МИННО-ГЕОЛОЖКИ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ"

ИНЖ. ДИМИТЪР ГЕОРГИЕВ ПЕТРОВ

ГЕОХИМИЧНИ ОСОБЕНОСТИ НА РУДООБРАЗУВАТЕЛНИТЕ ПРОЦЕСИ В НАХОДИЩЕ "ЧЕЛОПЕЧ"

ΑΒΤΟΡΕΦΕΡΑΤ

на дисертация за получаване на образователна и научна степен "доктор"

> **Професионално направление:** 5.8. Проучване, добив и обработка на полезни изкопаеми

> > Научна специалност: Геология и проучване на полезни изкопаеми

> > > София, 2015 г.

МИННО-ГЕОЛОЖКИ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ"

ИНЖ. ДИМИТЪР ГЕОРГИЕВ ПЕТРОВ

ГЕОХИМИЧНИ ОСОБЕНОСТИ НА РУДООБРАЗУВАТЕЛНИТЕ ПРОЦЕСИ В НАХОДИЩЕ "ЧЕЛОПЕЧ"

ΑΒΤΟΡΕΦΕΡΑΤ

на дисертация за получаване на образователна и научна степен "доктор"

> Професионално направление: 5.8. Проучване, добив и обработка на полезни изкопаеми

> > Научна специалност: Геология и проучване на полезни изкопаеми

> > > Научен ръководител:

доц. д-р Станислав Стойков

Научен консултант:

доц. д-р Камен Попов

София, 2015 г.

Защитата на дисертацията ще се състои на 25.09.2015 г. от 10.30 часа в аудитория 346, ГПФ на МГУ "Св. Иван Рилски" на заседание на научно жури в състав:

Председател:

Членове:

Научното жури е избрано с решение на ФС към ГПФ на МГУ "Св. Иван Рилски" от 03.07.2015 г.

Материалите по защитата са на разположение на интересуващите се в Сектор "СПМ" на МГУ "Св. Иван Рилски", гр. София.

Дисертантът работи в катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми" на МГУ "Св. Иван Рилски".

Дисертационният труд е обсъждан и насочен за защита от разширен катедрен съвет на катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми" към Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" на заседание от 29.06.2015 г.

Характеристика на дисертационния труд

Обемът на дисертационния труд е 153 страници, в които са включени 74 фигури, 20 таблици и 3 приложения. Цитираните заглавия на литературни източници са 263, от които 150 на латиница, както и 13 фондови материала.

Текстът на дисертацията е структуриран по следния начин:

Съдържание – 2 страници.

Списък на използваните съкращения – 1 страница.

- 1. Увод 2 страници.
- 2. Материал и методика 5 страници.
- 3. Обзор на съвременните схващания за формиране на епитермални меднозлатни находища от високосулфидизиран тип и техните минераложки и геохимични особености – 5 страници.
- 4. Локализация и обща характеристика на находище "Челопеч" 2 страници.
- 5. Геоложка и металогенна характеристика на Панагюрския руден район 9 страници.
- 6. Геоложки строеж на Елашко-Челопешкото рудно поле и находище "Челопеч" 19 страници.
- 7. Геохимични особености на орудяването в находището 43 страници.
- 8. Форма на присъствие на изследваните елементи 37 страници.
- 9. Изводи и приноси на дисертационния труд 2 страници.

10. Публикации по темата на дисертационния труд – 1 страница.

Благодарности – 1 страница.

Литература – 17 страници.

Приложения – 7 страници.

Списък на използваните съкращения в автореферата

LS – нискосулфидизиран тип находище HS – високосулфидизиран тип находище АБТСММП – Апусени-Банат-Тимок-Средногорски магматичен и металогенен пояс REE – редкоземни елементи HREE – тежки редкоземни елементи LREE – леки редкоземни елементи MREE – средни редкоземни елементи HFSE – високозарядни елементи LILE – литофилни елементи с голям йонен радиус LOI – загуба при накаляване APS - алуминиеви фосфатносулфатни минерали Pyr – пирит Mar – марказит Сру – халкопирит

En – енаргит Bn – борнит Tn – тенантит Au – самородно злато Dic – дикит Bar – барит Ga – галенит Sp – сфалерит Су - ковелин Sv - сванбергит Wh - вудхаузеит Zu – зуниит Ang – англезит Cub – кубанит Ant – анатаз Wurt – вюртцит r - коефициент на корелация LA-ICP-MS - Лазерна Аблация Индуктивно Свързана Плазма Масова Спектрометрия wt.% - тегловен процент

УВОД

Обект на дисертационната работа е находище "Челопеч", което към настоящия момент е едно от най-големите златно-медни находища в Европа, допринасящо за издигане на Р. България до 2^{-ро} място по добив на злато в Европейския съюз и съответно 42^{-ро} в света (Reichl et al., 2015).

Основната цел на дисертационния труд е насочена към проследяване разпространието на основните и съпътстващи елементи в златно-медно находище "Челопеч", моделиране на пространствените им взаимоотношения, тяхната форма на присъствие и поява в развитието на рудообразувателните процеси.

Във връзка с така поставената цел са изпълнени следните задачи:

- Изявени са съществуващите корелационни връзки между главни и съпътстващи елементи в находището;
- Проследена е последователността в отлагане на минералните парагенези и съответстващите им геохимични асоциации, посредством минераложки и статистически анализи;
- Изготвени са триизмерни модели на разпространение на геохимичните асоциации, отразяващи характерните особености на рудообразувателните процеси в находището;
- Уточнени са минералите носители на изследваните елементи (собствени минерали или елементи-примеси) и взаимоотношенията в тяхното пространствено разпространение;
- Маркирани са потенциално перспективни участъци за установяване на нови рудни тела в находището.

1. Обзор на съвременните схващания за формиране на епитермални меднозлатни находища от високосулфидизиран тип и техните минераложки и геохимични особености

В съвременните схващания за произхода на находище "Челопеч" доминира представата за неговата принадлежност към т. нар. "високосулфидизиран епитермален тип" златно-медни находища (Петрунов, 1994, 1995; Arribas, 1995; Petrunov et al., 1997, 2000; Popov et al., 2000a; Simova et al., 2001; Georgieva et al., 2002; 2002a; Chambefort et al., 2002; Jacquat et al., 2002; Bonev et al., 2002; Moritz et al., 2002, 2004; Arizanov, Terziyski, 2003; Bogdanov, Popov, 2003; Каназирски, 2011 и др.) В по-старата литература то се отнася към "масивните медно пиритни" находища (Ушев, 1954; Терзиев, 1962; Мутафчиев, 19676; 1970; Мутафчиев, Чипчакова, 1969; Богданов, 1981, 1983; Пелова, и др., 1983ф; Богданов, 1987 и др.).

Във връзка с дискусията, относно генезиса на находището и най-вече преобладаващите схващания, подкрепящи свързването му със зона на субдукция, следва да се обърне специално внимание на съвременния модел за формиране на епитермални златно-медни находища от високосулфидизиран тип и техните минераложки и геохимични особености. Генерирането на магма в островно-дъгова обстановка отразява участието на различни компоненти – с мантиен произход и такива свързани с процесите на субдукция. Определянето на относителните съставки на магмата зависи от физическия модел на магмогенерирането във вулканската островна дъга. Най-правдоподобен изглежда моделът, при който компонентът свързан със субдукция достига разтопимата част на мантията, посредством процес от три етапа (фиг. 1): (1) хидротермалният флуид се презарежда в резултат на разпадането на хидратни минерали в дълбочина (Tatsumi et al., 1983; 2008); (2) метасоматизъм на мантийната литосфера; (3) миграция на хидротермалния флуид към мястото на топене (Kamenov et al., 2007).



Фиг. 1. Обобщен модел за произхода на островно – дъговата магма (по Tatsumi, 1989; Tatsumi, Eggins, 1995).

По време на субдукцията, океанската литосфера преминава през серия от процеси на прогресивна дехидратация и топене. Първоначалната дехидратация на плочата се проявява по време на ниско баричен метаморфизъм на океанската кора и е със значително обезводняване и загуба на летливи свързана компоненти. Подпъхващата се океанска плоча, достигнала зоната на субдукция е относително "студена" и "влажна". Тя причинява хидратиране на мантията, в резултат на процесите на частично топене, дехидратация и прекристализация. Части от океанската кора, могат да загубят голям процент от тежките си минерали, посредством плътностна сегрегация в ниско вискозната граница между земната кора и мантията. По този начин останалите минерали ще станат по-леки от заобикалящата ги мантия и могат да се издигнат, улавяйки и повличайки мантиен материал със себе си и формирайки мантийни стълбове. По време на процеса на субдукция на океанската литосфера се внасят оксидизирани скали към вътрешността на Земята (фиг. 1). Оксидизираните скали и хидротермално променените базалти, са богати на вода, която се освобождава в отгоре лежащия мантиен клин, предизвиква се топене в мантията, което от своя страна води до образуването на вулкански островни дъги.

Според вида на хидротермалните флуиди Heald et al. (1987) отделят два главни типа епитермални находища: 1) *адулар-серицитов* (получени в резултат на влиянието на неутрални разтвори) и 2) *кисело-сулфатен* (хидротермална промяна под въздействие на кисели флуиди, водещи до интензивна аргилизация).

В зависимост от измененията на скалите и присъствието на гангови минерали епитермалните системи са поделени на два основни типа: *магмено-хидротермална и геотермална* (табл. 1). Находищата от магмено-хидротермалната система са образувани от кисели и оксидизирани флуиди, типични за киселите извори в близост до вулкани. Вторият тип епитермална система (нискосулфидизирани находища) се характеризира с почти неутрално рН флуиди, които се откриват в геотермалните системи (фиг. 2). Комбинираната схема на фигура 2 показва отношението на типа на флуидите към зоналността, получена вследствие на хидротермалната промяна в двата вида епитермални находища.

Съществува пространствена и генетична връзка между епитермалната и порфирната системи (Sillitoe, 1973). Съгласно комбинирана схема на образуване на епитермални и порфирни находища (фиг. 2), високосулфидизираните (кисело-сулфатен тип) находища се разполагат над Си-порфирни находища, докато нискосулфидизираните (адулар-серицитов тип) са локализирани обикновено В периферните части на вулкано-интрузивната система, относително по-далеч OT порфирните находища.



Фиг. 2. Комбинирана схема на образуване на епитермални и Си-порфирни находища (по Hedenquist et al., 1994; 1996; White et al., 1995; Simmons et al., 2005).

При геотермалните системи (*нискосулфидизиран тип* находища), флуидите при 1-2 km дълбочина и с почти неутрално pH са в равновесие с вместващите скали. Рудната минерализация на този тип находища е представена най-често от пирит, електрум, самородно злато и сребро, аргентит, халкопирит, тетраедрит, сфалерит, галенит, сребърни сулфосоли и селениди.

В магмено-хидротермалните системи (високосулфидизиран mun находища), магмените летливи компоненти се издигат до епитермална среда, в която те се абсорбират в метеорни води. Солната киселина (HCI) и SO₂ образуват силно киселинен разтвор, който излужва скалата навън от флуидните канали. Рудни минерали биха могли да се отложат в тези изменени скали от по-късни магмени флуиди, като се образуват високосулфидизирани (кисело-сулфатни) епитермални находища, имащи ясна връзка с магмения източник и образувани на дълбочина до 1,5 km при температури до 350°С.

Умереносулфидизираният тип находища се отличават с присъствие на тенантит, тетраедрит, хематит-пирит-магнетитова серия, халкопирит и бедна на Fe пиритсфалеритова серия минерали.

Табл . 1	Типове епитермални руд	ни находища по степен	на сулфиди	изация в зависимо	ост от измененията
	на скалите и ганговите	минерали в рудите (по	Hedenquist,	1987; 2006; Каназ	вирски, 2011).

Система	Магмено – х	идротермална		Геотермална
Тип епитермално находище	Високосулфи- дизиран	Високо- умереносулфи- дизиран	Умереносулфи- дизиран	Нискосулфи- дизиран
Тип околорудно изменение	интензивно интензивно аргилизитов аргилизитов кисело- кисело- сулфатен хлориден		серицитизация	адулар- серицитов
Епитермално изменение	кварцова въ кавернозен ква заместваща ор алунитов ор дикит, пироф топаз и др литошапка,	трешна зона - рц (vuggy quartz), удяването, кварц- еол (каолинит, оилит, диаспор, о.) стерилна кварцово ядро	серицитово	илит, глинести минерали
Гангови минерали	алунит, бар	оит, анхидрит	кварц, родохрозит, барит, анхидрит, (локално каолинит, алунит, дикит, пирофилит, диаспор, топаз и др.)	халцедон, адулар, калцит

2. Материал и методика на изследванията

2.1. Полеви изследвания.

Проведено е опробване на подземни минни изработки – взети са 70 проби от 3 сондажа №№ 13, 15 и 26 от ниво 225, пресекли нови рудни тела в блок 149 на участък "Запад", както и 40 образеца от подземните минни изработки.

Систематизирани са резултати от геохимични изследвания (мултиелементни ICP анализи), Мултиелементните анализи са проведени върху 19200 броя проби, от над 400 сондажа, повечето от нива 195, 225, 260, 290, 330, 360 и 390, разпределени приблизително по равно от двата участъка в находището. Сондажната ядка е опробвана в зоните на рудните тела, средно на всеки 1,5 m като получения материал е изследван по ICP метод за съдържания на 36 броя елемента (Ag, Al, As, Au, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Rb, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Te, Ti, V, W, Y и Zn). Анализите са извършени в "Химическа лаборатория Дънди Прешъс Металс Челопеч под независимото управление на SGS" и любезно предоставени от Геоложкия отдел на "Дънди Прешъс Метълс Челопеч" ЕАД, с ръководител инж. Пламен Дойчев, главен геолог на рудник "Челопеч" през 2012 г.

2.2. Лабораторни изследвания и анализи, обработка на минераложките и геохимичните данни.

Рудните образци са наблюдавани посредством стереомикроскоп Olympus SZ61 (с увеличение до 45х), като в последствие бяха изготвени полирани препарати, анализирани чрез микроскоп с поляризирана светлина Meiji-9430, оборудван с фотокамера Meiji-DK1000 (с увеличение до 250х).

Изготвени са 110 броя полирани препарата (аншлифа) от рудни образци, събрани след опробване на сондажна ядка от подземно ядково сондиране.

Извършени са 40 броя рентгеноспектрални количествени анализи. Количественото определяне на изучаваните минерали е проведено, с помощта на сканиращ електронен микроскоп JEOL JSM 35 CF, оборудван с рентгенов микроанализатор с WDX и EDX – Tracor Northern TN-2000 EDEX в лабораторията на "Евротест-Контрол" ЕАД в гр. София. Анализите са направени при ускоряващо напрежение 15–20 kV, ток на електронния лъч 20–40 nA, диаметър на лъча 1 µm и ускоряващо напрежение 25 kV.

Проведени са 30 броя LA-ICP-MS анализи в геохимичната лаборатория на секция "Геохимия и петрология" към Геологическия институт при Българската академия на науките. Оборудването на лабораторията включва ELAN®DRC-е на Perkin Elmer с динамично-реакционна клетка (DRC) и 193 nm ексимерен лазер на New Wave Research UP193FX, при честота на пулсиране на лазерния лъч 10 Hz и диаметър 75 µm. За външен стандарт е използвано стъкло SRM-610 от NIST. За да бъдат трансформирани данните в абсолютни стойности е използван вътрешен стандарт (съдържанието на даден елемент, определено чрез XRF). Анализирани са съдържанията на 29 елемента (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Mo, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Ta, W, Re, Pt, Au, Hg, Pb и Bi) в минералите пирит, сфалерит, халкопирит и енаргит.

Статистическите анализи за проведени с използването на софтуера STATISTICA на компанията STATSOFT. Използваните статистически процедури са приложени в следната последователност: 1. Предварителна обработка на данните; 2. Едномерен

статистически анализ; 3. Клъстер анализ; 4. Факторен анализ. На базата на резултатите от статистическия анализ са изготвени пространствени модели, с използването на софтуерните продукти RockWorks и ArcGIS.

Извършени са наблюдения и анализ на флуидни включения в непрозрачни рудни минерали в полирани препарати под микроскоп Olympus BX60, оборудван с инфрачервена светлина в Льобенски Университет (Австрия).

Проведена е лазерна "Раман" микроспектрометрия в Лабораторията по флуидни включения към Льобенски Университет (Австрия). Използван е лазерен "Раман" микроспектрометър на компанията HORIBA, лазер при 532 nm дължина на вълната, и специализирания софтуер LabSpec. Последващата интерпретация и анализ на спектралните данни се осъществи със софтуерния продукт CrystalSleuth. Получени са 194 спектъра на рудни и нерудни минерали, които включват пирит, марказит, пиротин, тенантит, тетраедрит, халкопирит, енаргит, фаматинит, сфалерит, хематит, церусит, англезит, кубанит, анатаз, кварц, доломит, апатит и циркон и други.

3. Геоложка и металогенна характеристика на Панагюрския руден район

3.1. Геотектонска позиция.

Панагюрският руден район, като част от Централното Средногорие, представлява елемент от Апусени-Банат-Тимок-Средногорския магматичен и металогенен пояс (АБТСММП), чието наименование е предложено от Ророv et al. (1996; 2000a; 2002) и цялостно изразява географската и геоложката обособеност на пояса (фиг. 3).



Фиг. 3. Схема на позицията, геологията и металогенията на Апусени-Банат-Тимок-Средногорския магматичен и металогенен пояс (по Ророу, 1996).

Поясът се простира от Румъния през Сърбия до България, като изследвания на магмените скали по неговото протежение показват типичен свързан със субдукция магматизъм (Dupont et al, 2002; Stoykov et al., 2002). Тази обособена дъговидна структура с дължина около 1000 km и ширина от 30 до 120 km се проследява от планините Апусени и Южните Карпати (Банат) в Румъния, през Тимочката област и Риданско-Креполинската зона в Източна Сърбия, след това завива на изток, обхваща българското Средногорие и навлиза в Черно море (фиг. 3).

Апусени-Банат-Тимок-Средногорският магматичен и металогенен пояс заляга дискордантно върху догорнокреден фундамент съставен от различни скали с възраст от протерозоя до долната креда (Ророу, 1996). Спрямо геосинклиналната теория горнокредният магматизъм в разглеждания пояс е определян като субсеквентен спрямо австрийската тектонска фаза (Stille, 1940; Giusca et al., 1966), инициален (Муратов, 1949; Бояджиев, 1965; Димитров, 1983), ортогеосинклинален (Димитров, 1959), предорогенен (Попов, 1972) или инверсионен (Димитрова и др., 1975). Изхождайки от основните положения на плейтектониката редица автори интерпретират формирането на разглеждания вулкански пояс като пряк резултат от субдукцията в северозападна посока на Вардарския палеоокеан (Dewey et al., 1973; Boccaletti et al., 1973; Hsu et al., 1977; Aiello et al., 1977; Dabovski et al., 1991, 2002; Jankovich, 1997; Karamata et al., 1997; Kamenov et al., 2007; Дабовски и др., 2009 и т.н.). Според други автори този пояс възниква над субдукционна зона с югозападен наклон (Radulescu, Sandulescu, 1973, 1980; Boccaletti et al., 1974; Herz, Savu, 1974; Bleahu, 1974; Bogdanov et al., 1974), определящи го като островна дъга, активна континентална окрайнина, заддъгов или междудъгов рифт. Трета група от автори отбелязват, че разглежданият магмен пояс се образува в рамките на една зона на разтягане с рифтогенен характер (Antonijevic et al, 1974; Bonchev, 1976; Grubic, 1980, 1992; Popov, 1981, 1987, 1996; Berza et al., 1998; Popov et al, 2002).

Субдукционният генезис на горнокредния магматизъм се подкрепя от редица автори, които се базират на сходството на химичните особености на скалите с тези от класическите островни дъги (Kamenov et al., 2007; Дабовски и др., 2009). Това химично сходство вероятно се дължи на обстоятелството, че магмогенерирането се е осъществило в обогатена с флуиди и топилки мантия (и частично кора) в резултат на субдукционните процеси в края на юрата.

Еволюцията на АБТСММП като самостоятелна активна тектонска единица приключва с проявата на интензивния късно или следмаастрихтски тектоногенезис. Ларамийските и постлютеските (пиренейски) тектонски деформации маркират късните колизионни процеси в Алпийското развитие на региона.

3.2. Геоложки строеж, литология и стратиграфия на Панагюрския руден район

Интензивна магмена дейност през горната креда е довела до изграждане на неравномерно разпространени вулкано-плутонични комплекси, групи от единични вулкани и интрузивни тела, с които се свързват горнокредните вулкански и интрузивни скали на Средногорската зона в пределите на Р. България. Изследваното в настоящата работа златно-медно находище "Челопеч" попада в обхвата на Елашко-Челопешкото рудно поле, което е част от Панагюрския руден район.

В Панагюрския руден район е развит комплекс от горнокредни седиментни, вулканогенни и интрузивни скали, които са поделени на три отчетливо обособени групи: А) *туронска теригенна група*; Б) *долносенонска –вулканогенно-седиментна група*; В) *горносенонска седиментогенна група* (Богданов, 1987; Ророv, 2001; Попов и др., 2003; 2012). Върху фундамент от прекамбрийски, палеозойски и триаски скали са залегнали трансгресивно горнокредните единици, които от своя страна в отделни участъци са покрити от палеогенски, неогенски и кватернерни наслаги.

Прекамбрийските метаморфни скали са част от Прародопската надгрупа (Dabovski, 1988; Кацков, Илиев, 1993), поделена на Берковска и Пирдопска (Ардинска) групи по Dabovski (1988), а според други автори на Ботурченска и Ардинска групи (Ророv К., 2001; 2005; Попов и др. 2012). Ботурченската група е съставена главно от променени гнайси и амфиболити и по-рядко аплитни гнайси, гранитни гнайси и малки серпентинитни тела. Ардинската група е изградена основно от мигматизирани гнайси, но също така по-рядко прослойки от амфиболити, амфибол-биотити, двуслюдени и диопсит-амфиболови гнайси и шисти, андалузит и кианит–силиманитови шисти.

Долнопалеозойските нискометаморфни скали са представени от алевролити, аргилити, филити и кварцошисти. Тези скали съдържат олистолити от метагабро, метадиабаз, и амфиболити. Отнасяни са към Берковската група (Haidutov, 1979, Чешитев и др., 1995), Дългиделската група (Antonov, Jelev, 2002) или Грохотенска свита (Ангелов и др., 1995). В дълбочина тези скали преминават в хорнфелзи и възлести шисти.

Старопланинските гранитоиди са представени от Веженския плутон и включват кварц-диорити, гранодиорити и гранити, като преобладават гранодиоритите (Куйкин и др., 1971; Чешитев и др., 1995). Тези скали са определени като пермски (280-240 Ma) (Amov et al., 1981), а фактът, че върху гранодиоритите залягат среднокарбонски седиментни скали и тектонското им положение указват долнокарбонска възраст (Хайдутов и др., 1995). Тази възраст е потвърдена от определението по ²⁰⁶Pb/²³⁸U цирконов метод в обхвата на 314±4 Ма от Von Quadt et al. (2001).

3.3. Металогенна характеристика на Панагюрския руден район

Панагюрският руден район, разположен в рамките на АБТСММП, е найметалоносната част от българските земи. В неговата площ са установени стотици рудни находища, рудопроявления и минерални индикации, развити главно в меднопорфирни и епитермални (масивносулфидни) системи. Районът фокусира горнокредни Сu-, Cu-Mo и Cu-Au-порфирни, и Au-Cu, Cu-Pyr-Au и Cu-Pyr епитермални находища, които са главния източник на мед и злато в България (фиг. 4). В района са установени също жилни баритови, оловно-цинкови, златни, златно-полиметални орудявания и манганови рудопроявления (Богданов, 1987; Georgiev, 2008; Попов и др., 2012). Субвулкански интрузиви, внедрени в централните части или склоновете на вулканските структури, контролират пространствено разпространението на рудните полета и отделните находища в района. Петрохимичните серии, към които принадлежат магмените скали са четири: калциево-алкална, толеитова, субалкална и алкална (Popov, 1981; Berza et al., 1998; Popov et al., 2002; Попов и др., 2012).



Фиг. 4. Геоложка карта на Панагюрския руден район (по Ророу, 2005; Попов и др., 2012)

1 – неогенски и кватернерни отложения; 2 – палеогенски седиментни скали; 3 – Горносенонска (поствулканска) седиментогенна група; 4 – Челопешка свита; 5 – горнокредни интрузиви; 6 – Песовецки вулкански комплекс; 7 – Елшишки плутон; 8 – Елшишки вулкано-плутоничен комплекс; 9 – Свобода-Овчихълмски вулкано-плутоничен комплекс; 10 – Асарел-Медетски вулкано-плутоничен комплекс; 11 – Вранкамикски вулкански комплекс; 12 – Красен-Петеловски вулкано-плутоничен комплекс; 13 – Елашко-Челопешки вулкано-плутоничен комплекс; 14 – Туронска теригенна група; 15 – триаски седиментни скали; 16 – палеозойски плутони; 17 – прекамбрийски и долнопалеозойски метаморфни скали; 18 – възсед; 19 – навлак; 20 – разлом. Изотопните изследвания на флуидните системи в порфирните и средно до високосулфидизираните епитермални находища в Панагюрския руден район (Kouzmanov et al., 2001), дават убедителни доказателства за съществуването на единни рудномагматични системи в границите на отделните рудни полета – вулкано-интрузивни комплекси. Добре индивидуализирани от север на юг са Елашко-Челопешки, Красен-Петеловски, Вранкамикски, Асарел-Медетски, Свобода-Овчихълмски, Елшишки и Песовецки вулкано-интрузивни комплекси (Ророv, 2001) (фиг. 4).

Отделните вулкано-интрузивни комплекси са продукти на различни магмени огнища, като се различават по времето на тяхното образуване, състава на изграждащите ги скали и структурната еволюция. Към рудоносните вулкано-интрузивни комплекси могат да се привържат следните рудни полета: Елашко-Челопешко, Красен-Петеловско, Асарел-Медетско, Радкинско и Елшишко. Рудните полета и зоните на магмена активност, представляват генетично свързани рудно-магматични огнища на магмена и хидротермална дейност. В рамките на тези рудни полета като най-значими меднопорфирни находища се отличават Елаците, Асарел, Медет, Влайков връх, Цар Асен, а сред епитермалните – Челопеч, Елшица, Радка, Красен (фиг. 4) (Strashimirov et al., 2002; Moritz et al., 2004).

4. Геоложки строеж на Елашко-Челопешкото рудно поле и находище "Челопеч"

4.1. Литология и стратиграфия

Според съвременните представи, в зависимост от техните структури, вместващите ги скали, взаимоотношения на взаимно пресичане и изменение, продуктите на Челопешкия вулканогенен комплекс са поделени в три единици (Stoykov et al., 2002, 2003):

- I) куполовидни вулкански тела от андезити и трахидацити;
- II) лавови и агломератови потоци, представени предимно от латити, дацити и трахидацити;
- III) некоподобно тяло т.н. Волздолски нек (Popov et al., 2002), изграден от вулкански брекчи (андезити и латити) и вулканити.

Куполовидните вулкански тела се разкриват на повърхността южно от вр. Мургана (фиг. 5), без ясни взаимоотношения с продуктите на по-късните вулкански фази, като са внедрени в Туронските седименти (Stoykov et al., 2003, 2004). Тези тела са високопорфирни, с фенокристали представени от плагиоклаз, зонален амфибол и незначителни количества биотит, титанит и редки кородирали кварцови кристали като микролитовата маса се състои единствено от плагиоклаз и амфибол. Акцесорни минерали са апатит, циркон и Ті-магнетит. Въз основа на К-Аг датиране е определена възрастта на тези вулкански тела в обхвата на 65-67 Ма (Лилов, Чипчакова, 1999).

Според Stoykov et al. (2003, 2004) късовете изграждащи лавовите и агломератовите потоци достигат до около 30 cm в горните нива на телата. Възрастта на непроменени андезити, дефинирана по К/Аг метод от Лилов, Чипчакова (1999) е 91 Ма. По-късни възрастови определения с използване на U/Pb метод по циркони от хидротермални промени и минерализирани андезити от рудника показват подобни резултати, а именно: 91,45 ± 0,15 Ма (Moritz et al., 2003). Тези вулкански скали са

съставени от същите фенокристали, микролити и акцесорни минерали като куполоподобните тела, с изключение на кородиралите кварцови кристали.



Фиг. 5. Геолого-структурна карта на района на находище "Челопеч" (по Стойков и др., 2004).

Остава неясно местоположението на вулканския център. По косвени белези Ророv et al. (2000, 2002) предполагат, че той е разположен в района на рудник "Челопеч", в близост до Чуговска река, базирайки се на присъствието на радиалноконцентрично разломяване, дължащо се на калдерно пропадане на палеовулканска структура от централен тип (Мутафчиев и др., 1984). Некоподобно тяло, изградено от вулкански брекчи и вулканити се разкрива в източната част на долината на река Воздол, на юг от Петровденския разлом (Stoykov et al., 2003, 2004). Това тяло е наречено Воздолски моновулкан (Волздолски нек) от Ророv et al. (2000, 2002), а скалите му са датирани по посредством ⁴⁰Ar/³⁹Ar метод по биотит от Velichkova et al. (2001), показващ туронска възраст 89,95±0.90 Ма. Геохроноложки изследвания с използване на U-Pb метод по циркон, показват средна ²⁰⁶Pb/²³⁸U възраст от 91,3±0,3 Ма (Stoykov et al., 2004).

Покривката на Челопешкия вулкан е представена от Воздолски пясъчници (в източната част), глинестите червеникави варовици на Мирковската свита, продължаващи нагоре в горнокредния разрез във флишоподобното редуване на пясъчници и аргилити от Чуговишката свита (в централната част) и седиментите на Челопешката свита (в западната част) (Стойков, 2003; Stoykov et al., 2003) (фиг. 5).

Дайковите скали са по-слабо представени в района на находището. Описани са монцодиоритови и кварц-монцо-диоритови, рядко кварцдиоритови порфирити (Лилов, Чипчакова, 1999), ориентирани основно в изток-западна посока и внедрени в докъснокредния цокъл (Stoykov et al., 2003, 2004).

В металогенно отношение находище "Челопеч" попада в Елашко-Челопешкото рудно поле, обособено от развитието на къснокредния Елашко-Челопешки вулканоплутоничен комплекс (Попов, Мутафчиев, 1980; Попов и др., 1983; Popov, Kovachev, 1996; Popov et al., 2000).

4.2. Форма и размери на рудните тела

Рудните тела в находището са развити в участък с дължина около 1,5 km и ширина до 0,6 km. Те имат разнообразен характер и лещовидна, гнездовидна, щоковидна или тръбовидна форма. Вместени са в централната гърлова част на Челопешкия вулкан, изграден от вулкански брекчи (андезити и латити) и вулканити (Stoykov et al., 2003). Преобладават щоковидните и лещовидните тела. Щоковидните тела се състоят от масивни сулфидни руди и често притежават резки граници с вместващите скали или постепенно преминават във впръснати руди. Лещовидните тела са съставени от впръсната или смесена (масивна и впръсната) руда. Често границите на тези тела с вместващите скали са тектонски. Част от рудните тела имат относително изометрична форма, обикновено с неправилни контури, като се срещат лещообразни, дъгообразно огънати, тръбообразни, гнездообразни или жилообразни тела (Ророу и Kovachev, 1996). Ророv и Kovachev (1996) отбелязват също наличието на рудни стълбове в рудните тела, където съдържанието на рудните полезни компоненти е няколко пъти по-високо от средното. Формата и ориентацията на рудните стълбове е аналогична на тези на рудните тела. Границите на рудните тела с вместващите скали най-често са постепенни. Телата са секущи спрямо наслояването в ефузивните скали, като обикновено затъват стръмно на юг. Локализирани са предимно в най-силно изменените (интензивно аргилизирани) вулканити, където рудната минерализация е развита под формата на жилки в пукнатините и впръслеци. В най-силно брекчираните участъци на скалите са образувани рудни стълбове с богата компактна руда, със значително по-високо съдържание на рудни елементи.

4.2.1. Характерни минерални типове и текстури в рудните тела

Високата проницаемост на вулканските брекчи (андезити до шошонити и латити) и вулканити от Воздолския член на Челопешката свита, е предопределила проникването на хидротермалния минерализиращ разтвор в тях и образуването на масивни, пластообразни, лещообразни и впръснат тип орудявания с текстури на заместване.



- Фиг. 6. Прожилково-впръсната текстура
 - А. Подземна минна изработка в блок №149, хоризонт 225, участък "Запад" от златно-медно находище "Челопеч" (пирит-халкопирит-енаргит-тенантитова жилна и впръсната минерализация сред брекчирана вулканска скала);
 - В. Образец № DH13CS4 от сондажна ядка (пирит (Pyr) тенантит (Tn) –енаргитова (En) прожилково-впръсната минерализация сред брекчи);
 - С. Минерална асоциация в посочения участък, наблюдавана в отразена светлина, успоредни николи (пирит (Pyr) тенантит (Tn) енаргит (En) халкопиритови (Сру) минерални агрегати сред нерудна маса –тъмносиво).

В зоните с най-висока степен на напукване и разломяване в находището са образувани предимно щоковидни и лещовидни тела, които заедно с прожилкововпръснатия тип орудяване са най-често срещани всред вулканските брекчи и вулканити (фиг. 6).

Главно под формата на впръснати, жилни и щокверкови тела, сред субвулкански масиви и вторични минерализирани брекчи е вместена рудната минерализация в находището. Ограничено разпространение има масивно-сулфидната руда с текстури на заместване, локализирана основно в запад-югозападната част на находището.

4.3. Минерален състав и минерални парагенези представени в находището.

Находище "Челопеч" се характеризира със сложна минерална и геохимична зоналност (Терзиев, 1968), чиято минерализация включва както типичните минерали пирит, енаргит, лузонит, тенантит, халкопирит, борнит, галенит, сфалерит, самородно злато, барит, кварц, карбонати, също екзотични минерали като сванбергит, вудхаузеит и

зуниит, така и нови за науката минерали открити в находището като костовит (Terziev, 1966) и хемусит (Terziev, 1971), германоколусит и стибиоколусит (Spiridonov et al., 1992, 1992а). Коваленкер и др. (1986) допълват минералната характеристика на находището като установяват седем нови за находището минерали: айкинит, арсеносулванит, голдфилдит, клаусталит, колорадоит, моусонит и некрасовит. При последващи изследвания на Петрунов (1994) в находище "Челопеч" са определени 14 непознати до този момент за находището минерали: самороден бисмут, макиноуит, пиротин, станоидит, германит, кренерит, петцит, калаверит, соучекит, кавазулит, бурнонит, каситерит, минерали от системата Cu-Sn-S и минерал от системата Pb-Bi-Te. Ненашева (2009) с помощта на рентгеноспектрални количествени анализи на образци, съдържащи минерализация. съществуването енаргит-лузонит-тенантитова допуска на нови минерални видове в системата Cu-Fe-As-S, притежаващи подобни оптически свойства на тези на тенантит-тетраедритовата минерална група.

Авторът на дисертацията в своя публикация (Petrov, 2014) посочва два нови до този момент за находище "Челопеч" минерала, а именно англезит и кубанит.

Рудната минерализация в находище "Челопеч" замества ефузивите, като образува масивни тела, прожилки и впръслеци, вместени в централната гърлова част на Челопешкия вулкан, изграден от вулкански брекчи и вулканити (Ковачев и др., 1992).

Моделът на образуване на находище "Челопеч" по Петрунов (1995), отделя два рудообразувателни стадия – хидротермално-седиментен и хидротермален, включващи пет минерални парагенези: *пирит-марказитова, пирит-халкопиритова, енаргитова, тенантитова и галенит-сфалеритова.*

Рудната минерализация, формирана през хидротермално-седиментния етап е с ограничено разпространение и няма промишлено значение. Минералите, образувани през този етап, участват в една *пирит-марказитова парагенеза*, включваща финнозърнест пирит, пирит-марказитови агрегати с коломорфна текстура, компактни маси от финнозърнест пирит и халцедоновиден кварц (Попов и др., 2012).

През хидротермалния етап на минералообразуване се формират промишлените рудни тела в находището. Главно промишлено значение има геохимичната асоциация Cu-As-Au. Тази асоциация е представена в централните части на рудните тела под формата на масивни агрегати, в които преобладават главните за находището минерали, придружавани от второстепенни и редки минерали. В тази геохимична асоциация се различават три отделни, последователно отложени минерални парагенези: *пиритхалкопиритова, енаргитова и тенантитова*. Пространственото разграничаване на тези парагенези е твърде условно, тъй като съставящите ги минерали са развити в едни и същи участъци. През този етап на минералообразуване в находището са развити *галенит-сфалеритова и карбонат-анхидритова минерални парагенези*.

Според характера на рудната минерализация и хидротермалните изменения на "Челопеч" вместващите скали, находище е отнесено КЪМ умерено Д0 високосулфидизирания (масивносулфиден) епитермален тип златно-медни находища, с доминираща кисело-хлориден тип хидротермална система (Каназирски, 2011). Характеризира се с широко развитие на сулфосоли и интензивна аргилизация (вторични кварцити) на скалите. Вместващите скали, представени от андезитови туфобрекчи, андезитови туфи и андезити, са хидротермално променени около рудните тела (Мутафчиев, 1968). Околорудните изменения включват развитие на зони от пропилитов,

серицитов, серицит-интензивно аргилизитов, интензивно-аргилизитов, пропилитсерицитов тип, както и представители на формация вторични кварцити – кварц-дикитов и кварц-алунитов фациеси (Попов и др., 2003).

Типичните характеристики на високосулфидизираните (кисело-сулфатен) тип епитермални находища не се открояват съществено в находище "Челопеч". Присъствието на алунит е спорадично, а орудяването е развито предимно в интензивно аргилизитов (дикитови кварцити) и по-рядко в серицитов тип (серицитови кварцити) изменени скали (Попов и др., 2012). В следствие на това авторът подкрепя тезата, въведена от Каназирски (2011), че изследваното находище следва да се характеризира като епитермално, високо-умереносулфидизиран интензивно аргилизитов тип, златномедно находище, при което доминира кисело-хлориден тип хидротермална система.

5. Геохимични особености на орудяването в находището

5.1. Статистически анализ

Изясняването на корелационните връзки между главни и съпътстващи елементи в златно-медно находище "Челопеч" в пространствено отношение, тяхната форма на присъствие и поява в развитието на рудообразувателните процеси, както и изготвянето пространствени модели, отразяващи характерните особености на рудообразувателните процеси в находището са основни задачи в дисертационния труд.

Пространственото поведение на елементите и обособените геохимични асоциации маркират последователността в отлагане на съответстващите им минерални парагенези. Изведените групи от елементи със сходно пространствено разпространение са интерпретирани като геохимични асоциации, за чието обособяване са използвани статистически процедури приложени в следната последователност: 1. Предварителна обработка на данните; 2. Едномерен статистически анализ; 3. Клъстер анализ; 4. Факторен анализ.

Статистическите процедури са проведени с използването на резултати от мултиелементни анализи на проби от цялото находище. По данни от геоложката служба на "ДПМ Челопеч" ЕАД, съществува пространствено групиране на рудните тела в рамките на два участъка - "Централен" и "Запад". На този етап от изследователската работа не са открити съществени различия в минералния състав на рудите от двата участъка. В този смисъл целта на настоящата статистическа обработка е изучаването на пространственото поведение и групиране в геохимични асоциации на анализираната съвкупност от 36 химични елемента. Обособяването и триизмерното моделиране на геохимичните асоциации биха изяснили съществуващата геохимична зоналност, отразяваща характерните особености на рудообразувателните процеси в находището.

Предварителната обработка на данните има характер на самостоятелно изследване, което е относително най-трудоемко и от изключителна важност за коректното изпълнение на последващите статистически процедури. Първоначалното "запознаване" с мултиелементните анализи показа, че не всички проби са изследвани за съдържание на цялата съвкупност от 36 броя елемента (Ag, Al, As, Au, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Rb, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Te, Ti, V, W, Y и Zn). Така например близо 2400 броя поредни проби не са анализирани за съдържание на Pb и Zn, а някои от елементите (Hg, Ti, Sn, Be и Ag) са под границата на

откриваемост в голяма част от пробите. С цел да бъдат съпоставени само тези проби, които са изследвани за всички елементи от съвкупността, от общия обем данни бяха изключени тези поредни проби, при които липсват анализи за съдържание на Pb и Zn.

5.1.1. Едномерен статистически анализ, корелационни зависимости и хистограми на разпределение на елементите

Първоначалната статистическа обработка на данните започна с едномерен статистически анализ на изследваните елементи. Едномерният статистически анализ изследва характера на законите на разпределение за отделните химични елементи, използвайки съвкупност от статистически параметри като средно аритметична стойност, медиана, стандартно отклонение, асиметрия, ексцес и други (Попов, 2002).

Анализът на получените статистически параметри показва, че елементите притежават положително асиметрични разпределения, т.е. по-голямата част от пробите са с ниски съдържания и в малко от пробите са измерени високи съдържания на дадения елемент. Асимитричните разпределения са най-често срещани при геохимични изследвания на поведението на химичните елементи, характеризиращи се с привнос или износ на дадения елемент от системата. С най-добре изявена положителна асиметрия се отличават разпределенията на елементите, привнесени от наложен рудообразувателен процес.

Корелационните зависимости между изследваните елементи са анализирани чрез изготвяне на корелационна матрица (табл. 2) и определяне нивата на значимост на коефициента на корелация. Корелационният коефициент (r) може да приема всяка стойност от интервала $-1 \div +1$. Знакът плюс или минус пред коефициента показва посоката на тази връзка, т.е. дали тя е право- или обратнопропорционална. Абсолютната стойност на коефициента показва размера на взаимовръзката. За по-ясно разграничаване, получените корелационни връзки условно са поделени на четири категории в зависимост от абсолютната стойност на коефициента на корелация, а именно: независими елементи (r < $\pm 0,3$), елементи със слаби ($\pm 0,3 \le r < \pm 0,5$), средни ($\pm 0,5 \le r < \pm 0,7$) и високи (r $\ge \pm 0,7$) корелационни връзки.

Корелационната матрица на елементите маркира някои изявени връзки между двойки елементи като Fe-S, Cu-As, Cu-Bi, Cu-Cd, Cd-As, K-Na и други (табл. 2). Елементи като Hg, W, Mo, Cr и P показаха липса на взаимовръзка с всички останали елементи от съвкупността. Първите четири елемента не са характерни за този тип находища и резултата бе логичен, но P като скалообразуващ елемент би следвало да покаже посилна корелация с елементи като Ca, Na и K. C цел изключване на възможността от грешки и проверка коректността на изследването, данните са предварително подложени на едномерен статистически анализ. Изготвени са корелационни диаграми и хистограми на разпределение на елементите с изявена силна, средна и слаба взаимовръзка, някои от които са представени по-долу (фигури 6-10). Особено внимание при интерпретацията на резултатите е обърнато на елементи с висок положителен коефициент на корелация помежду си, и участващи в състава на рудните минерали и минерални парагенези. Корелационната диаграма на Fe и S показва сравнително еднородни данни, разпределени в близост до корелационната права. Впечатление правят група от аномално високи съдържания на Fe в размер на 15 %, което е горната граница на откриваемост на елемента (фиг. 6 а.). Вероятно тези проби са с погрешни резултати от анализа, но визуалната интерпретация на фигура 6 а. показва, че те практически не влияят на регресията и корелацията между Fe и S.





Фиг. 6 Корелационна диаграма и хистограми на Fe и S (предварителни резултати).

Табл. 3. Коефициент на корелация на елементи от мултиелементен химичен анализ по данни предоставени от "ДПМ Челопеч" ЕАД (след елиминиране на данните от погрешни и ураганни анализи).

	Ag	AI	As	Au	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Hg	K	La	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sn	Sr	Te	Ti	٧	W	Y	Zn
Ag	1																																			
AI	-0,058	1																																		
As	0,377	-0,021	1																																	
Au	0,339	-0,060	0,438	1																																
Ba	-0,109	0,136	-0,150	-0,121	1																															
Be	-0,199	0,030	-0,294	-0,248	0,290	1																														
Bi	0,430	-0,021	0,644	0,415	-0,113	-0,229	1																													
Ca	-0,200	0,043	-0,224	-0,190	0,284	0,568	-0,178	1																												
Cd	0,406	-0,048	0,808	0,384	-0,150	-0,239	0,569	-0,238	1																											
Co	0,300	-0,036	0,346	0,484	-0,180	-0,287	0,308	-0,261	0,319	1																										
Cr	0,053	-0,004	0,064	0,090	-0,037	-0,216	0,068	-0,147	0,065	0,114	1																									
Cu	0,433	-0,022	0,932	0,486	-0,175	-0,344	0,695	-0,268	0,826	0,392	0,078	1																								
Fe	0,384	-0,015	0,530	0,470	-0,305	-0,539	0,412	-0,463	0,483	0,610	0,157	0,610	1																							
Hg	0,013	-0,027	0,010	0,000	0,084	-0,012	0,014	-0,001	0,009	0,006	-0,010	0,014	-0,021	1																						
К	-0,209	0,051	-0,353	-0,277	0,318	0,780	-0,267	0,525	-0,303	-0,331	-0,198	-0,409	-0,613	-0,018	1																					
La	-0,224	0,075	-0,256	-0,214	0,389	0,624	-0,209	0,604	-0,259	-0,261	-0,137	-0,308	-0,513	-0,001	0,671	1																				
Mg	-0,162	0,173	-0,163	-0,142	0,266	0,484	-0,137	0,739	-0,191	-0,205	-0,114	-0,195	-0,363	0,002	0,382	0,454	1																			
Mn	-0,147	0,008	-0,159	-0,136	0,184	0,462	-0,130	0,662	-0,168	-0,197	-0,117	-0,192	-0,343	0,003	0,402	0,452	0,707	1																		
Мо	0,048	0,003	0,061	0,074	-0,022	-0,191	0,088	-0,152	0,060	0,062	0,168	0,071	0,095	0,052	-0,188	-0,164	-0,106	-0,107	1																	
Na	-0,224	0,001	-0,349	-0,278	0,316	0,741	-0,268	0,546	-0,303	-0,339	-0,204	-0,406	-0,609	-0,023	0,810	0,697	0,436	0,361	-0,198	1																
Ni	0,182	-0,048	0,234	0,254	-0,071	-0,211	0,198	-0,159	0,218	0,459	0,133	0,254	0,358	-0,022	-0,216	-0,163	-0,131	-0,124	0,073	-0,225	1															
Р	-0,250	-0,020	-0,325	-0,271	0,293	0,761	-0,256	0,642	-0,301	-0,317	-0,184	-0,385	-0,613	-0,031	0,775	0,812	0,472	0,483	-0,184	0,778	-0,218	1														
Pb	0,348	-0,063	0,046	0,082	-0,060	0,029	0,062	-0,124	0,352	0,075	-0,012	0,059	0,100	0,003	-0,004	-0,122	-0,140	-0,089	0,002	-0,018	0,039	-0,065	1													
Rb	-0,158	0,045	-0,235	-0,192	0,229	0,590	-0,184	0,376	-0,202	-0,233	-0,163	-0,274	-0,432	-0,014	0,677	0,462	0,306	0,313	-0,132	0,543	-0,160	0,529	-0,012	1												
S	0,435	-0,072	0,602	0,531	-0,335	-0,520	0,484	-0,436	0,546	0,627	0,121	0,688	0,916	0,003	-0,588	-0,501	-0,358	-0,328	0,087	-0,590	0,360	-0,589	0,118	-0,408	1											
Sb	0,366	-0,067	0,619	0,356	-0,082	-0,269	0,422	-0,217	0,584	0,274	0,083	0,654	0,392	0,078	-0,275	-0,249	-0,160	-0,156	0,074	-0,286	0,172	-0,308	0,080	-0,187	0,423	1										
Sc	-0,154	0,402	-0,182	-0,170	0,351	0,423	-0,135	0,583	-0,182	-0,178	-0,052	-0,216	-0,384	-0,023	0,445	0,554	0,609	0,450	-0,110	0,467	-0,142	0,505	-0,094	0,297	-0,430	-0,181	1									
Se	0,332	-0,019	0,467	0,407	-0,150	-0,322	0,424	-0,276	0,442	0,454	0,080	0,517	0,512	0,011	-0,365	-0,298	-0,211	-0,203	0,097	-0,357	0,260	-0,357	0,084	-0,273	0,568	0,382	-0,216	1								
Sn	0,179	-0,013	0,504	0,295	-0,074	-0,222	0,387	-0,166	0,452	0,207	0,105	0,498	0,286	0,036	-0,248	-0,182	-0,126	-0,113	0,123	-0,248	0,163	-0,231	0,013	-0,165	0,321	0,421	-0,120	0,323	1							
Sr	-0,075	0,213	-0,137	-0,096	0,344	0,217	-0,089	0,384	-0,123	-0,124	-0,016	-0,160	-0,259	-0,016	0,251	0,346	0,223	0,162	-0,073	0,327	-0,079	0,321	-0,008	0,116	-0,275	-0,119	0,465	-0,130	-0,089	1						
Te	0,363	-0,037	0,624	0,539	-0,151	-0,299	0,572	-0,242	0,577	0,434	0,092	0,668	0,509	0,005	-0,343	-0,260	-0,178	-0,174	0,086	-0,339	0,270	-0,324	0,065	-0,239	0,583	0,485	-0,194	0,494	0,503	-0,130	1					
Ti	-0,039	0,231	-0,034	-0,029	0,120	0,015	-0,030	0,084	-0,042	-0,004	0,048	-0,042	-0,073	-0,006	0,043	0,156	0,158	0,017	-0,026	0,136	-0,025	0,134	-0,046	0,015	-0,116	-0,032	0,393	-0,055	-0,028	0,174	-0,037	1				
V	0,055	0,570	0,240	0,120	0,167	-0,052	0,191	0,108	0,174	0,053	0,048	0,259	0,126	-0,011	-0,070	0,108	0,250	0,084	-0,003	-0,066	-0,008	-0,014	-0,076	-0,029	0,086	0,166	0,529	0,120	0,150	0,208	0,153	0,442	1			
w	0,018	0,002	0,028	0,037	0,057	-0,101	0,105	-0,076	0,020	0,049	0,081	0,035	0,073	0,033	-0,100	-0,075	-0,067	-0,058	0,115	-0,102	0,076	-0,111	-0,015	-0,047	0,062	0,058	-0,065	0,100	0,110	-0,030	0,057	-0,012	0,019	1		
Y	-0,219	0,124	-0,263	-0,221	0,341	0,591	-0,209	0,762	-0,262	-0,278	-0,120	-0,314	-0,532	-0,026	0,620	0,775	0,687	0,622	-0,151	0,657	-0,182	0,753	-0,122	0,408	-0,531	-0,251	0,771	-0,304	-0,180	0,453	-0,267	0,193	0,210	-0,088	1	
Zn	0,209	-0,071	0,003	0,016	-0,022	0,118	0,014	-0,053	0,372	-0,009	-0,010	0,002	-0,007	0,008	0,100	-0,022	-0,089	-0,031	-0,002	0,090	-0,009	0,044	0,735	0,063	0,013	0,029	-0,033	0,013	-0,017	0,026	-0,008	-0,032	-0,084	-0,021	-0,029	1

<u>Легенда:</u>

r ≥ ±0,7	Висок
±0,5 ≤ r < ±0,7	Среден
$\pm 0,3 \le r \le \pm 0,5$	Нисък
r < ±0,3	Независими елементи

Изследвайки корелационните диаграми се установи, че при някои елементи (P, Mg, Mo, Sn, Fe, K) малък брой проби имат аномално високи съдържания, маркирани с горната граница на откриваемост на съответния елемент, което отклонява регресионната крива в една или друга посока и влияе върху коректността на пресметнатия коефициент на корелация. Аномално високи съдържания, въздействащи върху точността на коефициента на корелация се откриват и за типичните елементи свързани с промишленото орудяване в находището като Cu, Au, и Ag, както и за Bi, Sb и Cd. Явно това са т.нар. "ураганни" проби, при които в анализирания материал е попаднало високо количество от съдържащия ги минерал. Елиминирането на ураганните стойности на някои от елементите доведе до засилване на взаимовръзките на едни двойки елементи и отслабване на други. Тенденцията на "сближаване" е по-осезаема, пример за което са правите корелации на P с K, Na, La, Be и Y, с които елементът изявява силна взаимовръзка (r ≥ 0,7) след обработката на данните. Забелязва се повишаване на коефициента на корелация на Au с елементите S, Te и Ag.

Като цяло сравнителният анализ на резултатите показва, че премахването на пробите с аномално високи съдържания от изследваната група засилва реално съществуващите корелационни отношения, дори при по-ниски съдържания на съответния елемент в пробите. Тази обработка на данните се оказва полезна по отношение маркирането на зависимости между елементи като Rb, Sr, Y, K, P, Mn и други, свързани с хидротермалните изменения на вместващите скали, с такива (Cu, Au, Fe, S, As, Sb, Bi, Ag), участващи в състава на главни и второстепенни рудни минерали в находището. Особено впечатление правят хистограмите на елементите W, Ti, Hg, Sn и Ag, при които е трудно да се охарактеризира кривата на разпределение. Дескриптивната статистика показва, че минимумът и медианата на тези елементи съвпадат, което внася голяма доза несигурност в коректността на последващите корелационни анализи и направените изводи.

Корелационната диаграма и хистограмите на К и Ве загатват за нехомогенност в разпределението на съдържанията на елементите (фиг. 7). Може да се предположи налагане на два процеса – един с ниски и друг с високи съдържания. Вземайки под внимание факта, че основната част на анализираните проби са взети предимно в рамките на рудните тела, то известен брой проби попадат и в различните зони на хидротермална промяна на вместващите скали. Според Georgieva et al. (2002), К е елемент, показващ висока мобилност по време на околорудните изменения и се изнася по време на рудообразувателните процеси. В тази връзка е възможно нехомогенността в разпределението на елемента да се дължи именно на зони с по-силна хидротермална промяна на скалите, съответно по-ниски съдържания на К и такива с по-слаба промяна и съхранени по-високи количества от елемента. Наблюдавайки графиката на корелация между елементите К и Ве, се констатира изометричен облак на разпределение на данните, с поделяне на отделни нива (фиг. 7 а), което показва липса на корелация между двата елемента. По тази причина високия коефициент на корелация (r = 0,780) следва да се приеме за "лъжлив", а силната взаимовръзка между двата елемента не трябва да се приема за достоверна. Най-вероятно причината е в недостатъчната чувствителност на анализа, относно съдържанията на Ве, което се илюстрира и от подреждането на пробите по отделни "нива" на съдържания (фиг. 7 а), т.е. Ве приема само около 13 дискретни стойности на съдържанието.



Фиг. 7 Корелационна диаграма и хистограми на Ве и К (в ppm).

В процеса на изследване се установи, че всички резултати от корелационния анализ на Ве, са неправдоподобни и елементът следва да се изключи от последващите клъстер и факторен анализи. До голяма степен подобно на Ве са некоректни резултатите и за елемента Р, поради което коефициентът на корелация на елемента с останалите от извадката, следва да се анализира под особено внимание.

Известна степен на несигурност в получените резултати се наблюдава на корелационните графики на двойките елементи Mn-Mg (r=0,707), Sc-Y (r=0,771), La-Y (r=0,775) и K-Na (r=0,810), при които имаме известна разпръснатост на данните и отново загатване за наличие на нехомогенност.

Пример за ясна и логично очаквана корелация се установява на графиките на двойки елементи с висок коефициент на корелация като Cu-As (r = 0,932) и до голяма степен при Fe-S (r = 0,916) (фиг. 8). На графиката на корелация между Fe и S отново следва да се вземат под внимание нехомогенността на пробите, като в малък брой от тях при вариране на съдържанието на S- стойността на Fe не се променя (фиг. 8 b).



Фиг. 8 Корелационни диаграми на Cu/As и Fe/S.

По-слабо изразена еднородност на данните се наблюдава при двойките Pb-Zn (r=0,735) и Co-S (r=0,627) (фиг. 9).



Фиг. 9 Корелационни диаграми на Pb/Zn и Co/S.

При анализирането на графиките на двойки елементи с отрицателни корелационни зависимости се установи липсата на реална корелация между тях, поради наличието на нееднородност на данните. Почти на всички графики се забелязват две съвкупности, при които при повишаване съдържанието на единия елемент от двойката в пробите, то стойността на другия не се променя. Този факт проличава най-отчетливо при анализиране на графиките на Fe и S с останалите изследвани елементи, имащи отрицателен коефициент на корелация с тях (К и Na) (фиг. 10). Така визуалната интерпретация на регресионните и корелационни зависимости показва, че е по-вероятно да става въпрос не за високи отрицателни корелации, а за нехомогенност от две съвкупности, в които елементите са на практика независими помежду си.

Извършен е по-подробен анализ на елементи, изявяващи висок положителен коефициент на корелация помежду си и участващи в състава на съществуващите в находището минерали и минерални парагенези, част от който е представен по-долу.





Корелационни коефициенти на Аи с другите елементи

Общата корелационна характеристика на Au показва липса на силна взаимовръзка на елемента с останалите от извадката (табл. 3 и фиг. 11). На фигура 11 за по-добра визуализация е представен коефициента на корелация на Au само с елементи от мултиелементен химичен анализ, показващи слаба до средно висока взаимовръзка с него.



Фиг. 11 Коефициенти на корелация на Au с елементи от мултиелементен химичен анализ по данни предоставени от "ДПМ Челопеч" ЕАД.

<u>Легенда:</u>	
r ≥ ±0,7	Висок
±0,5 ≤ r < ±0,7	Среден
± 0,3 ≤ r < ±0,5	Нисък
r < ±0,3	Независими елементи

Наличието на средно високи стойности на коефициента на корелация (r) между елементите Au, Te и S е обусловено от съществуващите злато- съдържащи сулфидни и сулфосолни минерали, както и златните телуриди като костовит, силванит и кренерит. На представената фигура би могло да се забележи, че в умерена степен се открояват елементите Cu, Co, Fe, As, Se, Bi и Sb, което демонстрира добра взаимовръзка на Au със сулфидите и сулфосолите на медта. Всички агрегати от самородно злато, наблюдавани в полирани препарати под отразена светлина най-често се срещат сред тенантит, енаргит и пирит. Кобалтът е типичен елемент-примес в пирита и слабата му, но открояваща се корелация с Au, би следвало да се дължи на общата парагенеза на пирита със самородно злато, минерали носители на злато, както и микровключения от злато в пирит. Липсата на корелация (независимост) на Au с елементната асоциация Pb-Zn е признак за наличието на геохимична зоналност, при която златото и галенитсфалеритовата минерална парагенеза се обособяват в различни пространствени локации.

Корелационни коефициенти на Си с другите елементи

На изготвената графика на корелационната взаимовръзка на Cu с останалите елементи от извадката (елементите, показващи независимо корелационно поведение са изключени) ясно проличава свръх високият положителен коефициент на корелация (0,932) с As (фиг. 12).



Фиг. 12 Коефициенти на корелация на Си с елементи от мултиелементен химичен анализ по данни предоставени от "ДПМ Челопеч" ЕАД.

<u>Легенда:</u>	
r ≥ ±0,7	Висок
±0,5 ≤ r < ±0,7	Среден
± 0,3 ≤ r < ±0,5	Нисък
r < ±0,3	Независими елементи

Почти постоянното присъствие на As-съдържащите медни сулфосоли като енаргит, лузонит и тенантит в изследваните проби от рудните тела е причина за изключително силната правопропорционална връзка на елемента Cu c As и изявено стабилната му взаимовръзка със сярата. Това потвърждава изведения от Bonev et al. (2002) междинен Cu-As-S рудообразувателен етап в находище "Челопеч". Също според авторите този основен хидротермален етап на минералоотлагане е златоносен и е довел до образуване на промишленото орудяване в находището, с минерална парагенеза представена от енаргит, лузонит, ковелин, голдфилдит, халкопирит, тенантит, борнит и самородно злато.

Наличието на висока корелация (r = 0,826) между Си и Сd събуди интерес у автора, тъй като типичен носител на примеси от Cd е сфалеритът и се очаква по-силна взаимовръзка между Cd и Zn. В процеса на изследователската работа се установи, че повишените съдържания на Cu в сфалерита от централните участъци на рудните тела в Au-Cu находище "Челопеч" са резултат от т. нар. "халкопиритова болест", която е типична за рудни участъци с висока степен на хидротермална промяна в такъв тип епитермални находища. Повсеместното "заразяване" с халкопирит на сфалерита от изследваните проби е най-вероятната причина за високата корелация между Cu и Cd.

Сравнително високата взаимовръзка на елемента Си с Ві, Те и S, както и относително по слабата му с Pb, би могло да се обясни с наличието на по-силна елементна Cu-Bi-Te асоциация, представена от минерали като витихенит (Cu₃BiS₃) и тетрадимит (Bi₂Te₂S), за сметка на Pb-Cu-Bi асоциация, изграждаща по-рядко установяваната минерална парагенеза на айкинит (PbCuBiS₃) И соучекит (PbCuBi(S,Se)₃). Логично изниква и средно високата корелация между Cu и Sb, дължаща се на Sb-съдържащи главни (тетраедрит) и второстепенни (фаматинит) рудни минерали. Средно високият коефициент на корелация на Cu c Sb (0,654) и с Te (0,668) е възможно да се дължи на Те-съдържащ тетраедрит, когато Sb>(Te+As) или на голдфилдит, съответно при Te>(As+Sb) в рудите от находището. Главни рудни минерали като халкопирит, борнит и пирит повишават правата корелация на медта с желязото. Елементът Sn влиза в състава на някои редки минерали като хемусит, колусит, станоидит, станит и други Cu-съдържащи минерали, на което вероятно се дължи умерената му положителна корелация с Cu (r = 0,498).

Посредством корелационния анализ се изясни зависимостта на елементите, изграждащи рудните минерали с такива характерни за хидротермалните изменения. Сравнени са елементите, типични за рудните минерали и минерални парагенези в находището като Au, Ag, Cu, Fe и As, с елементите Co, Mg, Mn, Rb, Sr, Ti, V, Y, K, Sc, La и P, които показват висока мобилност (Co, Mg, Mn, Rb, Sr, Y, K, P) или слаба мобилност до инертност (Ti, V, Sc, La) по време на хидротермалните изменения.

От таблица 3 ясно проличава обратната корелационна връзка на Fe с почти всички характерни за хидротермалните изменения елементи. Впечатление прави средно високият отрицателен коефициент на корелация на Fe с елементите K, La, P и Y, чиито съдържания силно намаляват в зоната на интензивно аргилизитовите скали. Този резултат подкрепя предложения от Терзиев (1965) модел, при който рудообразувателните процеси са започнали след началото на хидротермалната промяна и са протичали едновременно с нея, като образуването на Fe-съдържащи минерали (предимно пирит) е в пряка зависимост със степента на изменение на вместващите скали, маркирано с изнасяне в по-голяма степен на K, La, P и Y, както и на Rb и Sc от зоната на интензивна аргилизация.

Забелязани са високи положителени коефициенти на корелация на Y с La (r=0,775), Sc (r =0,771) и P (r=0,753), както и средно високи отрицателни на елемента с Fe (r= -0,532) и S (r= -0,531), представени в таблица 3. Наблюдава се обратнопропорционална корелационна зависимост между елементите, участващи в състава на главни рудни минерали в находището (Fe, Cu, Au, As, S), и силно мобилните елементи (K, P, Y, La, Rb), които се извличат от скалите при хидротермалните процеси. Установиха се тенденции на взаимовръзка на типични елементи-примеси в главни и второстепенни рудни минерали с основни минералообразуващи елементи (Cd-Cu, Cd-As, Co-Fe, Co-Au и други).

5.1.2. Клъстер анализ

В настоящата работа е използван йерархичният подход на групиране, като статистически значимата стойност, до която има смисъл обединяването на клъстерите, е определена посредством коефициента на корелация, разгледан подробно по-горе. При използвани 16820 броя проби и ниво на статистическа значимост от 95%, критичната стойност на коефициента на корелация е r = ±0,015. Въпреки ниския праг на статистическа значимост на коефициента на корелация, групирането на дендрограмата следва да се отчита до стойности на корелация около 0,3, понеже при по-ниски стойности елементите са на практика независими.

Получените групи в резултат на клъстер анализа са следните:

([Cu, As, Cd] Bi, Te) Sb, ±Sn ([Fe, S] Co) Se, ±Au [Pb, Zn] (V, Al) Ti (**[Ca, Mg] Mn**) [Y, Sc] ([K, Na] [La, P]) Rb

В квадратни скоби са оградени елементите със силни корелационни взаимовръзки помежду си, а в обикновени скоби са тези с по-слаби връзки. Със символа "±" са добавени елементите, които показват слаба тенденция (ниска корелация) за присъединяване към дадената група. Останалите елементи, които не са посочени в нито една от групите, показват независимо пространствено поведение.

Проведеният клъстер анализ, спомогна за изграждане на представа за съществуващата корелационна йерархия в данните и за очаквания брой на факторни групи.

5.1.3. Факторен анализ

В настоящият факторен анализ за изява на геохимичните асоциации са извършени различни разлагания по пет до осем факторни оси, като най-представителни

са избрани разлаганията по шест факторни оси. Върху отчетените по шест факторни оси геохимични асоциации са направени подробен анализ и интерпретация. Редуцирането на размерността на пространството и изключването на излишните факторни оси, описващи поведението на единични променливи, е извършено по *R*-метода на факторния анализ с използването на корелационната матрица на елементите. Взаимовръзките между изследваните променливи се разглеждат като корелационни зависимости на всяка променлива с новите взаимно независими фактори. При последващото триизмерно моделиране на пространственото разпространение на геохимичните асоциации е използван моделът при разлагане по шест факторни оси.

Геохимични асоциации, отчетени по 6 отделни факторни оси:

Фактор 1

+([Cu, As, Cd], Bi, Sb, Te) Sn, S и ± Se, Au, Fe, Ag

Така изведената геохимична асоциация по първата факторна ос съответства на развитите през хидротермалния етап на минералообразуване в златно-медно находище "Челопеч" *пирит-халкопиритова, енаргитова и тенантитова* минерални парагенези с главни минерали пирит, енаргит, лузонит, тенантит, тетраедрит и халкопирит, формиращи промишлените рудни тела в находището.

С най-високи тегла (ядрото на фактора) са елементите Cu и As, потвърждаващи по-мащабното разпространение на Cu- и As-съдържащите минерали като енаргит, лузонит и тенантит в рамките на рудните тела от находището. Силната геохимичната близост на Cd c Cu, изразена в повсеместното "заразяване" с халкопирит на сфалерита от изследваните проби, е най-вероятната причина за високата корелация между Cu и Cd, и съответно високото тегло на елемента Cd в геохимичната асоциация от фактор 1.

Фактор 2

- ([Y, P, La, Ca], Na, K) Mg, Mn, Sc, Rb и \pm Ba + Fe и \pm S

Така интерпретираната геохимична асоциация би могла да се отнесе към началния етап на хидротермалните изменения на скалите от находището, при който става разтваряне на основни скалообразуващи минерали като плагиоклаз, фелдшпати, апатит и други. Този процес се изразява в изнасяне и преразпределение на елементите Y, P, La, Ca (ядрото на фактора), Na и K. Тази интерпретация на факторния анализ се подкрепя с въпреки относително слабо присъединяващите се към групата елементи Mg, Mn, Sc и Rb, които според Хиков (2001) са много мобилни и се извличат от вътрешните зони на интензивна аргилизация.

Логично следва да се тълкува отрицателната корелация (обратнопропорционална зависимост) на основната елементна група от фактор 2 с положителните тегла на асоциацията Fe-S, чието значение може да се свърже с началните рудообразувателни процеси в находище "Челопеч", изрязващи се в отлагане на пирит от пиритмарказитовата минерална парагенеза (Петрунов, 1995).

Фактор 3

-([V], AI), Sc, Ti и ± Sr

Геохимичната асоциация ([V], Al), Sc, Ti, ±Sr, изведена при интерпретация на фактор 3, показва най-високи тегла на елемента V, по-ниски на Al и слабо присъединяващите се към групата Sc и Ti, докато Sr е сравнително независим. Тази елементна асоциация следва отново да се привърже към процесите на хидротермални изменения на скалите от находището. Според Хиков (2001) по време на хидротермалните изменения на скалите V и Ti показват относително инертното поведение със слабо натрупване в интензивно аргилизитовите зони. Алуминият присъства в състава на дикита, описан от Радонова (1969), като минерал с повишено съдържание във вътрешната зона на основното промишлено орудяване в находището, също така в състава на алунита и алуминиево фосфатно-сулфатните минерали в пределите на същата зона, изучени от Simova et al. (2001) и Georgieva et al. (2002а). Разтварянето на апатита и плагиоклаза от вулканските скали води до извличане на Sr от външната и концентриране във вътрешната зона на интензивна аргилизация (Хиков, 2001), което до известна степен подкрепя причисляването на елемента към тази геохимична асоциация.

Фактор 4

+[Zn, Pb]

Факторният анализ ясно отделя една самостоятелна, с високи тегла елементна група, представена от Pb и Zn. Тази независима спрямо останалите елементи геохимична асоциация следва да се свърже с изведената от Петрунов (1995) *галенит-сфалеритова* минерална парагенеза в находище "Челопеч". Установи се много слаба тенденция за привързване на елементите Ag и Cd към тази група, вероятно дължащо се на неравномерното присъствие на тези елементи като примеси съответно на Ag в галенита и на Cd в сфалерита.

Изготвените впоследствие пространствени геохимични модели спомагат за изясняване на това независимо поведение и наличието на зонално разпределение на асоциацията Pb-Zn в рамките на находището.

Фактор 5

+(Co), Ni, Fe, S, Au и ± Se

Ядрото на фактор 5 е съставено от Со, който показва най-висока изменчивост по тази факторна ос в сравнение с останалите елементи от групата, представени от Ni, Fe, S и по-слаба зависимост на Au. Селенът проявява слаба тенденция към групиране с тази асоциация. Кобалтът и никелът са типични елементи-примеси в пирита от находището, а наличието на средно високи тегла на Fe и S в рамките на фактор 5 е основателна причина тази асоциация да се нарече пиритова. Привързването на Au към групата може да се обясни също с наличието на пирит с примеси от злато, като LA-ICP-MS анализи на пиритови зърна от рудни образци от участък "Запад" свидетелстват за тенденция на увеличаване съдържанието на Au при повишаване на примесите от Co и Ni в пирита.

Пиритовата асоциация получена при анализа на фактор 5 е различна от тази обособена във фактор 2. Тук пиритът вероятно е от друга генерация, с чести примеси от Со, Ni, а понякога Au. Може да се интерпретира като отложен през основния хидротермален етап на минералообразуване в находището, статистически и геохимично независим с асоциацията [Cu, As, Cd] от фактор 1.

Фактор 6

- (W, Mo) ±Cr

Последният шести фактор отразява пространственото поведение на елементите W, Mo и донякъде Cr. Тези елементи са с много ниски стойности на корелацията както помежду си, така и с останалите елементи (r<0,2, табл. 4), поради което следва да се приеме, че тази факторна ос отразява поведението на независими елементи, а не на реално съществуваща в находището геохимична асоциация. Използването в анализа на допълнителна шеста ос, която да отдели поведението на по-характерните независими елементи, спомага за по-отчетливото обособяване на съществуващите групи (асоциации) от елементи.

Установена е зависимост, при която изведените от факторния анализ геохимични асоциации с положителни тегла на елементите са свързани с рудообразувателните процеси, докато групите елементи с обратнопропорционална зависимост, следва да се привържат към процесите на хидротермални изменения на скалите от находището.

5.2. Триизмерно моделиране на пространственото разпространение на геохимичните асоциации

Познаването на геометрията, интензитета и зоналността на разпространение на изследваните химични елементи и геохимични асоциации, изведени чрез факторния анализ, ще спомогне за по-доброто изучаване на рудообразувателните процеси в златно-медно находище "Челопеч", ще даде насоки за експлоатационно проучване на по-дълбоките части от находището и би могло да доведе до откриване на нови находища от този тип в бъдеще.

Пространствените геохимични модели на разпространение на елементите в рудите на златно-медно находище "Челопеч" са изготвени с използването на данните за съдържание на Cu, Au, пресметнатия Au-еквивалент и получените шест фактора от факторния анализ (фигури 13-17). За моделиране формата и разпространението на рудните тела е използван Au-еквивалент, който се прилага за изчисление на запасите на полезни изкопаеми в находище "Челопеч" на база бортово съдържание от 3 ppm Au-еквив., получен по следната формула: *Au-еквив* = *Au* + *Cu* x 2,06.



Фиг. 13 Пространствено разположение на използваните данни в находище "Челопеч".

Моделите на пространствено разпространение са изготвени за блокове с хоризонтални размери 50х50 m и височина 30 m, която детайлност е съобразена с начина на експлоатация на находището. Като метод на интерполация е използван анизотропен обратно пропорционален на разстоянията метод, като търсенето на найблизките проби се извършва поотделно за всеки октант около центъра на всеки блок. За да бъдат избегнати грешки при оценката на блокове извън областта на пробите, което е типично за използвания метод, моделите са екстраполирани на разстояние до 100 m около областта на използваните проби. Екстраполацията на разстояние до 100 m е оптимална и във връзка с размера на рудните тела в находището, като според Попов и др. (2012) напречното им сечение варира от 20 до 60 m, а дължината им по наклон е от 50 до 300 m.

Създаденият модел на разпространение на Аu-еквивалент потвърждава концепцията за предимно вертикалното разпространение на представените по-горе рудни тела в находището (фиг. 14). По-високите стойности на параметъра се установяват в централните части на двата рудни участъка. Единични зони с "аномално" високи стойности на Au-еквив. се забелязват в по-плитките източни хоризонти на участък "Централен", в близост до хоризонт 405. Открояват се и някои самостоятелни рудни тела от по-дълбоките хоризонти на участък "Запад" със стойности на 5 ррт.



Фиг. 14 Пространствено разпространение на Аи-еквивалент в находище "Челопеч".

На представения на фигура 15 триизмерен блоков модел на Au в находище "Челопеч", се забелязва прилика в геометрията на разпространение на елемента с тази на златния еквивалент. Разпространението на съдържанията на Au ясно маркира двата отделни рудни участъка в находището – "Централен" и "Запад". По данни от геоложката служба на "ДПМ Челопеч" ЕАД, средното съдържание на злато в находището към края на 2012г. е 3,54 ррт. Такива съдържания в порядъка 3-4 ррт се установяват предимно в централните зони на двата рудни участъка. Аномално високи стойности на съдържание на злато в рудите (> 5 ppm) се обособяват в североизточния фланг на участък "Централен" (фиг. 15). Тези съдържания вероятно се дължат на присъствието на едро агрегатно злато в участъка, изследвано по-подробно от Ковачев и др. (1988). Според характерните особености на тези златни агрегати, съпътстващите ги минерали и генезисът им, авторите предлагат отделянето им в самостоятелен морфогенетичен тип. Едрите агрегати от злато са високопробни, с размери до 2 mm и асоциират с минералите борнит, дигенит, анилит, барит и каолинит. Ковачев и др. (1988) предполагат, че едрите агрегати от злато, установени в находище "Челопеч" са образувани в следствие на процеси на преотлагане в последните фази на минералоотлагане.

Триизмерното представяне на разпространението на Au (фиг. 15) и Cu (фиг. 16) в находище "Челопеч" потвърждава предложения от Ковачев и др. (1992) модел за наличие на рудни тела с ядра от Cu-сулфидно орудяване със злато. Сходството в пространственото разпространение на елементите Au и Cu, се изявява в тенденция към повишаване на съдържанията на двата елемента в централните части на рудните участъци.



Фиг. 15 Пространствено разпространение на Аи в находище "Челопеч".

Отчетливо пространствено разпределение на съдържанията на Си, в рамките на рудните тела, не се забелязва на фиг. 16, което вероятно се дължи на разнообразието и равномерното разпространение на мед-съдържащи главни и второстепенни минерали в цялото находище. До известна степен се открояват двата рудни участъка, като в участък "Запад" средните съдържания на Си в находище "Челопеч" в размер на 1,3% (по данни от "ДПМ Челопеч" ЕАД за 2012г.) заемат по-широк обхват и имат по-голяма плътност сред рудните тела.



Фиг. 16 Пространствено разпространение на Си в находище "Челопеч".



([Cu, As, Cd], Bi, Sb, Te) Sn, S, ±(Se, Au, Fe, Ag)









([Y, P, La, Ca], Na, K) Mg, Mn, Sc, Rb, ±Ba







Фиг. 17 Пространствено разпространение на геохимичните асоциации, изведени по факторния анализ в находище "Челопеч.

Триизмерните модели на разпространение на Au-еквивалент, Au и Cu простраствено обособяват двата рудни участъка – "Запад" и "Централен" в находището.

Изведената по фактор 1 геохимична асоциация съответства на проявените *пирит-халкопиритова, енаргитова и тенантитова* минерални парагенези с главни минерали пирит, енаргит, лузонит, тенантит, тетраедрит и халкопирит, установявани сред промишлените рудни тела в находището. На триизмерния модел на разпространение на геохимичната асоциация по фактор 1 се забелязва слабо повишаване на стойностите в централните зони на рудните участъци и относително пошироко присъствие в участък "Запад" (фиг. 17 а). В северозападния фланг на находището е отделена самостоятелна зона от ниски до средни стойности на фактор 1, с ядро изградено от асоциацията [Си, As, Cd]. Най-големи стойности на фактор 1, съответно най-високи съдържания на елементите от изведената по фактора геохимична асоциация, се наблюдават в дълбоките централни части на участък "Запад.

Триизмерното представяне на разпространението на фактор 2 (-) потвърждава модела, при който елементите Y, P, La, Ca, Na и K се извличат от интензивно аргилизираните скали по време на хидротермалните изменения. Това е причината фактор 2 (-) да се установява само в периферните части на двата рудни участъка, в зоните на най-слаба хидротермална промяна (фиг. 17 b).

Пиритът е най-често установяваният и най-широко разпространен минерал в находище "Челопеч". Тази широка обхватност се потвърждава от представения триизмерен модел на разпространение на геохимичната асоциация Fe, ±S, изведена по фактор 2 (фиг. 17 с). Липсата на други елементи, които да се приобщават към тази асоциация е ясен белег за независимост на двойката Fe-S и за повсеместното наличие на "чист" пирит без елементи-примеси в находището.

Геометрията на разпространение на геохимичната асоциация ([V], Al), Sc, Ti, ±Sr е до голяма степен в противоречие с по-горе споменатата теория за повишаване на съдържанието на Al във вътрешната зона на основното промишлено орудяване в находището. Наличието на по-високи стойности на фактор 3 (-) в периферните участъци на находището е доказателство за връзка на изведената по фактора геохимична асоциация с хидротермалните процеси (фиг. 17 d). Потвърждава се мобилното поведение на V по време на тези процеси, изразено в извличането му от интензивно аргилизитовите зони.

Статистически изведената [Zn, Pb] геохимична асоциация показва независимост на галенит-сфалеритовата парагенеза без участие на халкопирит. На триизмерния модел на разпространение на геохимичната асоциация се наблюдава липсата на добре изразена минерална зоналност в рамките на рудните тела в участък "Централен" (фиг. 17 е). Олово-цинковата асоциация се простира по периферията на целия участък "Запад", а не в рамките на отделните рудни тела. По-голяма концентрация и с по-високи стойности на асоциацията се установяват в северозападните части на находището.

Геохимичната асоциация (Co), Ni, Fe, S, Au, ±Se може да се свърже с неширокото разпространение на пиритова минерализация със съдържание на Co, Ni, Au и Se под формата на елементи-примеси, което се коментира по-горе в текста. Предполага се, че това е по-късно образуван пирит, без специфичен зонален обхват, но с известно завишаване на съдържанията му в рудите от по-дълбоките части на находището (фиг. 17 f).

Наблюдаваното на триизмерните модели пространствено обособяване на двата рудни участъка ("Запад" и "Централен") и геохимичните асоциации се дължи на структурни, петрографски, минераложки и геохимични предпоставки, чието пълно изясняване изисква допълнителни данни и наличие на 3D структурен модел. Откроени са някои различия в разпространението на главни елементи и геохимични асоциации в участъците. На триизмерните геохимични модели се установява тенденция за конусообразно събиране В дълбочина на "рудните тела". оформени ОТ разпространението на златния еквивалент и геохимичната асоциация Cu-As-Cd. Центърът на това конусообразно събиране се определя от наклона на телата от участък "Запад" на югоизток, а на тези от централните зони на участък "Централен" на югозапад.

Наличието на допълнителни данни и проследяването на пространственото разпространение на златния еквивалент и геохимичната асоциация Cu-As-Cd, би довело до откриване на потенциално перспективни участъци за установяване на нови рудни тела в находището. На изготвените триизмерни геохимични модели такива потенциално перспективни участъци отели такива потенциално перспективни участъци в находището. На изготвените триизмерни геохимична модели такива потенциално перспективни участъци отели такива потенциално перспективни участъци в находището. На изготвените триизмерни геохимични модели такива потенциално перспективни участъци се набелязват в северна и югоизточна посока в участък "Запад", както и в североизточната част на участък "Централен".

6. Форма на присъствие на изследваните елементи

6.1. Микроскопски изследвания

В този раздел на дисертационния труд се разглежда минералния състав на орудяването в участък "Запад", в новоустановени рудни тела на блок 149 на златномедното находище "Челопеч", въз основа на 110 образеца, от които са изготвени полирани препарати, изследвани в микроскоп с отразена светлина. Наблюдавани са две генерации пирит, както и енаргит, фази от редицата тенантит-тетраедрит, халкопирит, борнит, ковелин, идаит, станоидит и самородно злато. Описани са техни характерни особености и взаимоотношения.

За определяне на химическия състав на рудни минерали от находище "Челопеч" са проведени редица рентгеноспектрални количествени анализи.

Рудната минерализация в находище "Челопеч" се характеризира с богато геохимично разнообразие. Основните промишлени компоненти, добивани в находището, са мед, злато и сребро. Те са в силна корелационна връзка с високи съдържания на арсен, обусловен от химизма на сулфосолите тенантит, енаргит, лузонит и фаматинит, както и със завишени съдържания на сяра, чийто основен носител е пиритът. Освен пирит, най-често срещани рудни минерали в блокове 149 и 151 са тенантит и енаргит, докато борнит, халкопирит и ковелин са много редки. Установени са и редица редкометални минерализации, част които имат промишлено значение, а други единствено спомагат генетичното И геохимичното изясняване за на рудообразувателните процеси в находището. От нерудните минерали най-често се срещат кварц, барит и каолинит.

Пиритът в разглежданите рудни тела от блок 149 и 151 от находище "Челопеч" е дефиниран в две генерации, които се различават по форма на присъствие и характерни взаимоотношения с останалите минерали. Пирит от първа генерация е впръснат сред изменените скали или образуващ интензивни участъци. Минералът притежава идиоморфна, хипидиоморфна или неправилна форма, също така сферична форма с

концентричнозонална или радиално-лъчеста структура. В него често се срещат зони на нарастване, маркирани от нерудни минерали (фиг. 18 g.). Пирит от втора генерация се образува предимно в жилки, които разсичат впръснатия и масивен по-ранен пирит. В определени случаи пирит от втора генерация е образуван преди енаргита от участък "Запад", тъй като някои от зоните на растеж на пирита са заместени от енаргит (фиг. 18 е.).



- Фиг. 18. Микрофотографии на препарати от златно-медно находище "Челопеч" (отразена светлина, успоредни николи).
 - а. включение от тенантит (Tn), сред зонален пирит (Py), чийто зони следват формата на тенантитовото минерално зърно. Характерен атолообразен тип пирит (Py) в лявата половина на видното поле. Нерудният минерал (черно), оформящ пиритните "атоли" вероятно е заместен по-късно от тенантит (Tn) и галенит (Ga);
 - b. удължен агрегат от самородно злато (Au) в енаргит (En) и пирит (Py) в ляво;
 - с. основна маса от сфалерит (Sp) и пирит (Py) с т.н. "bird's-eye" ("птиче око") текстурна форма. Сравнително рядко установявани в изследваните препарати зърна от ковелин (Cv);
 - d. пирит (Ру) сред маса от нерудни минерали (черно) и "капчици" от сфалерит (Sp). На пиритните участъци с по-светъл, леко розов цвят е направен рентгенов микроанализ, показващ малко по-високо съдържание на Сu.

Енаргитът е широко разпространен минерал в изследваните блокове и като цяло в находището. Често се установява в асоциация с пирит, борнит, халкопирит, тенантиттетраедрит, лузонит и фаматинит. Освен тези минерали, в парагенеза с енаргита влизат сравнително по-рядко срещаните голдфилдит, станоидит, идаит, колусит, хемусит и германит. Енаргитът от рудните тела на блок 149 образува по-едрозърнести агрегати или единични кристали сред баритова минерална маса и е в асоциация с тенантит, пирит и халкопирит. Установени са енаргитови минерални маси, разсечени от фини жилки от по-късен пирит, халкопирит и борнит. В изследваните образци от блок 151 енаргитът е наблюдаван съвместно с пирит, халкопирит, ковелин, станоидит, идаит, фаматинит самородно злато (фиг. 18 b.).

Фаматинитът е относително рядък минерал в участък "Запад". Той асоциира с енаргит под формата на дребни зърна в размер на 100-200 µm. В някои случаи е трудно да се разграничи от лузонита единствено по своите оптични характеристики.

Тенантитът е един от най-често установяваните минерали в изследваните полирани препарати. Тенантитът заедно с енаргита е основния носител на мед и арсен в рудите на находището. В изследваните препарати двата минерала се срещат съвместно, но отчетливо се различават един от друг по изразената анизотропия на енаргита и по-светлосивия цвят на тенантита. Структурата на тенантита обикновено е хипидиоморфна или алотриоморфозърнеста, като често асоциира с пирит или е в непосредствена близост до нерудни минерали (фиг. 18 а.). Забелязва се силна корелационна привързаност на тенантита с пирит, енаргит и халкопирит.

Халкопиритът се среща като отделни агрегати с неправилна форма или финни прожилки в пирита и енаргит. На места се наблюдава заедно с борнит и самородно злато.

Галенит-сфалеритовата минерализация най-често асоциира с тенантиттетраедрит, пирит, барит и понякога халкопирит (фиг. 18 а., с.). Представена е от дребнозърнести агрегати от галенит и по-едрозърнести минерални маси от сфалерит. В изследваните полирани препарати от блок 149 се установява преимуществено присъствие на сфалерита над галенита. Минералите галенит и сфалерит се срещат рядко в участък "Запад" на находището. Те се наблюдават като финни зърна (фиг. 18 а., d.), а в някои случаи сфалерита е установяван като големи агрегати (фиг. 18 с.).

В участък "Запад" минералите сфалерит и галенит се установяват в периферните зони на рудните тела, което е характерно представяне на асоциацията и в участък "Централен".

Борнитът се установява предимно като прожилки, сред енаргит или пирит, а понякога е образуван за сметка на халкопирита. В него се наблюдават включения от самородно злато.

Самородното злато е представено от неправилни по форма, фини (10-50 µm) прожилки, които се срещат сред енаргит, халкопирит и пирит или като отделни агрегати в жили от борнит, в асоциация с пирит и барит (фиг. 18 b.). Химическият състав на златото се отличава с относително ниско съдържание на сребро и постоянно присъствие на мед като елементи-примеси (табл. 4, анализи №9-11). Едро агрегатното злато с размери на зърната около 2 mm, описано в участък "Централен" на находището (Ковачев и др., 1988), не се установява в изследваните препарати от западния участък.

Ковелинът е рядък минерал, представен от дребни несиметрични агрегати с хипидиоморфна структура развити по халкопирит сред енаргит, съвместно с фаматинит, станоидит, идаит пирит (фиг 18 с.).

Минерал				Самородно злато							
Анализ \ Елементи (wt.%)	Nº 1	Nº 2	Nº 3	Nº 4	Nº 5	Nº 6	Nº 7	Nº 8	Nº 9	Nº 10	Nº 11
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	87,71	88,41	89,92
Cu	-	-	0,47	1,97	0,74	0,10	0,07	0,90	7,93	4,29	2,89
S	53,47	54,99	54,93	54,54	53,24	51,41	53,43	52,63	-	-	-
Fe	46,27	44,61	44,23	43,02	46,01	48,49	46,33	46,24	-	-	-
Со	0,11	0,14	0,12	0,12	-	-	-	0,15	-	-	-
Ni	0,04	0,05	0,04	0,06	-	-	0,05	0,08	-	-	-
Те	0,10	0,21	0,11	0,11	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	0,10	0,18	-	-	-	-	-	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	0,12	-	4,57	7,45	4,82
Σ	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,21	100,15	97,63

Табл. 4 Резултати от количествени рентгеноспектрални анализи на минерали от руден блок 149, участък "Запад", находище "Челопеч".

Кристалохимични формули на минералите в таблица 4:

Минерал	Анализ	Формула
Пирит	Nº 1	(Fe 0,994 Co 0,002 Ni 0,001 Te 0,001) 0,998 S 2,002;
Пирит	Nº 2	(Fe _{0,951} Co _{0,003} Ni _{0,001} Te _{0,002}) _{0,957} S _{2,043} ;
Пирит	Nº 3	(Fe 0,944 Cu 0,009 Co 0,002 Ni 0,001 Sb 0,001 Te 0,001) 0,958 S 2,042;
Пирит	Nº 4	(Fe 0,922 Cu 0,037 Co 0,002 Sb 0,002 Ni 0,001 Te 0,001) 0,965 S 2,035;
Пирит	Nº 5	(Fe ₀,990 Cu ₀,014) 1,004 S 1,996; № 6 (Fe 1,053 Cu ₀,002) 1,055 S 1,945;
Пирит	Nº 7	(Fe _{0,996} Ag _{0,002} Cu _{0,001} Ni _{0,001}) _{1,000} S _{2,000} ;
Пирит	Nº 8	(Fe 0,998 Cu 0,017 CO 0,003 Ni 0,002) 1,020 S 1,980;
Сам. злато	№ 9	(Au _{0,727} Ag _{0,069} Cu _{0,204}) _{1,000}
Сам. злато	№ 10	(Au 0,767 Ag 0,118 Cu 0,115) 1,000
Сам. злато	№ 11	(Au _{0,835} Ag _{0,082} Cu _{0,083}) _{1,000}

Въз основа на получените данни от първоначалните изследвания на рудните тела в блокове №149 и №151 в участък "Запад", може да се предположи, че няма съществени различия в общите характеристики на изследваните минерализации с тези от централната част на находище "Челопеч". В участък "Запад" също е широко разпространена парагенезата, включваща минерали от основната Cu-As-Au асоциация. Не са установени в участък "Запад" редките, но същевременно типични за по-горните централни части на находището минерални представители на Cu-Pb-Bi-S-Se, Pb-Bi-Hg-Te-Se и Cu-Au-Ag-Te геохимични асоциации.

Наблюдава се типичната закономерност на разпределение на галенитсфалеритовата парагенеза в периферните части на рудните тела, установена от Терзиев (1966, 1968) и потвърдена в изследванията на Мутафчиев (1967), Ковачев (1979), Ковачев и др. (1992).

Получените резултати подкрепят описаните по-горе статистически мултиелементни анализи, допълват проведените минераложки и геохимични изследвания, и са добра основа за бъдеща по-детайлна съпоставка на минераложките

особености на новоустановени рудни тела и характера на минерализацията в участъци "Запад" и "Централен" на находище "Челопеч".

6.2. LA-ICP-MS анализи

Част от резултатите от проведени LA-ICP-MS анализи на проби от находище "Челопеч" са представени в таблица 5. Към данните от тези анализи в таблица 5 са добавени и съдържанията на изследваните елементи по литературни данни (Cook et. al., 2011) в борнит от находища "Челопеч" и "Радка". Забелязва се многократно завишеното съдържание на Au (1,2 ppm), Bi (839 ppm), Se (299 ppm) и Te (75 ppm) в борнита от находище "Челопеч", в сравнение с това от находище "Радка".

Като постоянни примеси в пирита се установяват Cu (< 37080 ppm), Mn (< 3738 ppm), Co (< 1229 ppm) и As (< 1146 ppm) (таблица 5). Съдържанията на арсен (As) в анализираните пиритови зърна показват вариации от 69,92 ppm до 1145,82 ppm. Дълбочинните спектри на арсена са сравнително постоянни (фиг. 19), което е признак за структурна свързаност на елемента в решетката на пиритовите кристали. С неравномерни съдържания се характеризират златото (<26 ppm), среброто (<38 ppm), селена (<428 ppm) и телура (<944 ppm), чиито дълбочинни спектри се корелират добре помежду си.

Липсата на отчетлива корелация (успоредност) на дълбочинните спектри на тези елементи със спектъра на желязото е причина за несигурност, относно присъствието им в пирита – под формата на елементи-примеси или като минерални микровключения.



Фиг. 19 LA-ICP-MS дълбочинни спектри на пирит (аблационна точка № d.B., представена на фиг. 25)

С постоянни, ниски съдържания в пирита се установяват Zn (< 516 ppm), Bi (< 82 ppm), Sb (< 74 ppm), Cr (< 63 ppm), Ge (< 62 ppm) и Ni (< 37 ppm), а в отделни анализи присъстват Sn, Mo, W и Ga. В анализите се констатират постоянни съдържания на Pb (<

6484 ppm), които вероятно се дължат на микровключения от галенит. На включения от TiO₂ се дължат завишените съдържания на Ti (< 4039 ppm) в някои от анализираните пиритови зърна.

В енаргита, по данни от LA-ICP-MS анализите, се установяват Sb, Sn, Bi, Se и Te. Антимонът достига до 27212 ppm, като замества позиции на арсена. Калаят е установен в съдържания до 15094 ppm, а бисмутът до 9045 ppm (табл. 5). Констатираните максимални съдържания на примеси от Se и Te в енаргита са съответно 5725 ppm и 1708 ppm. Дълбочинните спектри от LA-ICP-MS анализите отразяват разпределението на елементите в дълбочина с навлизане на аблационния лъч в енаргитовото зърно. Постоянните успоредни спектри и правата корелация на As с Sb и Sn, доказва структурната свързаност на елементите Sb и Sn в решетката на минерала. Спектърът на Bi, който също се отнася към характерните елементи-примеси в енаргита от находището е относително постоянен и с добра корелация с този на As.



Фиг. 20 LA-ICP-MS дълбочинни спектри на енаргит (анализ №6, табл. 5)

Халкопиритът е относително рядък по разпространение минерал в руден участък "Запад". Среща се като отделни ксеноморфни зърна или тънки жилки, често около пирита. Наблюдавани са неправилни халкопиритови агрегати заедно с борнит сред тенантит. Анализираният халкопирит съдържа примеси от Se (< 304 ppm), Ni (< 187), As (< 112 ppm), Sn (< 67 ppm) и Ge (< 45 ppm) (табл. 5).

Сфалеритът е представен от неправилни агрегати с дребни включения от галенит и халкопирит. На места е кородиран от нерудни минерали. Наблюдавани са хипидиоморфни агрегати, процепени от финни прожилки пирит. Сфалеритът от изследваните рудни препарати показва завишени съдържания на примеси от Fe, Cu и Cd (табл. 5). Високите съдържания на Cu (20317 ppm) и Fe (17107 ppm) корелират с повишени стойности на Mn (1712 ppm) в един от анализите. Установени са редки, повисоки съдържания на примеси от Ge (388 ppm) и As (869 ppm). Табл. 5. Съдържания на елементи в рудни минерали, определени чрез LA-ICP-MS анализи (Ан. № 3 нах. "Челопеч" и Ан. № 4 нах. "Радка" по Cook et. al., 2011).

	Анализ № / Минерал										
Елемент	Nº1	Nº2	Nº3	Nº4	Nº5	Nº6	Nº7	Nº8	Nº9	Nº10	
(ppm)	Сру	Сру	Bn	Bn	Ру	En	En	En	Sph	Sph	
Ag	<0,93	5,03	194,00	121,00	27,94	8,34	23,39	51,62	14,35	3,35	
As	111,65	17,52	-	-	1145,82	231691,00	282520,53	254585,39	<2.98	<3.15	
Au	<0,38	0,74	1,20	0,001	1,55	10,46	1,71	7,62	<0,05	<0,12	
Bi	4,77	2,86	839,00	134,00	36,56	213,53	9044,88	6244,20	<0,15	<0,19	
Cd	<10,52	<2,69	-	-	4,42	7,04	8,06	6,02	3132,90	3895,99	
Со	<1.34	<0.24	0,01	-	2,18	<0.34	<0.54	0,39	<0.28	<0.32	
Cr	32,89	36,45	-	-	56,15	<8.84	<9.84	<10.84	<6.69	<9.00	
Cu	346300,00	346300,00	-	-	3611,93	484100,00	484100,00	484100,00	20317,57	7339,51	
Fe	323149,05	411300,08	-	-	441600,00	4064,81	5890,81	6891,29	17106,65	35869,32	
Ga	61,48	2,40	47,00	12,50	8,73	<0,94	<0,96	<0,94	74,61	83,35	
Ge	44,28	44,66	6,40	19,50	46,36	22,45	32,44	25,78	22,93	31,94	
Hg	<1.45	<0.72	-	-	0,97	8,35	12,03	19,90	63,32	64,82	
In	9,94	0,75	0,10	1,60	1,42	45,35	38,31	60,34	1,95	0,33	
Mn	35,72	44,41	-	-	111,69	6,83	4,83	13,56	1712,58	142,95	
Мо	<3.83	<1.34	-	-	<0.53	<1.40	<1.44	<1.09	<0.85	<1.19	
Ni	169,86	186,89	-	-	7,78	264,40	278,21	268,37	10,30	4,55	
Pb	169,96	24,35	-	-	11426,44	63,99	439,16	381,02	84,38	1,69	
Pd	8,37	8,73	-	-	<0,14	15,35	12,31	14,27	0,47	0,28	
Pt	<0.73	<0.21	-	-	<0.21	<0.32	<0.22	<0.31	<0.17	<0.17	
Re	<0.89	<0.21	-	-	<0.18	<0.29	<0.39	<0.27	<0.15	<0.14	
Sb	4,21	2,87	11,00	0,44	2,52	7354,00	18396,02	27212,15	1,30	<0,39	
Se	<45,80	304,36	299,00	1,50	135,15	296,13	4653,46	5725,03	9,69	<10,11	
Sn	<2,83	67,10	2,00	1,00	<0,59	5635,00	9369,53	15093,76	15,90	5,21	
Та	<0.31	< 0.05	-	-	<0.05	<0.05	< 0.09	<0.05	< 0.04	<0.06	
Те	<12.80	3,64	75,30	0,16	149,78	973,00	977,42	1708,32	<3,66	3,92	
Ti	21,12	12,70	-	-	17,14	56,82	17,82	14,82	17,78	10,29	
V	5,78	<0.94	-	-	1,18	6,07	<1.07	<0.83	<0.79	<1.02	
W	15,90	<0.22	-	-	4,89	145,60	20,29	21,06	< 0.399	<0.28	
7n	< 33 50	<10.90	_	_	515 64	163.00	226.95	387.40	655200.00	655200.00	

<u>Забележка</u>: със знак "<" са отбелязани резултати под границата на откриваемост на конкретния елемент за дадения анализ.

6.3. Изследване на газово-течни включения

За целите на настоящото изследване в инфрачервена светлина са анализирани кварц (фиг. 21 а., b.), пирит (фиг. 21 с., d.), сфалерит (фиг. 21 е.) и енаргит (фиг. 21 f.). Кварцовите кристали са изключително дребнозърнести и в тях е невъзможно да се открият годни за изследване флуидни включения.

Всички рудни минерали, които показват прозрачност в инфрачервена (IR) светлина са изследвани за флуидни включения. Повечето от наблюдаваните включения в пирит, сфалерит и енаргит са еднофазови (течна или газова фаза), предимно като единични включения с почти сферична форма. Рядко се установяват включения с удължена и/или неправилна форми. Почти всички наблюдавани включения са с размери под 1 µm. Те присъстват под формата на ивици или групи и са напълно непрозрачни (фиг. 21).



Фиг. 21. Микрофотографии на флуидни включения в минерали от нах. "Челопеч", наблюдавани в микроскоп с инфрачервена светлина: (*a., b. - кварц; с., d. - пирит; е.- сфалерит; f. – енаргит*).

Първоначално изследванията бяха насочени към изследване на пирит, поради сравнително по-големите по размер минерални зърна в образците. Повечето от изследваните пиритови кристали се оказаха непрозрачни под IR светлина. Включенията, които са установени са тъмни, непрозрачни и с изключително малки размери в порядъка на 2-3 µm, което е основното ограничение при еднозначното определяне на типа им и изследването на техните P-T-X параметри (фиг. 21 с., d.).

6.4. Лазерна "Раман" микроспектрометрия

Лазерната "Раман" спектроскопия е подходящ метод за качествено определяне на минерални видове.

Едно от основните предимства на метода е, че позволява химическа и структурна характеристика на проби с размер по-малък от 1 µм в диаметър, резолюция, която не е възможно да се постигне от конвенционалната петрография, микротермометрия и други спектроскопски методи (например инфрачервена спектроскопия). Въпреки сериозните преимущества на "Раман" спектроскопията, като метод за диагностика на рудни минерали се използва сравнително слабо, а базата данни RRUFF (Downs, 2006) за сравнение на получените спектри тепърва се обогатява.

Първите "Раманови" микроспектрални анализи на рудни минерали от златномедно находище "Челопеч" (англезит и кубанит) са разгледани в Petrov (2014) и представени по-долу в текста.

6.4.1. Резултати и сравнения на спектри от лазерна "Раман" микроспектрометрия

А) англезит и кубанит

С помощта на лазерната "Раман" микроспектроскопия са установени нови за находище "Челопеч" минерали, а именно англезит (PbSO₄) и кубанит (CuFe₂S₃).

Англезитът е типичен Pb-съдържащ вторичен минерал. В изследваните образци се среща съвместно с церусит, пирит, галенит, сфалерит и тенантит, по-рядко с енаргит, халкопирит, кубанит, ковелин и фаматинит, както и с нерудните минерали кварц, барит, анхидрит и каолинит (фиг. 22 а., b.). Англезитът по-често е установяван в по-горните нива на епитермалните системи, където зоната на окисление е благоприятна за образуване на сулфатни минерали. В следствие на влиянието на отворена структурна система, супергенни минерали като англезит и церусит биха могли да се установят и в по-дълбоките части на находищата съдържащи Pb-Zn минерализации.



- Фиг. 22. Микрофотографии на полирани скални препарати от златно-медно находище "Челопеч" (при отразена светлина и успоредни николи)
 - а. Англезит сред пиритова маса;
 - b. Минерално зърно от англезит сред пирит и нерудни минерали (черно);
 - с. Зърно от кубанит сред "атолен" тип пирит;

d.- Кубанитов минерален агрегат в контакт с халкопирит сред пиритова минерална маса и нерудни минерали

<u>Легенда:</u> Ang – англезит; Cpy – халкопирит; Cub – кубанит; Py – пирит. С кръг е маркирано мястото на облъчване с лазер.

Пространствените и структурни отношения на англезита са основание той да бъде причислен към карбонат-анхидритовата и отчасти към галенит-сфалеритовата минерални парагенези в находището.

На фигура 23 е представен полученият спектър на англезит от находище "Челопеч", сравнен с такива от база данни RRUFF (№R050408, естествен англезит от нах. "Цумеб", Намибия) и по Griffith (1970), като с числа са отбелязани позициите на основни вълни в спектъра на минерала. Характерни пикове в "Раманови" спектрални вълни на англезит от находище "Челопеч" и по литературни данни са представени в таблица 6, като във фигура 23 са включени само тези спектри получени при 514 nm дължина на вълната.



Фиг. 23 "Раман" спектри на англезит (PbSO₄) при 514 nm дължина на вълната (А: англезит по Griffith, 1970; В: англезит по база данни RRUFF №R050408, (нах. "Цумеб, Намибия); С: англезит анализ №15-6-10, (нах. "Челопеч", България).

Спектрите, получени при различни дължини на вълните, биха могли да се различават по интензитет, но не и по стойности на основните пикове на вълните. На представената фигура ясно се вижда, че характерните пикове се маркират при 78, 93, 138, 153, 184, 438, 449, 605, 643, 975, 1056 и 1157 ст⁻¹.

Някои от стойностите на тези пикове се различават с около 1-2 cm⁻¹ от спектрите на англезит по литературни данни, което е напълно допустимо и в рамките на чувствителността на уреда. От това следва, че микроспектралният анализ е достоверен, но присъствието на този минерал ще се потвърди и с други видове анализи в бъдещата работа на автора.

Ан. №15-6-10 нах. "Челопеч"	База данни RRUFF №R050408	по Griffith, 1970	по Beny, 1991	по Buzgar, 2009
78				
93	95		96	
138	136		133	
153		152		
184	184	184	181	
438	439	438	438	
449	450	449	449	450
605	606	604	605	553
		617	617	611
643	643	641	643	646
975	978	977	977	978
1056		1058	1052	1058
			1140	
1157	1158	1155	1156	1157

Табл. 6 "Раман" спектрални вълни на англезит (стт-1)

По-голямата разлика в шифта на спектъра или наличието на допълнителни, добре изразени пикове би могло да се дължи на включения от друг минерал в рамките на изследвания образец, включения от химични елементи или смущения в средата при процеса на анализиране.

Новоустановеният в находище "Челопеч" кубанит (CuFe₂S₃) е в асоциация с пирит, халкопирит, тенантит, сфалерит, кварц и анатаз. Този Cu-Fe-сулфид е похарактерен за високотемпературен тип хидротермални находища, в които се среща съвместно с пиротин, пентландит, пирит и сфалерит, най-често под формата на срастъци с халкопирит, съвместно с който съставлява основната медна руда в такъв тип находища. Кубанитът от находище "Челопеч" е много рядък руден минерал, отложен най-вероятно в началото на основния хидротермален стадий на минералообразуване и принадлежи към пирит-халкопиритовата минерална парагенеза. По литературни данни за кубанит от нах. "Хендерсен-2", Канада (база данни RRUFF №R061068), позициите на пиковете на "Раман" спектрите са указани на 126, 285, 332, 373 и 469 сm⁻¹ (фиг. 24). Микро-Рамановите спектроскопски изследвания върху синтетичен кубанит показват силни вълнови режими при 286, 374 и 469 сm⁻¹ и слаби при 328 сm⁻¹ (табл. 7). Предполага се, че пиковете при 286, 332, 374 сm⁻¹ маркират групата на Fe-S, а този при 469 cm⁻¹ на Cu-S във вълновия спектър на естествен кубанит при стайна температура (Chandra et. al., 2001).

Изследваните кубанитови минерални зърна са в порядъка на 2-3 µм, често прораснали с халкопирит сред пиритов матрикс. Именно на микроскопични включения от халкопирит и пирит в анализирания кубанит от находище "Челопеч" се дължат сравнително добре изразените пикове на вълните при 342 и 426 ст.¹ в анализ №15-6-11, както и при 337 и 427 ст.¹ в анализ № 26-4-02.



Фиг. 24 "Раман" спектри на кубанит (CuFe₂S₃) при 532 nm дължина на вълната (А: кубанит по база данни RRUFF №R061068, нах. "Хендерсен-2", Канада; В: кубанит анализ №15-6-11 нах. "Челопеч"; С: кубанит анализ №26-4-02, нах. "Челопеч").

	Табл. 7 "Раман"	спектрални вълни	и на кубанит (cm ⁻¹)
--	-----------------	------------------	----------------------------------

Ан. №15-6-11 (нах. "Челопеч")	Ан. №26-4-02 (нах. "Челопеч")	База данни RRUFF №R061068	Синтетичен кубанит (Chandra et. al., 2001)
128		126	
287	287	285	286
		332	328
342	337		
375	375	373	374
426	427		
471	471	469	469

С оглед разширяване на възможностите на лазерната "Раман" спектроскопия са проведени серия от микроспектроскопски анализи върху зонални минерали, наблюдавани в полирани препарати от златно-медно находище "Челопеч". В допълнение към "Рамановите" спектроскопски изследвания върху зоналните минерали са проведени и LA-ICP-MS анализи. Установено присъствието на мед-съдържащи пирит и сфалерит от находище "Челопеч". Средно високите стойности на корелация между Fe и Си подсказват сходно пространствено и геохимично поведение на тази двойка елементи в минералната система на находището. Това предположение се подкрепи от

честото присъствие на Си в състава на пирита от находище "Челопеч", установено в процеса на изследователската работа по дисертационния труд. Този типохимичен белег е характерен както за атолообразния, така и за кристалния пирит, описани по-горе в текста и обект на изследване също от Ковачев и др. (1988), които го установяват със съдържание на Си до около 1,5 wt. % и в асоциация с едроагрегатно злато в находището.

За изясняване начина на присъствие на медта в състава на пирита – като микровключения от мед-съдържащи минерали или под формата на елемент-примес, в случая е използвано едно от основните предимства на лазерната "Раман" микроспектроскопия, а именно качествена характеристика на проби с размер по-малък от 1 µм. Под микроскоп в отразена светлина са наблюдавани два типа зонален пирит с октаедрична (*mun I*) и коломорфна (*mun II*) структура (фиг. 25).



- Фиг. 25 Микрофотографии на препарати от златно-медно находище "Челопеч" (отразена светлина, успоредни николи).
 - а. Зонален масивен пирит (Pyr) с тесни тъмни ивици и нерудни минерали (черно);
 - b. Масивен пирит, с редуване на широки тъмни и светли зони, сред нерудни минерали (черно);
 - с. Основна маса от пирит с октаедрични тъмни и светли зони. Сред пирита се наблюдават посветли участъци, дължащи се на прораствания с халкопирит;
 - d. Хипидиоморфен пиритов агрегат с редуване на тъмни и светли зони на нарастване. Пиритът е процепен от енаргит (En). В съседство се наблюдават ксеноморфни агрегати от халкопирит (Cpy), борнит (Bn), лузонит (Luz) и кубанит (Cub сред основна маса от енаргит и ксеноморфни единични агрегати от пирит (светложълто).
 - е. Сфалеритово (Sp) минерално зърно с тъмен участък сред нерудна минерална маса;
 - f. Сфалерит сред неруден матрикс и ивица от коломорфен пирит с тъмни ивици от халкопирит. Наблюдават се по-едри хипидиоморфни пиритови зърна горе в ляво на видното поле.

<u>Забележка:</u> С малък кръг са маркирани местата на "Рамановите" микроспектроскопски анализи (например -. а.1 и а.2), а с голям са отбелязани участъците на LA-ICP-MS анализ (например - а.А и а.В).

Двата типа пирит асоциират с енаргит, халкопирит, борнит, лузонит, кубанит и сфалерит. В съседство на рудните минерали се установяват кварц, барит и каолинит, по-рядко дикит и апатит като гангови минерали. Много малкият размер на ивиците в пирита от *mun I и II* не позволява точното определяне на съдържанието на елементипримеси в тези участъци на минерала с използването на рентгеноспектрални LA-ICP-MS анализи, но с помощта на лазерерна количествени и "Раман" микроспектроскопия би могло да се докаже, че вариациите в оптичните характеристики на тъмните и светли зони се дължат на различен химичен състав. Тези различия се маркират с характеристични пикове на получените "Раманови" спектри, представени в таблица 8 и на фигура 26. Анализът на спектрите показва, че пиковете на вълните при 341, 377 и 428 cm⁻¹ маркират групата на Fe-S, а тези при 470 cm⁻¹ групата на Cu-S във вълновия спектър на тъмните зони на пирит от *mun I* (анализ № а.2.). Светлите зони на същото минерално зърно показват типични "Раманови" спектри на "чист" пирит от находище "Челопеч" (фиг. 26, табл. 8, анализ № а.1.).



Фиг. 26 "Раман" спектри на пирит и халкопирит от находище "Челопеч" при 532 nm дължина на вълната (А. – пирит, анализ №а.1.; В. – пирит, анализ №а.2.; С. – пирит + халкопирит, анализ №с.1; D. - халкопирит, анализ №d.1.).

Забележка: Местата на анализите са показани на Фиг. 25.

Пирит (ан. №а.1., нах. "Челопеч")	Пирит (ан. №а.2., нах. "Челопеч")	Пирит+халкопирит (ан. №с.1., нах. "Челопеч")	Халкопирит (ан. №d.1., нах. "Челопеч")
			172
		294	293
			322
340	341	343	353
377	377	379	370
428	428	428	
	470	468	468
			615
			705

Табл. 8 "Раман" спектрални вълни на пирит и халкопирит (ст.⁻¹)

Проведените анализи от настоящото изследване, както и публикувани данни за минералния състав на руди в златно-медно находище "Челопеч" (Petrov et al., 2013), показват, че зоналността на пирит *mun l* има химична природа и е свързана с вариации в съдържанието на елементи-примеси, представени предимно от Cu и в отделни случаи от As, Te и Au. По-светлите участъци сред пирита *mun l* (фиг. 25 с.) се дължат на минерално прорастване на пирит и халкопирит, маркирано с пиковете на вълните при 343 и 379 cm⁻¹ - характерни за пирит, както и 294 и 468 cm⁻¹ - за халкопирит, на представените на фигура 26 "Раман" спектри. Субмикроскопичните включения от халкопирит и наличието на Cu под формата на елемент-примес, са причина за разликата в съдържанията на Cu в изследваните пиритови зърна. В анализите с повисоки съдържания на Cu се забелязва също повишаване на Pb (ан. № а.А. – 6484 ppm) и Mn (ан. № d.А. – 3738 ppm) като примеси в пирита. Това разнообразие в химизма и наличието на зоналност в изследваните пиритовите зърна от находището свидетелства за цикличност в рудообразувателните процеси, проявена в различни по състав минералообразувателни флуиди.

Изучаваното сфалеритово зърно с по-тъмен участък (фиг. 25 е.), също съдържа мед под формата на минерални включения от халкопирит. LA-ICP-MS анализът на зонални сфалеритови зърна от централните участъци на рудни тела от блок 149 на находището представи съдържания на Cu в порядъка от 245 до 20317 ppm, като повишаването на съдържанието на мед е свързано с повишаване на Fe (до 17106 ppm) в сфалерита. Микроскопските изследвания и лазерната "Раман" микроспектрометрия на полираните препарати показват структура на прорастване на сфалерита със неориентирани включения от халкопирит. Минералните включения от халкопирит в сфалерит са доста широко изследвани и описвани в препарати от повечето масивносулфидни находища в света, чрез използване на рудна микроскопия (Barton, Bethke, 1987). Те са свързвани с процеси на разпад на твърди разтвори (exsolution) или получени в резултат на заместване на Fe-съдържащ сфалерит от халкопиритови агрегати. Произходът на тези микровключения от халкопирит в сфалерита все още не е напълно ясен, като според Craig, Vaughan (1994) температурно зависимият разпад на твърди разтвори не би могло да се приеме за причина за образуване на тези минерални прораствания.

Анализът и сравняването на резултатите от "Рамановата" спектроскопия на сфалеритово зърно със спектър от база данни RRUFF, ясно изтъква възможностите на този метод за качествена характеристика и установяване на минерални включения в рудни минерали. Характеристичните пикове при 289, 369 и 468 стп-1 на вълновия спектър на анализ № е.2. (фиг. 27, табл. 9), доказват именно наличието на включения от халкопирит в сфалерита, а не присъствието на Си като елемент-примес.



Фиг. 27 "Раман" спектри на сфалерит и халкопирит при 532 nm дължина на вълната (А. – сфалерит, нах. "Челопеч", анализ №е.1.; В. – сфалерит, база данни RRUFF №050005, нах. "Таолин", Китай; С. – сфалерит+халкопирит, нах. "Челопеч", анализ №е.2.; D. – халкопирит, нах. "Челопеч", анализ № f.1.).

Сфалерит (ан. №е.1., нах. "Челопеч")	Сфалерит, RRUFF № R050005	Сфалерит+халкопирит (ан. №е.2., нах. "Челопеч")	Халкопирит (ан. №f.1., нах. "Челопеч")
177	178	176	171
216	217	216	266
		289	290
	299		319
347	350	347	353
		369	370
397	397	409	
420	420	420	
447	449		
		468	468
615	616	615	
637	639	639	
668	669	670	

Табл. 9 "Раман" спектрални вълни на сфалерит и халкопирит (ст.1)

Повишеното съдържание на Cu и Cd в сфалерита от находището са причина за високата им корелация и сходно геохимично поведение описани по-горе в текста.

На фигура 28 са представени микрофотографии на полиморфни модификации на минерали или такива с много близък химичен състав от златно-медно находище "Челопеч", наблюдавани под микроскоп в отразена светлина.

"Рамановата" микроспектроскопия ясно отделя наблюдаваните на фигура 28а. пирит и марказит. На представените спектри на фигура 29 и пикове в таблица 10 се установява, че пикът при 428 ст⁻¹ на вълновия спектър на пирита маркира съществената разлика в анализа на двата минерала.

От фигура 30 и таблица 11 се вижда, че бърза и точна диагностика на двойка минерали с еднакъв химичен състав може да се направи и при анализ на енаргит и пониско температурната минерална разновидност на групата Cu-As-S – лузонит. Съществени разлики в спектрите на двата минерала се маркират от пиковете при 566 и 578 cm⁻¹ на вълновия спектър на лузонита, които липсват в спектъра на енаргита. Разликата в двата минерала проличава и от типичните за енаргита спектрални пикове при 337 и 382 cm⁻¹.

Сериозните преимущества на "Рамановата" спектроскопия за качествена диагностика на полиморфни модификации на минерали проличава на фигура 31 и таблица 12, при установяване на точната минерална разновидност съставена от TiO₂, а именно рутил или анатаз. Получените спектри при анализиране на минерала, показан на фигура 28с. са сравнени с такива от база данни RRUFF. Съществените разлики в позициите на пиковете на съпоставените спектри доказват, че иглестите агрегати, запълващи кородиралия неруден минерал са представени от анатаз.



- Фиг. 28 Микрофотографии на препарати от златно-медно находище "Челопеч" (отразена светлина, успоредни николи).
 - а. Пирит (Ру) заместен частично от марказит (Mar), сред нерудни минерали (черно и сиво);
 - b. Ксеноморфни агрегати от енаргит (En) и тенантит (Tn), процепени от халкопирит. На места единични агрегати от лузонит (ан. 2-2). Идиоморфен пирит (Ру) в долния ляв ъгъл на видното поле и неправилен агрегат от халкопирит (Сру) горе в дясно.
 - с. Идиоморфен неруден минерал (апатит?), кородиран от кварц (Qz) и анатаз (Ant);
 - d. Сред гангова минерална маса се наблюдава реликтова матрица на идиоморфен минерал, запълнена предимно от вюртцит (Wurt) и неправилен агрегат от галенит (Ga), с неруден минерал в периферията.

В полираните препарати под микроскоп бе наблюдавано минерално зърно, наподобяващо по оптични свойства сфалерит (фиг. 28 d.). В следствие на проведения микроспектрален "Раман" анализ се установи, че зърното е от вюртцит.

Галенитово зърно, наблюдавано в периферията на вюртцита (фиг. 28 d.), също бе анализирано чрез "Раманова" микроспектрометрия, а полученият спектър е сравнен с такъв на галенит от находище "Банска Щявница", Словакия. Съвпадението между двата "Раманови" спектъра на минералите е 98 %.



Фиг. 29 "Раман" спектри на пирит и марказит при 532 nm дължина на вълната (А. – пирит, нах. "Челопеч", анализ №1-1; В. – пирит, база данни RRUFF №050190, нах. "Хуанзала", Перу; С. – марказит, нах. "Челопеч", анализ №1-2; D. – марказит, база данни RRUFF № 060882, нах. "Иви", САЩ).

Табл. 10 "Раман" спектрални вълни на пирит и марказит (стт-1)

Пирит (ан. №1-1, нах. "Челопеч")	Пирит RRUFF № R050190	Марказит (ан. №1-2, нах. "Челопеч")	Марказит RRUFF № R060882
341	342	322	324
377	378	386	387
428	428		



Фиг. 30 "Раман" спектри на енаргит и лузонит при 532 nm дължина на вълната (А. – енаргит, нах. "Челопеч", анализ №2-1; В. – лузонит, нах. "Челопеч", анализ №2-2; С. - лузонит, база данни RRUFF №R060390, нах. "Чинкуаши", Китай).

Табл. 11 "Раман" спектрални вълни на енаргит и лузонит (стт.)

Енаргит (ан. №2-1, нах. "Челопеч")	Лузонит (ан. №2-2, нах. "Челопеч")	Лузонит RRUFF № R060390
287	280	280
337	323	322
382	368	367
	566	567
	578	578
682	638	638



Фиг. 31 "Раман" спектри на рутил и анатаз при 532 nm дължина на вълната (А. – рутил, база данни RRUFF № R050417, нах. "Шампион", САЩ; В. – анатаз, нах. "Челопеч", анализ №3-1; С. – анатаз, база данни RRUFF № R070582, нах. "Аскер", Норвегия).

таол. Iz "гаман спектрални вылни на ругил и анатаз (сп	Табл.	12 "Раман'	спектрални	вълни на	рутил и анатаз	(cm-1)
--	-------	------------	------------	----------	----------------	--------

Рутил RRUFF № R050417	Анатаз (ан. №3-1, нах. "Челопеч")	Анатаз RRUFF № R070582
	143	144
237		
444	395	395
	513	513
608	637	638
798		

7. Изводи и приноси на дисертационния труд

7.1. Изводи

- Съвместното използване на статистически, геохимични и минераложки анализи, спомогна за изясняване на геохимичните особености на рудообразувателните процеси и връзката им с хидротермалните изменения, протекли в находището.
- Резултатите от корелационния анализ маркират взаимовръзките между главни и съпътстващи елементи в златно-медно находище "Челопеч". Двойките елементи Fe-S, Cu-As, Cu-Bi, Cu-Cd, Cd-As, K-Na и други, свързани с рудообразувателните процеси и хидротермалните изменения в находището, изявяват силни корелационни връзки помежду си. Връзката между рудообразувателните процеси и хидротермалните потвърждава чрез обратнопропорционалната находището се ИЗМЕНЕНИЯ В корелационна зависимост между елементите, участващи в състава на главните рудни минерали в находището (Fe, Cu, Au, As, S) и силно мобилните елементи (K, P, Y, La, Rb), които се извличат от скалите при интензивната аргилизация. Потвърдени са тенденции на взаимовръзка на типични елементи-примеси в главни и второстепенни рудни минерали с основни минералообразуващи елементи (Cd-Cu, Cd-As, Co-Fe, Co-Au и други). Повишените съдържания на Cu в сфалерита от рудните тела в находището са резултат от т. нар. "халкопиритова болест", което е причина за високата корелация между Си и Сd. Относително силните взаимовръзки на Fe c Co, Te и Se са в резултат от честото присъствие на тези елементи под формата на примеси в пирита от находището.
- Изготвените корелационни графики, показващи взаимовръзката между елементите, получени посредством мултиелементен химичен анализ на проби от находище "Челопеч", спомагат за потвърждаване на известните геохимични зонални модели, както и за изявяване на връзката между рудообразувателните процеси и хидротермалните изменения, протекли в находището.
- Последователността в отлагане на минералните парагенези и съответстващите им геохимични асоциации, е проследена чрез минераложки, геохимични и статистически анализи. В изготвените полирани препарати са наблюдавани пирит, енаргит, лузонит, фаматинит, фази от редицата тенантит-тетраедрит, халкопирит, борнит, ковелин, идаит, станоидит и самородно злато. Описани са техни характерни особености и взаимоотношения. Посредством минераложки и геохимични анализи, проведени върху образци от участък "Запад" е установен пирит, дефиниран в две генерации, които се различават по форма на присъствие и характерни взаимоотношения с останалите минерали. Пиритът от първа генерация е впръснат сред изменените скали или образува интензивни участъци. Пиритът от втора генерация се образува предимно в жилки, които разсичат впръснатия и масивен по-ранен пирит. В определени случаи, пиритът от втора генерация е образуван преди енаргита от участък "Запад", тъй като някои от зоните на растеж на пирита са заместени от енаргит. Пиритът и от двете генерации съдържа елементи-примеси, представени предимно от Cu, Co, Ni и Te, установени при количествени рентгеноспектрални анализи, а при проведени LA-ICP-MS анализи се констатира постоянното присъствие на злато и сребро. Златото и среброто корелират със селена и телура в анализираните пиритови зърна.

- Установените за първи път в находище "Челопеч", по данни от лазерната "Раман" микроспектроскопия, минерали англезит и кубанит, допълват известните в находището минерални парагенези. Пространствените и структурни отношения на англезита са основание той да бъде причислен към карбонат-анхидритовата и отчасти към галенит-сфалеритовата минерални парагенези. Кубанитът е установен в асоциация с пирит, халкопирит, тенантит, сфалерит, кварц и анатаз и принадлежи към пирит-халкопиритовата минерална парагенеза в находището.
- ≻ Получените данни от първоначалните изследвания на рудните тела в блокове №149 и №151 в участък "Запад", са основание да се твърди, че няма съществени различия в общите характеристики на изследваните минерализации с тези от централната част на находище "Челопеч".
- > Направеният факторен анализ показа, че най-представителни са разлаганията по получените геохимични асоциации шест факторни ОСИ, като отразяват разпределението по групи на химични елементи (Cu, Au, Fe, As, Cd, Bi, Sb, Te), участващи в състава на главни и второстепенни промишлени минерали, елементи характерни за хидротермалните изменения (К, Р, Ү, La, Rb, Sr и други), както и независимите елементи, включени в изследването. Независимата спрямо останалите елементи Pb-Zn геохимична асоциация е свързана с галенитсфалеритовата минерална парагенеза, разпространена предимно в периферията на рудните участъци в находище "Челопеч".
- Установена е зависимост, при която изведените от факторния анализ геохимични асоциации с положителни тегла на елементите са свързани с рудообразувателните процеси, докато групите елементи с обратнопропорционална зависимост, следва да се привържат към процесите на хидротермални изменения на скалите от находището.
- Изготвеният триизмерен геохимичен модел показва сходство в пространственото разпространение на елементите Au и Cu, с тенденция към повишаване на съдържанията на двата елемента в централните части на рудните участъци. Геохимичната асоциация Cu-As-Cd също изявява закономерност към концентриране в централните зони на рудните участъци. Изведената от факторния анализ ([Cu, As, Cd], Bi, Sb, Te) Sn, S, ±(Se, Au, Fe, Ag) геохимична асоциация съответства на проявените пирит-халкопиритова, енаргитова и тенантитова минерални парагенези с главни минерали пирит, енаргит, лузонит, тенантит-тетраедрит и халкопирит, установявани сред промишлените рудни тела в находището.
- Получените резултати от статистическите мултиелементни анализи и триизмерните геохимични модели са основа за откриване на потенциално перспективни участъци за установяване на нови рудни тела в находището. Проследяването на пространственото разпространение на златния еквивалент и геохимичната асоциация Cu-As-Cd, води до набелязване на потенциално перспективни участъци в северна и югоизточна посока в участък "Запад", както и в североизточната част на участък "Централен".
- Рудните тела, оформени от разпространението на златния еквивалент и геохимичната асоциация Cu-As-Cd, показват тенденция за конусообразно събиране в дълбочина. Центърът на това конусообразно събиране се определя от наклона на

телата от участък "Запад" на югоизток, а на тези от централните зони на участък "Централен" на югозапад.

Настоящите изследвания са предпоставка за бъдещо триизмерно геохимично моделиране на хидротермалните изменения, което ще позволи свързване на изготвения 3D геохимичен модел и рудните минерални парагенези с конкретни зони на околорудни изменения в находището. При изследване на данни от по-дълбоките нива в находище "Челопеч" и сравняването им с наличната информация за погорните хоризонти, би могло да се отговори на въпроса дали съществува пространствена зависимост в разпределението на мед и злато-съдържащите минерали, самородното и едроагрегатно злато.

7.2. Приноси на дисертационния труд

- 1. Изяснени са геохимичните особености на рудообразувателните процеси и връзката им с хидротермалните изменения, протекли в находището, посредством статистически, геохимични и минераложки анализи.
- 2. Получените чрез факторния анализ геохимични асоциации са интерпретирани от гледна точка на минералния състав на рудите.
- 3. Изготвени са триизмерни модели на разпространение на геохимичните асоциации на цялото находище, които ясно обособяват двата рудни участъка "Запад" и "Централен".
- 4. Резултатите от настоящите изследвания допълват известните геохимични зонални модели в находището.
- 5. Чрез направената, посредством триизмерните геохимични модели, съпоставка на двата рудни участъка "Централен" и "Запад", е установена тенденция за конусообразно събиране в дълбочина на рудните тела, оформени от разпространението на златния еквивалент и геохимичната асоциация Cu-As-Cd. Центърът на това конусообразно събиране се определя от наклона на телата от участък "Запад" на югоизток, а на тези от централните зони на участък "Централен" на югозапад.
- 6. Чрез изготвените триизмерни геохимични модели е установена възможността за наличие на втори главен рудоразпределящ канал, маркиран от наклона на рудните тела от периферните северни части на участък "Централен" в С-СИ посока.
- 7. Представени са нови данни за минералния състав на рудни тела, установени в последните години в участък "Запад" в находище "Челопеч". С помощта на лазерната "Раман" микроспектроскопия са установени 2 нови за находище "Челопеч" минерала - англезит (PbSO₄) и кубанит (CuFe₂S₃). Представени са възможностите на метода за изследване на зонални, полиморфни и с примеси рудни минерали.
- 8. Набелязани са потенциално перспективни участъци за установяване на нови рудни тела в северна и югоизточна посока в участък "Запад", както и в североизточната част на участък "Централен" на изготвените триизмерни геохимични модели.

Благодарности

Бих искал да изкажа искрени благодарности на научния си ръководител доц. д-р Станислав Стойков и на научния си консултант доц. д-р Камен Попов за съдействието по време на подготовка на материала в дисертацията.

Искрено бих искал да благодаря на проф. д-р Страшимир Страшимиров за допълнителните консултации по настоящата дисертация.

Специални благодарности изказвам на главния геолог на рудник "Челопеч" през 2012г. инж. Пламен Дойчев, на инж. Петя Кузманова – главен геолог на рудника понастоящем, както и на всички колеги от "ДПМ Челопеч" ЕАД за любезното предоставяне на материали и съдействието в работата ми. Още веднъж бих искал да благодаря за финансовата подкрепа от страна ръководството на "ДПМ Челопеч" ЕАД, без която част анализите не биха могли да се осъществят.

Благодарности и към колегите от катедра ГППИ в лицето на нейния ръководител проф. д-р Йордан Кортенски, които ми осигуриха подходящи условия за реализиране на досегашните изследвания по дисертационния труд, както и на колегите проф. д-р Ирена Пейчева и д-р Елица Стефанова от ГИ на БАН, както и на г-н Христо Станчев от "Евротест-Контрол" ЕАД за съдействието при провеждане на част от специализираните анализи. Изказвам благодарност на доц. д-р Калин Русков за допълнителните консултациии по някои основни теми в дисертацията. Благодарност искам да изкажа на доц. д-р Александър Здравков за реализирането на рентгеноспектралните анализи в лабораторията на МГУ "Св. Иван Рилски". За подготовка на пробите за изследване съм благодарен на инж. Даниел Димов. За ползотворните дискусии по време на провеждане на минераложките изследвания благодаря на инж. М. Каракушева и инж. Д. Николова.

Специални благодарности искам да изкажа на ръководителя на катедрата по полезни изкопаеми в Университета в гр. Льобен проф. д-р Франк Мелчер, на проф. д-р Валтер Прохаска, на проф. д-р Роналд Баккър, на доц. д-р. Х. Мали и на останалите колеги от катедрата за всестранната помощ, която ми оказаха по време на специализацията ми в Австрия през 2013 година, която бе осъществена по проект "Наука и бизнес" ("Обучения на докторанти, пост-докторанти и млади учени"), финансиран от МОН и ЕСФ.

Най-лични благодарности към семейството ми за разбирането и творческия комфорт, който ми предоставиха във връзка с написването на настоящия труд и научната ми работа като цяло.

Публикации по темата на дисертационния труд

- 1. Petrov, D. 2014. Laser "Raman" spectroscopy of anglesite and cubanite from deposit "Chelopech". - Ann. Univ. Min. Geol., Sofia, v. 57, 1, 77-82.
- 2. Petrov, D., Strashimirov, S., Stoykov, S., Karakusheva, M. 2013. New data for the mineral composition of ores in the western sector of the gold-copper deposit "Chelopech". Ann. Univ. Min. Geol., Sofia, v. 56, 1, 39-46.