

Геол. ан. Балк. полуос. Ann. Géol. Penins. Balk.	62	267–285	Београд, децембар 1998 Belgrade, Decembre 1998
УДК 552.13:553.44(497.11)			Оригинални научни рад

МИНЕРАЛНЕ ПАРАГЕНЕЗЕ Pb–Zn ЛЕЖИШТА БАБЕ–КОСМАЈ (СРБИЈА)

од

Биљане Зрнић*, Љубомира Цветковића* и Љубана Обрадовића*

Рудномикроскопским испитивањем узорака из лежишта Бабе–Космај (Србија) утврђена је сложена сулфидна минерализација. Поред сулфида олова, цинка и бакра утврђено је присуство минерала никла, кобалта, бизмута, сребра и урана. У раду је дат детаљан опис минерала, структурни и текстурни односи. На основу утврђеног минералног састава и микроструктурних односа издвојене су три стадијума: контактано метаморфни, пнеуматолитски и хидротермални. У оквиру хидротермалног стадијума, у коме је депонована сулфидна минерализација, издвојене су карактеристичне парагенезе.

Кључне речи: галенит, сфалерит, минералне парагенезе, Бабе–Космај, Србија

УВОД

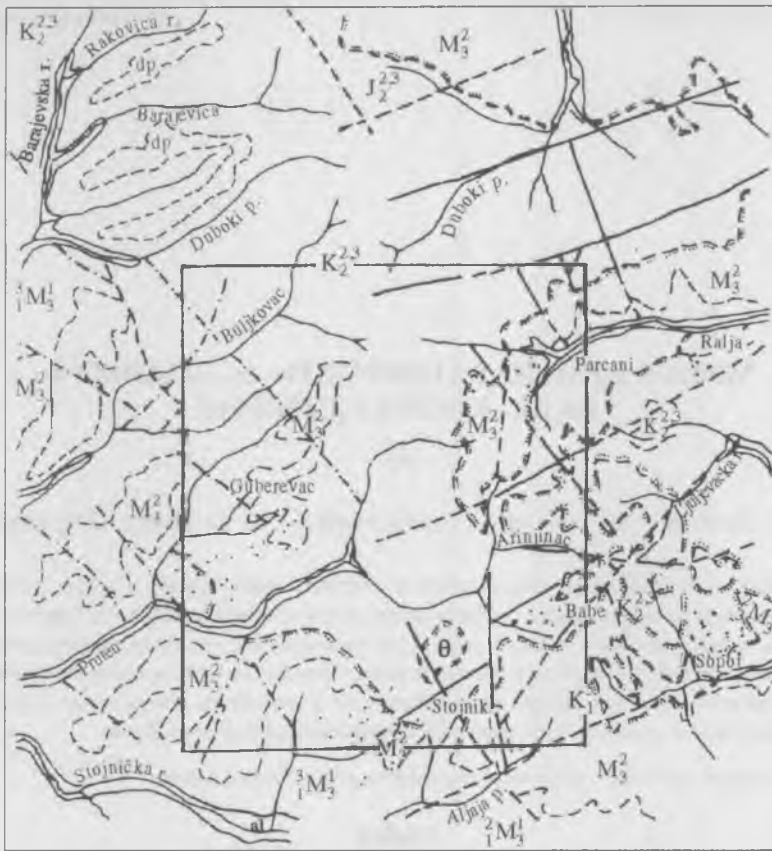
Лежиште олова и цинка Бабе налази се око 35 km јужно од Београда, у подножју планине Космај. Лежиште је експлоатисано још у античко доба, а истраживачка активност настављена до данашњих дана. Интензивна геолошка истраживања, укључујући геохемијску проспекцију, геолошко картирање, истражно бушење и др., спроведена су седамдесетих година, а окончана 1990 г. (Radulovic, 1977–1990).

Терен лежишта Бабе изграђен је од мезозојских седимената, терцијарних магматских стена, горњомиоценских седимената и квартарних наслага (сл. 1). Мезозојски седименти имају највеће распрострањење и представљени су кречњацима, лапоровитим песковима, глинама и лапорцима. Терцијарне вулканске стене представљене су кварцлатитима, експлозивним бречама, фелзитима и лампрофирима.

Седименти и магматске стене су контактано метаморфно, пнеуматолитски и хидротермално измењене. Најраспрострањеније су хидротермалне промене као силификација, пиритизација, серицитизација, хлоритизација, лимонитизација и друге (Mihailović, 1988).

Терен лежишта Бабе одликују сложене структурно–тектонске карактеристике које су представљене разломним, пукотинским и наборним облицима. Најзначајнија је прстенаста структура "Главчине" (Sajić, 1987).

* Рударско–геолошки факултет Универзитета у Београду, Ђушина 7, 11 000 Београд.



al	1	M ₃ ²	5	□	9	—	13
dp	2	θ	6	—	10	—	14
³ ₁ M ₃	3	K ₂ ^{2,3}	7	---	11	—	15
² ₁ M ₃	4	K ₁ ⁵	8	---	12	□	16

Сл. 1. Прегледна геолошка карта рудног поља Космај, 1:100 000 (Radulović, 1984). Легенда: 1. алувијум, 2. делувијум, 3. кречњаци, лапоровити пешчари и песак (доњи сармат), 4. песак, глина и лапорац (доњи сармат), 5. песак, песковите глине и пешчари (панон), 6. пирокластити, 7. туронско-сенонски флиш, 8. гвожђевити пешчари, песковити лапорци и кречњаци (алб), 9. дијабаз-ројначка формација, 10. расед, 11. расед, претпостављен, 12. расед, фотоголошки, 13. претпостављена граница, 14. ерозиона граница, 15. граница интрузива, 16. рудно поље Космај.

Fig. 1. Sketch map of the ore field Kosmaj, 1:100,000 (Radulović, 1984). Legend: 1. Alluvium, 2. Diluvium, 3. Limestone, marly sandstone and sand (Lower Sarmatian), 4. Sand, clay and marl (Lower Sarmatian), 5. Sand, sandy clay and sandstone (Pannonian), 6. Pyroclastics, 7. Turonian-Senonian Flysch, 8. Ferrous sandstone, sandy marl and limestone (Albian), 9. Diabase chert Formation, 10. Fault (preferred), 12. Fault (Photogeological), 13. Boundary (preferred), 14. Transgressive boundary, 15. Intrusive boundary, 16. The ore field Kosmaj.

Металогенетски, лежиште припада Шумадијској металогентској провинцији, а генетски је везано за терцијарни вулканогени магматизам (Јапковић, 1981). Класификовано је као хидротермално лежиште, које према Ракићу (1962а) представља изразити субвулкански тип.

МИНЕРАЛНИ САСТАВ

Сулфидна минерализација олова и цинка просторно и генетски је везана за еруптивне стене (кварцлатити, стене риолитског састава и експлозивне брече) и контактнo метаморфне стене (корнити и скарнови). Уочено је више текстурних типова, а према екстензитету издвојене су импрегнациона, жиличаста, масивна, гнездаста, тракаста и бречаста текстура. Микроскопским испитивањем рудних препарата поред наведених текстура, уочене су микротекстуре дробљења, локалног катаклазирања, као и реликтне текстуре настале процесима замењивања. Између наведених текстура јављају се разлике у минералном саставу и количинској заступљености појединих минерала.

Минерали су изложени према вероватном редоследу депоновања. Присуство више генерација појединих минерала указује на то да се депоновање одвијало у више фаза.

Минерали јаловине, као што су фелдспати, кварц, пироксени (диопсид и хеденбергит), амфиболи (актинолит и тремолит), епоидот, аксинит, турмалин, представљају основну масу у којој су смештени рудни минерали. Као акцесорни минерали констатовани су сфен, апатит и циркон.

Илменит представља један од првообразованих минерала. Јавља се у виду ретких импрегнација у основној маси кварцлатита, а количинска заступљеност је врло мала. Зрна илменита су неправилна, величине око 50 микрометара. Врло ретко су свежа, чешће су у различитој мери захваћена трансформацијом у секундарни рутил или финозрне леукоксенске мешавине.

Магнетит је такође присутан као акцесорни минерал у еруптивним стенама. Јавља се у виду импрегнација у основној маси или као уклопак у појединим сулфидима, најчешће пириту. Зрна магнетита су неправилна до хишидиоморфна и такође су захваћена процесима алтерације. Као последица процеса оксидације, дуж кристалографског правца (111) образује се хематит–мартит.

Хематит је минерал са малим интензитетом и екстензитетом. Осим хематита–мартита јавља се и примаран хематит. Представљен је табличастим зрнима и снопићастим аграгатима величине од 0,1–0,5 милиметара. Хематит се јавља у силикатној јаловини или као уклопак у пириту и халкопириту.

Рутил је од оксидних минерала количински најзаступљенији, мада је и он практично акцесоран. Јавља се као примаран и секундаран. Примарни рутил је представљен ситним призматичним зрнима која су распршена у силикатној маси. Секундарни рутил је настао трансформацијом илменита и представљен је ситнозрним агрегатима.

Пиротин је најстарији сулфидни минерал. Одликује се умерним екстензитетом и малим интензитетом. Врло ретко се јављају импрегнације у основној маси, а чешћи је као уклопак у минералима јаловине или млађим сулфидима. Самостална зрна пиротина су неправилна до табличаста, величине око 0,1 милиметар.

Сасвим ретко су запажене структуре као последица распада чврстог раствора. У пиротину се налазе изузетно ретка издвајања пентландита, а јавља се и као издвојена фаза у сфалериту.

Пламенаста издвајања пентландита констатована су у скарну на дубини од 250 m. Ова издвајања представљају финозрнасте агрегате чија је локализација везана за границе зрна или зоне у којим се јављају дефекти (Kelly & Vaughan, 1983). Према експерименталним проучавањима система Fe–Ni–S, образовање пентландита је резултат издвајања из моносулфидног чврстог раствора $(\text{Fe, Ni})_{1-x}\text{S}$, при чему је битнији однос метал/сумпор него садржај никла у моносулфидном чврстом раствору (Naldert & Kullerud, 1967).

Издвајања пиротина у сфалериту су неправилна, малих су димензија и углавном су локализована у ободним деловима зрна док су централни делови хомогени. Присуство ових издвајања карактеристично је за високотемпературне сфалерите, а објашњава се, с једне стране распадом чврстих раствора при снижењу температуре, а са друге, сличношћу њихових кристалних решетки.

Пиротин је локално захваћен процесом трансформације у агрегате пирита и маркасита, па се о првобитној заступљености овог минерала може само нагађати. Овај минерал је подложен трансформацији због непостојаног хемизма и постојању трансляција паралелно пљосни (0001), што се манифестује појављивањем специфичних структурних форми, као што је структура "птичијег ока". Трансформација пиротина у маркасит–пирит је сложен процес који је према Napus–у (1980), условљен одстрањивањем гвожђа из пиротина при снижењу температуре и константном парцијалном притиску кисеоника p_{O_2} , што условљава пораст дисоцијације киселина и континуирано замењивање ииротина маркаситом и пиритом уз образовање сидерита као споредног продукта. Промене рН у раствору доводе до промене f_{S_2} при константном f_{O_2} и зависно од тог фактора, зависиће образовање дисулфида гвожђа.

Халкопирит у испитиваним препаратима показује релативно велики екстензитет, а мали интензитет. На основу начина појављивања, издвојене су две генерације: старија, означена као халкопирит (I) и млађа, означена као халкопирит (II). Прва генерација је знатно мање заступљена у односу на млађу генерацију.

Халкопирит (I) је представљен ситним неправилним и заобљеним зрнима, која се јављају као уклопци у пириту (II), сфалериту, арсенопириту и галениту. За ову генерацију је везано врло ретко појављивање сулфида бакра: халкопиротина, кубанита и валерита, чије је присуство важно за генетска тумачења.

Интимна прорастања халкопирита и сфалерита релативно су честа у сфалериту–марматиту (сфалерит I). Најчешће су локализована у ободним деловима сфалеритских зрна, док одсуствују у централним деловима. Масовност, густина и форме халкопиритских уклопака су различите. Уклопци халкопирита понекад образују низове који показују одређену оријентацију или су зонарано распоређени. Форме халкопирита су различите: тачкасте, капљичасте, и вретенасте, уз ретко појављивање ситних кристала.

Интимна прорастања халкопирита и сфалерита су врло дуго предмет проучавања бројних истраживача, али до данас њихова природа и начин појављивања нису у потпуности решени. Механизам образовања ових прорастања је врло сложен и зависи од великог броја фактора (температуре, a_{Cl^-} , a_{HS^-} и др.), а према досадашњим проучавањима могу постати као резултат копреципитације (Eldrige et al., 1988; Kojima & Sugaki, 1985) и замењивањем (Bortnikov et al., 1991; Barton & Bethke, 1987; Hutchinson & Scott, 1981).

Халкопирит (II) је представљен неправилним зрнима и агрегатима. Делом је срастао са другим минералима, или је ређе самосталан. Ова генерација се јавља са линеитом и милеритом, у метаморфним стенама на дубинама од 165 до 547 m.

Халкопирит (II) се јавља по ободу и дуж прслина сфалерита (II), галенита и пирита. На контакту сфалерита са халкопиритом, образује се тетраедрит.

Обе генерације халкопирита локално су захваћене трансформацијом у сулфиде бабра и гвожђа и сулфиде бабра: борнит, халкозин и ковелин.

Сфалерит се у испитиваним узорцима одликује великим екстензитетом и интензитетом, нарочито у контактном метаморфним стенама, док је у еруптивним количински мање заступљен. На основу начина појављивања и оптичких карактеристика, издвојене су две генерације.

Сфалерит (I) по оптичким особинама одговара варијетету са већим садржајем гвожђа (марматиту) и има мрку, мрко црну до црну боју. Представљен је хипидиоморфним зрнима и агрегатима чија величина варира од делова милиметра до 2 mm. Парагенетски, овој генерацији припадају и изузетно ретке појаве кристалizacionих скелета сфалерита, тзв "сфалеритске звезде" у халкопириту. Образовање кристалizacionих скелета, према експерименталним подацима проучавања Cu–Fe–Zn–S система је последица издвајања из интермедијарног чврстог раствора (iss) блиског моихукиту ($Cu_{24.3}Fe_{27.5}Zn_{1.2}S_{47}$) (Kojima & Sugaki, 1985) или кубаниту ($CuFe_2S_3$) (Scott, 1983).

Сфалерит (II) одговара сфалериту са нижим садржајима гвожђа. Макроскопски је мрко жуте до медно жуте боје, а у микроскопу показује светло жуте до наранчасте унутрашње рефлексе. Млађа генерација је представљена самосталним зрнима неправилних форми која су распршена у кварцној или карбонатној маси, или се јављају по ободу, док су централни делови изграђени од сфалерита–марматита.

Ободни делови сфалеритских зрна и агрегата су редовно кородовани кварцом или карбонатом. Зрна сфалерита су локално испуцала, а прслине и пукотине су испуњене минералима јаловине и млађим сулфидима: халкопиритом (II) и галенитом.

Линеит и милерит су констатовани у контактном метаморфним стенама у узорцима са дубине од 165 до 547 m. Линеит је представљен неправилним до хипидиоморфним зрнима, величине до неколико стотима микрометара. Врло ретко се може запазити зонарност као последица финих разлика у хемијском саставу. По ободу зрна линеита јављају се зрнасти агрегати милерита, а изузетно ретко се јављају ламеле милерита у линеиту, слично структури издвајања илменита у магнетиту.

Пирит је један од минерала који се у испитиваним узорцима разноврсно појављује. Налази су у оба типа стена, а у силификованим еруптивним представницима је доминантан минерал. Депоноване пирита се одвијало у више фаза, а на основу начина појављивања, издвојене су три генерације: пирит (I), пирит (II) и пирит (III).

Пирит (I) представља најстарију генерацију и у основи је то мешавина маркасита и пирита, која је настала као продукт трансформације пиротина. Ова генерација је количински мало заступљена, а јавља се у виду уклопака у нешто млађем пириту (II) или другим млађим сулфидима.

Пирит (II) је количински најзаступљенији. Представљен је појединачним хипидиоморфним до идиоморфним зрнима, величине до 2 mm, или крупнијим агрегатима који граде мање или веће површине у основној маси. За ову генерацију је карактеристично присуство бројних уклопака силикатне јаловине, која је на појединим местима зонарно распоређена, исто као и уклопци магнетита, хематита, сфалерита (I), халкопирита (I) и ретко арсенопирита.

Пирит (III) представља најмлађу фазу која испуњава врло танке прслине у основној маси. Местимично су то гелске мешавине пирита и маркасита које се понегде образују на зрнима пиротина и потискују сфалерит и халкопирит по ободу зрна или дуж прслина.

Сасвим ретко су запажене структуре тзв. "орудњених бактерија", односно кугласте форме пирита, које се састоје из густо концентрисаних изометричних зрна у графитизираној основној маси.

Само у једном препарату, у стени која је детерминисана као скарн, поред пирита је констатовано присуство два за сада неидентификована минерала: минерал X, који по оптичким карактеристикама одговара Vi -сулфосолима и минерал Y, који по оптичким особинама одговара минералу сребра.

Маркасит је у односу на пирит знатно мање заступљен, а слично њему, образован је у више фаза. Издвојене су три генерације према начину појављивања: маркасит (I), маркасит (II) и маркасит (III).

Маркасит (I) одговара мешовитим агрегатима пирита и маркасита који су образовани трансформацијом пиротина.

Маркасит (II) је представљен идиоморфним зрнима величине неколико десетина микрометара. Ова врста се најчешће среће у пиритским зрнима. Количински је врло мало заступљена.

Маркасит (III) је најмлађа генерација и представља маркаситско-пиритске мешавине у гелским формама чији је интензитет врло мали.

Кварц се, осим као примарни састојак појединих стена, јавља и као силификациони. Највероватније је депонован у више рекуренци, јер се могу издвојити старија силификациона фаза која претходи депоновању сулфидне минерализације, а такође се појављује и млађа фаза кварца, депонована после карбонатне.

Самородно злато у испитиваним узорцима је изузетно ретко. Констатовано је неколико ситних зрна величине пар микрометара у силификационом кварцу, или ређе, у виду срастања са пиротином.

Арсенопирит је минерал кога одликују мали екстензитет и интензитет. На основу начина појављивања издвојене су две генерације.

Арсенопирит (I) је представљен идиоморфним зрнима и агрегатима хишидиоморфно развијених зрна. Величина зрна је променљива и креће се од пар десетина микрометара до 1 милиметар. У арсенопириту су присутни уклопци пиротина, халкопирита (I) и силиката (вероватно кварца). У силификационом кварцу јављају се крупни агрегати који понегде образују продорне близанце три или више индивидуа.

Арсенопирит (II) је количински мање заступљен у односу на старију генерацију, а његово појављивање је везано за карбонат. Агрегати арсенопирита су неправилни, интезивно кородовани, тако да су ободни делови чешљасто назубљени. Ова генерација сраста са галенитом и сфалеритом (II).

Флуорит и пехленда-уранинит су заједно констатовани само у једној бушотици (BK-20), у стени која је детерминисана као пирокластична бреча кварцлатитског састава. Флуорит је констатован и у другим бушотинама.

Флуорит је представљен зрнастим агрегатима и идиоморфним зрнима. За партије љубичастог флуорита везано је појављивање пехленде на дубини од 221 метра.

Пехленда је представљена агрегатима прекристалисалих гелских форми зонарне грађе. У пириту се ретко запажају уклопци зрна са пресеком облика хексаедра, који могу да одговарају ураниниту, а који је утврђен методом електронске микроанализе (Štrumberger & Stojanović, 1986).

Галенит се у испитиваним узорцима одликује великим екстензитетом и релативно великим интензитетом. На основу начина појављивања и односа са другим минералима, издвојене су три генерације.

Галенит (I) је најстарија фаза, која је количински врло мало заступљена, а представљена је ситним неправилним зрнима која импрегнишу кварцну масу. Ова генерација садржи појаву ретких издвајања бизмутинита који се појављује у зрнима елипсоидног облика и самородног бизмута у виду финих иглица.

Галенит (II) је количински најзаступљенији. Представљен је крупним алотриоморфним до хиридиоморфним зрнима и агрегатима који достижу величину око 3 милиметра. Редовно се запажају карактеристичне троугаоне форме као последица савршене цељивости. Зрна галенита су у различитој мери деформисана и испуцала, уз ретке појаве катаклазирања. Дуж ободних делова зрна галенит је потискиван кварцно–карбонатном јаловином, а прслине у њему су испуњене млађим халкопиритом. У галениту се запажају уклопци пиротина, пирита, сфалерита (I), арсенопирита, халкопирита (II). За ову генерацију је карактеристично присуство сулфо-соли, међу којима су најчешће тетраедрити.

Група тетраедрита је представљена тетраедритом, тенантитом и вероватно Vi–тетраедритом (минерал Z) који се јављају у облику агрегата. Тетраедрити се јављају са сфалеритом, галенитом и халкопиритом.

Бурнонит образује реакциони руб на контакту галенита и сфалерита.

Врло ретко, у галениту се запажају игличасти агрегати буланжерита.

Галенит (III) је мање заступљен у односу на претходну генерацију. Представљен је ситнозрним агрегатима, који испуњавају танке прслине у карбонатној основној маси.

Карбонати поред кварца најчешће изграђују основну масу. Најзаступљенији карбонат је калцит, знатно мање је заступљен сидерит, а само понегде су запажена зрна која оптички одговарају доломиту. Калцит се јавља у ситно до крупнозрним агрегатима и идиморфним кристалима.

Секундарни минерали. У испитиваним узорцима констатовани су минерали који су настали трансформацијом примарних минерала: лимонит–хидрохематит, Mn–хидроксида, малахит и азурит. Лимонит се јавља у виду финодисперзних честица које пигменту основну масу, или је представљен коломорфним и игличастим агрегатима, који одговарају гетиту. Хидроксида Mn, углавном псиломелан, образују гелске форме и пигменту основну масу. Малахит и азурит као крајњи продукти трансформације минерала бакра, јављају се у прслинама и шупљинама.

ПАРАГЕНЕТСКИ И СУКЦЕСИОНИ ОДНОСИ

На основу минералног састава и микроструктурних односа издвојена су три стадијума образовања примарних минерала: контактни, пнеуматолитски и хидротермални. Посебно место заузимају супергени процеси којима су образовани секундарни минерали.

У контактном стадијуму образовани су типични контактни метаморфни минерали (гранат, епидот, скаполит, пироксени и амфиболи, Луковић, 1958), а без присуства металних минерала.

Пнеуматолитски стадијум следи после контактног. У овом стадијуму образовани су аксинит, турмалин, апатит и оксиди гвожђа и титана.

Оксидна парагенеза представљена је илменитом, магнетитом, хематитом и рутилом. Ови минерали су констатовани у еруптивним стенама и представљају акцесорне минерале. Просторно су одвојени од сулфидне минерализације.

Хидротермални стадијум је главно подручје образовања сулфида. Процес депонивања одвијао се при постепеном, али сталном опадању температуре. Почетак овог процеса одговара кататермалној фази, затим следи мезотермална у оквиру ко-

је је одложена доминатна количина сфалерита и делом галенита, док је у епитермалној фази депонована мања количина ових сулфида.

У оквиру хидротермалног стадијума могу да се издвоје следеће минералне парагенезе:

Високотемпературна сулфидна парагенеза, која је представљена пиротином, сфалеритом (I), халкопиритом (I) и пентландитом.

Депоновање сулфидне минерализације почиње депоновањем пиротина, а присуство ретких издвајања пентландита наводи на закључак, да пиротин делом одговара никлоносном пиротину. Порекло никла може се довести у везу са серпентинитом који је констатован на ширем простору лежишта и који је вероватно присутан и у дубљим деловима лежишта.

На блиским температурама одвијало се депоновање сфалерита (I) и халкопирита (I). Појава кристализационих скелета сфалерита указује, да је лежиште прошло кроз високотемпературну фазу јер су сличне појаве уочене у синтетичким продуктима на температури око 500°C (Kojima & Sugaki, 1985), а при сличним условима вероватно су образована и ретка издвајања пиротина у сфалериту.

Сулфидна Cu-Fe парагенеза, је представљена халкопиритом, кубанитом и валериитом.

Ова парагенеза је образована на нешто нижим температурама, а образовање поменутих минерала указује на локално повишене концентрације бакра, с обзиром на врло малу количинску заступљеност ових минерала. Халкопиритин и кубанит образовани су као продукт разлагања мешовитих кристала Cu-Fe-S састава, а према експерименталним проучавањима, до њиховог разлагања долази на температурама испод 450°C. Наведени минерали егзистирају као стабилне фазе до 200°C (Cabrì, 1973).

Појава карактеристичних прорастања сфалерита (I) и халкопирита (I) парагенетски припада овој генерацији, али су вероватно настала у вези са процесом замењивања.

Ni-Co сулфидна парагенеза, представљена линеитом и милеритом, констатована је у контактном метаморфним стенама типа скарна, а малог је интензитета. У сукесионом низу ова парагенеза одговара завршетку кататермалне фазе.

Кварц, пирит (II), арсенопирит. Између ката и мезотермалне фазе, силификациона фаза је према Rakiću (1962b), имала деструктиван карактер на пиротин, чијом су трансформацијом образовани агрегати пирита (I) и марксита (I). За кварц је везано ретко појављивање самородног злата, арсенопирита (I) и пирита (II).

Pb-Bi-Ag парагенеза је представљена галенитом (I), бизмутинитом, самородним бизмутом, неидентификованом бизмутском сулфосоли (минерал X) и неидентификованим минералом сребра (минерал Y). Просторно, ова парагенеза је везана за контактну метаморфне стене. Присуство ових минерала теоријски указује на високе температуре, мада је вероватније да су образовани у почетним фазама мезотермалног стадијума.

Pb-Zn-Cu мезотермална парагенеза је представљена сфалеритом (II) и галенитом (II) као доминатним минералима, а подређено халкопиритом (II). Сфалерит (II) одговара медно жутом варијетету са нижим садржајем гвожђа и који се према Scott-у (1983) образује при високим вредностима активности сумпора (a_s). У оквиру ове парагенезе депоноване су сулфосоли као што су тетраедрит, енаргит, бурнонит и буланжерит, које се према експерименталним подацима образују на температурама које одговарају мезотермалном стадијуму (Maske & Skinner, 1971; Tatsuka & Morimoto, 1977).

МИНЕРАЛ (MINERAL)	К	Тр	Р	Нк	Нм-е	О
Андрадит (Andradite)	□					
Скаполит (Scapolite)	□					
Диопсид (Diopside)	□					
Епидот (Epidote)	□					
Актинолит (Actinolite)	□					
Цоизит/Хлорит (Zoisite/Chlorite)		□				
Апатит (Apatite)		□				
Турмалин (Tourmaline)		□				
Аксинит (Axinite)		□				
Илменит (Ilmenite)		□				
Магнетит (Magnetite)		□				
Хематит (Hematite)		□				
Рутил (Rutile)		□				
Пиротин (Pyrrhotite)		□				
Пентландит (Pentlandite)		□				
Халкопиротин (Chalcopyrhotite)		□				
Кубанит (Cubanite)		□				
Валерит (Vallerite)		□				
Халкопирит (Chalcopyrite)		□				
Сидерит (Siderite)		□				
Сфалерит (Sphalerite)		□				
Линеит (Linnaeite)		□				
Милерит (Millerite)		□				
Кварц (Quartz)		□				
Пирит (Pyrite)		□				
Маркасит (Marcasite)		□				
Самородно злато (Gold)		□				
Арсенопирит (Arsenopyrite)		□				
Бизмутинит (Bismuthinite)		□				
Самородни бизмут (Bismuth)		□				
Минерал X (Mineral X)		□				
Минерал Y (Mineral Y)		□				
Флуорит (Fluorite)		□				
Пехбленда (Pitchblende)		□				
Галенит (Galena)		□				
Калцит (Calcite)		□				
Минерал Z (Mineral Z)		□				
Енаргит (Enargite)		□				
Тетраедрит (Tetrahedrite)		□				
Бурнонит (Boumonite)		□				
Буланжерит (Boulangerite)		□				
Борнит (Bornite)		□				
Халкозин (Chalcocite)		□				
Ковелин (Covellite)		□				
Малахит/Азурит (Malachite/Azurite)		□				
Лимонит (Limonite)		□				
Mn хидроксида (Mn hydroxides)		□				

Легенда (Legend):

- К - Контактно метаморфни стадијум (Contact metamorphic stage)
- Тр - Пнеуматолитска трансформација (Pneumatolitic transformation)
- Р - Пнеуматолитски стадијум (Pneumatolitic stage)
- Нк - Кататермална фаза (Katathermal substage)
- Нм-е - Мезо до епитермална фаза (Mesothermal-epithermal substage)
- О - Оксидациони продукти (Oxidation stage)

Сл. 2. Сукцесиона шема у лежишту Бабе.
Fig. 2. Succession scheme of the Babe Deposit.

Уранска парагенеза представљена је пехблендом и уранинитом као носиоцима урана, а јавља се са флуоритом, сидеритом, пиритом (II) и хематитом. Ова парагенеза је просторно одвојена од наведених Ni-Co и Pb-Bi-Ag парагенеза, а констатована је у еруптивној стени.

Просторна повезаност пехбленде и флуорита указује и на њихову генетску повезаност. Једна од хипотетичких могућности образовања ова два минерала је, да је уран у хидротермалном раствору био присутан у облику флуорида, уз присуство слободне флуороводоничне и угљене киселине (Kotrljar, из Janković, 1981). У сваком случају, ограничено појављивање минерала урана указује на локално повишене концентрације овог елемента у хидротермалном раствору.

Нискогемпературна парагенеза представљена је галенитом (III), пиритом (III), марказитом (III) и арсенопиритом (II). Врло малог је интензитета и одговара завршетку хидротермалне активности. Наведени минерали јављају се у асоцијацији са калцитом који образује жилице.

Оксидациона парагенеза представљена је минералима који су образовани трансформацијом примарних минерала под утицајем супергених фактора. Овој парагенези припадају: лимонит, хидрохематит, малахит, азурит и хидроксиди мангана.

Лимонит и хидрохематит образују се трансформацијом минерала гвожђа, углавном пирита. Трагови лимонитизације запажају се до дубине око 230 метара.

Малахит и азурит су врло мало количински заступљени, а образују се као крајњи продукти трансформације минерала бакра.

ЗАКЉУЧАК

На простору лежишта Бабе на Космају јавља се минерализација релативно комплексног минералног састава, на основу кога се намеће закључак о сложеној полиметаличној руди. На основу екстензитета и интензитета минерала, може се рећи да су доминантни минерали пирит, сфалерит, галенит од рудних и кварц и калцит од минерала јаловине. Остали минерали представљају минералошке појаве (линеит, милерит, неидентификовани минерали Bi и Ag), или минерале у траговима (пентландит, халкопиритин, кубанит). Минералне парагенезе образоване су при различитим термодинамичким условима, при чему је већина металичних минерала образована у хидротермалном стадијуму. Утврђено присуство минерала никла наводи на закључак да се, највероватније, образовање рудних минерала одвијало на вишим температурама, као ликвиација (појављивање Ni-пиротина, пентландита и халкопиритина), а да се наставило при постепеном паду температуре, што је условило промену карактера рудних раствора. Основу рудног комплекса представља ултрабазична стена као што је поменуто у тексту, а каснији хидротермални процеси указују на то, да је реално очекивати и присуство минерала платинске групе.

Геол. ан. Балк. полуос. Ann. Geol. Penins. Balk.	62	267-285	Београд, децембар 1998 Belgrade, Decembre 1998
---	----	---------	---

UDC 552.13:553.44(497.11) Original scientific paper

MINERAL PARAGENESSES OF THE ORE DEPOSIT BABE-KOSMAJ (SERBIA)

by

Biljana Zrnić*, Ljubomir Cvetković* and Ljuban Obradović*

The complex polymetallic sulphide mineralization of Pb, Zn and Cu as major and Ni, Co, Bi and U as minor constituents in the Babe ore deposit was investigated. By using the ore microscopy method a relatively complex mineral composition, including textural and fabric relationships was determined. Four mineral stages are outlined: contact metamorphic, pneumatolytic, hydrothermal and supergene. The sulphide mineralization has been formed during the hydrothermal stage and in domain of that the several mineral parageneses were established. The possible crystallization sequences of minerals and parageneses are presented on the scheme of succession.

Key words: galena, sphalerite, mineral parageneses, Babe-Kosmaj, Serbia.

INTRODUCTION

The Pb-Zn ore deposit Babe is located at the foot of the Kosmaj Mt. (Šumadija province, Serbia), about 35 km southern from Belgrade. The ore deposit was explored in the ancient age by Romans. An intensive geological research involving geochemical and geophysical prospecting, geological mapping, drilling and etc., have been commenced here in seventies of this century and terminated in 1990 (Radulović, 1977-1990).

Terrain of the Babe ore-deposit is composed of Mesozoic sediments, Tertiary volcanic rocks, Miocene sediments and Quaternary beds (Fig. 1). The Mesozoic sediments are the most widespread and represented by limestones, sandstones, clays and marls. The Tertiary volcanic rocks are quartzlatites, explosive brecciae, felsites and lamprophires. The sediments and rocks are influenced by contact metamorphism, pneumatolytic and hydrothermal metasomatism. The most extensive are the products of hydrothermal alteration such as silicification, pyritization, chloritization, sericitization and limonitization.

The area of the Babe ore-deposit is characterised by the folded-ruptured deformation of rock masses and expressed by numerous faults, fractures, cleavages etc. The most prominent fault structure is the ring structure of Glavčine (Sajić, 1987).

* Univeristy of Belgrade, Faculty of Mining and Geology, Džušina 7, 11000 Belgrade.

From the viewpoint of metallogeny, the Babe ore-deposit belongs to the Serbo-Macedonian Metallogenic province, i.e. to the northern part of the Šumadija polymetallic zone. It is of the hydrothermal origin which can be connected with Tertiary volcanic activities (Janković, 1981). The Babe ore-deposit was claimed to be a represent of a typical subvolcano type (Rakić, 1962a).

MINERAL COMPOSITION

The ore microscope investigations were carried out on the conventional polished sections which were prepared of the fragments of the drilling-core. The sulphide mineralizations is hosted in the effusive rocks (quartzlatites and explosive brecciae) and in the contact metamorphic rocks (hornfels and skarns). The multitude textural variations of sulphide ore were observed. The prevailing texture are: disseminations, veinlets, massive, nested (spotty) and very rare brecciated types. The deforming microtextures, such as breaking, cataclastic and replacment structures are also observed. The difference among the mentioned textures is in the mineral composition without regards to the type of the host rock.

Further in the text, the minerals are exposed in a possible order of their crystallization.

The ore minerals are hosted in the matrix composed of feldspar, quartz, pyroxene (diopside and hedenbergite), amphiboles (actinolite and tremolite), garnet, epidote, axinite and tourmaline. Spene, apatite and zircon are the accessory constituents.

Ilmenite is one of the first forming minerals. It is scattered in the quartzlatite matrix and occurs in a very small amount. Ilmenite appears in irregular grains and aggregates, which size is about 50 micrometers. Occasionally, ilmenite is fresh, frequently it is replaced by rutile or by fine-grained leucoxene.

Magnetite is an accessory constituent in the effusive rocks. It is disseminated in the matrix or enclosed in some sulphides. Magnetite occurs in isolated aggregates or in idiomorphic grains. It is commonly replaced by haematite along the (111) plane.

Haematite is presented in a very small amount. Two generations of it were observed. The older generation appears in a tabular grains forming fine to coarse-grained aggregates. The grain size is in the range of 0.1 to 0.5 milimeters. The later haematite generation is a product of the oxidation of magnetite.

Rutile is the most abundant oxide mineral, occurring also as an accessory constituent. The columnar and prismatic grains disseminated in the silicate matrix represent the older rutile generation while the later rutile generation occurs as a product of the replacing of ilmenite.

Pyrrhotite is the oldest sulphide mineral and its individual grains are disseminated in the silicate matrix. The inclusions of pyrrhotite in the younger sulphides were commonly observed. Individual grains of pyrrhotite appear in irregular or tabular grains, up to 0.1 mm in length.

The exolution textures are extremely rare. They are exhibited in pyrrhotite as well as in pyrrhotite which was observed as an exolution in sphalerite. The flame-like exolutions of pentlandite are observed in only one sample of skarn from the depth of 250 m. Pen-

pentlandite occurs in subparallel, elongate plates which are developed on the grain boundaries or along the fractures. The phase relations in the Fe–Ni–S system report that pentlandite forms as a result of the exsolution from the monosulphide solid solution $(\text{Fe},\text{Ni})_{1-x}\text{S}$ (Kelly & Vaughan, 1983) and much more depends of the metal/sulphur ratio than of the nickel content in the monosulphide solid solution (Naldert & Kullerud, 1967).

Pyrrhotite exolutions in sphalerite occur in irregular or rounded forms, of a very small dimensions which are mostly located in the peripheral parts of the sphalerite grains while the central parts are homogeneous. This is the characteristic of the high temperature sphalerite and it is explained as a result of desintegration of initial solid solution on the decreasing of temperature.

Pyrrhotite is frequently transformed to marcasite–pyrite aggregates and its originally presence is questionable. This mineral is liable to transformation due to its unstable chemical composition and translation property parallel to (0001) plane which cause the forming of the peculiar texture, known as the "bird eyes structure". According to Hanus (1980), the pyrrhotite transformation is a very complex reaction caused by the decreasing of temperature, generating an increasing dissociation of acids and continuous replacement pyrrhotite by FeS_2 . Changes in pH of solution provide the mechanism of changing f_{S_2} at constant f_{O_2} and the process of forming the iron sulphides is controlled by these factors.

Chalcopyrite is characterized by the relatively high extensity, but low intensity in the investigated polished sections. Three generations of it are presented.

Chalcopyrite (I), the oldest generation forms fine-grained aggregates or partially rounded single grains. This generation contains a very small amounts of copper sulphides as chalcopyrrhotite, cubanite and valleriite and their presence is indicative for the genetic explanation.

The intimate intergrowths of chalcopyrite and sphalerite are relatively abundant. Chalcopyrite bodies occur in the marginal parts of Fe-rich sphalerite (sphalerite I) while the central parts are free of chalcopyrite. The distribution and shape of the chalcopyrite inclusions are different from grain to grain.

Sometimes chalcopyrite exhibits a linear orientation or a zonal arrangement. The shape of chalcopyrite bodies are various: spots, dots, blebs, lens-like forms and sporadically very small crystals.

The intimate intergrowth of chalcopyrite and sphalerite had been investigated for a long time, but until the present time, their nature, origin and conditions of their forming have not been yet completely discussed. The mechanism of their forming is complex and it is controlled by the various factors: temperature, a^{Cl^-} , a^{HS^-} , Fe-content in the solution, solubility of Cu in ZnS etc. According to the recent investigations, these intergrowths have been interpreted as the products of exsolution, mechanical mixing, replacement, including "chalcopyrite disease" or coprecipitation (Hutchinson & Scott, 1981; Barton & Bethke, 1987; Kojima & Sugaki, 1985; Bortnikov et al., 1991 and Eldrige et al., 1988).

Sporadically, chalcopyrite is replaced by bornite, chalcocite and/or covellite along the grain boundaries or along the cracks. The fine-grained chalcopyrite (III), the latest

generation, forms fine veinlets in the carbonate matrix and it is often accompanying by sphalerite (III), galena (III) or colloidal pyrite–marcasite.

Sphalerite is one of the most abundant minerals, beside galena and pyrite, predominantly in the contact metamorphic rocks. Three generations of it were defined.

Sphalerite (I) corresponds to the Fe-rich variety and exhibits brown, brownish–black or black colour. It forms medium to coarse grains and aggregates, up to 2 mm in diameter. Sphalerite (I) associates with pyrrhotite, galena, pyrite and chalcopyrite (I). The very rare crystal skeletons of sphalerite, so called "sphalerite stars" in chalcopyrite (I) belong to this generation. According to the experimental investigations of the Cu–Fe–Zn–S system, "sphalerite stars" could be evolved from the primary deposited chalcopyrite or intermediate solid solution as moihookite ($\text{Cu}_{24.3}\text{Fe}_{27.5}\text{Zn}_{1.2}\text{S}_{47}$) (Kojima & Sugi, 1985) or cubanite (CuFe_2S_3) (Scott, 1983).

Sphalerite (II) corresponds to Fe-poor variety and it is yellow–brown and honey–like yellow coloured. This generation occurs in the marginal parts of aggregates while the sphalerite (I) builds the central parts of the aggregates. The irregularly shaped grains are disseminated in the matrix.

The peripheral parts of the sphalerite grains and aggregates are corroded by quartz and carbonate. The cataclastic microfabric, in which the crushed sphalerite grains are cemented by chalcopyrite (II), galena or gang minerals, also occur.

Sphalerite (III) is presented in a very small amounts and it appears in veinlets in the carbonate matrix.

Linnaeite and millerite are abundant in skarn, in the samples from 165 m to 547 m in the depth. Linnaeite forms irregular and idiomorphic grains, from 0.1 to 0.4 mm. Occasionally, it displays concentric zoning as the result of variable chemical composition. Millerite aggregates encompass linnaeite grains together with chalcopyrite or replaced linnaeite. The extremely rare exsolved lamellae of millerite in linnaeite, similar to lamellar ilmenite exsolved in magnetite, were observed.

Pyrite is the ubiquitous mineral in all types of the host rocks and due to the mode of its occurrences three generations were distinguished.

Pyrite (I), the oldest generation, is consisted of the fine–grained marcasite–pyrite aggregates which were originated from pyrrhotite. It is almost enclosed in the pyrite (II) or in the other younger sulphides.

Pyrite (II) is the most abundant one. It exhibits a strong affinity to form the idiomorphic grains, attaining up to 2 mm in diameter, and generating mono or polymineral aggregates. The inclusions of silicate minerals, magnetite, haematite, sphalerite (I), chalcopyrite (II) and arsenopyrite were frequently observed. Occasionally, inclusions of silicate minerals expose a zonal distribution. Pyrite (II) is associated with two unidentified minerals, denoted as mineral X and mineral Y, which are hosted in skarn (drill–holes BK–17 on the depth 392 m and BK–19 on the depth 202 m). Their optical properties have suggested that they belong to Bi–sulphosalts.

Pyrite crystals and aggregates are cataclazed and cracks are filled up with the younger sulphides. Occasionally, the pyrite crystals from the samples near the surface are partially or totally replaced by limonite, exhibiting the pseudomorphosis of limonite over pyrite.

Pyrite (III), the youngest generation, forms the colloform aggregates in the matrix. Sometimes it is encrusted on the pyrrhotite grains or it is formed along the fractures in sphalerite and chalcopyrite.

The spheroidal forms of pyrite, so called "mineralized bacteria", were observed. The spheroides are consisted of the close concentrated globulae pyrite and hosted in the organic matter rich matrix, partially transformed to graphite.

Marcasite is remarkably less abundant than pyrite but in the mode of occurrences it is similar to pyrite.

Marcasite (I) corresponds to the marcasite-pyrite mixture which was generated from pyrrhotite.

Marcasite (II) occurs in idiomorphic grains which dimensions are in the microscopic scale. It is also enclosed in pyrite (II).

Marcasite (III) is an younger generation and appears together with colloidal pyrite (III).

Quartz is a common constituent of the effusive rocks. Besides that, its textural and morphological features suggest that the type of formation has passed through several recurrences in the whole mineral forming process. The older quartz is the previous one to the sulphide mineralization and later quartz is the last one which was deposited after carbonates.

Native gold occurs in traces in examined polished sections. Only a few small grains, which grain size is several micrometers, were observed in quartz or coalesced in pyrrhotite.

Arsenopyrite is characterized by the low extensity and intensity. Two generations were determined.

Arsenopyrite (I) appears in crystals or in aggregates of grains, up to 2 mm in size. Sometimes, the complex multiple twins of arsenopyrite were observed. Inclusions of pyrite, chalcopyrite and silicates were frequently observed. It is also fractured and along the fractures chalcopyrite was penetrated.

Arsenopyrite (II) is hosted in the carbonate matrix. The aggregates show irregular forms with very sharp, teathed boundaries caused by the corrosion.

Fluorite and pitchblende association was determined in the samples from one drill-hole (BK-20 on 221 m in the depth) in volcano breccia. Fluorite was also found in samples from the other drill-cores.

Fluorite occurs in a coarse grains and idiomorphic cube sections and it is violet coloured. Pitchblende exhibits all textural characteristics of the gellous-like precipitation. Very rare small crystals which could correspond to uraninite, determined by the electron microprobe analyses (Štrumberger & Stojanović, 1986) were observed.

Galena is characterized by the high extensity and intensity in the polished sections. Three generations were distinguished.

Galena (I), the oldest generation, appears in irregular forms scatered in the quartz matrix. Sporadically, galena contains needle-shaped aggregates of native bismuth and elliptical inclusions of bismuthite.

Galena (II) forms single irregular or aggregates of hipidiomorphic grains, up to 3 mm in size. The characteristic triangular cleavage-pits are usually observed. The galena aggregates

are sometimes deformed, fractured and very rare the cataclastic structures are exhibited. The marginal parts of the galena aggregates are corroded by quartz or carbonate and the fractures are cemented by chalcopyrite (II). Inclusions of pyrrhotite, pyrite, sphalerite (I) and arsenopyrite are frequently observed.

Galena (II) is associated with sulphosalts among which the mineral of tetrahedrite groupe are the most frequently.

Tetrahedrite mineral group is represented by tetrahedrite, tenantite and possible by the Bi-rich tetrahedrite (mineral Z). Tetrahedrite is intimately associated with sphalerite, galena and chalcopyrite.

The reaction rims of bournonite are developed along the contacts of galena with chalcopyrite. Galena contains sporadically needle-like inclusions of boulangerite.

Galena (III) is less abundant than previous generation and fine-grained aggregates of it fill the cracks and fractures in the carbonate matrix.

Carbonates. Beside quartz, the carbonates are the common constituent of the matrix. The most frequent is calcite, while the siderite and dolomite are less abundant. Calcite forms fine to coarse aggregates and crystals.

Secondary minerals which were formed by the supergene processes were also determined: limonite, hydrohaematite, Mn-hydroxides, malachite and azurite. The dominant minerals are earthy-like, reniform limonite and colloform aggregates of goethite. Mn-hydroxides, predominately psilomelane, form reniform aggregates and coatings over limonite.

Malachite and azurite occur in a fine-grained aggregates and as a fillings of the fractures or cavities.

PARAGENETIC AND SUCCESSION RELATIONSHIPS

Based on the mineral composition and microtextural relations among the investigated minerals three stages of the ore originating were outlined: contact metamorphic, pneumatolytic and hydrothermal which were followed by the supergene processes which yielded the secondary minerals. The succession scheme is showed on Fig. 2

The contact metamorphic and pneumatolytic stage with characteristic assemblages have been studied by Luković (1958) and Rakic (1962b). The contact metamorphic stage is represented by garnet (andradite), pyroxene (diopside and hedenbergite), amphibole (tremolite and actinolite), epidote and scapolite.

This has been followed by the pneumatolytic stage and it is represented by: tourmaline, axinite, apatite and oxides of Fe and Ti. The previously formed silicates have been influenced by the pneumatolytic activities and caused the forming of coisite and chlorite.

Oxides of Fe and Ti as ilmenite, magnetite, haematite and rutile have been formed during this stage. Oxides are accessory constituents in the eruptive rocks and occur spatially apart from the sulphides.

Hydrothermal stage is the main one in which the sulphides were formed. The process of this has been developing under the permanently decreasing temperature. The beginning of the process responses to the katathermal stage. The mesothermal stage was taking places with a dominant amounts of sphalerite and partly galena. These sulphides were deposited in the epithermal stage also, but in much less quantities.

In the hydrothermal stage the following mineral parageneses can be outlined:

High-temperature sulphide paragenesis, represented by pyrrhotite, sphalerite (I), chalcopyrite (I) and pentlandite. Deposition of the sulphide mineralization started by the settling of pyrrhotite, in which the exsolved rare grains of pentlandite occur.

The origin of nickel could be connected with the altered serpentinites which lie under the productive part of the ore-deposit.

Sphalerite (I) and chalcopyrite (I) were deposited under similar conditions. A presence of the crystal skeletons of sphalerite in chalcopyrite points out that the ore-deposit had passed through the high-temperature stage, according to the analogous occurrences in the synthetic products at about 500°C (Kojima & Sugaki, 1985) what is probably relevant for the exolutions of pyrrhotite in sphalerite.

Sulphide Cu-Fe paragenesis which is represented by chalcopyrite, cubanite and vallesiite. These minerals were formed at some lower temperatures and locally, a higher concentrations of Cu, according to a very small amounts of them. Chalcopyrite and cubanite were formed as a product of decomposition of the intermediate solid solution (iss) occurring in the central part of the Fe-Cu-S system, which breaks down below 450°C. The mentioned minerals occur as a stable phases down the temperature region between 200°C (Cabri, 1973). Characteristic intergrowths of sphalerite (I) and chalcopyrite probably belong to this stage.

Sulphide Ni-Co paragenesis is represented by linnaeite and millerite, which occur in contact metamorphites of a skarn type. They are of a small intensity and in the successive ordering belong to the termination of the katathermal stage.

Quartz, pyrite (II), arsenopyrite paragenesis appears between the katathermal and the mesothermal stages. It is represented by the silicification which showed a destructive character against pyrrhotite, by which transformation the aggregates of marcasite (I) and pyrite (I) were formed (Rakić, 1962b). In this stage occur native gold, arsenopyrite (I) and pyrite (II) in the minor amounts.

Sulphide Pb-Bi-Ag paragenesis is represented by galena (I), bismuthite, native Bi, unidentified Bi-sulphosalt and unidentified Ag-mineral. These minerals occur in contact-metamorphic rocks and probably were formed at the beginning of the mesothermal stage.

Sulphide Pb-Zn-Cu paragenesis is represented by sphalerite (II) and galena (II) as a dominant minerals and less by chalcopyrite (II). Sphalerite (II) exhibits a honey-like colour, due to the low content of iron. According to Scott (1983) such sphalerites are formed under the high sulphur activity (a_{S_2}) conditions. In this stage, the sulphosalts were formed also, at the temperatures corresponding to those in the mesothermal stage, as approved by the experiments (Maske & Skinner, 1971; Tatsuka & Morimoto, 1977).

Uraninite-pitchblende paragenesis. Beside the mentioned minerals, fluorite, siderite, pyrite (II) and haematite also occur. This paragenesis is localized in the eruptive rocks and displaced from the other types of mineralization. Pitchblende and fluorite are genetically related, due to the hypothetical possibility that uranium in the solution exists as fluoride together with a free hydrofluoric and carbonic acids (Kotrljar, cit. Jankovic, 1981).

Such occurrences were caused by the locally increasing concentration of this metal in the hydrothermal solution.

Low-temperature paragenesis is represented by galena (III), pyrite (III), marcasite (III) and arsenopyrite (II). It is of a very small intensity and responds to the termination

age of the hydrothermal activity. The mentioned minerals are associated with calcite which forms the systems of veinlets in the basement rocks.

Oxidational paragenesis (products of oxidation). To this association belong the minerals occurring as a product of the supergene transformation of the primary minerals. This group form limonite, hydrohaematite, malachite, azurite and Mn-hydroxides.

Trace of this process reach a depth of 230 m.

CONCLUSION

In the locality Babe on the Kosmaj Mt. (Sumadija province, Serbia) the mineralization of a relative complex mineral composition occurs. Based on this, it could be considered as a polymetallic ore. Pyrite, sphalerite, and galena are dominant in the group of metallic minerals, while quartz and calcite are the main gangue minerals. The rest of found minerals represent the mineralogical occurrences as linnæite, millerite, unidentified minerals of Bi and Ag, or the traces, as pentlandite, chalcopyrite and cubanite. Mineral parageneses were formed under variable (p, T) conditions, mainly under those corresponding to the hydrothermal stage. The appearance of Ni-minerals points out the fact, that the processes of the ore-minerals forming had started on a significantly higher temperatures, obviously as a liquation (according to the appearance of pentlandite and chalcopyrite) and successively have been developing according to the decreasing of the temperature and the changing of the character of the ore-bearing solutions. That means, that the base of the ore-bearing complex is composed of a hydrothermally altered ultrabasic rocks as mentioned in the text and consecutively due to the later hydrothermal processes, PGM really could be expected.

Translated by the authors

ЛИТЕРАТУРА – REFERENCES

- Barton P.B.Jr. & Bethke P.M., 1987: Chalcopyrite disease in sphalerite: Pathology and epidemiology. *Am. Mineral.*, 72, 451–467.
- Bortnikov N.S., Genkin A.D., Dobrovolskaya G.N., Muravitskaya G.N. & Filimonova A.A., 1991: The Nature of Chalcopyrite Inclusions in Sphalerite: Exolution, Coprecipitation or "Disease"? – *Econ. Geol.*, 86, 1070–1082.
- Cabri L.J., 1973: New data on phase relations in the Cu–Fe–S system. – *Ibid.*, 68, 443–457.
- Eldridge C.S., Bourcier W.L., Ohimoto H. & Barnes H.L., 1988: Hydrothermal inoculation and incubation of chalcopyrite disease in sphalerite. – *Ibid.*, 83, 972–989.
- Hanus D., 1980: Behaviour of the iron sulphide in hydrothermal sequences. In: G. Moh (Ed.) *Experimental and Ore Mineralogy*. – *N. Jb. Min. Abh.*, B 139, 130–131.
- Hutchinson M.N. & Scott S.D., 1981: Sphalerite geobarometry in the system Cu–Fe–Zn–S. – *Econ. Geol.*, 76, 143–155.
- Janković S., 1981: Ležišta mineralnih sirovina. – *Rud.-geol. fak. Beograd*, 1–301, Beograd.
- Kelly D. P. & Vaughan D. J., 1983: Pyrrhotite–pentlandite ore textures, a mechanical approach. – *Mineral. Mag.*, 453–465.
- Kojima S. & Sugaki A., 1985: Phase Relations in Cu–Fe–Zn–S system between 500° and 300°C under Hydrothermal Conditions – *Econ. Geol.* 77, 1739–1754.

- Луковић С. (=Luković), 1958: Геолошко-петролошка студија Космаја.- Гласник природњачког музеја, А, 10, 1-144, Београд.
- Maske S. & Skinner B. J., 1971: Studies of the sulfosalts of copper: I. Phases and phase relations in the system Cu-As-S.- Econ. Geol., 66, 901-918.
- Mihailovic N., 1988: Završni godišnji izveštaj po temi: Geološko-petrološka i geohemijska ispitivanja tercijernih magmata na području Avala-Kosmaj za 1985.- Fond stručne dokumentacije "Geoinstituta", Beograd (nepublikovano - unpublished).
- Naldert A.J. & Kullerud G., 1967: The Fe-Ni-S system: limits of the $Fe_{1-x}S-Ni_{1-x}S$ solid solution between 600° and 200°C.- Carnegie Institution Year Book 65, 320-328.
- Radulovic P., 1977-1990: Izveštaj o istraživanju Pb-Zn u ležištu Babe.- Fond stručne dokumentacije "Geoinstituta", Beograd (nepublikovano - unpublished).
- Rakić S., 1962a: Klasifikacija genetskih tipova Pb-Zn ležišta tercijernog magmatizma Dinarida na osnovu karakteristika mineralnih parageneza.- Referati V savetovanja geologa FNR Jugoslavije, 185-189.
- Rakić S., 1962b: Metalogeneza i mineralne parageneze rudišta olova i cinka u Šumadiji.- Doktorska disertacija, Rud.-geol fak. u Beogradu, Beograd (nepublikovano-unpublished).
- Sajic D., 1987: Prilog poznavanju strukturno-tektonskog sklopa ležište Babe.- Radovi "Geoinstituta", 20, 129-141, Beograd.
- Scott D. S., 1983: Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments - Mineral. Mag., 427-437.
- Strumberger V. i Stojanović M., 1986: Pojava minerala urana i torijuma u Pb-Zn ležištu Babe. Vrednotenje in eksploatacija uranskih nahajališč.- Referati I jugoslovenskega posavetovanja o jedrskih surovinah, 103-117, Skofja Loka.
- Tatsuka K. & Morimoto N., 1977: Tetrahedrite stability relations in the Cu-Fe-Sb-S system.- Am. Mineral., 62, 1101-1110.