три можни правци на еволуција на флуидот, од кои две патеки се разделуваат во областа каде што еднофазниот флуид ја пресекува двофазната површина и се издвојува ниско салинитетен гас и високосалинитетна течност (расол). Степените на темна и сина боја шематски укажуваат на густина на флуидот и салинитет, соодветно, варијаци од гас со мала густина (бела) до густ салинитетен расол (темно сина) и ниско-салинитетен воден раствор (црна, во согласност со скалата покажана на десната страна од сликата, каде што L се однесува на течност, а V на гас).

Fig. 90. Phase diagram for NaCl-H₂O-P-T from Driesner and Heinrich (2007), showing the limiting two-phase liquid + vapor surface (black), the halite saturation surface (green) and the composition-dependent critical curve (red). The phase diagram shows also three possible directions of evolution of the fluid, from which two pathways divide in the area where the singlephase fluid cuts the twophase surface and low salinity gas is extracted and high salinity liquid (brine). Degrees of dark and blue color schematically indicate fluid density and salinity, respectively, varying from low-density vapor (white) to dense saline brine (dark blue) and low-salinity aqueous liquid (black, depending on the scale shown on the right side of the figure, where L refers to liquid and V to gas).

Во случај кога магматското тело екстензивно по вертикала постепено се лади и изотермално повлекува кон длабочина, над челото на фронтот на издвојување над магматската кристализациска комора, овие три режими просторно можат

привремено да лежат еден преку друг, доведувајќи до карактеристичното преклопување на рудата и алтерациските типови. Салинитетот, густината и фазната состојба на магматските флуиди вклучени во порфирската $Cu\pm Au\pm Mo$ минерализација се променливи, како што е утврдено од гасно-течните инклузии во наоѓалиштата. Издвојувањето на магматските гасови од хидрозната магма кој кристализира може да се манифестира како еднофазна стабилност на флуидот при висок притисок (>1000 bar-и) или истовремено издвојување на расол и гас од магмата ако солидусот ја пресекува двофазната површина на флуидниот систем сол-вода. Директно издвојување на двофазен флуид од силикатниот растоп може да се случи ако притисокот е релативно низок (< 1000 bar-и) или ако односот Cl/OH во растопот е релативно висок (Webster et al., 1999; Ulrich et al., 2001; Audétat and Pettke, 2003). Во најголем број од порфирските наоѓалишта на Cu , калиската алтерација и одлагањето на $Cu-Fe$ сулфидите се случуваат во полето на стабилност на два коегзистирачки флуиди, што е потврдено од тесно поврзаните течни и гасни инклузии. Трагите на вриење вообичаено укажуваат на притисоци помеѓу 300 и 1200 bar, што кореспондира со литостатичкото отпретување на покривка од 1-4 km (Roedder, 1984; Bajo de la Alumbrera: Ulrich et al., 2001; Bingham Canyon: Redmond et al., 2004).

Примерокот BD-3 покажа дека ретките инклузии кои имаат многу помали гасни фази се без минерали ќерки. Недостатокот на минерали ќерки укажува на различен состав на минерализацискиот флуид, бидејќи вообичаено е дека доколку минералите ќерки се присутни во една инклузија тогаш тие се присутни во сите останати кои се формирале од истиот минерализациски флуид. Овие инклузии укажуваат на флуиди со пониски температури и притисоци, што се гледа од нискиот процент на гасови во инклузијата (Тасев, 2010).

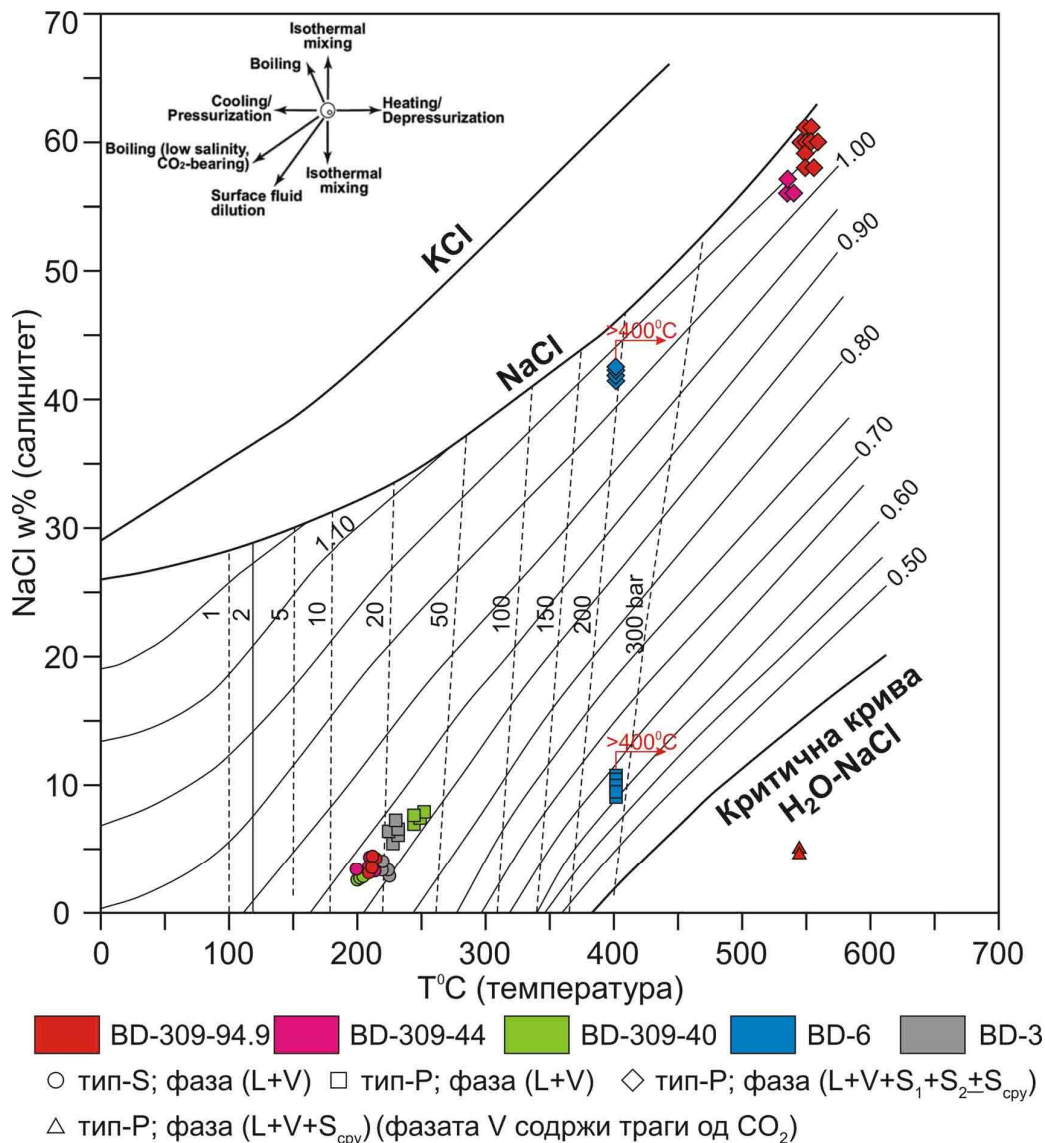
Проучувањето на флуидните инклузии во Боров Дол укажува дека постоеле три етапи на минерализација, од кои една била високо салинитетен раствор и доживеала вриење. Слика 91 дава дополнителни докази за ова илустрирајќи го дијаграмот салинитет наспротив температура на хомогенизација (Th) за анализа на примероци со помош на загревање.

Од дијаграмот на слика 91 се гледа дека во сите примероци на полифазни инклузии со цврста кристална фаза, кристалот на халит се раствора пред гасниот меур. Сите точки се релативно близу до линијата кој ја преставува позицијата каде што $T_h = T_{s(NaCl)}$, Shepherd et al., (1985) сметаат дека инклузиите кој се групираат во близина на оваа линија и кој се богати со гасови генерално се претпоставува дека се формирани од флуиден родител, кој вриел и бил заситен со NaCl. Од дијаграмот може да се забележи дека најголемиот дел од температурите на хомогенизација илустрираат дека минерализацискиот флуид вриел.

Генерално е прифатено дека минерализационите флуид кој ги формирале порфирските Cu наоѓалишта се многу жешки и солени, а во одредени делови на минерализацијата доживеале и вриење (Gonzalez-Patida and Levresse, 2003). Иако ретко, присуството на халкопиритите во некој флуидни инклузии исто така покажува дека водите од кој се формирани биле магматски (Тасев, 2010).

Од дијаграмот на слика 91 се гледа дека опсегот на салинитети се движи од 2,4 до 61,0 wt% NaCl equiv., со појава на празнина во опсегот од 10,7-42,6 wt% NaCl equiv., што најверојатно се должи на процесот на вриење. Ваквиот салинитет на растворите укажува дека рудните компоненти се транспортирани во вид на хлоридни комплекси (Melfos et al., 2002). Преципитацијата на металите (Me^{2+}) се манифестира со реакција како онаа што ја предложиле Barnes (1979) и Seward (1979): $MeCl_2(aq) + H_2S(aq) \rightarrow MeS + 2H^+ + 2Cl^-$. Според Henley and McNabb (1978), Barnes (1979) и Hezarkhani et al., (1999) екстензитетот на преципитацијата на сулфидите е контролиран од H_2S , H^+ (pH), активноста на хлоридите и температурата. Во овие процеси несомнено огромна улога одиграло и вриењето на рудносните флуиди. Општо познато е дека вриењето на флуидите може да доведе до формирање на рудни минерализации (Ramboz et al., 1982; Drummond and Ohmoto, 1985; Bowers, 1991; Hedenquist et al., 1998), како и меѓусебно издвојување на рудните метали во различни делови на хидротермалниот систем (Heinrich et al., 1999). Вриењето на флуидите блиску до површината (во плитките нивоа) може да доведе до појава на хидроразломи и формирање на мрежа на раседи и пукнатини притоа зголемувајќи ја пермеабилноста на карпата „домаќин“ и инјектирање на рудните метали во жилите (Henley and McNabb, 1978; Hedenquist et al., 1998). Релативно високиот

салинитет (дури > 60,0 wt% NaCl), најверојатно има влијание на полиметаличниот карактер на наоѓалиштето, бидејќи хлоридните комплекси се ефикасен начин на пренос на базичните метали (Barnes, 1979).



Слика 91. Дијаграм на температурите на хомогенизација (Th) наспроти салинитетот за гасно-течните инклузии од наоѓалиштето Боров Дол. Изохорите (тенки полни линии, изразени во g/cm³ за густина на течност) и максимум притисокот на H₂O пара при заситување на халит (испрекинати линии) се пресметани со ISOC (Bakker, 2003). Кривата на заситеност со NaCl и критичната крива на системот H₂O-NaCl се според Sourirajan and Kennedy, 1962 и Haas, 1976, а кривата на заситеност со KCl е според Potter et al., 1977. Шематскиот дијаграм во горниот лев агол ги покажува типичните трендови во Th (°C)-салинитет просторот за време на различните процеси на флуидна еволуција (Wilkinson, 2001).

Fig. 91. Diagram of temperatures of homogenization (T_h) against salinity for fluid inclusion from ore deposit Borov Dol. Isochores (fine solid lines, labelled in g/cm for liquid density) and maximum H₂O vapour pressure at halite saturation (dashed lines) calculated with ISOC (Bakker, 2003). The saturation curve of NaCl and the critical curve of the H₂O-NaCl system are given by Sourirajan and Kennedy, 1962 and Haas, 1976, whereas the saturation curve with KCl is after Potter et al., 1977. Schematic diagram in the upper left corner showing typical trends in T_h (°C)- Salinity space due to various fluid evolution processes (Wilkinson, 2001).

10.7. Создавање на минерализацијата

Минеролошките сознанија за наоѓалиштето Боров Дол потврдија дека минерологијата на ова порфирско Cu наоѓалиште е доста сложена, каде што пиритот е доминантен сулфиден минерал. Зголемените концентрации на пиритот само го потврдија фактот дека големи количини на сулфур биле додадени во наоѓалиштето. Главната руда и поврзаните минерали со порфирското Cu наоѓалиште Боров Дол, се следните: главен руден минерал е халкопирит, придружен со кубанит, валерит, борнит, тенантит-тетраедрит, халкозин и други Cu сулфиди и сулфосоли, молибденит и самородно злато; придружните минерали се пирит, магнетит, кварц, биотит, K-фелдспат, мусковит, минерали на глина и др.

Формирањето на минералните асоцијации во наоѓалиштето Боров Дол е во тесна врска со физичко-хемиските и термодинамичките карактеристики кои ја следеле еволуцијата на хидротермалните рудоносни раствори од моментот на нивното образување до моментот кога од нив се депонирани одредени минерали присутни во минералната паргенеза во наоѓалиштето (Тасев, 2010).

Врз основа на сложените испитувања на минералниот состав, гасно-течните инклузии и проучувањата на достапната литература, за рудоносните хидротермални раствори од кои е формирано наоѓалиштето Боров Дол, може да се каже дека биле составени од електролитни компоненти, како што се NaCl, KCl, CaCl₂, MgCl₂, FeCl₂, CuCl₂, ZnCl₂, PbCl₂, додека при пониските температури своја манифестација имале HCl, H₂S, H₂SO₄ и други меѓу кои доминантна улога имал сулфидниот анјон.

Земајќи ги предвид составите на растворите, а пред сè високиот фугаситет на сулфурот и температурите кои се движеле во опсег од 200-560 °C, можеме да утврдиме дека растворот бил доста агресивен. Во услови на високи температури,

концентрацијата на водородните јони била значително зголемена (неутралните вредности на рН биле околу 5,5), така што во присуство на посилни киселини (или посилни бази) рН-вредноста на растворот се движела во опсегот $5,5 \pm 2$. Со зголемените концентрации на анјоните најверојатно во наоѓалиштето се создале услови да се формираат комплексни соединенија кои го олесниле транспортот на скоро сите тешко растворливи соли, односно метали (Helgeson, 1969; Helgeson, 1970; Hemley and Jones, 1964; Candela and Holland, 1984; Candela, 1989a).

За издвојување на рудните минерали од хидротермалните рудоносни раствори, потребно е да биде задоволен условот да дојде до нарушување на рамнотежата во растворот и да се достигнат концентрации на одредени компоненти за нивен премин во цврста фаза. При движењето на бакароносните раствори во поволни геохемиско-структурни средини, а под влијание на горенаведените услови, доаѓа до издвојување на бакарните минерали (халкопирит) во вид на рудни тела во различен облик и димензии. Оруднувањето во наоѓалиштето Боров Дол се јавува во облик на штокверк и импрегнации.

Во порфирските Cu наоѓалишта во Српско-македонската металогенетска провинција (СММП), халкопиритот и пиритот се најприсутни минерали (Janković, 1980; Gržetic, 1990; Серафимовски, 1990; Чифлиганец, 1993; Туџаров, 1993; Тасев, 2010). Бакарот во хидротермалните раствори е присутен како Cu^+ јон, а зависно од количината на присутниот сулфур (HS^- и S^{2-}) и рН се издвојувал како халкопирит или поретко како борнит.

Покрај фугаситетот на S за интензивното создавање на халкопиритот влијаел и релативниот однос на активитетот на Fe^{2+} и Cu^+ јоните, при што концентрациите на Cu и Fe биле исти. Од друга страна, честиот пораст на концентрацијата на Fe условила покрај халкопиритот да настане и пирит при зголемено присуство на SO_4^{2-} јони. Присуството на пиритин во минералната асоцијација од наоѓалиштето Боров Дол укажува дека концентрацијата на SO_4^{2-} јони во минерализираниот систем во одредени моменти била премногу ниска.

Минеролошките истражувања на наоѓалиштето Боров Дол и проучувањето на дијаграмите на промена на фугаситетот за системот Cu-Fe-S при 200 °C (Gustafson, 1963; McKinstry, 1963) и шематскиот приказ на рамнотежите во Cu-Fe-S

системот при 300 °C и 250 °C (Craig and Scott, 1974) посочија на фактот дека кога веќе депонираниот борнит доаѓал во контакт со хидротермален раствор од некоја подоцнежна фаза (посиромашна во однос на S), во киселата средина доаѓа до негово распаѓање на халкозин и пиротин, при што S од борнитот е преземен од страна на сиромашниот раствор.

Утврдените оксиди магнетит и хематит во наоѓалиштето Боров Дол најчесто се присутни во средините каде што фугаситетот на кислород доминирал над фугаситетот на сулфурот. Ниска фугасност на сулфурот најчесто се јавувала во средините со мала порозност, заради отежнатото движење на хидротермалните раствори, што било од дифузен карактер, при што дотурот на нови поголеми количини раствор бил скоро невозможен. Споменатите оксиди можат да бидат од двојно потекло, односно од железото кое води потекло од околните карпи (нивно растворање и покасно депонирање на Fe оксиди во асоцијација со Cu сулфиди) или пак од Fe јони кои хидротермалниот раствор ги носел со себе од порано (Тасев, 2010).

Слична состојба во термодинамичка смисла е присутна со појавата на халкопирит и пирит во рамнотежа со магнетит. Помалите појави на пиротини можат да бидат резултат на намалувањето на фугасноста на сулфурот во моментот на формирањето на минералите, при што CuS и FeS од термодинамички аспект не можат да се издвојат заедно бидејќи полињата на стабилност на CuS и FeS немаат ниту една заедничка точка (Gustafson, 1963; McKinsty, 1963; Gržetic, 1990; Тасев, 2010).

Присуството на сфалерит и галенит, утврдени при микроскопските и аналитички испитувања, се интерпретира преку замена на пиритот со сфалерит, бидејќи и двата минерала имаат кубична структура, а и електродниот потенцијал на Zn (понегативен од Fe) ја фаворизира реакцијата помеѓу сулфурот од пиритот и цинковите јони, при што Fe поминува во растворот. Исто така, ZnS е скоро десетпати понерастворлив во вода од FeS₂. ZnS се појавува во асоцијација со PbS во тесна врска со халкопиритско-пиритската парагенеза. Мобилноста на Zn сулфидите во хидротермалните раствори е скоро слична со мобилноста на Cu сулфидите (Тасев, 2010). PbS е помалку застапен од ZnS, но депонирањето на

минералите на Cu се одвивало скоро истовремено со депонирањето на сулфидите на Zn и Pb од хидротермалниот раствор (Тасев, 2010).

За финална фаза на оруднувањето се смета депонирањето на металите транспортирани со раствори кои се со зголемен редокс потенцијал во присуство на сулфидниот и сулфатниот анјон. Температурите биле околу 150-300 °C бидејќи во тој интервал стабилноста на комплексните јони била највисока. Во финалната фаза постои изразен процес на неутрализација на агресивните сулфатни јони кои се формирале со оксидација на сулфидите од присутниот кислород донесен со метеорската вода, чиј кружен ток главно е резултат на топлотниот градиент во околината на магматските интрузии. Постоел процес на неутрализација бидејќи тој ист раствор циркулирал низ андезитски карпи богати со алкални и замјоалкални метали, па затоа рН на растворот се наоѓа во интервал близок до неутралната вредност. Овој процес се состоел во врзување на Ca од силикатната основа на андезитите кој се наоѓале во просторот на циркулација на хидротермалните раствори збогатени со SO_4^{2-} јони. Притоа, доаѓа до разградба на силикатите во андезитите, при што се мобилизира силициумот кој во хидротермалниот раствор се транспортира заедно со сулфатите и јонските комплекси кои се стабилни и доволно растворливи при пониски температури.

Со движењето на растворот кон површината, освен температурата, опаѓа и притисокот што резултира со кристализација на кварц на кој дополнително можат да се наталожат благородни метали, а $CaSO_4$, кој помеѓу останатите компоненти на хидротермалниот раствор бил најрастворлив, е транспортиран до самата површина, каде што кристализирал како анхидрит (Тасев, 2010).

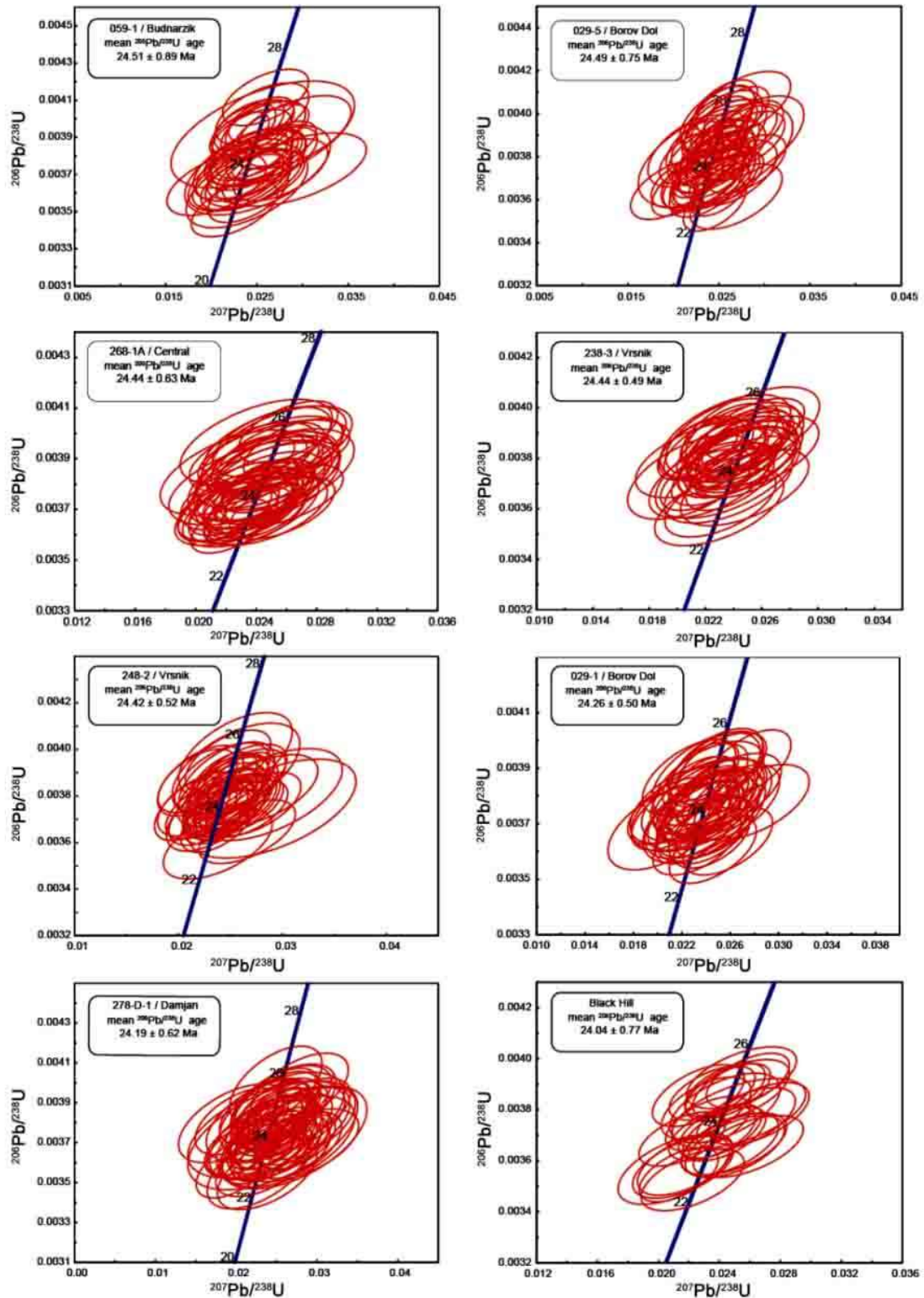
Покрај магматско-хидротермалните процеси, во формирањето на минерализациониот систем е карактеристично и присуството на процесите на оксидација и распаѓање кои резултирале со формирање на зона на супергено збогатување. Во супергената асоцијација се создадени секундарни минерали на бакар и тоа борнит, халкозин и ковелин, како и оксидационата Cu-Fe парагенеза составена со самороден бакар, тенорит, малахит, азурит и Fe-Cu лимонит (Туџаров, 1993).

10.8. Радиоизотопни проучувања

10.8.1. Апсолутна старост на карпите по U-Pb метода

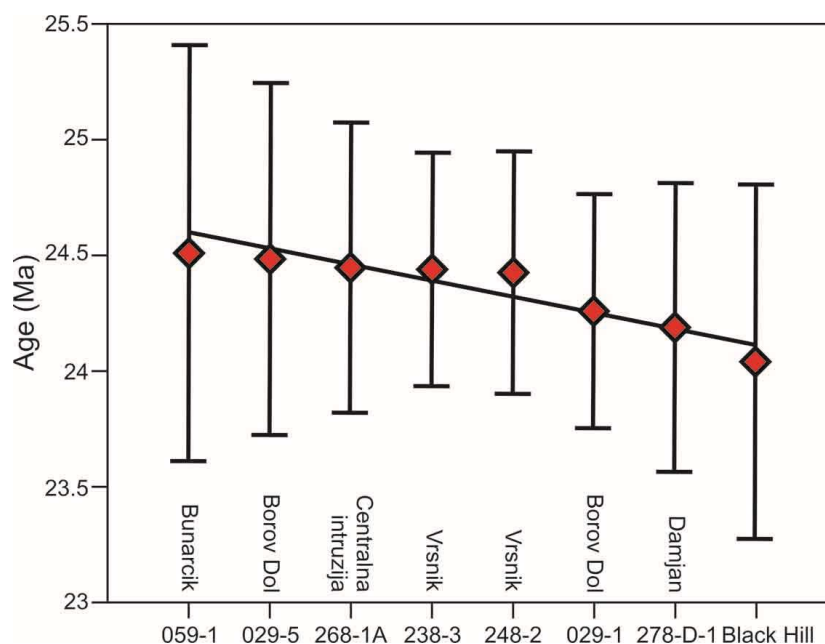
Одредбата на староста на вулканизмот во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол се проучувала во повеќе наврати. Првите одредби на апсолутната старост по методата на K/Ar на латитите од Бучим дале старост од 25 ± 1 Ma (Јанковиќ, 1980; Иванов, 1982). Исто така, од подоцнежните одредби на апсолутната старост по методата на K/Ar на цела карпа се добиени следните вредности: латито-андезит (I-фаза) од Бучим 27,5 Ma, латит (II-фаза) од Бучим 24,9 Ma, латит од Пилав Тепе 24,7 Ma, латит од Боров Дол 26,5 Ma и латит-кварцлатит од Боров Дол 28,0 Ma (Stojanov and Serafimovski, 1990). Најновите проучувања на староста на магматизмот во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол го стеснија старосниот опсег помеѓу $24,04 \pm 0,77$ Ma и $24,51 \pm 0,89$ Ma, како што е потврдено со хемиското калење при одредбата на староста на цирконите со Ласерска Аблација Индуктивно Сврзан Плазма (Laser Ablation Inductive Coupled Plasma – (CA) – LA ICP MS) (слика 92) (Lehmann and Barcikowski, 2012). Овие податоци укажуваат дека магматската активност на овој простор се одвивала главно за време на горен олигоцен и миоцен, во еден многу краток временски период (слика 93) (Туџаров, 1993).

Генерално, магматската активност на просторот на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол има повеќефазен карактер (Иванов, 1966). На почетокот, магматската активност се одвивала во услови на плутонско ниво, а подоцна со промената на карактерот на магмата, дошло до пулсацион втиснување во повисоките нивоа. На субвулканскиот и вулканскиот карактер на андезитско-латитските карпи во Дамјанскиот блок упатуваат литостратиграфските и структурните карактеристики на геолошките формации во кои се присутни, како и начинот на појавувањето и односот на овие карпи со постарите геолошки формации (Туџаров, 1993).



Слика 92. U-Pb конкордија дијаграми за поединечни зрна на циркон анализирани за примероците: 059-1 (Бунарџик), 029-5 (Боров Дол), 268-1A (централна интрузија), 238-3 (Вршник), 248-2 (Вршник), 029-1 (Боров Дол), 278-D-1 (Дамјан), Black Hill (Црни Врв) (Lehmann and Varcikowski, 2012).

Fig. 92. U-Pb concordia diagrams for single zircon grains analyzed for samples: 059-1 (Bunardzik), 029-5 (Borov Dol), 268-1A (Central intrusion), 238-3 (Vrshnik), 248-2 (Vrshnik), 029-1 (Borov Dol), 278-D-1 (Damjan), Black Hill (Lehmann and Barcikowski, 2012).



Слика 93. Дијаграмот ја покажува просечната U-Pb старост на циркон со грешка 1σ . Старосниот тренд е видлив, но не одговара на географската распределба на различните интрузии во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (слика 8) (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Fig. 93. The diagram shows the average U-Pb zircon age with 1σ error. An age trend is visible but it does not correspond to the geographical distribution of the different intrusions in the Buchim-Damjan-Borov Dol ore district (Fig. 8) (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Во рамките на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол, издвоени се три фази на вулкански карпи (Иванов, 1982). Во првата фаза се издвоени субвулканско-вулканските пробои на андезитите од Дамјан, субвулканските пробои на латити и андезито-латити од Бучим, изливи на лави од кварцлатити во близина на Боров Дол и дајковите и нековите на трахи-риолити кај Црн Врв, Кошево и Калапетровци. Ова фаза е рудоносна за која парагенетски се поврзани минерализациите во трите рудни полиња на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол. Како втора фаза се издвоени маркантните вулкански купи Пилав Тепе, Плоча, Орлова Глава, Траскавачка Чука и др., кои спрема морфолошките карактеристики преставуваат јасно помлада фаза во однос на претходната. Во третата фаза се издвоени изливите на лави од андезито-латитски состав, кои се јасно воочливи северозападно од Боров Дол (Иванов, 1982).

10.8.2. Sr-Nd анализи

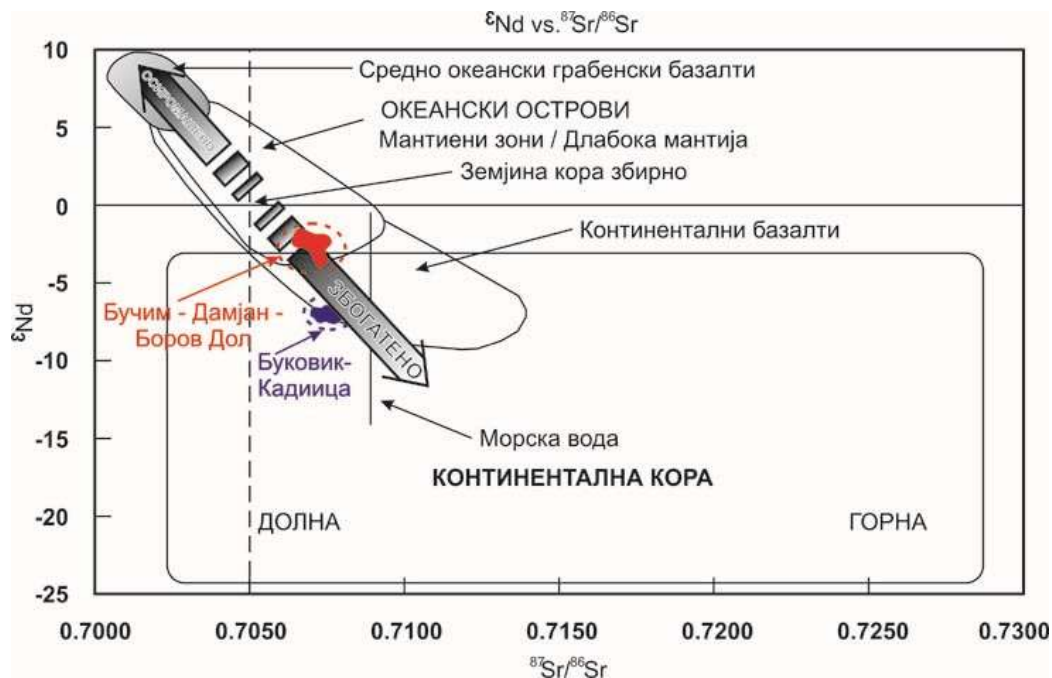
За појаснување на потеклото на терциерниот магматизам кој ги дал субвулканско-вулканските фации како на подрачјето на Боров Дол, така и пошироко, се извршени изотопски испитувања на $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Boev et al., 1992; Serafimovski 1990, 1993; Serafimovski et al., 1996; Tasev 2003, 2010; Lehmann and Barcikowski, 2012). Испитувањата извршени од страна на Боев и др. (Boev et al., 1992) се за поедините терциерни вулкански карпи од територијата на Македонија. Добиените вредности на изотопите на Sr во анализираниите примероци се движат во границите од 0,706318 до 0,710641 (за Боровдолскиот комплекс 0,706897), и истите во основа укажуваат дека се работи за магми кои потекнуваат од граничните делови на континенталната кора и горната обвивка. По својот карактер, овие магми се калко-алкални и според сите свои карактеристики би можеле да ги споредиме со магмите кои се формираат во геотектонските подрачја какви што се активните континентални маргини (Boev et al., 1992; Serafimovski 1990, 1993; Serafimovski et al., 1996; и Tasev 2003, 2010).

Во табела 21 и на слика 94 е прикажан изотопскиот состав на Sr и Nd во цела карпа. За пресметување на почетните изотопни односи на Sr и Nd, се употреби старост од 24 Ma.

Табела 21. Податоци за изотопските односи на $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ за магматските карпи од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (Lehmann and Barcikowski, 2012).

Table 21. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ data for magmatic rocks from the Bucim-Damjan-Borov Dol ore district.

| Проба | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (corrected at 24 Ma) | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (corrected at 24 Ma) | $\epsilon\text{-Nd}$ (at 24 Ma) |
|------------|---------------------------------|--|-----------------------------------|--|---------------------------------|
| 268-1-A | 0,707003 | 0,706925 | 0,512506 | 0,512489 | -2,31 |
| 278-D-1 | 0,706717 | 0,706661 | 0,512512 | 0,512495 | -2,18 |
| 248-2 | 0,706965 | 0,706886 | 0,512506 | 0,512489 | -2,31 |
| 059-1 | 0,706857 | 0,706664 | 0,512506 | 0,512489 | -2,30 |
| 029-5 | 0,706857 | 0,706811 | 0,512514 | 0,512497 | -2,15 |
| 029-1 | 0,706641 | 0,706584 | 0,512498 | 0,512480 | -2,47 |
| 238-3 | 0,707812 | 0,707406 | 0,512502 | 0,512487 | -2,34 |
| Black Hill | 0,707470 | 0,707270 | 0,512441 | 0,512425 | -3,55 |



Слика 94. Изотопните односи во главните геохемики резервоари. Изотопниот состав на т.н. збирна кора лежи на пресекот на хоризонталната линија $\epsilon_{Nd}=0$ и испрекинатата вертикална линија $^{87}Sr/^{86}Sr=0,705$ (оваа линија е испрекината бидејќи $^{87}Sr/^{86}Sr$ на збирната кора не е со сигурност потврден). Стрелките означени со „осиромашено“ и „збогатено“ покажуваат каде би се исцртале некомпатибилните елементи во осиромашените и збогатените резервоари (според Тасев, 2010).

Fig. 94. Isotopes ratios in the major geochemical reservoirs. The isotopic composition of the so-called summative crust lies at the intersection of the horizontal line $\epsilon_{Nd} = 0$ and the interrupted vertical line $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.705$ (this line is interrupted because $^{87}Sr/^{86}Sr$ of the summative crust is not confirmed with certainty). The arrows marked with "depleted" and "enriched" indicate where would be drawn the incompatible elements in the depleted and enriched reservoirs (according to Tasev, 2010).

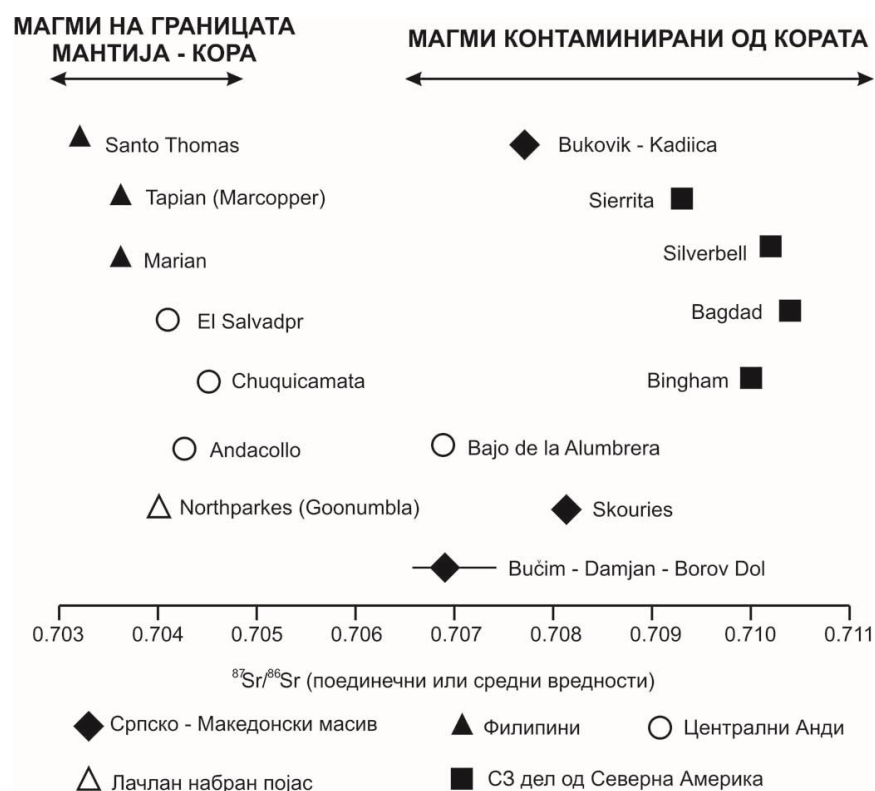
Притоа, Sr и Nd изотопски односи ($^{87}Sr/^{86}Sr$ од 0,706584 до 0,707406 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ од 0,512425 и 0,512497 или ϵ_{Nd} од - 3,55 до -2,15) покажаа дека магматските продукти се малку контаминирани од материјал од континенталната кора, како резултат на делумното топење на длабоките делови на континенталната кора подвлечени со колизија на континенталните блокови (Serafimovski et al., 2016).

Во Горно Еоценско – Олигоценскиот појас, во магматизмот помеѓу 29 и 35 Ма доминираат растопи од кората, а со зголемени приноси од мантијата помеѓу 20 и 27 Ма (Serafimovski et al., 2016).

Материјалот за формирањето на карпите од рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол најверојатно го дала плутонска интрузија, втисната на релативно плитка

длабочина (1-5 km), а поради растојанието до местото на зацврстување, контаминацијата со материјал од околните карпи е од релативен карактер (Marchev et al., 2002;). Поради контаминацијата со материјал од околните карпи, максималната вредност на $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигнува до 0,707406, што веќе навестува контаминација со материјал (Серафимовски 1990; Voev et al., 1997; Yanev et al., 2008; Тасев, 2010), карактеристичен за порадиогените метаморфити. Одредените вредности за $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ го сместуваат рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол помеѓу наоѓалиштата Бајо де ла Алумбрера и Скуриес (Bajo de la Alumbreira, Skurries) (Silitoe 1987; Heithersay and Walshe 1995; Kroll et al., 2002; Тасев 2010) (слика 95).

Потеклото на магмите кои го градат терциерниот магматски комплекс во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол е од мантијата со несомнено влијание на материјал од горната кора и нејзините продукти како главни контаминенти. Односите на $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ добро се вклопуваат во опсегот $0,704 \pm 0,710$ карактеристичен за порфирски наоѓалишта лоцирани во континенталните маргини (Misra, 2000).



Слика 95. Високите односи $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ сугерираат контаминација од кората на иницијалните растопи за време на интудирањето. Податоците се во согласност со други порфирски Си наоѓалишта сместени во средини одредени како континентални лакови (според: Heithersay and Walshe 1995; Silitoe 1987; Kroll et al., 2002; модификувано).

Fig. 95. The high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios suggest contamination from the crust of the initial melts during the intruding. The data are in concordance with other porphyry copper deposits located in areas designated as continental arcs (according to: Heithersay and Walshe 1995; Sillitoe 1987; Kroll et al., 2002; modified).

10.9. Генетски модел на наоѓалиштето

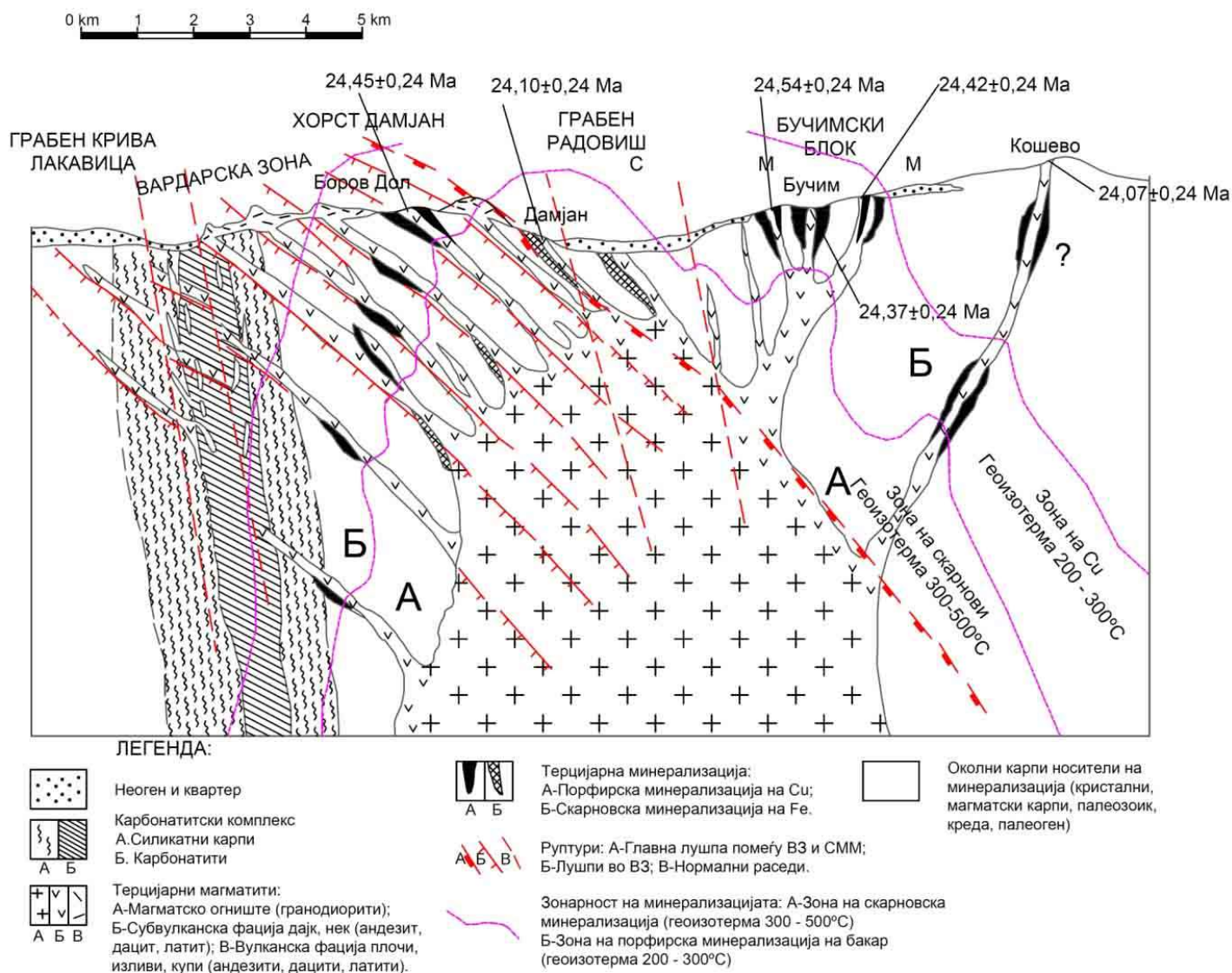
Образувањето на порфирската Cu минерализација во наоѓалиштето Боров Дол е продукт на еден повеќефазен процес, во кој доаѓа до израз тесната просторна, временска и парагенетска поврзаност на минерализацијата со терциерниот магматизам. Еволуцијата на овој магматизам се одвивала главно во олиго-миоцен со полифазно интудирање на магмите долж разломните зони во серијата на палеогените седименти, што резултирало со формирање на карактеристични прстенести и радијални структури - типични за структурите на вулканските апарати (слика 96). Вулкано-структурната предиспонираност на теренот, поволно се одразила на еволуцијата на подоцните хидротермални рудоносни раствори.

По консолидацијата на субвулканските и вулканските фации и појавата на пропилитизацијата, која се карактеризира со нискотемпературни промени на боените минерали (претставени со епидот и хлорит), следи високотемпературниот хидротермален стадиум на промени во кои доминираат силификацијата, серицитизацијата, наместа K-метасоматоза и др., на кои се надоврзуваат рудоносните фази (Серафимовски, 1990).

Хидротермалниот полифазен процес на формирањето на минерализацијата започнува со депонирањето на високотемпературната сулфидна парагенеза во прв ред пиротин и халкопиротин, кои интензивно се потиснати од пирит I, кој е најмногу застапен и со него оди дел од самородното злато и пецитот. По оваа фаза, во системот доаѓа до пораст на оксидациониот потенцијал, при што настапува издвојувањето на минералите од високотемпературната парагенеза, од редот на магнетит, рутил и сфен, а на нешто пониска температура хематит, рутил, мартит, анатас и др.

При намалени температури и покачен редукционен потенцијал, доаѓа до издвојување на минералите од главната сулфидна (кварц-пирит-молибденит-халкопиритска) парагенеза, за која е поврзан најголемиот дел од порфирската Cu

минерализација во Боров Дол. Покрај пирит II, молибденит, халкопирит II, во оваа фаза се депонираат уште и самородно злато, пецит, кубанит, валерит и др. По издвојувањето на минералите од оваа парагенеза со постојан пад на температурата што е проследен со промена на физичко-хемиските услови на хидротермалните рудоносни раствори, започнува депонирањето на минералите од средно до нискотемпературната сулфидно-сулфосолна парагенеза во која се присутни пирит III, халкопирит III, галенит, сфалерит, тераедрит, тенантит, енаргит, фаматинит, борнит, халкозин и др.



Слика 96. Шематски профил низ рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол (модифицирано според Volkov et al., 2010).

Fig. 96. Schematic profile through the Buchim-Damjan-Borov Dol ore district (modified according to Volkov et al., 2010).

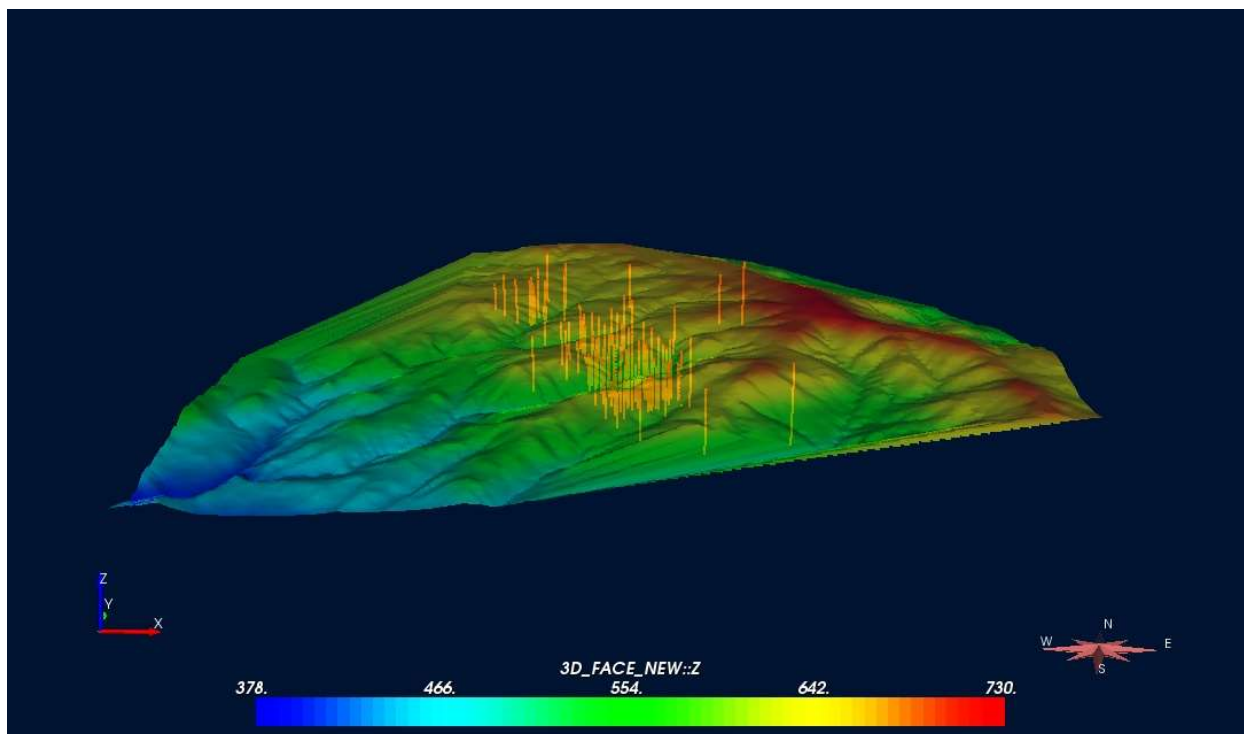
Хидротермалниот процес завршува со издвојувањето на минералите од нискотемпературната прслинско-пукотинска-оксидно-карбонатна парагенеза од редот на кварц, сидерит, калцит и др.

Во супергени услови доаѓа до создавање на лимонит и тенорит, поврзани за оксидационата и ковелин и халкозин, поврзани за цементационата зона.

11. ЗД МОДЕЛИРАЊЕ НА БАКАРНОТО ПОРФИРСКО НАОЃАЛИШТЕ БОРОВ ДОЛ

При истражувањата на рудните наоѓалишта доста често се применуваат алатките за тридимензионално моделирање кои од временски и економски аспект се поисплатливи и се олеснителна околност при визуелизацијата, корелацијата и толкувањето на геолошките податоци.

Користејќи ги геодетските податоци од теренот, и литолошките и геохемиските податоци од 100 истражни дупнатини со вкупно 23 435 m, е направена ЗД мрежа која ја отсликува дистрибуцијата за секоја хемиска анализа во истражните дупнатини (Cu, Au, Ag и Mo; слики 97, 98, 99, 100 и 101) со помош на професионален компјутерски софтверски пакет Move од Midland Valley 3D софтвер.



Слика 97. Површина на теренот на Боров Дол и локации на истражните дупнатини.

Fig. 97. Terrain of the Borov Dol and position of the exploration drill holes.

Моделот на бакарните концентрации/минерализации ги зафаќа централните делови на истражуваната област и има ориентација СИ-ЈЗ (слика 98). Таквата

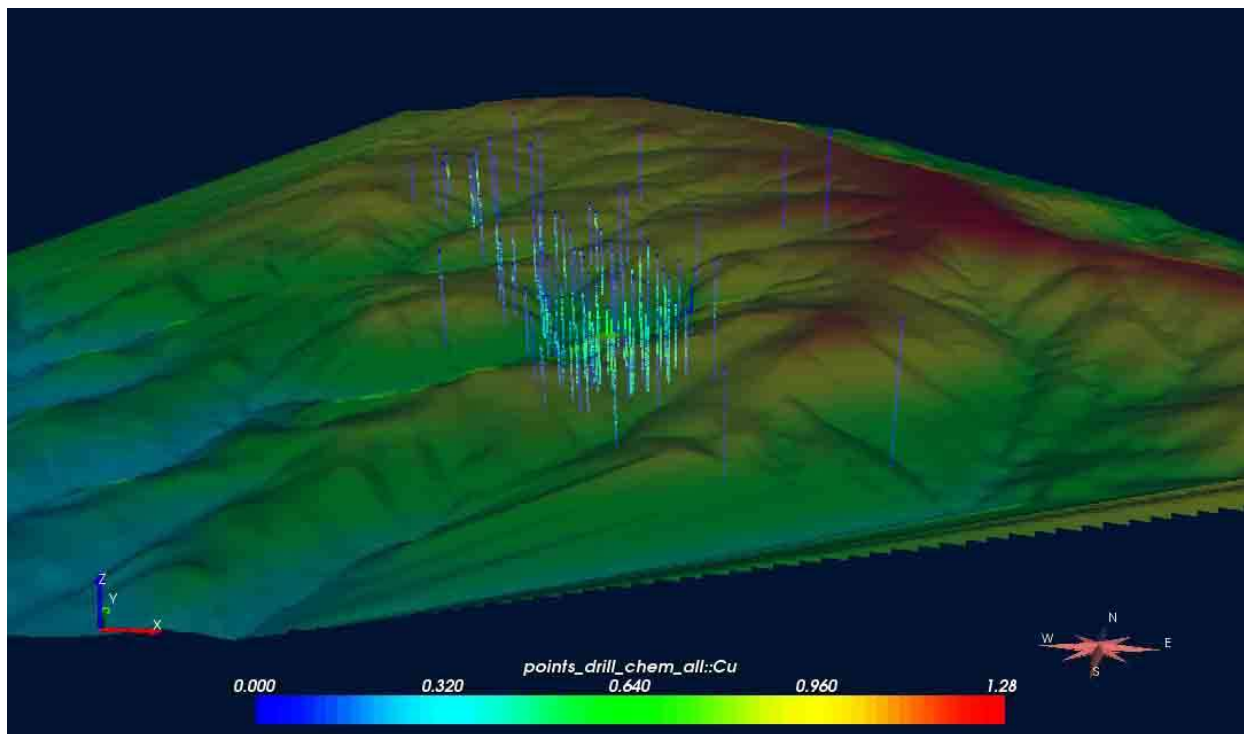
поставеност на бакарот во областа од интерес силно ги рефлектира сознанијата од површинската геохемија (слика 17).

Иако е оскудна по својата природа, минерализацијата на злато беше детерминирана во J-3 маргини на истражуваната област (слика 99).

Концентрациите на сребро беа распространети низ целата истражувана област (слика 100).

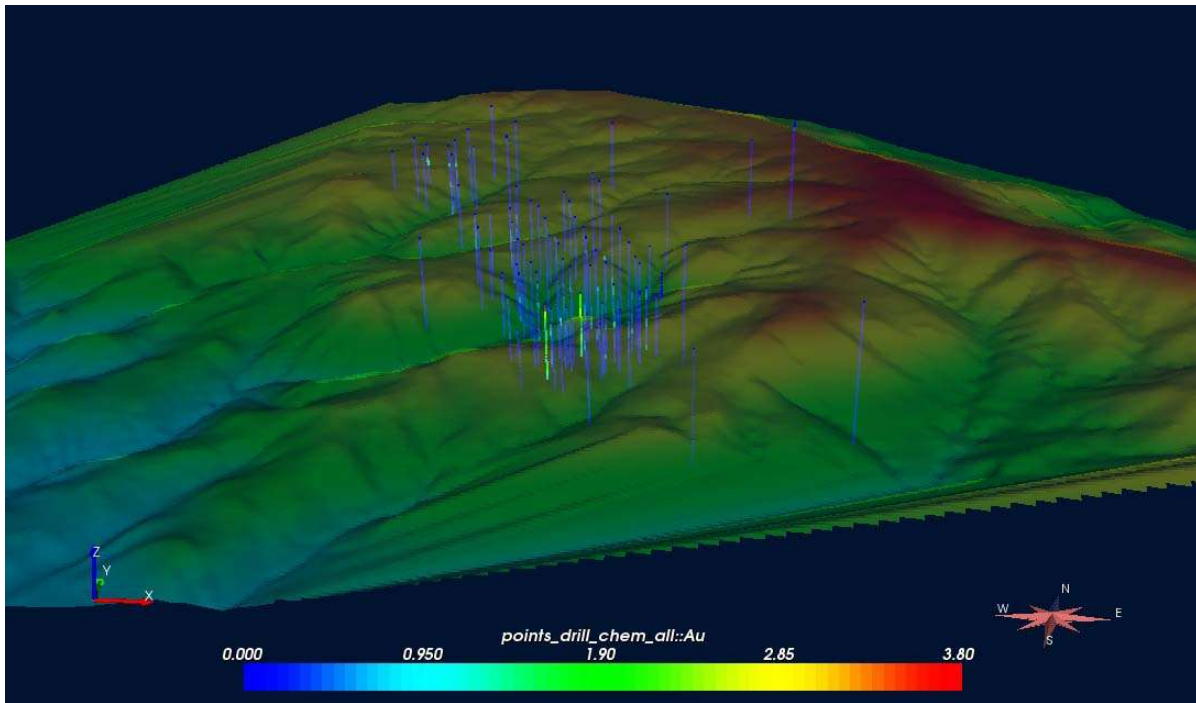
Наспротив среброто, молибденот го манифестира своето присуство главно во централните делови на истражуваната област (слика 101). Како што се очекува, тој генерално ја следи бакарната минерализација. Ова откритие е силно во согласност со наодите на Serafimovski et al., 1996 и Lehman et al., 2013.

Направена е тридимензионална површинска геологија и дефинирани се поважните раседни структури во наоѓалиштето (слики 102 и 103).



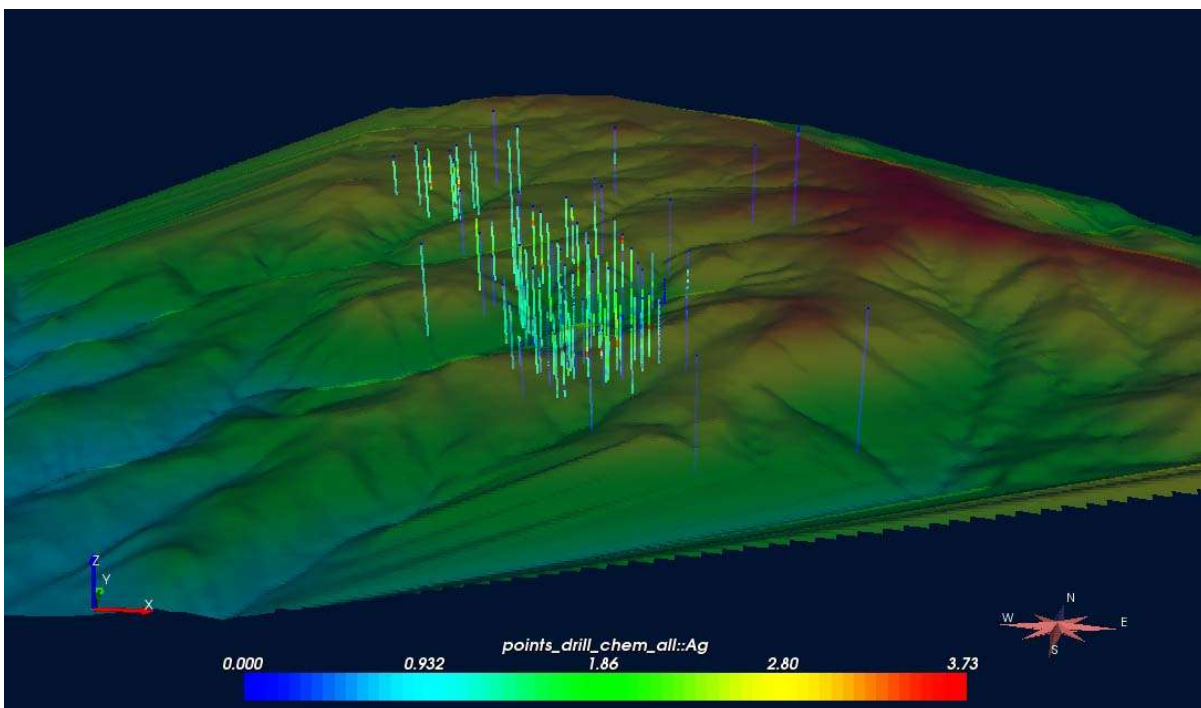
Слика 98. Варијација на Cu во истражните дупнатини од наоѓалиштето Боров Дол.

Fig. 98. Copper variability in exploration drill holes of the Borov Dol deposit.



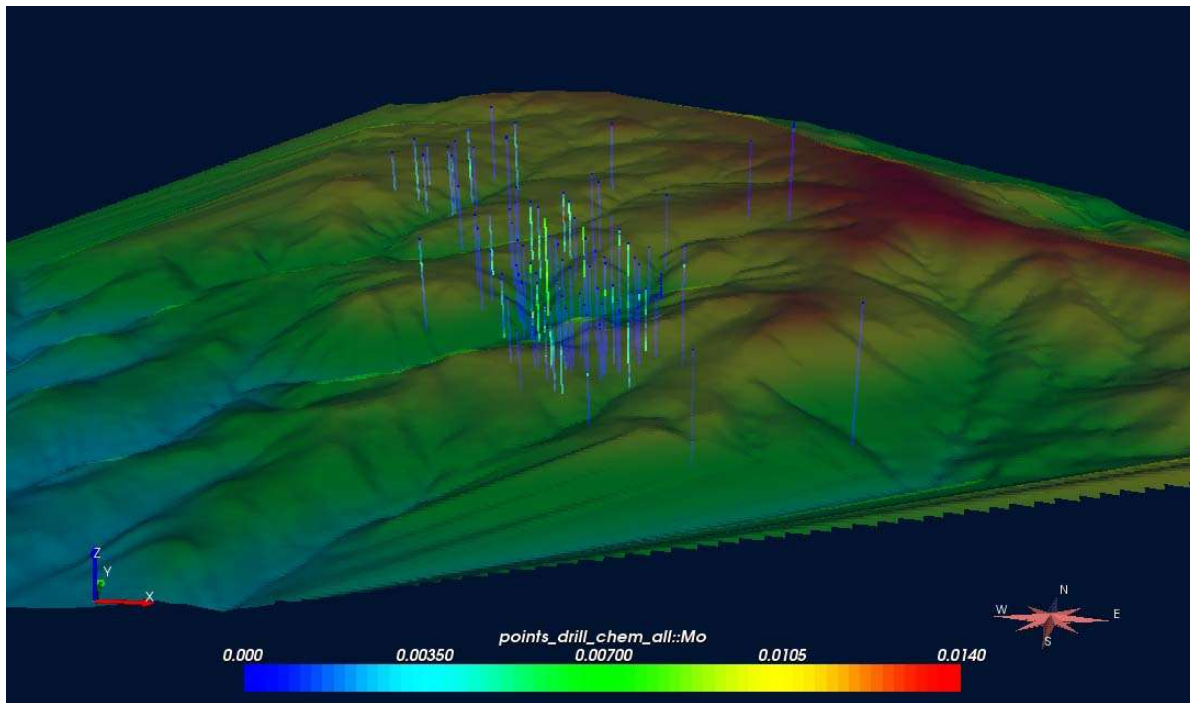
Слика 99. Варијација на Au во истражните дупнатини од наоѓалиштето Боров Дол.

Fig. 99. Gold variability in exploration drill holes of the Borov Dol deposit.



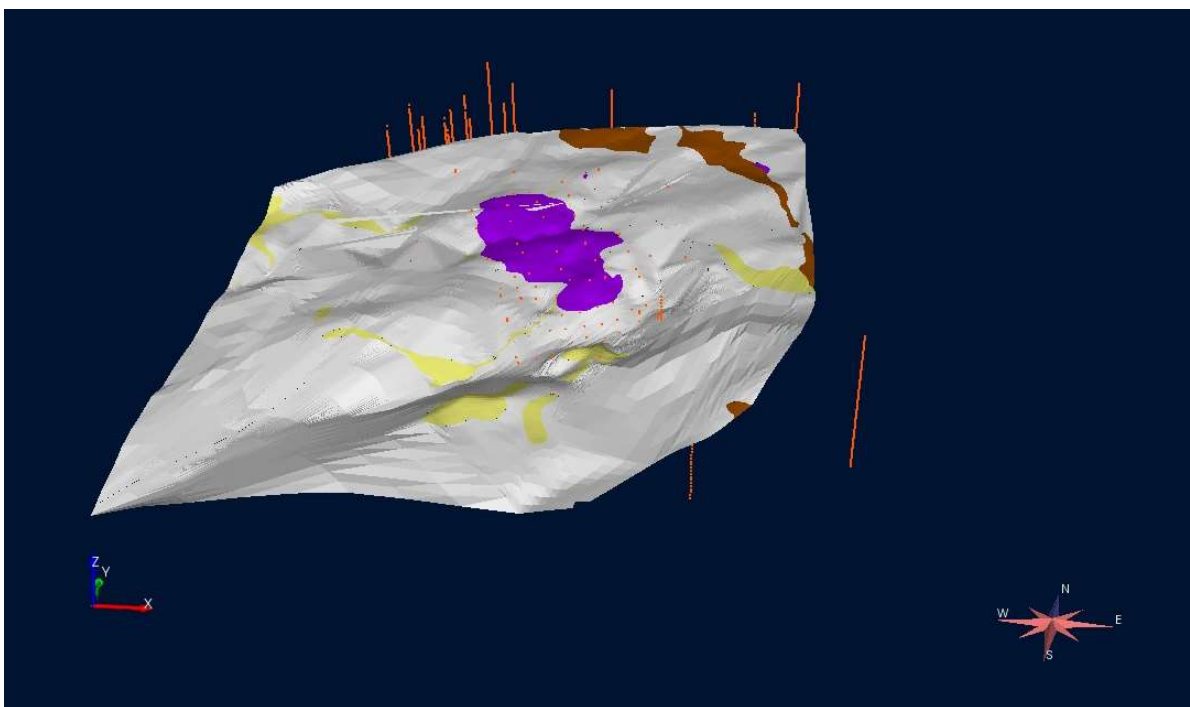
Слика 100. Варијација на Ag во истражните дупнатини од наоѓалиштето Боров Дол.

Fig. 100. Silver variability in exploration drill holes of the Borov Dol deposit.



Слика 101. Варијација на Мо во истражните дупнатини од наоѓалиштето Боров Дол.

Fig. 101. Molybdenum variability in exploration drill holes of the Borov Dol deposit.



Слика 102. 3Д површинска геологија и истражни дупнатини, област Боров Дол.

Fig. 102. 3D surface geology and exploration drill holes, Borov Dol area.



Слика 103. 3Д површинска геологија и некои од главните раседи кои се добиени од попречните профили, област Боров Дол.

Fig. 103. 3D surface geology and some of the major faults obtained from cross sections, Borov Dol area.

3Д моделот на бакарната минерализација во наоѓалиштето Боров Дол ни ги дава следните информации (слика 104):

- i) Издвоени се четири рудни тела: Јужно рудно тело, Централно рудно тело, Северно рудно тело и рудно тело Попова Шапка (слика 105А и слика 106А).
- ii) Главниот доводен канал на бакарната минерализација е под Северното рудно тело (слика 105А и слика 106А).
- iii) Кај Северното рудно тело и рудното тело Попова Шапка воочливи се две нивоа на Си минерализација (слика 106А) односно најмалку две фази на сулфидна минерализација, каде по се изгледа имало појавување на телескопирање на рудоносните раствори. Тоа е потврдено и со рудно-микроскопски испитувања на примероци од наоѓалиштето Боров Дол (Serafimovski and Tasev, 2014).
- iv) Пермеабилни средини погодни за депонирање на порфирската минерализација се сивобелите крупнопорфирски андезити, додека темносивите ситнопорфирски андезити и вулканските туфови се екран на минерализацијата.

- v) Димензиите на наоѓалиштето Боров Дол се следните: 600 m во ширина, преку 2 000 m во должина и повеќе од 500 m во длабочина.
- vi) Минерализацијата се протега кон север и во длабина каде што треба да биде фокусот на идните истражувањата. Северното рудно тело треба да биде предмет на истражување во длабина (слика 105A и слика 106A).
- vii) Дава можности геохемиските интерпретации да се поврзат и со геолошки и алтерациски модели и со тоа да се добие уште појасна слика за наоѓалиштето (Ivanovski, 2016).

Со изработката на 3Д моделите на Cu, Au, Ag и Fe₃O₄, се створи база за креирање на соодветни 2Д модели за овие испитани елементи во наоѓалиштето на било кој негов дел (слика 105 и слика 106).

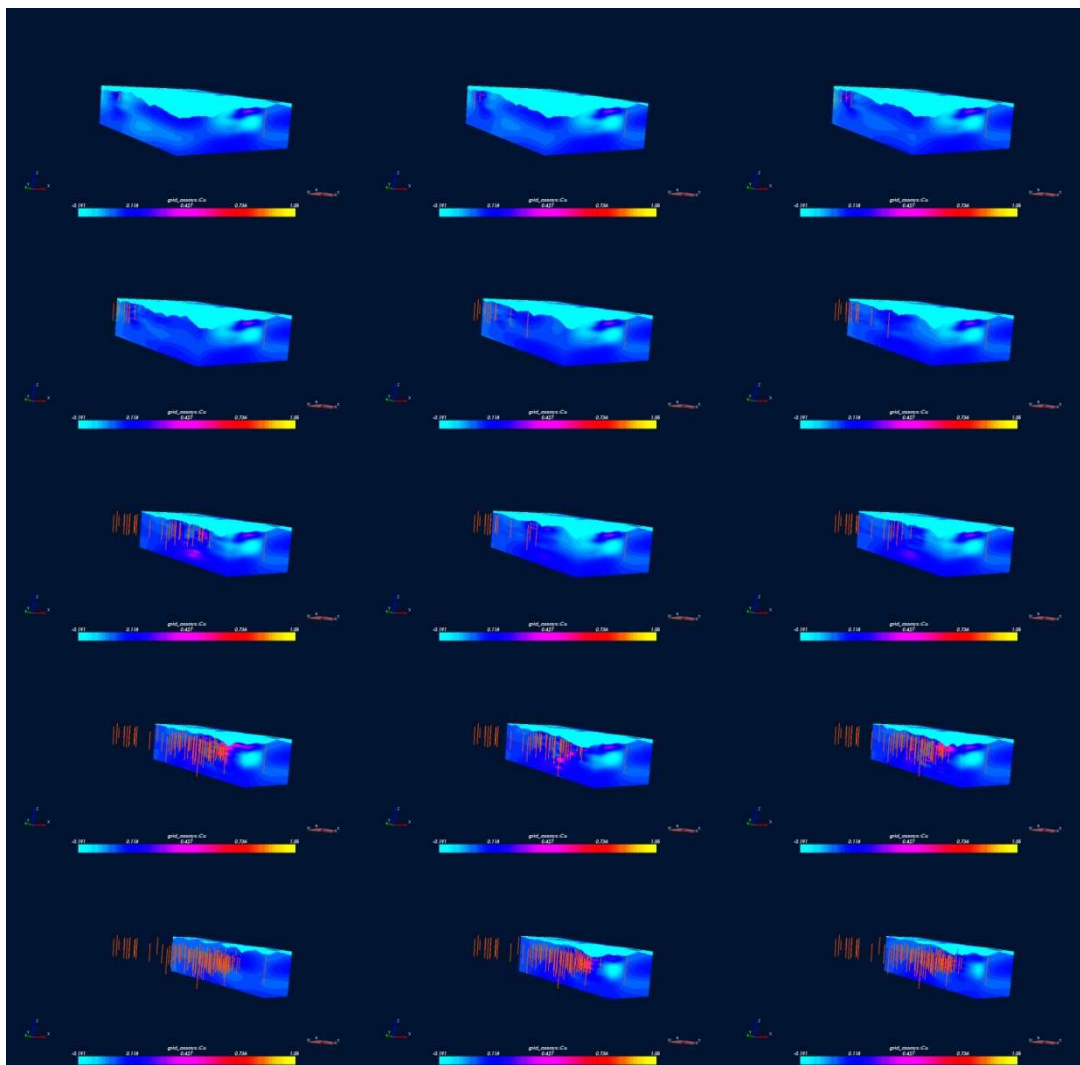
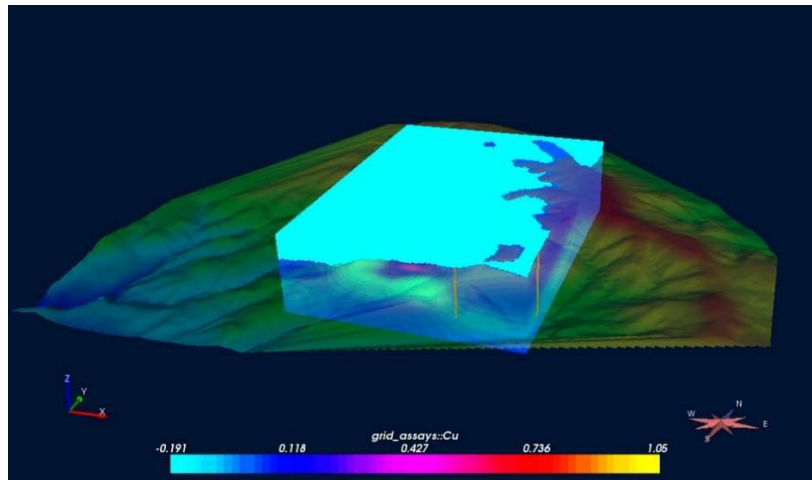
Главниот доведен канал на магнетитската минерализација кај рудното тело Попова Шапка е од северна страна од кај рудникот Дамјан (слика 105B).

Кај рудното тело Попова Шапка Au минерализација залегнува северно кон рудникот Дамјан, тоа отвара перспектива за детални геолошки истражувања на просторот на рудникот Дамјан за откривање на Cu, Au, Ag и друг порфирски тип на минерализација (слика 106B).

Ag минерализацијата во темносивите ситнопорфирски андезити е поврзана со кварц-галенит-сфалеритовите рудни жици (слика 106C), таа е една од финалните минерални парагенези во наоѓалиштето Боров Дол.

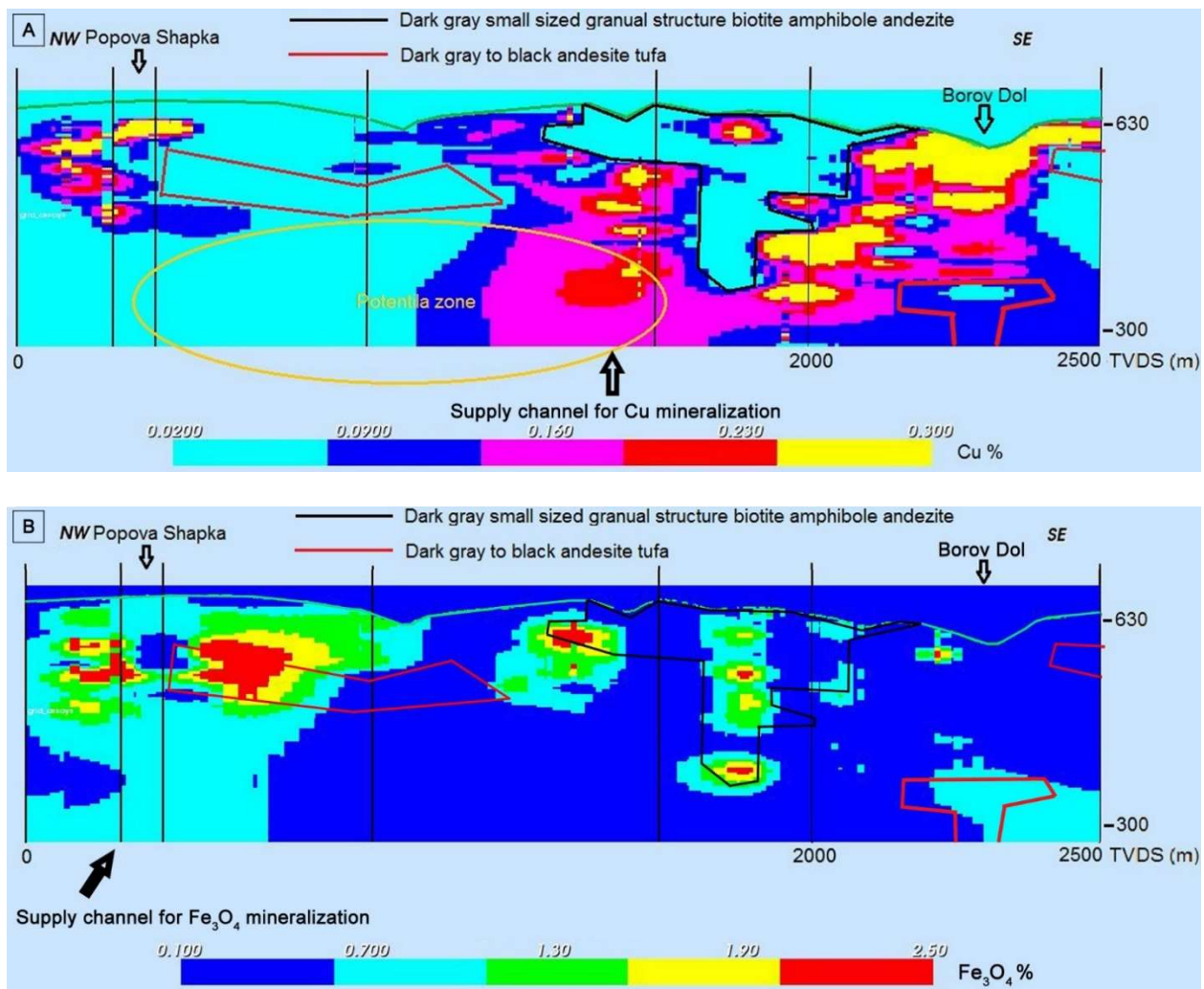
Конструкцијата на Cu и Fe₃O₄ профилитие, во правец СЗ-ЈИ, на најдобар начин ги потврди наодите дека обилното Fe во порфирските магми е отстрането при високи до умерено високи температури од хидротермалните флуиди и формира хидротермален магнетит (Seedorff and Einaudi, 2004) и дека ваквиот хидротермален магнетит е индикатор за порфирски наоѓалишта (Sillitoe, 2010).

Во Боров Дол имаме ситуација кога со најновите истражувања (особено најновите минеролошки анализи; Serafimovski and Tasev, 2017) во ЈЗ маргинални делови на рудното тело е пронајдена хематит-магнетит минерализација во форма на периферни тенки жици и леќи. Тие се во групата на кварц-пирит-спекуларит-магнетит каолинит парагенезата.



Слика 104. Надолжни пресеци од северозапад кон југоисток на 3D мрежа со варијацији на бакар.

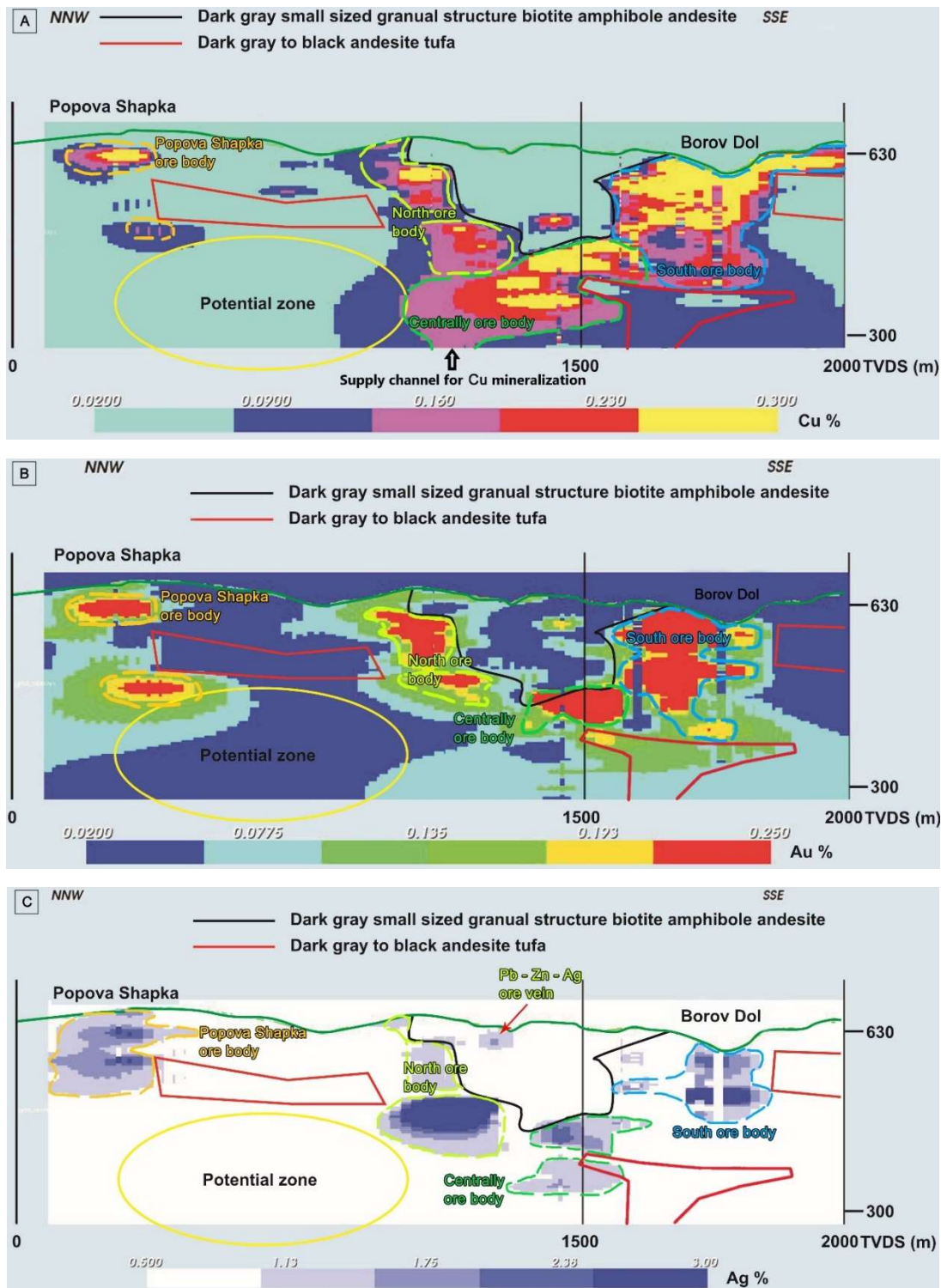
Fig. 104. Longitudinal cross-sections from NW to SE on the copper variation 3D net.



Слика 105. Геолошки и геохемики профили, правец СЗ-ЈИ, пресек преку Боров Дол - Попова Шапка, Cu и Fe₂O₃ минерализација.

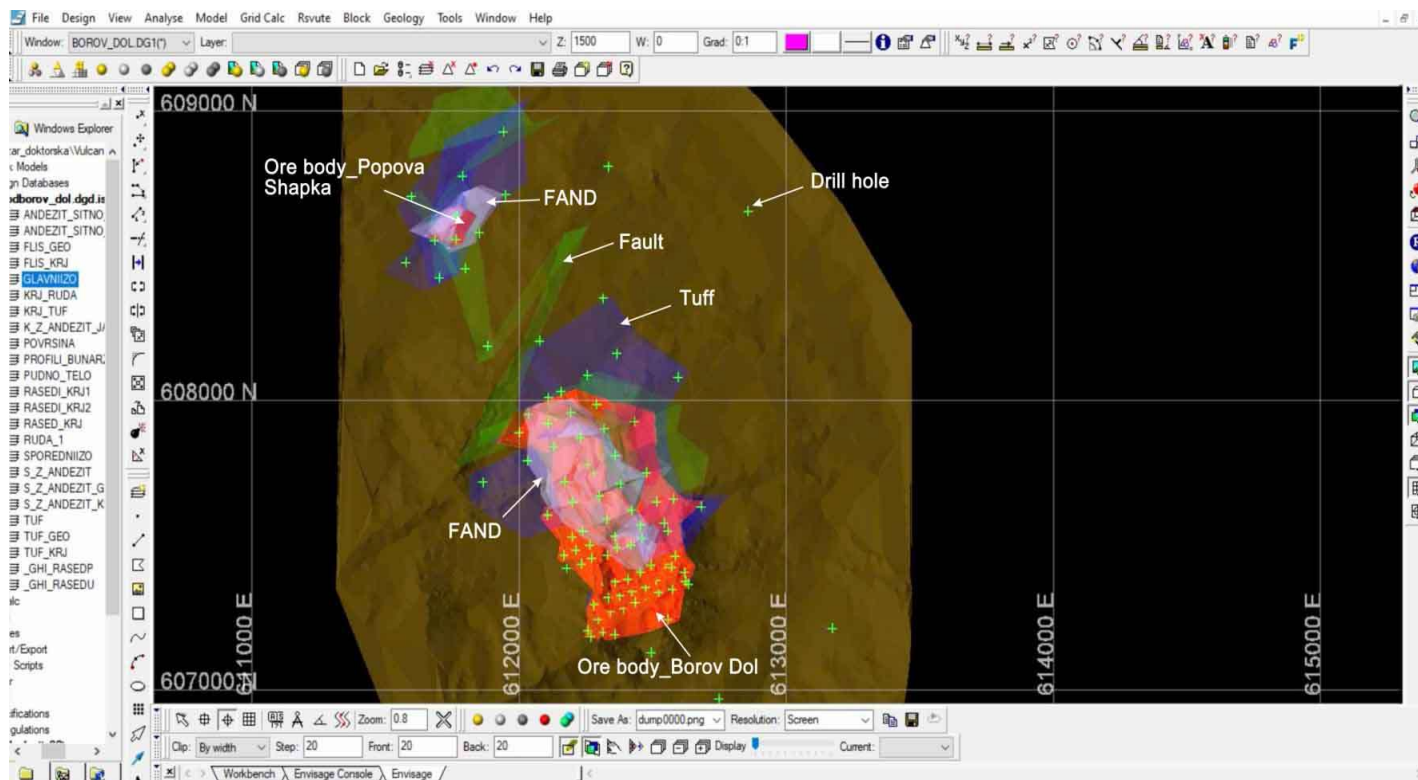
Fig. 105. Geological and geochemical cross-sections, direction NW-SE, view from Borov Dol to Popova Shapka, Cu and Fe₂O₃ mineralization.

Во прилог на веќе прикажаниот 3Д модел изработен во софтверскиот пакет MOVE, во продолжение е дадена најновата верзија на 3Д моделот на Боров Дол изработена во професионалниот софтверски пакет VULCAN, кој е еден од водечките пакети што се користат во моделирањето и пресметката на рудните резерви во порфирските наоѓалишта во светот (слика 107, 108 и 109).



Слика 106. Геолошки и геохемиски профили, правец ССЗ-ЈЈИ, пресек преку Боров Дол - Попова Шапка, Cu, Au и Ag минерализација.

Fig. 106. Geological and geochemical cross-sections, direction NNW-SSE, view from Borov Dol to Popova Shapka, Cu, Au and Ag mineralization.



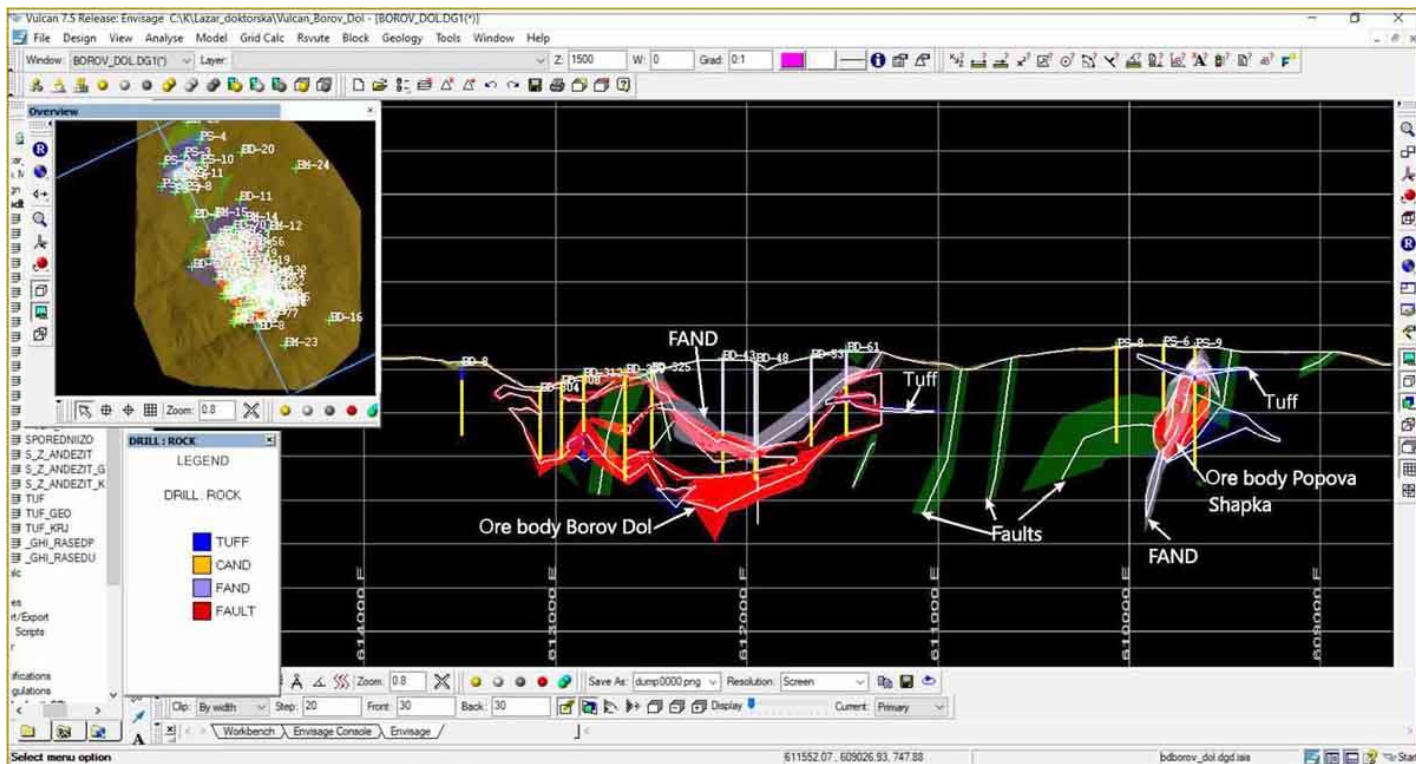
Слика 107. 3Д модел на наоѓалиштето Боров Дол и Попова Шапка со приказ на топографијата на теренот, локациите на истражните дупнатини, контурите на рудните тела и геолошките единици (FAND – темносиви ситнопорфирски андезити).

Fig. 107. 3D model of the Borov Dol and Popova Shapka deposits with shown topography, locations of exploration drill holes, contours of ore bodies and geological units (FAND-Dark-gray fine-grained porphyry andesite).

3Д моделот на бакарното порфирско наоѓалиште Боров Дол изработен во софтверскиот пакет Vulcan (слика 107, 108 и 109) ни ги дава следните информации:

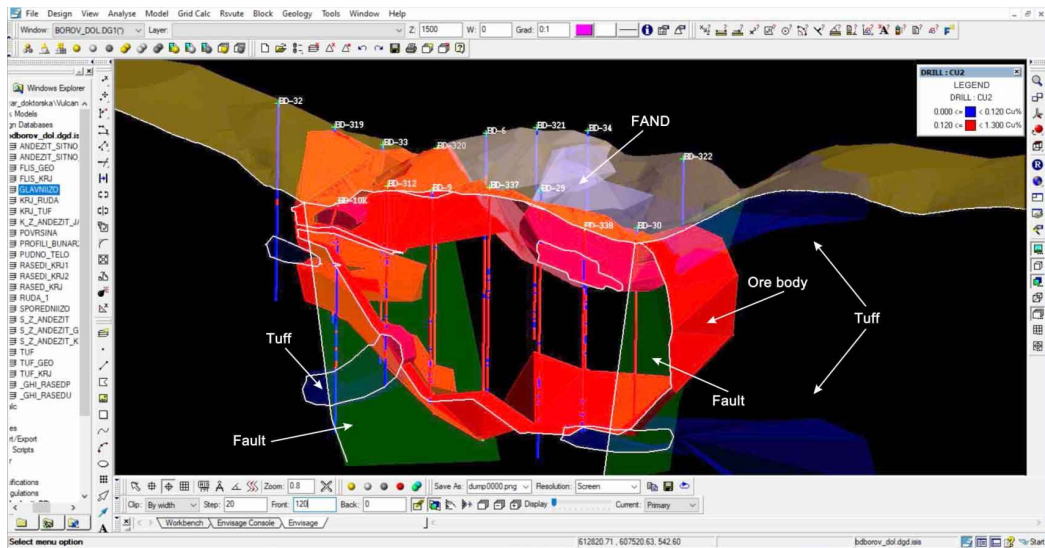
- Волуменот на темносивиот ситнопорфирски андезит во Боров Дол е околу $35,1 \times 10^6 \text{ m}^3$;
- Волуменот на вулканските туфови во непосредна близина на оруднувањето во Боров Дол е $25,3 \times 10^6 \text{ m}^3$; волуменот на вулканските туфови во непосредна близина на оруднувањето во Попова Шапка е $6,7 \times 10^6 \text{ m}^3$;
- Волуменот на рудното тело во Боров Дол е $36,7 \times 10^6 \text{ m}^3$, т.е. 95,3 Mt на руда при гранична содржина од 0,12 % Cu, волуменот на рудното тело во Попова Шапка е $1,1 \times 10^6 \text{ m}^3$;

- Вулканските туфови многу ја усложнуваат морфологијата на рудните тела, поради што рудното тело тешко може 3Д да се моделира. Од друга страна тоа ја наметнува потребата од погустување на истражната мрежа на 50 x 50 m во целото наоѓалиште Боров Дол, а во некој делови и погусто 50 x 25 m;
- Од генетски аспект вулканските туфови се многу важна геолошка единица во позицијата на рудните тела тие се стапица (т.е. екран) за рудната минерализација;

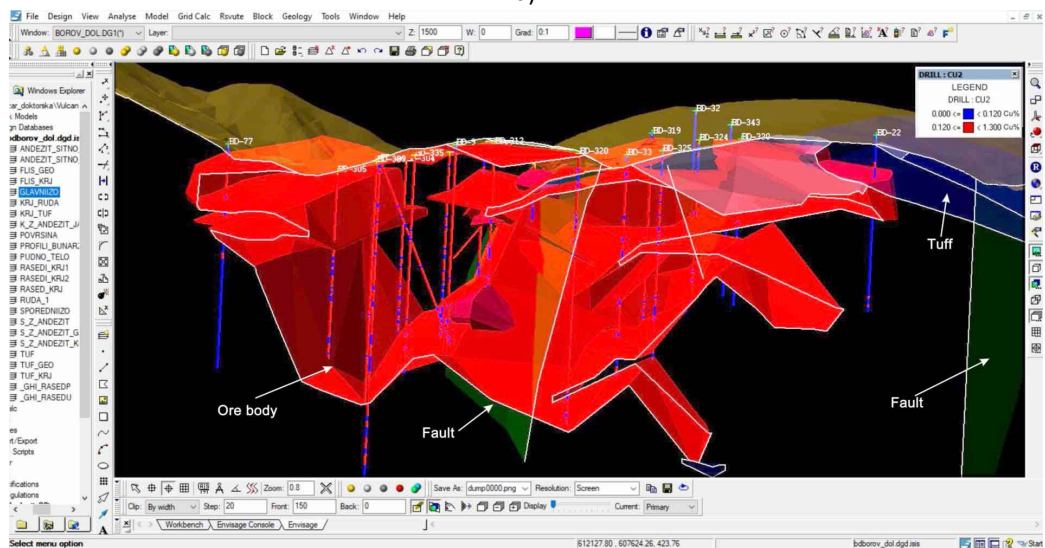


Слика 108. 3D моделирање на надолжен геолошки профил низ источниот дел од наоѓалиштето Боров Дол со поглед 30 m напред и 30 m назад во однос на профилската линија (CAND - сивобели крупнопорфирски андезити и FAND- темносиви ситнопорфирски андезити).

Fig. 108. 3D modeling of the longitudinal cross sections, through the eastern part of the Borov Dol deposit with 30 m in the front and 30 m in the back from the cross-section line (CAND-gray-white coarse-grained andesite and FAND-Dark-gray fine-grained porphyry andesite).



a)



b)

Слика 109. Конечен 3D модел на рудното наоѓалиште Боров Дол направен во Vulcan од Maptek софтвер. а) Преглед на јужниот дел; б) Преглед на северниот дел.

Fig. 109. Final 3D model of the Borov Dol ore deposit made in Vulcan by Maptek software. а) Southern part view; б) Northern part view.

Целта на изработката на 3D моделот на Боров Дол во софтверскиот пакет MOVE и професионалниот софтверски пакет VULCAN е да се направи една проценка на порфирските минерализации на бакар преку тродимензионално моделирање на геологијата, деформационите структури и геохемиската распределба во областа, за да се добие еден подобар увид на рудно-генетските процеси и истражувачкиот потенцијал. Првенствено истражувањата треба да се насочат кон простор на Попова Шапка и уште посеверно кон рудникот Дамјан, но и источно кон Самарџица.

12. ЗАКЛУЧОК

Врз основа на најновите истражувања спроведени за целите на оваа докторска дисертација, но и некои претходни истражувања за наоѓалиштето Боров Дол, можат да се изведат следните заклучоци:

- На просторот на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол присутни се три система на различно ориентирани разломни правци, како и бројни тектономагматски морфоструктурни облици карактеристични за структурите на вулканските апарати од редот на вулканските калдери, вулканските купи, дајковски структури и др. Првиот систем на разломни структури е со правец на протегање СЗ-ЈИ и се поклопува со правецот на протегање на главните структури од Вардарската зона. Вториот систем на разломни структури кој исто така е доста маркантен е со правец на протегање СИ-ЈЗ. Третиот систем на разломни структури е со правец на протегање ССЗ-ЈЈИ, до скоро С-Ј.

- Порфирската минерализација на Си во рудното наоѓалиште Боров Дол е просторно и генетски поврзана со терцијарни вулкански интрузиви кои во временската рамка од $24,04 \pm 0,77$ Ма до $24,51 \pm 0,89$ Ма се пробиле на површината. Оруднувањето во Боров Дол е во вид на прстен околу ситнозрниот амфиболско-биотитски стерилен андезит. Оруднувањето е просторно сместено во крупнозрнестите сиво-бели андезити. Како главен рудоносен минерал се јавува халкопиритот, по кој следуваат серии на сулфиди и сулфосоли.

- Комплексните регионални и детални геохемиски проучувањана покажаа карактеристична асоцијација на елементи во наоѓалиштето Боров Дол: Fe, Cr, V, Ti, Ni, Co, Sn, Mo, Cu, Bi, Au, Ag, As, Sb, Pb, Zn, U, Ba, Sr, Rb, Se, Cd, In, Ga, Ge, Te, Re и др. Во оваа асоцијација се издвојува група на главни елементи кои градат и сопствени минерали или пак учествуваат во значителен процент во градбата на минерали на други елементи. Такви елементи се: Cu, Fe, Ti, Mo, Bi, Au, Ag, Pb, Zn, Ba, As и др. Геохемиските истражувања го потврдуваат постоењето на крупните дислокации вдолж кои се вршени втиснувања на вулканити, како и посмагматски хидротермални процеси кои често вршеле депонирање на корисни компоненти и нивна ремобилизација.

- Со геофизичките истражувања добиени се резултати кои во целост се во согласност со предложениот генетски модел на наоѓалиштето. Согледувајќи го однесувањето на гравиметриските и геомагнетните аномалии на теренот на наоѓалиштето Боров Дол постојат три можни комбинации на екстремните вредности: (1) Гравиметриски локален максимуми во зоните на негативни магнетни аномалии, укажува на присуство на масивни рудни тела или силно пиритизирани зони; (2) Гравиметрискиот минимум одговара на магнетниот минимум со интензитет до – 200 гами или е лоциран во зона на стабилно негативно магнето поле, карактеристично за рудно поле на порфирска минерализација; (3) Гравиметрискиот минимум одговара на магнетниот максимум, што укажува на центрите на вулканска активност – доводни канали. Главно, по форма резултатите од геоелектричните испитувања (индуцирана поларизација и геоелектрична отпорност), одговараат на прикажаната геолошка градба на профилите.

- Со најновите минералошки испитувања во наоѓалиште Боров Дол беа констатирани шест карактеристични пара на мономинерални и полиминерални парагенези за кои е одреден и хемискиот состави заедно со нивните придружни минерали. Како доминантна се издвојува кварц-халкопирит-сулфидната парагенеза и халкопиритите главно имаат состав многу блиок до теоретскиот. Во проста сулфидна парагенеза доаѓаат кварц-пирит±халкопирит; во неа пиритите се доминантни со состав кој е исто така близок до теоретскиот. Халкопирит-борнитската парагенеза се издвојува како трансформациона при распадот на цврст раствор, каде што решеткастата градба на борнитите во кородираните халкопирити доминира. Составот покажува тенденција на преод и кај халкопиритите и кај борнитите и се забележува дефектност. Во слична консталација е и распадот на цврст раствор во парот халкопирит-кубанит, каде што составот и на двата интерактивни пара претрпел корекции, но јасно ја назначува трансформационата фаза. Уште покарактеристична е трансформационата фазност кај халкопирит-борнит-идаитите каде преодите се постепени, а мешаните фази прифатливо дефектни. Оваа низа трансформации е крунисана со тетраедрит-тенантитските фази со повеќе варијанти. За посебно одбележување е кварц-молибденитската фаза со чисти молибденистски прачки како претставник на повисокотемпе-

ратурната минерална парагенеза.

- Рудната минерализација, претежно има ендегено потекло на што укажуваат и стабилните изотопи на сулфур ($\delta^{34}\text{S}$ од -7,52 до +5,40 ‰ со просечност од -0,38‰). Потеклото на рудните метали и нивната еволуција во хидротермалните системи од магмата до местото на оруднување е дефинирано од стабилните изотопи на јаглерод ($\delta^{13}\text{C}$ во домен од +6,65 до +21,72‰) и на кислород ($\delta^{18}\text{O}$ во доменот од -13,00 до +0.04‰), што би се протолкувало како показател на магматските хидротермални флуиди со изразено влијание на метеорската вода.

- Најновите петрографско-хемиски испитувања на магматските карпи во рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол само ги потврдија претходните констатации дека во најголем дел станува збор за калко-алкални карпи, односно, андезитски порфири интродирани во рамките на теренот изграден од метаморфни и седиментни карпи. Спроведените испитувања и анализи на односите $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ наспроти SiO_2 (магнетитска серија; порфирски бакароносни гранитоиди) и SiO_2 наспроти $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ чија припадност кон континенталниот тренд со вредностите на овој однос ($>1,4$) зборува во прилог на потенцијалноста во поглед на порфирска бакарна минерализација.

- Анализите на елементите на ретки земји (REE) покажаа тренд на осиромашување на содржината на тешките елементи на ретки земји во однос на лесните елементи на ретки земји, а како директна последица на фракционацијата на лесните елементи на ретки земји и нивно зголемување во однос на хондритските вредности, што пак најчесто е последица на парцијалното топење кое според падот на кривата не е од среден интензитет. Во средишниот дел на дијаграмот, утврдена е незначителна Eu аномалија (0,6094-1,0203), веројатно како последица на слабата фракционација на плагиокласите на почетокот на кристализацијата.

- Теренските и лабораториските (петрографски и XRF) испитувања на хидротермалните промени покажаа дека во наоѓалиштето постојат: пропицитизација, хлоритизација, епидотизација, аргилитизација, каолинизација, калцитизација, силификација, серицитизација, биотитизација, адуларизација и К-фелдспатизација. Наведените хидротермални промени можат да се систематизираат за подрачјето на Боров Дол на следниот начин: предрудни

хидротермални промени или автохидратациски процеси, синрудни хидротермални промени и пострудни хидротермални промени. Системот на хидротермални промени во наоѓ�алиштето е изразено сложен, за што сведочат сложените меѓусебни односи на различните типови на промени, како и фактот дека одредени карактеристични минерали се присутни во широк опсег на длабочини. Просторната положба и морфологијта на околурудните промени се контролирани од истите структурни и литолошки фактори како и самата минерализација, а блиската генетска и временска поврзаност помеѓу магматската активност и хидротермалната минерализација е индицирана и со присуството на интерминерални интрузии и бречи.

-Резултатите од 85 индивидуални гасно-течни инклузии, покажаа дека хидротермалните раствори, главно, се состојат од хлориди на Na, Cl, Ca и K (\pm Mg). Овој заклучок произлегува од еутектоидните точки на хлоридните раствори во температурните интервали од -48 до -54°C, нејзината вредност укажува на CaCl₂, NaCl и KCl како главни соли кои се раствораат во водените раствори. Гасно-течните инклузии, од гасен карактер хомогенизираат во гас и цврста фаза при 545°C и содржат флуид со салинитет од 4,7-5,0 wt% NaCl equiv. Овие инклузии дефинираат притисок од 690 bar-и. Двофазните гасно-течни инклузии на разблажени раствори хомогенизираат во течност во интервалот од 225 °C до >400 °C и еутектичката температура варира од -50 до -52 °C, што укажува на хлориден состав и присуство на Ca, Na и K јони. Салинитетот на овие инклузии е од 5,3 до 10,7 wt% NaCl equiv., и флуидните густини варираат во опсег 0,55-0,90 g/cm³. Комплетната хомогенизација на инклузиите од расолен карактер се постигнува во интервалот од >400 °C до 560 °C, додека нивниот салинитет изнесува 41,4-61,0 wt% NaCl equiv. Варјациите во салинитетот, најверојатно укажуваат на постоење на процеси на вриење кои најверојатно довеле и до одлагање на рудните метали. Високо салинитетните раствори (и до 61,0 wt% NaCl equiv.) најверојатно играле важна улога во формирањето на полиметалниот карактер на наоѓ�алиштето Боров Дол, бидејќи хлоридните комплекси се ефективен начин на пренос на металите. Реткото присуство на халкопиритите во некои флуидни инклузии укажува дека водите од кои се формирани биле магматски.

- Еволуцијата на терцијарниот магматизам и потеклото на магмата е утврдено од изотопните соодноси на $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,706584-0,706811) и изотопните соодноси на $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512480-0,512497) кои го потврдуваат мешањето на магмата или контаминацијата на континенталната кора, односно помешување на астеносферските растопи со метасоматизирана магма, што е сосема возможно да е последица на субдукционен лаковит магматизам.

- Работењето со податоците од истражните дупнатини овозможи да се дојде до визуелизација на еден хемиски модел кој тешко може да се креира со класичното картирање на јадрото од дупнатините. Со оглед на тоа дека минерализацијата во ова наоѓалиште е тесно поврзана со терцијарниот вулканизам и регионалните и локалните структури, овој тип на моделирање може да даде и други показатели како што се позицијата на доводните канали на минерализацијата и пермеабилните средини поврзани со депонирање на порфирската минерализација. Овој труд преку 3Д моделот покажа интересни концентрации на бакар и злато во одредени минерализирани зони. Освен веќе утврдените минерализации, ја охрабрува и перспективноста за формирање на рудно тело и на недоволно истражениот простор на Попова Шапка и уште северно кон рудникот Дамјан. Овој модел е важен за наоѓалиштето Боров Дол, а во иднина може да се надградува и доработува. Придобивките од креирањето на 3Д модел на минерализацијата во Боров Дол се поголеми од вложувањата. Се намалува потребниот број на работни часови, а се зголемува разновидноста, точноста и прецизноста на добиените резултати.

-Од сите согледани податоци и констатации, за наоѓалиштето Боров Дол најсоодветен генетски модел е магматско-хидротермалниот при што рудните метали се продуцирани и депонирани во терцијарните вулканити. Полифазниот карактер на системот се манифестира со хидротермални процеси развиени во генетски поврзаните интрузии кои биле во слаба интеракција со метеорските флуиди во периферните делови. Во време на завршните етапи на хидротермалната активност, магматско-хидротермалните системи колабирале во длабина сами по себе и делумно се заменети со води од метеорско потекло. Редистрибуцијата и веројатно понатамошната концентрација на металите, се појавува и за време на овие етапи на слабеење на процесите. Овие испитувања дадоа податоци кои се однесуваат на

минерализацијата, хидротермалните промени и карактеристиките на флуидите во наоѓалиштето Боров Дол, кои водат до негова класификација како порфирско бакарно наоѓалиште, при што испитуваната област ги преставува средишните делови на порфирскиот систем.

М-р Лазар Ѓорѓиев, дипл. инж. геолог

13. КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА:

- Allibone, H. A., Cordery, R. G., Morisson, W. G., Jaireth, S. and Lindhorst, W. J., (1995):** Synchronous Advanced Argillic Alteration and Deformation in a Shear Zone-Hosted Magmatic-Hydrothermal Au-Ag Deposit at the Temora (Gidinbung) Mine, New South Wales, Australia. *Economic Geology*, Vol. 90, No. 6, pp. 1570-1603.
- Amcoff, Ö., (1988):** Experimental replacement of chalcopyrite by bornite: Textural and chemical changes during a solidstate process. *Mineralium Deposita*, Vol. 23, No. 4, pp 286–292.
- Andrew, A., Heinrich, C., Wilkins, R. and Patterson, D., (1989):** Sulfur Isotope Systematics Of Copper Ore Formation At Mount Isa, Australia. – *Econ. Geol.* 84/6, 1614-1627.
- Arsovski, M., and Ivanov, T., (1977):** Neotectonics and metalogeny on the territory of Yugoslavia. – *Metalogeni and plate tectonics in the NE Mediteranien (471-482)*, Belgrad.
- Atanasov, V., (1977):** Report from mining and microscopic study of the drill cores from Borov Dol locality. Annual report on the geological investigations of the Borov Dol, Lokva and Novo Selo facilities. Professional fund of the Buchim mine, 75 p.
- Audétat, A., and Pettke, T., (2003):** The magmatic-hydrothermal evolution of two barren granites: A melt and fluid inclusion study of the Rito del Medio and Canada Pinabete plutons in northern New Mexico (USA): *Geochemical et Cosmochimica Acta*, v. 67, p. 97-121.
- Baker, T., Van Achterberg, E., Ryan, C. G., and Lang, J. R., (2004):** Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit. *Geology*, 32, 117-120.
- Bakker, R.J., (2003):** Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties. *Chem. Geol.* 194, 3–23.
- Barnes, H. L., (1979):** Solubilities of ore minerals. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, New York, pp. 404-460.
- Beane, R. E., and Titley, S. R., (1981):** Porphyry copper deposits: Part II. Hydrothermal Alteration and Mineralization. *Economic geology*, 75th Anniversary Volume (eds. Skinner, J. B.,) pp. 235-269.
- Bi, X., Hu, R., and Cornell, D. H., (2004):** The alkaline porphyry associated Yao'an gold deposit, Yunnan, China: rare earth element and stable isotope evidence for magmatic-hydrothermal ore formation. *Mineralium Deposita*, Vol. 39 pp. 21-30.
- Bilibajkić, P., Bilibajkić D., (1975):** Izveštaj o gravimetrijsko-geomagnetskim ispitivanjima teren Bučim – Borov Dol 1974/1975 god., OOUR Geofizički institute, Zavod za geološka, hidrogeološka, geofizička I geotehnička istraživanja – Beograd, 53 str. + prilozi.
- Blečić, N., (1974):** Izveštaj o termobarohemiskim merenjima u rudnim rastvorima fluidnih inkluzija u rudnoj paragenezi Bučimskog ležišta (Report of thermobarochemical measurements in ore solutions fluid inclusions in Bučim's deposit ore paragenesis – in Serbian). *Profess. Fund of Bučim Mine Geological Survey, PRMB "Bučim"-Radovis*, 35 p.
- Boev, B., Čifliganec, V., Stojanov, R. and Lepitkova, S., (1992):** Oligocensko-Neogen magmatizam vo ramkite na Bučimskiot blok (Oligocene-Neogene magmatism within the Bučim blok area – in Macedonian). – *Geol. Maced.* 6, 23-32.
- Боев, Б., Серафимовски, Т., Лепиткова, С., (1994):** Резултати од минеролошко-петрографските испитувања на јадрото на дупнатината ПШ-11 (Попова Шапка), Универзитет "Св. Кирил и Методиј" - Скопје, Рударско-геолошки факултет - Штип, 48 стр. + прилози.

- Boev, B., Janković, S., and Serafimovski, T., (1997):** Magmatism and Tertiary mineralization of the Kozuf Metallogenic District, the Republic of Macedonia with Particular Reference to the Alshar deposit. Spec. Publ., No. 5. Faculty of Mining and Geology (Ed.). Štip, 262 pp.
- Boev, B. and Yanev, Y., (2001):** Tertiary magmatism within the Republic of Macedonia: a Review. - Acta Vulcan. 13/1-2: 57-71.
- Bodnar, R.J., (2003):** Introduction to fluid inclusions. Min Assoc Can Short Course Series 32: 1–8
- Bonev, N., Burg, J.P., Ivanov, Z., (2006):** Mesozoic-Tertiary structural evolution of an extensional gneiss dome-the Kesebir-Kardamos dome, eastern Rhodope (Bulgaria-Greece). International Journal of Earth Sciences, 95(2): 318-340.
- Borisenko, AS., (1977):** Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. Geol Geofiz 18:11-18.
- Bortnikov, N.S., Dobrovol'skaya, M.G., Genkin, A.D., Naumov, V.B., Shapenko, V.V., (1995):** Sphalerite-Galena Geothermometers: Distribution of Cadmium, Manganese and the Fractionation of Sulfur Isotopes. Economic Geology, 90, pp. 155–180.
- Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G., (2005):** Mesozoic to Tertiary tectonic history of the Mirdita ophiolites, northern Albania. Island Arc, 14(4): 471-493.
- Bowers, T. S., (1991):** The deposits of gold and other metals: pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures. Geochim Cosmochim Acta 55: 2417-2434.
- Brimhall, G. H., Jr., (1977):** Early fracture-controlled disseminated mineralization at Butte, Montana. Econ. Geol. 72, 37-59.
- Brimhall, G. H. Jr., (1979):** Lithological determinations of the mass transfer mechanism of multiple-stage porphyry copper mineralization at Butte, Montana. Vein formation by hypogene leaching and enrichment of potassium-silicate protore. Economic Geology, Vol. 74, pp. 556-589.
- Brown, S.A.M., Robertson, A.H.F., (2004):** Evidence for neotethys rooted within the Vardar suture zone from the Voras Massif, northernmost Greece. Tectonophysics, 381(1-4): 143-173.
- Brownlow, H. A., (1996):** Geochemistry. 2nd Edition. Prentice Hall, Inc., U.S.A., 580 p.
- Burchfiel, B.C. et al., (2008):** Evolution and dynamics of the Cenozoic tectonics of the South Balkan extensional system. Geosphere, 4(6): 919-938.
- Burke, E.A.J., (2001):** Raman microspectrometry of fluid inclusions. Lithos, 55, 139–158.
- Burns, R. G., and Fyfe, W. S., (1964):** Site preference energy and selective uptake of transition-metal ions from a magma. Science, v. 144, pp. 1001-1003.
- Burns, R. G., (1970):** Mineralogical Applications of Crystal Field Theory, London, Cambridge University Press, 224p.
- Candela, P. A., and Holland, H. D., (1984):** The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, 373-380.
- Candela, P. A., (1989a):** Felsic magma, volatiles and metallogenesis. In: Ore Deposition Associated with Magmas, A. Naldrett and J. Whitney (eds.). Reviews in Economic Geology, Society of Economic Geologists, 4, 223-233.

- Carson, D. J. T., and Jambor, J. L., (1974):** Mineralogy, zonal relationships and economic significance of hydrothermal alteration at porphyry copper deposits, Babine Lake area, British Columbia. Canadian Institute Mining Metall. Bull., Vol. 67, pp. 1-24.
- Cheney, E. S., and Trammell, J. W., (1975):** Batholithic ore deposits [abs.]. Economic geology, Vol. 70, pp. 1318-1319.
- Christidis, C., Serafimovski, T., Arvantidis, N., Michael, C., and Tasev, G., (2014):** 3D modeling tools jointly applied on Gerakario (Greece) and Kadiica (FYROM) porphyry copper mineralisations, Proceedings of XX CBGA Congress, Tirana, Albania, 355-358.
- Clark, I.D., and Fritz P., (1997):** Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, Boca Raton, New York.
- Craig, R., and Scott. S., (1974):** Sulfide phase equilibria. Mineralogical Society of America, Short Course Notes, ed. P. Ribbe, MSA Washington, CS 1-110.
- Дабовски, X., (2008):** Мезозойският и терциерният магматизъм в геодинамичните модели на Балканския полуостров: нови данни, интерпретации и проблеми.
- Денковски, Ѓ., и др., (1983):** Комплексен извештај за геолошките истражувања на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол во 1983, Геолошки завод Скопје. Стручен фонд на Бучим.
- Денковски, Ѓ., Младеновски, Г., (1989):** Извештај на микроскопскиот преглед на рудните препарати од Боров Дол, Геоинститут Скопје. Стручен фонд на Бучим.
- Dilek, Y., Shallo, M., Furnes, H., (2005):** Rift-drift, seafloor spreading, and subduction tectonics of Albanian ophiolites. International Geology Review, 47(2): 147-176.
- Димитријевиќ, М., (1974):** Динариди: један модел на основима “Нове глобалне тектонике”. У зборнику “Металогенија и концепција геотектонског развоја Југославије”, стр. 119-147, изд. РГФ-Београд.
- Douglas, T. A., Chamberlain, C. P., Poage, M. A., Abruzzese, M., Shultz, S., Henneberry, J., and Layer, P., (2003):** Fluid flow and the Heart Mountain fault: a stable isotopic, fluid inclusion, and geochronologic study. Geofluids 3 (1): 13-32.
- Downs, R.T., (2006):** The RRUFF Project: an integrated study of the chemistry, crystallography, Raman and infrared spectroscopy of minerals. Program and Abstracts of the 19th General Meeting of the International Mineralogical Association in Kobe, Japan, 003-13.
- Driesner, T., and Heinrich, C. A., (2007):** The system H₂O-NaCl. Part I: Correlation formulae for phase relations in temperature-pressure-composition space from 0 to 1000 degrees C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 X-NaCl. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71, 4880-4901.
- Drummond, S. E., and Ohmoto, H., (1985):** Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. Economic Geology, 87, 1963-2001.
- Думурџанов, Н., Петров, Г., (1990):** Литостратиграфски и хемиски карактеристики на Вардарската океанска кора на територијата на СРМ. XII Конгрес на геолозите на Југославија, Охрид.
- Dumurdzanov, N., Serafimovski, T., Burchfiel, B.C., (2005):** Cenozoic tectonics of Macedonia and its relation to the South Balkan extensional regime. Geosphere, 1(1): 1-22.
- Fall, A., Tattitch, B, and Bodnar, R.J., (2011):** Combined microthermometric and Raman spectroscopic technique to determine the salinity of H₂O-CO₂ -NaCl fluid inclusions based on clathrate melting. Geochimica et Cosmochimica Acta 75: 951-964.

- Feiss, P. G., (1978):** Magmatic sources of copper in porphyry copper systems. *Econ. Geology*, v. 72, pp. 397-404.
- Feiss, P. G., (1980):** Major element controls on copper availability in porphyry copper systems. in *European Copper Deposits* (ed.) S. Jankovic, Bgrade, Yugoslavia, pp. 36-41.
- Field, C. W., and Gustafson, L. B., (1976):** Sulfur isotopes in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Econ. Geol.* 71: 1533-1548.
- Filev, K., Gjorgiev, L., Stefanova, V., (2015):** Oxide ore in the ore body Vrsnik, ore deposit Bucim, important raw material for the installation for leaching of copper. Осмо стручно советување со меѓународно учество ПОВЕКС-ПОДЕКС 2015, Крушево. 20-26.
- Filev, K., Serafimovski, T., Gjorgiev L., Tasev, G., Mitev, M., Stojanov, M., (2016):** The Vrsnik ore body a positive example for exploration, exploitation and filling in the Buchim copper mine, estern Macedonia. Third Congress of Geologists of Republic of Macedonia 2016, Struga. Special editions of *Geologica Macedonica*, No. 4, pp. 613-618.
- Fournier, R.O., (1999):** Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment: *Economic Geology*, v. 94, p. 1193–1211.
- Frank, M. R., Simon, A. C., Pettke, T., Candela, P. A., and Piccoli, P. M., (2011):** Gold and copper partitioning in magmatic-hydrothermal systems at 800 degrees C and 100 MPa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 2470-2482.
- Frenzel, G., (1958a):** Ein neues Mineral: Idait. *Neues Jb. Miner. Mn.*, 142.
- Frenzel, G., (1958b):** Idait and 'Blaubleibender Covellin. *Neues Jb. Miner. Mh.*, 93, pp. 87–108.
- Frezzotti, M.L., Tattitch, F., and Casagli, A., (2012):** Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1–20.
- Gjorgiev, L., Serafimovski, T., Jovanov, K., (2020):** 3D modeling of the Borov Dol porphyry copper deposit, Republic North Macedonia. *Geologica Macedonica*, Vol. 34, No. 1, pp. 69–84.
- Gjorgiev, L., Rogan-Šmuc, N., Serafimovski, D., Dolenc, M., (2019):** Contribution to the widening and confirmation of the mineral association in the Borov Dol ore deposit, based on SEM analysis. *Geologica Macedonica*, Vol. 33, No. 2, pp. 99–109.
- Gjorgiev, L., Serafimovski, T., Filev, K., Tasev, G., (2016):** Overview of the natural parameters from the geological-economical evaluation of the Borov Dol ore deposit, Republic of Macedonia. Third Congress of Geologists of Republic of Macedonia 2016, Struga. Special editions of *Geologica Macedonica*, No. 4, pp. 621-628.
- Gonzalez-Patida, E., and Levresse, G., (2003):** Fluid inclusion evolution at the La Verde porphyry copper deposit, Michocan, Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*. 78-79: 623-626.
- Goldstein, RH., Reynolds, TJ., (1994):** Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *Society for Sedimentary Geology, Short Course 31*: pp. 199
- Goldstein, RH., (2001):** Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos* 55(1): 159–193.
- Grancea, L., Bailly, L., Leroy, J., Banks, D., Marcoux, E., Milesi, J. P., Cuney, M., Andre, A. S., Istvan, D., and Fabre, C., (2002):** Fluid evolution in the Baia Mare epithermal gold/polymetallic district, Inner Carpathians, Romania. *Mineralium Deposita*, Vol. 37, Number 6-7, pp. 630-647.

- Grinenko, A., Grinenko, N., (1974):** Geohemija izotopov sery. Izd. "Nauka". Moskva.
- Grubič, A., (1980):** Yugoslavia: Outline of Yugoslavian geology. – 26 thint. Geol. Congress, 615, 5-49, Paris.
- Gržetic, I., (1990):** Fizičko hemijska analiza mineralnih asocijacija u rudnim telima masivnih sulfida bakra u Boru (Istočna Srbija). Rudars. Geolog. Metalurg, Vol. 41, str. 708-715.
- Guilbert, J. M., and Park, Jr. C. F., (1986):** The Geology of Ore Deposits, 4th edition, Freeman and Co., 985 pp.
- Guilbert, J. M., and Park, C. F., (1996):** The Geology of Ore Deposits. Fifth Printing, W. H. Freeman and Company, United States of America. 985 pp.
- Gustafson, L., (1963):** Phase Equilibria in the system Cu-Fe-As-S. Econ. Geol. Vol. 58, pp. 667-701.
- Gustafson, L. B. and Hunt, J. P., (1975):** The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. Economic Geology, Vol. 70, pp. 857-912.
- Haas, J., (1976):** Physical properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H₂O component in boiling NaCl solution (Preliminary steam tables for NaCl solution). – US Geol. Surv. Bull., 1421-A, 1–71.
- Hedenquist, J. W., and Lowenstern, J. B., (1994):** The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature, v.370, p. 519-527, doi: 10.1038/370519a0.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. Jr., and Reynolds, T. J., (1998):** Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Phillipines. Econ Geol 93: 373-404.
- Heinrich, C. A., Günther, D., Audétat, A., Ulrich, T., and Frischknecht, R., (1999):** Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. Geology, 27, 755-758.
- Heithersay, P. S., and Walshe, J. L., (1995):** Endeavour 26 North: a porphyry Cu-Au deposit in the Late Ordovician shoshonitic Goonumbla volcanic complex, New South Wales, Australia. Econ. Geol. Vol. 90, pp. 1506-1532.
- Helgeson, H. C., (1969):** Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. American Journal of Science, Vol. 267, pp. 729-804.
- Helgeson, H. C., (1970):** A chemical and thermodynamical model of ore deposition in hydrothermal systems. Mineralogical Society of America, Spec. Publ. 3, pp. 155-186.
- Hemley, J. J., and Jones, W. R., (1964):** Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasize on hydrogenic metasomatism. Economic Geology, Vol. 59, pp. 538-569.
- Henley, R. W., and McNabb, A., (1978):** Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. Economic Geology, 73, 1-20.
- Hezarkhani, A., Williams-Jones, A. E., and Gammons, C. H., (1999):** Factors controlling copper solubility and chalcopyrite deposition in the Sungun porphyry copper deposit, Iran. Mineralium Deposita, Vol. 34: 770-783.
- Hitarov, I., (1976):** Fizičko-himičeskie osobenosti glubinyh procesov I voposy globalnoj tektoniki. Izd. "Nauka", Moskva.
- Hoefs, J., (1987):** Stable Isotope Geochemistry, 3 rd ed., Berlin: Springer-Verlag.
- Holland, H. D., (1972):** Granites, solutions, and base metal deposits. Econ. Geol., Vol. 67, pp. 281-301.

- Христов, С., (1965):** Толкувач за ОГК СФРЈ 1: 100 000 лист Кавадарци, стручен фонд на Геолошки завод Скопје.
- Hristov, S., Karajovanovik, M., Stračkov, M., (1973):** Kavadarci, Basic Geological Map 1:100000. Federal Geological Survey, Belgrade
- Huang, X-W., Qi, L., Gao, J-F., and Zhou, M-F., (2013):** First Reliable Re–Os Ages of Pyrite and Stable Isotope Compositions of Fe(-Cu) Deposits in the Hami Region, Eastern Tianshan Orogenic Belt, NW China. *Resource Geology*, Vol. 63, No. 2, pp. 166–187.
- Ishihara, S., (1981):** The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, pp. 458-484.
- Иванов, Т., (1966):** Извештај за геолошката карта на рудниот рео Дамјан-Бучим 1: 10 000. Стручен фонд на Геолошки завод Скопје.
- Иванов, Т., Величковиќ, С., (1976):** Геологија рудног реона Дамјан-Бучим. VIII Сав. геолога Југославије, Блед.
- Иванов, Т., (1982):** Металогенетска студија на рудниот реон Бучим-Дамјан-Боров Дол. Стручен фонд на Бучим.
- Ivanov, T., Serafimovski, T., (1984):** Report on the inspected mining products from the local Borov Dol. RGC – Štip.
- Ivanov, T., Misar, Z., Bowes, D.R., Dudek, A., Dumurdžanov, N., Jaros, J., Jelinek, E., Pacesova, M., (1987):** The Demir Kapija-Gevgelija ophiolite massif, Macedonia, Yugoslavia, *Ofioliti*, 12 (3): 457-478.
- Ivanovski, I., (2016):** 3D model of the polymetallic deposit Plavica-Zlatica within the Kratovo Zletovo ore region. Master thesis, “Goce Delčev” University in Štip, Faculty of Natural and Technical Sciences, 90 p. (in Macedonian)
- Jacobs, D. C., and Parry, W. T., (1979):** Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico. *Econ. Geol.* 74, 860-887.
- Јанковиќ, С., (1972):** Основне поставке металогенетске анализе и израде карата области и реона. Реферат на првом саветовању о металогенетским анализама и металогенетским картама Југославије, ЈК ILMS, Београд.
- Jankovič, S., Petkovič, M., Tomson, I. N., and Krasov, V., (1980):** Porphyry Copper deposits in the Serbo-Macedonian province, southeastern Europe. In: *European Copper deposits*, by – S. Jankovič, and R. H. Sillitoe, SGA – Spec. publ. No. 1, UNESCO – IGCP Projects No. 169 and 60, 1980.
- Јанковиќ, С., (1990):** Рудна лежишта Србије: Регионални металогенетски положај, средине стварања и типови лежишта. Републички фонд за геолошка истражувања и РФФ, Београд.
- Jensen, L., (1959):** Sulfur isotopes and hydrothermal mineral deposits. *Econ. Geol.* 54, No-3.
- Калениќ, М., (1987):** Кристаласти шкрилци Српско-Македонске масе. I. Тематска геолошка карта, РО Геолошки завод, Београд.
- Karamata, S., (1981):** Time and space plate. Tectonic Modelling of Tectonic Magmatic and Metamorphic procese in Tetystipe orogenic Belts. – *Bull. Acad. Serbe des Sci. et Arts, Classe des Sci. Math, et Nat.*, 21, 27-46 Beograd.
- Карамата, С., (1983):** Садржаји неких микроелемената у терцијарним магматитима источног дела Југославије у зависности од нјиховог геотектонског положаја, САНУ, No. 49, Београд.

- Kelly, W. C., and Turneure, F. S., (1970):** Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposit of the eastern Andes, Bolivia. *Economic Geology*, Vol. 65: 609-680.
- Knežević-Djordjević, V., Karamata, S., Djorgjević, P., (1975):** Studija hidrotermalnih izmena oko rudnih pojava na lokalnosti Borov Dol, Rudarsko geološki fakultet, Laboratorija za petrologiju-Beograd, 29 str. + prilozi.
- Kovalenker, V. A., Kiseleva, G. D., Krylova, T. L., Andreeva, O. V., (2011):** Mineralogy and ore formation conditions of the bugdaya Au-bearing W-Mo porphyry deposit, eastern Transbaikal region, Russia. *Geology of Ore Deposits*, Vol. 53, No. 2, pp. 93–125.
- Krismer, M., Vavtar, F., Tropper, P., Kaindl, R., Sartory, B., (2011):** The chemical composition of tetrahedrite-tennantite ores from the prehistoric and historic Schwaz and Brixlegg mining areas (North Tyrol, Austria). *European Journal of Mineralogy*, Volume 23, pp 925–936.
- Krismer, M., Tropper, P., (2013):** Reactions involving famatinite and Fe-Zn tetrahedrite: thermochemical evaluation of phase relations in the Cu-Fe-Sb-S and Cu-Zn-Sb-S endmember systems. *European Journal of Mineralogy* Volume 25, Number 2, pp. 155–163.
- Kroll, T., Muller, D., Seifert, T., Herzig, M. P., Schneider, A., (2002):** Petrology and geochemistry of the shoshonite-hosted Skouries porphyry Cu-Au deposit, Chalkidiki, Greece. *Mineralium Deposita*, Vol. 37, pp. 137-144.
- Leake, B.E. et al., (1997):** Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 82(9-10): 1019-1037.
- Lehmann, B., (1990):** Metallogeny of Tin: Lecture Notes in Earth Sciences; Springer Verlag, 211 p.
- Lehmann, ST., Barcikowski, J., Von Quadt, A., Heinrich, C.A., Schmid, S., Serafimowski, T., (2012):** Magmatic evolution of the Buchim-Damjan-Borov Dol ore district, Macedonia. Unpubl. MSc Thesis, ETH, Zürich.
- Lehmann, ST., Barcikowski, J., Von Quadt, A., Gallhofer, D., Peytcheva, I., Heinrich, C.A. & Serafimovski, T., (2013):** Geochronology, geochemistry and isotope tracing of the Oligocene magmatism of the Bučim–Damjan–Borov Dol ore district: Implications for timing, duration and source of the magmatism. - *Lithos*. Elsevier, 180/181, 216–233
- Le Maitre, R.W.B., P. Dudek., A. Keller., J. Lameyer Le Bas., M.J. Sabine., P.A. Schmid., R. Sorensen., H. Streckeisen., A. Woolley., A.R. Zanettin, B., (1989):** A classification of igneous rocks and glossary of terms, Oxford.
- Li, C. S., Ripley, E. M., and Naldrett, A. J., (2009a):** A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts. *Economic Geology*, 104, 291-301.
- Li, Y., Audétat, A., Lerchbaumer, L., and Xiong, X. L., (2009b):** Rapid Na, Cu exchange between synthetic fluid inclusions and external aqueous solutions: evidence from LA ICP-MS analysis. *Geofluids*, 9, 321-329.
- Ligovski, M., Serafimovski, T., Tasev, G., Stefanova, V., (2014):** Geochemical study and 3D modelling of the Kazan Dol copper deposit, Republic of Macedonia. *Geologica Macedonica*, 28 (1). pp. 7–17. ISSN 0352-1206.

- Liu, X., Liu, W., Xiao, W., Wei, Y., (2016):** Multiple sources and genesis of the Suoerkuduke Cu-Mo deposit during the Carboniferous, East Junggar: Insights from zircon U-Pb age and C-O-S-Pb isotopes. *Ore Geology Reviews*, pp. 14.
- Lotteri, A. M., Sosio de Rosa, S., Ravasio, C., Tiboni, C., Vergara, F., (2009). Tutorial MOVE (2009):** 3D model construction from surface geological data. Università degli studi di Milano Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali, Dipartimento di scienze della terra "Ardito Desio".
- Lowell, J. D., and Guilbert, J. M., (1970):** Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic geology*, Vol. 65, pp. 373–408.
- Lowenstern, J. B., Mahood, G. A., Rivers, M. L., and Sutton, S. R., (1991):** Evidence for extreme partitioning of copper into a magmatic vapour phase. *Science*, 252, pp. 1405-1409.
- Lowenstern, J. B., (1993):** Evidence for a copper-bearing fluid in magma erupted at the Valley of Ten-Thousand-Smokes, Alaska. *Contributions to Mineral. And Petrol.*, 114, pp. 409-421.
- Luo M, Tang J, Mao J, Wang L, Chen W, Leng Q., (2015):** Immiscibility of magmatic fluids and their relation to Mo and Cu mineralization at the Bangpu porphyry deposit, Tibet, China. *J Asian Earth Sci* 103: 360-373.
- Marchev, P., et al., (2002):** Small-scale variations of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope composition of barite and Madjarovo low-sulphidation epithermal system, SE Bulgaria: implications for sources of Sr, fluid fluxes and pathways of the ore forming fluids. *Mineralium Deposita*, Vol. 37, No. 6-7: pp. 669-677.
- Marchev, P., et al., (2004):** Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics*, 393(1-4): 301-328.
- Mason, D. R., and Feiss, P. G., (1979):** On the relationship between whole-rock chemistry and porphyry copper mineralization. *Econ. Geology*, in press.
- McKinstry, H. E., (1963):** Mineral assemblages in sulfide ores: the system Cu-Fe-As-S. *Economic Geology*, Vol. 58, pp. 483-505.
- Melfos, V., Vavelidis, M., Christofides, G., and Seidel, E., (2002):** Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper-molybdenum deposit, Thrace, Greece. *Mineralium Deposita*, Vol. 37, Number 6-7, pp. 648-667.
- Meyer, C. and Hemley, J. J., (1967):** Wall rock alteration. In: Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, Holt Rinehat, and Winstop, pp. 166-235.
- Misra, K., (2000):** *Understanding Mineral Deposits*. Kluwer Academic Publishers, Dodrecht, Netherland, 845 p.
- Nagaseki, H. and Hayashi, K. I., (2008):** Experimental study of the behavior of copper and zinc in a boiling hydrothermal system. *Geology*, 36, 27-30.
- Ohmoto, H., and Rye, R. O., (1979):** Isotopes of sulfur and carbon. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed., H. L. Barnes (ed.). New York: Wiley & Sons, Inc., pp. 509-567.
- Ohmoto, H., (1986):** Stable isotope geochemistry of the ore deposits. In: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, J. E. Valley, H. P. Taylor, Jr., and J. R. O'Neil (eds.). Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, Vol. 16, pp. 491-560.

- Ohmoto, H., and Goldhaber, B. M., (1997):** Sulfur and carbon isotopes. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Edited by Hubert Lloyd Barnes, Third Edition. John Wiley and Sons, Inc., 972 p.
- Olson, A. F., (1982):** Leaching of Bornite with Oxygen and Ferric Chloride as Oxidants. US Department of the Interior, Bureau of Mines, Washington D.C., 181 p.
- Outhuis, H. M. J., (1989):** Hydrothermal andalusite and corundum in a potassic alteration zone around a Proterozoic Gabbro-Tonalite-Granite intrusion NE of Persberg, Central Sweden. *Minerology and Petrology*, Volume 40, Number 1, pp. 1-16.
- Parry, W. T., and Jasumback, M., (2002):** Clay Mineralogy of Phyllic and Intermediate Argillic Alteration at Bingham, Utah. *Economic Geology*; Vol. 97, no. 2, pp 221-239.
- Pearce, J. A., (1982):** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, pp. 525-548.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. G., (1984):** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, Vol. 25, pp. 956-983.
- Pe-Piper, G., (1998):** The nature of Triassic extension-related magmatism in Greece: evidence from Nd and Pb isotope geochemistry. *Geological Magazine*, 135(3): 331-348.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., (2002):** The igneous rocks of Greece. The anatomy of an orogeny. 573. Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic-crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(1-2): 227-244.
- Петковиќ, М., (1968):** Геохемика проспекција у рудном реону Дамјан-Бучим и шира околина. РГФ Београд.
- Petković, M., Mudrinić, Č., (1976):** Rezultati spektralnih analiza primarnih oreola rasejavanja za pojave Cu – Borov Dol, Rudarsko geološki fakultet-Beograd, 12 str. + grafički prilozi.
- Petković M., Grubić, A. and Romić, K., (1982):** The structural and metallogenic analysis of the zone of Cenozoic autonomous activation. Symposium International Commission VII International Society for Photogrammetry and Remote Sensing, Toulouse, Actes 2, pp. 203–208.
- Петров, Д., и др., (2014):** Елаборат од изведените детални геолошки истражувања, со пресметка на геолошките рудни резерви, на минерална суровина бакар на локалитетот “Боров Дол”, општина Конче и општина Штип, изведувач “Геоинженеринг-М” ДООЕЛ-Скопје, инвеститор ДПТУ “Боров Дол” ДООЕЛ-Радовиш, 205 стр. + графички прилози.
- Pirajno, F., (2013):** *The Geology and Tectonic Settings of China's Mineral Deposits*. Springer, Berlin, pp. 679.
- Pokrovski, G. S., Borisova, A. Y. and Harrichoury, J. C., (2008):** The effect of sulfur on vapor-liquid fractionation of metals in hydrothermal systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 266, 345-362.
- Pósfai, M., Buseck, R. P., (1998):** Relationships between microstructure and composition in enargite and luzonite. *American Mineralogist*, Volume 83, pp. 373–382.
- Pósfai, M., Sundberg, M., (1998):** Stacking disorder and polytypism in enargite and luzonite. *American Mineralogist*, 83, pp. 365–372.
- Ramboz, C., Pichavant, M., and Weisbrod, A., (1982):** Fluid immiscibility in natural processes. Use and misuse of fluid inclusions data. II Interpretation of fluid inclusions data in terms of immiscibility. *Chem Geol* 37: 29-48.

- Ramdohr, P., (1960):** Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akad. Verlag, Berlin.
- Ramdohr, P., (1980):** The Ore Minerals and Their Intergrowths (2nd edition). Pergamon Press, London.
- Redmond, P. B., Einaudi, M. T., Inan, E. E., Landtwing, M. R., and Heinrich, C. A., (2004):** Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems: New insights from the Bingham porphyry ore deposit, Utah. *Geology*, Vol. 32, No. 3, pp. 217-220.
- Reyes, A. G., (1990):** Petrology of Philippine geothermal system and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43, 279-304.
- Richards, J. P., (2003a):** Tectono-magmatic precursor for geophysical data over copper gold porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, Vol. 96, pp. 1419-1431.
- Richards, J. P., (2003b):** Tectono-Magmatic Precursor for Porphyry Cu (Mo-Au) Deposit Formation: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Econ. Geol.*, v. 98, p. 1515-1533.
- Robb, L., (2005):** Introduction to Ore-forming Processes. Blackwell Publishing, Oxford.
- Roberts, S. A., (1973):** Pervasive early alteration in the Butte District, Montana. *Soc. Econ. Geol. Guide-book, Butte Field Mtg. HH1-HH8.*
- Roedder, E., (1971):** Fluid inclusions studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. *Econ. Geol.* 66: 98-120.
- Roedder, E., and Bodnar, R., (1980):** Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.* 8, 263–301.
- Roedder, E., (1984):** Fluid inclusions. *Reviews in mineralogy*, 12, Mineral. Soc. Of Amer., pp. 644.
- Rollinson, H., (1992):** Using Geochemistry Data: evaluation, presentation, interpretation. Prentice Hall, an imprint of Pearson Education, Harlow, England. 352 pp.
- Rona, G., (1977):** Plate Tectonics Energy and Mineral Resources: Basis Research leading to Payoff.-Transactions, American Geophysical Union, Vol. 58, No. 8.
- Rusk, B.G., Reed, H.M. & Dilles, H.J., (2008):** Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana.– *Econ. Geol.*, 103/2: 307–334. doi: 10.2113/gsecongeo.103.2.307
- Rye, R. O., and Ohmoto, H., (1974):** Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review. *Econ. Geol.* Vol. 63: pp. 715-730.
- Saccani, E., Photiades, A., Santato, A., Zeda, O., (2008):** New evidence for supra-subduction zone ophiolites in the Vardar Zone of northern Greece: Implications for the tectono-magmatic evolution of the Vardar oceanic basin. *Ophioliti*, 33(1): 65-85.
- Sakai, H., (1968):** Isotopic properties of sulfur compound in hydrothermal processes. *Geoh. J.* 2, No – 1.
- Samson IM, Walker RT., (2000):** Cryogenic Raman spectroscopic studies in the system NaCl–CaCl₂–H₂O and implications for low temperature phase behavior in aqueous fluid inclusions. *Can Mineral* 38:35-43.
- Schmid, S.M. et al., (2008):** The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101(1): 139-183.

- Seedorff E., and Einaudi M. T., (2004):** Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: II. Decoupling of introduction and deposition of metals during geochemical evolution of hydrothermal fluids. *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 99, 39–72.
- Serafimovski, T., (1990):** Metalogenija na zonata Lece-Halkidiki (Metallogeny of the Lece-Chalkidiki zone – in Macedonian). - Ph.D. thesis, Faculty of Mining and Geology, Štip, 390 p.
- Serafimovski, T., Mankov, S. and Čifliganec, V., (1990):** Bismuth-selenium mineralization within copper deposit Bučim-Radovis. - 12th Congress of Geologists of Yugoslavia, Ohrid, 3, 73–85.
- Serafimovski, T., Mankov, S., Seke, L., (1991):** New knowledge about the mineralogical association in the deposit Tulare–Kiseljak (Lece ore region). *Proceedings of XXIII October Counseling of Miners and Metallurgists, Bor*, pp. 35–38.
- Serafimovski, T., Čifliganec, V. and Mankov, S., (1992):** Morfologija na zlatoto prisutno vo porfirskoto naodalište na bakar Bučim Istočna Makedonija (Morphology of gold present in the Bučim porphyry copper deposit Eastern Macedonia – in Macedonian). – 24th October Counseling of Miners and Metallurgists, Bor, Serbia, 52-55.
- Serafimovski, T., Tužarov, N., Mitevski, G., (1993):** Mineral composition and paragenetic relations in the Borov Dol porphyry copper deposit. *Geologica Macedonica*, Vol. 6, No. 1, pp. 87–98 [in Macedonian].
- Serafimovski, T., (1993):** Structural metallogenetic characteristics of the Lece-Chalkidiki zone: Types of Mineral Deposits and Distribution. - Special Edition of RGF Štip, 2, 328 p.
- Serafimovski, T. and Boev, B., (1996):** Metallogeny of the Kratovo-Zletovo volcano-intrusive complex. - *Terranes of Serbia* (356), 347-352.
- Serafimovski, T., Čifliganec, V., Jankovič, S. and Boev, B., (1996):** Genetic Model of the Bučim Porphyry Copper Deposit, R. Macedonia. – In: *Proceedings of the Annual Meeting, UNESCO-IGCP Project 356, Sofia*, 1, 63-75.
- Serafimovski, T. and Tasev, G., (2005):** Sulfur isotope composition of some polymetallic deposits in the Republic of Macedonia. – *Geol. Maced.* 19/1, 1-11.
- Серафимовски, Т., (2009):** Генеза на рудни наоѓалишта. Факултет за природни и технички науки, Универзитет “Гоце Делчев” – Штип, основен учебник, 1006 стр.
- Serafimovski, T., Tasev, G., Blažev, K., Volkov, A. V., (2010):** Major alpine structures and Cu-porphyry mineralization in the Serbo-Macedonian massif. *Geologica Macedonica*, Vol. 24, No. 1, pp. 39–48.
- Serafimovski, T., Stefanova, V. & Volkov, A. V., (2010):** Dwarf copper–gold porphyry deposits of the Bučim–Damjan–Borov Dol ore district, Republic of Macedonia (FYROM). – *Geol. Ore Dep.* 52, 179–195.
- Serafimovski, T., Tasev, G., (2014):** Ore microscopic study of samples from the BorovDol ore deposit, Radoviš [Рудно-микроскопски испитувања на примероци од наоѓа-лиштето Боров Дол, Радовиш]. Department for Mineral Deposits, Faculty of Natural and Technical Sciences, Štip, in association with the Macedonian Authoring Agency for the necessities of DPTU Borov Dol DOOEL – Radoviš, 128 p.
- Serafimovski, T., Tasev, G., Gjorgiev, L., (2015):** Sulfur isotope composition in the Plesenci native sulfur mineral deposit, Republic of Macedonia. *Procedia Earth and Planetary Science* 13 (2015). 35-38.

- Serafimovski, T., Tasev, G., Strmić Palinkaš, S., Palinkaš, A. L., and Gjorgiev, L., (2016):** Porphyry Cu mineralization related to the small Tertiary volcanic intrusions in the Bučim ore deposit, Eastern Macedonia for ore-forming processes. *Geologia Croatica*, Vol 69/1, pp. 89-101.
- Serafimovski, T., Christidis, C., Serafimovski, D., Tasev, G., Ligovski, M., Ivanovski, I., Gjorgiev, L., (2016):** 3D modeling of some copper deposits in the Republic of Macedonia. Third Congress of Geologists of Republic of Macedonia 2016, Struga. Special editions of *Geologica Macedonica*, No. 4, pp. 605-612.
- Serafimovski, T., Tasev, G., (2017):** Mineralogical study of samples from drill hole cores from the mine waste dump at the locality Borov Dol–Radoviš [Минералогски испитивања на примероци од дупнатини од коповско јаловиште на локалитетот Боров Дол – Радовиш]. Department for Mineral Deposits, Faculty of Natural and Technical Sciences, Štip, in association with the Macedonian Authoring Agency for the necessities of DPTU Borov Dol DOOEL – Radoviš, 66 p.
- Shelton, K. L., and Rye, D. M., (1982):** Sulfur isotope compositions of ore from Mines Gaspé, Quebec: an example of sulfate-sulfide isotopic disequilibria in ore-forming fluids with applications to other porphyry-type deposits. *Economic Geology*, 77, 1688-709.
- Sheppard, M. F. S., Nielsen, L. R., and Taylor, P. H., (1971):** Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, v. 66; no. 4; pp. 515-542.
- Sheppard, S. M. F., and Taylor, H. P. Jr., (1974):** Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder batholith and Butte ore deposits, Montana. *Economic Geology*, Vol. 69, pp. 926-946.
- Shepherd, T., Rankin, A. H., and Alderton, D. H. M., (1985):** A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Glasgow and London: Blackie.
- Shimazaki, H., and Kusakabe, M., (1990):** Oxygen isotope Study of the Kamioka Zn-Pb skarn deposits, Central Japan. *Mineralium Deposita*, Vol. 25, No. 3 -1990, pp. 221-229.
- Sillitoe, R. H., (1973):** Environments of Formation of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. – *Economic Geology*, Vol. 68.
- Sillitoe, R. H., (1987):** Copper, cold and subduction: a trans-Pacific perspective. *PacRim Congr.* 87: pp. 399-403.
- Sillitoe R. H., (2010):** Porphyry copper systems. *Econ. Geol.* 16 105, 3–41.
- Sillitoe, R.H., and Mortensen, J.K., (2010):** Longevity of porphyry copper formation at Quellaveco, Peru: *Economic Geology*, v. 105, p. 1157–1162.
- Simmons, S.F., White, N.C., John, D., (2005):** Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. 100th Anniversary Volume. *Econ. Geol.* 485–522.
- Sinclair, W. D., (2008):** Mineral Deposits of Canada-Porphyry Deposits. Geological Survey of Canada (www.nrcan.gc.ca). 14p.
- Smirnov, V., (1982):** *Geologija poleznih iskopaemih*. Izd. četvrtoe, “Nedra”, Moskva.
- Sourirajan, S., and Kennedy, G.C., (1962):** The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures.– *Amer. J. Sci.*, 260, 115–141.
- Stampfil, G. M. and Borel G. D., (2004):** The TRANSMED Transects in Space and Time: Constraints on the Paleotectonic Evolution of the Mediterranean domain. In book: *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (pp.53-80).

- Stevenson, R., (2015):** Stable isotopes of hydrothermal carbonate minerals in the Butte porphyry-lode deposits, Montana. Master of Science in Geosciences. Montana Tech of the University of Montana, pp. 84.
- Страчков, М., (1961):** Стратиграфија кристалстих стена централног дела Осоговских планина. Трудови на геол. завод, св. 8, Скопје.
- Stevenson, G., (2015):** Stable isotopes of hydrothermal carbonate minerals in the Butte porphyry-lode deposits, Montana. Master of Science in Geosciences. Montana Tech of the University of Montana, pp. 84.
- Sterner, SM. Hall, DL. Bodnar, RJ., (1988):** Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. *Geochim Cosmochim Acta* 52(5): 989-1005.
- Stojanov, R., and Svesnikova, E., (1985):** Alkali trachyte and Scarns besides Mrdaja near Lake Dojran. *Geologica Macedonica*, Tom I, Fasc. 2, Štip.
- Stojanov, R., and Serafimovski, T., (1990):** Osnovni karakteristiki na Tercierniot magmatizam vo oblasta Bučim-Borov Dol (Basic features of the Tertiary magmatism in the Bučim-Borov Dol area – in Macedonian). – 12th Congress of geologists of Yugoslavia, Ohrid, 2, 404-423.
- Stojanov, R., and Boev, B., (1993):** Oligocensko-Neogeniot magmatizam vo oblasta na Bučimskiot blok (Oligocene-Neogene magmatism at the Bučim Blok area – in Macedonian). - in: Study for potentiality of the Bučim ore field in regards to discovery of new copper and gold reserves. Professional Fund of the Bučim mine geological survey, PRMB Buchim-Radoviš, 93 p.
- Strashimirov, S., and Kovachev, V., (1992):** Temperatura na formirane na medni nakhodishta ot zona - danni ot prouchvaniya Srednogorie fluidni vklyuchvane v minerali (Temperature of formation in copper deposits from the Srednogorie zone–data from fluid inclusion studies in minerals - in Bulgarian with English abstract). – *Rev. Bulg. Geol. Soc.* 53/2, 1-12.
- Strashimirov, S., Serafimovski, T., and Kovachev, V., (1996):** Temperatures of the Ore-forming Processes in the Bučim Porphyry Copper Deposit (Macedonia): Data from Fluid Inclusion Studies. - *Geol. Ore Dep.*, Moscow, 38/4, 373-377.
- Sun, S.s., McDonough, W.F., (1989):** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313-345.
- Tarassova, E., Zidarov, N., and Khaltakova, N., (2001):** I-type granitoids from Belassitsa Mountain, SW Bulgaria. *GEOCHEMISTRY, MINERALOGY AND PETROLOGY.*, V. 38, SOFIA; 79-88.
- Tasev, G., (2003):** Polimetallnite mineralizacii povrzani so Tercierniot magmatizam vo Republika Makedonija (The polymetallic mineralizations related with Tertiary magmatism in the Republic of Macedonia - in Macedonian). Masters thesis, Faculty of Mining and Geology, University “Sts. Cyril and Methodius”, Štip, 176 p.
- Tasev, G., Serafimovski, T., and Lazarov, P., (2005):** New K-Ar, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, REE, and XRF data for Tertiary volcanic rocks in the Sasa-Toranica ore district, Macedonia. – In: JINGWEN MAO & FRANK P BIERLEIN (Eds.), *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, 8th SGA Biennial Meeting, Beijing, China, 837-840.

- Тасев, Г., (2010):** Металогенија на полиметалниот рудоносен систем Буковик-Кадиица, Докторска дисертација, Универзитет “Гоце Делчев” – Штип, Факултет за природни и технички науки, Катедра за наоѓалишта на минерални суровини – Штип, 206 стр.
- Тасев, Г., Серафимовски, Т., (2017):** Алтерации и минерални парагенези, Учебник, Универзитет “Гоце Делчев” - Штип, Факултет за природни и технички науки, 292 стр.
- Tasev, G., Serafimovski, T., Dolenc, M., Šmuc, N. R., (2019):** Contribution to Understanding of Ore Fluids in the Zletovo Mine Based on Fluid Inclusion Data. RMZ – M&G | 2019 | Vol. 66 | pp. 075–086.
- Taylor, S. R., (1964):** Abundance of chemical elements in the continental crust. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, v. 28, pp. 1273-1286.
- Taylor, N., (1979):** The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econom. Geol.* 69.
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., (1985):** The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, UK.
- Taylor, H.P., (1987):** Comparison of hydrothermal systems in layered gabbros and granites, and the origin of low- $\delta^{18}\text{O}$ magmas. - In: *Magmatic processes: physicochemical principles.* Geoch. Soc. Special Publication 1, 337–357.
- Taylor, H.P. Jr., (1997):** Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. – In: BARNES, H.L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd Ed. New York, Wiley-Interscience, 229–302.
- Темкова, В., (1971):** Распротранетост на алб-ценоман во околината на Штип-Мочарник. Труд на геозавод на СРМ, Скопје.
- Titley, S. R., (1975):** Geological characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in the southwestern Pacific. *Economic geology*, Vol. 70 pp. 499-514.
- Titley, S. R., and Beane, R. E., (1981):** Porphyry copper deposits, part I. Geological settings, petrology, and tectogenesis. *Economic Geology*, Vol. 75, pp. 214-235.
- Titley, S. R., (1982):** Mineralization and alteration in porphyry copper systems. In *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits in Southwestern North America* (S. R. Titley, ed.). University of Arizona Press, Tucson, Arizona p. 37-53.
- Tomson, I.N., Serafimovski, T. and Kochneva, N. T., (1998):** Cenozoic Metallogeny of Eastern Macedonia. – *Geol. Ore Dep.* 40/4, 195-204.
- Туџаров, Н., (1973):** Годишен извештај за геолошките истражни работи на Боров Дол. Стручен фонд на Бучим.
- Туџаров, Н., (1993):** Металогенија на наоѓалиштето Боров Дол, Докторска дисертација, Рударско – геолошки факултет – Штип, Универзитет “Кирил и Методиј” – Скопје, 195 стр.
- Ulrich, T., Günther, D., and Heinrich, C. A., (2001):** Evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions, Bajo de la Alumbrera, Argentina: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 96, p. 1743 (correctly reprinted in 2002, v. 97, p. 1888-1920).
- Valencia-Moreno, M., et al., (2007):** Geological and metallogenetic characteristics of the porphyry copper deposits of Mexico and their situation in the world context, in Alaniz-Alvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, A.F., eds., *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico: Geological Society of America Special Paper 422*, pp. 433-458.

- Вангелова, В., (2013):** Рудно-Образователни процеси. Софииски универзитет “Св. Климент Охридски” Геолого-географски факултет. Катедра “Минералогия, петрологија и полезни ископаеми”. 219 стр. (<http://www.mmc.gea.uni-sofia.bg>).
- Vanko, D.A., Bodnar, R.J., & Sterner, S.M., (1988):** Synthetic fluid inclusions. VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl₂-H₂O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. – *Geoch. Cosm. Acta.*52, 2451–2456.
- Volkov, A. V., Tasev, G., Prokof'ev, V. Yu., Serafimovski, T., Tomson, I. N., and Sidorov, A. A., (2008):** Formation Conditions of Copper Porphyry Mineralization in the Kadica–Bukovik Ore District, Eastern Macedonia. *Doklady Earth Sciences*, 2008, Vol. 421, No. 5, pp. 769-773 (IF 0.434).
- Volkov, A. V., Serafimovski, T. and Stefanova, V., (2010):** Formation Mechanism of Dwarfish Cu-Au Porphyry Deposits of Macedonia. – *Dokl. Earth Sci.* 431/5, 649-655.
- Webster, J. D., Kinzler, R. J., and Mathez, E. A., (1999):** Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63, p. 729-738.
- Weihed, P., and Fallick, A. E., (1994):** A stable isotope study of the Palaeoproterozoic Tallberg porphyry-type deposit, northern Sweden. *Mineralium Deposita*, Volume 29, No. 2: 128-138.
- Werw, P., (2007):** An experimental study on the behavior of copper and other trace elements in magmatic systems. Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften der Geowissenschaftlichen Fakultät der Eberhard-Karls-Universität Tübingen. 182 p.
- Westra, G., (2005):** Remaining exploration potential in the Kadiica porphyry copper prospect near berovo, Macedonia. Report prepared for Phelps Dodge Exploration Corp., 16 p.
- White, A. J. R., and Chappell, L. W., (1983):** Granitoid types and their distribution in the Lachlan fold belt, southeast Australia. – *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 159, pp. 21-34.
- Wilkinson, J.J., (2001):** Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits.– *Lithos*, 55, 229–272. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00047-5
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., (1977):** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(4): 325-343.
- Winter, J. D., (2001):** An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology (Prentice Hall, 697 p).
- Williams-Jones, A. E., and Heinrich, C. A., (2005):** 100th Anniversary Special Paper: Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 100, 1287-1312.
- Zajacz, Z., Seo, J. H., Candela, P. A., Piccoli, P. M., Heinrich, C. A., and Guillong, M., (2010):** Alkali metals control the release of gold from volatile-rich magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 297, 50-56.
- Zaric, P., (1974):** Studija genetsko-paragenetskih karakteristika Cu mineralizacije u Bučimu sa pregledom mineralizacionim fazama tog ciklusa [Study of genetic-paragenetic features of Cu-mineralization Bučim with areview of mineralization stages of that cycle – in Serbian].– *Professionalfund, Bučim mine*, 63 p.

- Zhang, Y-G., Frantz, JD., (1987):** Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chem Geol* 64: 335-350.
- Yamamoto, M., Endo, M., Ujihira, K., (1984):** Distribution of selenium between galena and sphalerite. *Chemical Geology*, 42, pp. 243–248.
- Yanev, Y., Boev, B., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P, Pecskey, Z., Tonarini, S. & D'orazio, M., (2008):** Late Miocene to Pleistocene potassic volcanism in the Republic of Macedonia. – *Min. Petr.* 94, 45–60.
- Čifliganec, V., (1987):** Metalogenetske karakteristike ležišta bakra Bučim u Srpsko-Makedonskoj metalogenetskoj provinciji [Metallogenetic features of the Bučim copper deposit in the Serbo-Macedonian metallogenetic province – in Serbian]. - Ph.D. thesis, Faculty of Mining and Geology, Belgrade, Serbia, 190 p.
- Čifliganec, V., (1993):** Rudišta i pojavi na bakar vo Republika Makedonija: tipovi i reonizacija [Copper Mineralization in the Republic of Macedonia: Types and Distribution Patterns - in Macedonian with extended summary in English]. - University “Sts. Cyril and Methodius” Skopje, Faculty of Mining and Geology-Štip, Spec. Issue 1, 303 p.
- Čifliganec, V. et al., (1993):** Studija za procenka na zlatonosniot potencijal na Bučimskoto rudno pole vo pogled na istraživanje na novi rezervi na bakar i zlato [Study for gold potential estimate of the Bučim ore field in regards to exploration of new copper and gold reserves - in Macedonian]. - Professional Geological Survey Fund, Radoviš, Macedonia, 95 p.
- Чулев, Ѓ., Митевски, Ѓ., Туцаров, Н., (1984):** Елаборат за пресметката на рудните резерви на Боров Дол – Радовиш. Стручен фонд на Бучим.
- Špadijer, S., (1975):** Izveštaj o geofizičkim ispitivanjima Cu – mineralizacija na lokalnosti Borov Dol u okolini Radoviša, OOUR Geofizički institute, Zavod za geološka, hidrogeološka, geofizička i geotehnička istraživanja – Beograd, 21 str. + prilozi.
- Шоптрајанова, Г., (1967):** Петрологија и геохронологија неких гранитоида Македоније. Докторска дисертација, Београд.