

СЕРПЕНТИНИЗИРАНИ УЛТРАБАЗИТИ ОТ РАЙОНА НА С. ЦЕРОВО, ПАЗАРДЖИШКО И СВЪРЗАНАТА С ТЯХ РУДНА МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Б. Банушев¹, З. Цинцов², М. Сивилов³

^{1,3} Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: banushev@mgu.bg

² Централна лаборатория по минералогия и кристалография - БАН, 1113 София, e-mail: ztsintsov@mail.bg

РЕЗЮМЕ. Изследвани са серпентинити от района на с. Церово, Пазарджишко и свързаната с тях рудна минерализация. Серпентинитите са изградени главно от антигорит, хризотил и магнетит. В крайните части на серпентинитовото тяло и по тектонски нарушени зони, благоприятни за проникване на хидротермални разтвори са развити реакционни продукти с разнообразни минерални асоциации – талк, хлорит, тремолит, антофилит и вермикулит. Сулфидната минерализация в количествено намаляващ ред е представена от моносулфидни твърди разтвори (*mmp*), пентландит и пирит. Зърната са установени само в магнетитова матрица, имат неправилна форма и размери от 5-6 до 20-30 μm .

SERPENTINIZED ULTRABASITES NEAR TSEROVO VILLAGE, PAZARDZHIK REGION AND THE RELATED TO THEM ORE MINERALIZATION

B. Banushev¹, Z. Zinzov², M. Sivilov³

^{1,3} University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: banushev@mgu.bg

² Central Laboratory on Mineralogy and Petrography – BASc, 1113 Sofia, e-mail: ztsintsov@mail.bg

ABSTRACT. Serpentinites from Tserovo village, Pazardzhik region, and the related to them ore mineralization are characterized. The serpentinites are formed mainly from antigorite, chrysotile and magnetite. Reactionary products with varied mineral associations – talc, chlorite, tremolite, anthophyllite and vermiculite are developed in the serpentine body outside parts and along tectonic dislocated zones favorable on hydrothermal solutions infiltration. Sulphide mineralization in quantitative decreasing series is presented by monosulfide solid solutions (*mss*), pentlandite and pyrite. Grains are irregular in shape with dimensions from 5-6 to 20-30 μm and are determined in the magnetite matrix only.

Въведение

Част от Централното Средногорие (в границите на район, включен между селата Ветрен, Лесичово, Поибрене, Белица и Живково) се характеризира с наличието на множество (над 80) малки, силно променени и неравномерно разпространени в района ултрабазитови тела (Барска, 1972; Божинов и Желязкова-Панайотова, 1979^a; Кожухаров и др., 1980). Някои от тях, подложени на силни алометаморфни преобразования са носители на антофилит-азбестови, талкови, вермикулитови, актинолитови, тремолит-азбестови и хризотил-азбестови минерализации (Божинов и Желязкова-Панайотова, 1979^b). Част от ултрабазитите са проучвани за вермикулитова суровина, а други са разработвани за добив на азбест и/или талк. Производството достига максимални обеми в периода 1968-1972 г. По-късно занижените качествени показатели на изходната суровина и усложнените минно-технически условия в дълбочина водят до влошаване на икономическите показатели в резултат на което през 90^{те} години на 20 в. това производство напълно е преустановено. Азбестовото находище край с. Церово, експлоатирано през периода 1964-1974 г. е локализирано в едно от най-големите ултрабазитови тела в изследвания район. В настоящата работа е направена петрографска характеристика на това ултрабазитово тяло и са представени данни за особеностите на рудната, основно сулфидна минерализация свързана с него.

Геоложка обстановка

Изследваният район е изграден от докамбрийски метаморфити на Прародопската надгрупа (включваща Ботурченската и Арденската групи), палеозойски гранитоиди (Лесичовски и Вършилски плутони) и серпентинизирани ултрабазити. Метаморфитите са представени от разнообразни гнайси (биотитови, амфибол-биотитови, двуслюдени), гнайсошисти и шисти с неиздържани прослои от амфиболити, аплитоидни гнайси, послойни и секущи кварцови жили. Те имат полиметаморфен, полидеформационен и полицикличен характер (Кожухаров и др., 1980).

Ултрабазитите са представени от множество малки серпентинизирани единични тела или групи от по няколко, вместили сред докамбрийските метаморфити на Ботурченската и по-рядко на Арденската групи. Понастоящем метасерпентинитите в Родопския масив с комплекса на метавулканитите и метаинтрузивите се считат за елементи от офиолитова асоциация. Серпентинитовите тела се приемат за фрагменти от океанска кора, която в резултат на активни тектонски движения е обдуцирана върху континенталната (Кожухарова, 1984а). Колчева и др. (1984) възприемат ултрабазитовите будини за фрагменти от кумулативните членове на офиолитовите разрези. Ултрабазитовите тела се считат за олистолити в първичните седиментни скали или за блокове изнесени от дълбочина по древни навлачни плоскости.

Материал и методи на изследване

Изследвани са серпентинити от изкуствени и естествени разкрития, разположени на около 4 km югоизточно от с. Церово, Пазарджишко, както и проба от тежки минерали от елувиални отложения. Невъзможността за сондажни и канавни работи не позволи оконтурването на цялото тяло, поради което в настоящата работа се допуска, че ултрабазитите от изкуственото разкритие в района на изоставената кариера и тези, южно от нея са едно тяло. Аналитичната методика включва оптическа микроскопия (Amplival и Leitz Orthoplan-Pol), сканираща електронна микроскопия (Philips SEM-515), микросондови анализи (аналитична приставка EDAX PV 9100, при следните условия: U=20-25 kV, I=0.5 nA,) рентгеноструктурни изследвания (ДРОН-1, CuK 35 kV, 24 mA), химични анализи (ICP-AES).

Петрографска характеристика на ултрабазитите

Изследваното ултрабазитово тяло, е удължено в Ю-ЮИ – С-СЗ посока и е с приблизителни размери 1 600 x 800 m. То е изцяло серпентинизирано. Централните му части са изградени от плътен тъмнозелен серпентин. В периферните части на тялото и по напукани, тектонизирани зони, благоприятни за проникване на хидротермални разтвори са развити реакционни продукти с разнообразна минерална асоциация – талк, хлорит, тремолит, антофилит, вермикулит, в резултат на което са образувани талк-тремолитови, тремолит-талкови, антофилит-талкови, талк-хлоритови, тремолитови и талкови скали.

Серпентинитите са тъмнозелени до черни, плътни, с масивна, по-рядко ивичеста текстура, обусловена от редуващи се светлозелени с тъмнозелени до черни ивици, на

места със значително количество магнетит. В състава на серпентинитите участват антигорит, хризотил, лизардит, клинохлор, магнетит, много редки оливинови реликти и Fe хидроксида. Серпентиновите минерали са в различни количествени съотношения, но обикновено преобладава антигоритът. Той е безцветен, люспест, финолюспест или люспестовлакнест. Хризотилът е финовлакнест, напречно-влакнест безцветен, на места едва забележимо бледожълтеникав. Той е под формата на ивици, пространството между които е от по-плътен криптокристален, слабо анизотропен серпентин. Рудните минерали са идиоморфни (някои от които са процепени от по-късни серпентинови жилки) и финопрашести (5-10 m), най-вероятно формирани при наложена късна серпентинизация. Те са неравномерно диспергирани или са в ивици субпаралелни на шистозността (фиг. 1а). Количеството им е значително и на места достига до 10 %. Много често рудните минерали са разположени в периферните части на напълно серпентинизирани оливинови и пироксенови кристали и подчертават бримчестата структура на скалата (фиг. 1б). Формата на зърната е разнообразна – неправилна, изометрична, удължена, често с назъбени периферни части. Клинохлорът е незакономерно разпределен. Той е безцветен до бледожълт, със свършена цепителност (на места с рудни минерали по цепителните повърхнини), с аномални маслинозелени интерференционни цветове. Минералният състав на новообразуваната парагенеза, структурните особености и редките оливинови реликти предполагат перидотитов състав на първичната скала.

На места около по-високо проникваемите тектонизирани и катаклазирани зони, ултрабазитите са интензивно хидротермално променени. В тези участъци скалите са по-светли, сивожълтеникави, сивозеленикави, с налепи и повлекла от рудна хидротермална минерализация. Изградени са главно от люспестовлакнест антигорит и подчинено количество хризотил, люспест до микролюспест талк, клинохлор и магнетит.

Таблица 1.

Химичен (wt. %) и микрокомпонентен (gr/t) състав на метаморфозирани серпентинити от района на с. Церово

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39.18	40.29	42.61	44.02	59.16	55.18	56.41	58.64	44.96	49.28
TiO ₂	0.09	0.04	0.04	0.06	0.06	0.02	0.07	0.22	0.43	0.14
Al ₂ O ₃	1.14	0.23	0.21	1.45	1.61	0.86	2.85	3.27	9.65	4.76
Fe ₂ O ₃	4.82	8.62	5.71	3.38	2.72	3.38	5.30	4.08	4.58	3.55
FeO	3.41	2.26	2.50	2.67	1.42	2.61	2.79	3.64	2.38	2.14
MnO	0.07	0.08	0.09	0.05	0.15	0.17	0.17	0.22	0.17	0.16
MgO	37.44	36.03	35.52	34.21	20.77	29.38	20.82	24.31	25.37	27.01
CaO	0.13	0.21	0.06	0.24	9.94	0.51	7.75	0.17	0.66	0.73
Na ₂ O	0.25	0.31	0.23	0.32	0.42	0.31	0.67	0.29	0.25	0.33
K ₂ O	0.21	0.18	0.22	0.18	0.18	0.24	0.22	0.16	0.27	0.23
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.31	0.41
ЗПН	12.81	11.18	12.32	13.30	3.36	7.04	2.76	4.75	10.73	10.78
Сума	99.62	99.48	99.51	99.88	99.79	99.70	99.81	99.80	99.76	99.52
Cr	1055	1072	780	678	230	880	600	517	3500	2335
Co	45.1	64.2	55.3	60.8	8.2	85.1	8.3	29.6	88.2	49.8
Ni	1005	1987	997	1611	123	959	83	867	1438	911
Cu	7.2	39.9	0.9	9	1.8	11.6	11.3	15.5	38.6	7.6
Zn	30.5	27.4	19.9	30.8	6.6	39.3	12.8	17.6	37.6	32.7
Pb	30.9	2.7	3.5	4.6	1.7	5.8	4.3	3.1	4.1	2.8
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1.9	<1

1-4 – серпентинити; 5 – талк-тремолитови скали; 6 – талкови скали; 7 – тремолитови скали; 8 – антофилит-талкови скали; 9 – антофилит-талк-вермикулитови скали; 10 – талк-хлоритови скали

Талк-тремолитовите скали са развити в периферните и тектонизирани участъци на серпентинитовото тяло. В състава им участват тремолит, талк, клинохлор и магнетит. Тремолитът е безцветен, тънкопризматичен, иглест до влакнест със свършена цепителност под ъгъл 124° в напречни прерези. На места периферните части на кристалите са разнищени, без ясни крайни контури и са частично заместени от талк и хлорит. Талкът е микролюспест и изгражда основната тъкан между тремолитовите кристали. Количествените съотношения на скалообразуващите минерали са променливи. В зависимост от това се бележат преходи към тремолит-талкови, мономинерални талкови или тремолитови скали.

Талковите скали са сивобелезникави, до сивозелени изградени почти изцяло от безцветен финолюспест талк. Второстепенните минерали са антигорит, хризотил, лизардит, редки тънкопризматични до иглести тремолитови кристали. Структурата е лепидобластна. Рудните минерали са ясно идиоморфни, с триъгълни и квадратни форми, много по-рядко са финопрашести, неравномерно диспергирани в скалата.

Тремолитовите скали се разкриват на хълма в южната част на тялото. Скалите са тъмнозелени, изградени от тънкопризматичен до иглест тремолит, между който се установява сравнително малко финолюспест талк, незначително количество незакономерно ориентирани клинохлорови люспи и редки магнетитови кристали. Структурата е нематобластна и лепидонематобластна.

Антофилит-талковите скали са изградени главно от антофилит и талк. Второстепенните минерали са тремолит, вермикулит и антигорит. Антофилитът е безцветен, дългопризматичен до иглест и влакнест със свършена цепителност. Заместен е частично по пукнатините и в периферните части от талк и хлорит. Талкът е във вид на микролюспести агрегати между антофилитовите кристали. В някои случаи се наблюдава значително увеличаване на количеството на вермикулита, при което скалите преходят в антофилит-талк-вермикулитови.

Талк-хлоритовите скали са зелени до тъмнозелени, без ясни пространствени взаимоотношения със серпентинитите. Изградени са предимно от микролюспест талк и безцветен до едва забележимо бледозелен, с аномални интерференционни цветове клинохлор. Второстепенните минерали са от бледожълтозелен, слабо плеохроитен вермикулит (на места с иглести включения), люспести антигоритови агрегати и магнетитови зърна.

В серпентинизирани ултрабазити се установяват и множество незакономерно разположени, без определена ориентировка азбестови жили, с дебелина 8-15 cm. Те са локализирани предимно в периферните части на тялото и в интензивно напуканите, тектонизирани зони. Изградени са от белезникав, до бежов антофилитов азбест, с напречно разположение на влакната. В периферните части на азбестовите жили се наблюдава концентрация на вермикулит. Според Божинов и Желязкова-Панайотова (1979_a) образуването на азбестовите находища е резултат на метасоматични процеси, обусловени от циркулацията на хидротермални разтвори в ултрабазитовите масиви.

Химичният състав на метаморфозирани серпентинити отразява общите петрохимични особености на тези скали. Съдържанията на SiO₂ в серпентинитите са между 39,18 и 44,02% и постепенно се увеличават в талковите, тремолит-

товите и талк-тремолитовите скали развити около тях. По отношение на MgO се наблюдава обратна тенденция. Количеството на желязото е променливо, като Fe₂O₃ преобладава над FeO. Характерно е много ниското съдържание на Al₂O₃ и CaO и малко по-високите стойности на алкалните оксиди в сравнение с литературните данни. Останалите петрогенни оксиди – TiO₂, MnO и P₂O₅ са в незначително количество (табл. 1). По отношение на микрокомпонентния състав, метаморфозирани серпентинити показват завишени съдържания на Cr (достигащи до 3500 gr/t в антофилит-талк-вермикулитовите скали) и на Ni (до 1987 gr/t в серпентинитите), което е характерно за скали от този тип.

Характеристика на рудните минерализации

Рудните минерализации в изследваните ултрабазити са разпространени много неравномерно в различните части на тялото. Представени са главно от магнетит под формата на единични кристали и ивици, рядко от хромитови кристали и много слабо от сулфиди. В повечето случаи макроскопски орудяване не се наблюдава. Такова добре е изразено само в отделни участъци на светлозелените ивици серпентинити (в ограничени площи), най-добре представено в изкуствените разкрития. Сулфидите до момента са установени като дребни включения само в магнетитова матрица. В количествено намаляващ ред от тях са доказани моносулфидни твърди разтвори (*мтр*), пентландит и единични зърна от пирит.

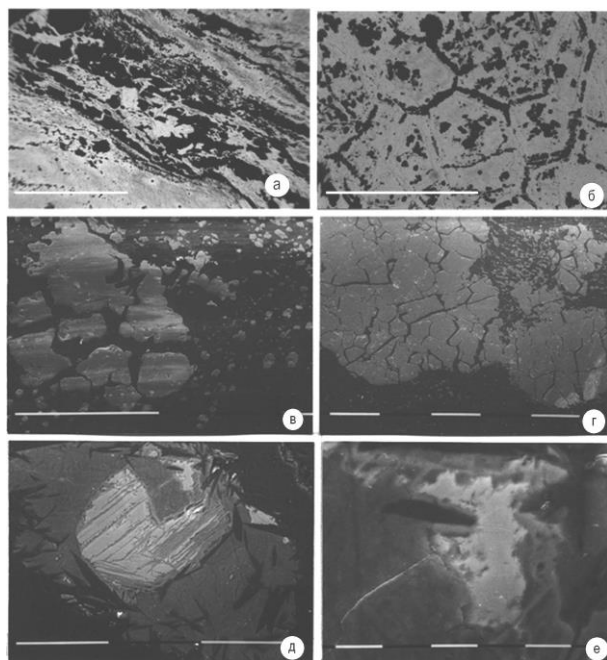
Таблица 2.

Представителни микросондови анализи на сулфиди в ултрабазити от с. Церово

N	Fe	Co	Ni	S	Сума
Моносулфидни твърди разтвори					
1	60.15			39.43	99.58
2	59.98			39.73	99.71
3	60.05			39.45	99.50
4	60.29			39.12	99.41
5	61.06			38.17	99.23
пентландит					
6	31.16	0.67	33.75	34.04	99.62
7	30.95	0.78	33.24	34.31	99.28
8	31.95	0.44	32.78	34.20	99.37
Формулни коефициенти					
Моносулфидни твърди разтвори					
1	7.00			8.00	
2	6.97			8.03	
3	7.00			8.00	
4	7.04			7.96	
5	11.01			11.99	
пентландит					
6	4.30	0.09	4.43	8.18	
7	4.28	4.37	0.10	8.25	
8	4.41	4.31	0.06	8.22	

Магнетитът е под формата на отделни, ксеноморфни или идиоморфни индивиди с големина до 0.1 mm и се наблюдава в почти всички скални разновидности и части на ултрабазитовото тяло. Ивиците с широчина до 10 mm и дължина до 15 cm основно са изградени от дребни (до 1 mm) магнетитови зърна, разделени или плътно долепени едно до друго (фиг. 1в). Сравнително рядко са формирани от големи индивиди със изометрична форма и размери 8-10

mm, с дребни магнетитови зърна между тях. Големите индивиди интензивно са процепени от пукнатини на изстиване без определена ориентация (фиг. 1г). Характерна особеност на изследвания магнетит е, че част от неговите образци съдържат Cr до 36 %. Такава разновидност на минерала, обособена като подгрупа на фероферихромшпинелидите е описана за ултрабазити от Голямо Каменяне (Кърджалийско) и С3 Рила (Zhelyaskova-Panayotova and Economou-Eliopoulos, 1994). Според последните автори хромовия магнетит от С3 Рила е установен в силно променени перидотити, скали аналогични по състав на изследваните. Хромитът е представен от единични зърна, с идиоморфни очертания и добре оформени кристални стени, с размери до 35-40 m. Шпинелите като типични и често описвани минерали в ултрабазитите (Желязкова-Панайотова и Ивчинова, 1971) не са предмет на детайлно разглеждане в настоящата статия.



Фиг. 1. Микрофотографии на рудни минерализации в ултрабазити от с. Церово:

а – ивици от рудни минерали, субпаралелни на шистозността; б – рудни минерали в периферните части на напълно серпентинизиран оливин; в – ксеноморфен магнетит с малки размери; г – голям магнетитов индивид, процепен от пукнатини на изстиване; д – парагенеза *mtr*-пентландит; е – самостоятелно зърно от *mtr*. Сулфидите от снимки „в“ и „г“ са в магнетитова матрица. PLM, II N – а, б; SEM – в-е. Маркер: 10 m – д, е; 100 m – в; 1 mm – а, б, г.

Сулфидната минерализация до момента е наблюдавана само в светложълтеникави, интензивно, хидротермално променени ултрабазити разкрити в северната част на тялото. Основно е представена от сложно сраснали агрегати между *mtr* и пентландит и единични, ксеноморфни зърна от пирит. Пиритът се среща много рядко като неправилни зърна с размери до 25 m. До момента не е установен в асоциация с останалите сулфиди. Пробата от тежки минерали съдържа пиритни кристали с кубичен хабитус и размери до 80 m. Агрегатите на системата *mtr*-пентландит имат неправилна или овална форма и размери от 5-6 до 20-30 m (фиг. 1д). Изградени са главно от *mtr*, които

много рядко се наблюдават и като изолирани, самостоятелни зърна с размери около 30 m и неправилна форма (фиг. 1е). Пентландитът е включен в тази матрица под формата на ламели или пламъковидни образувания с размери до 150 m.

Ниската концентрация и дребните размери на сулфидите в изследваните скали направила невъзможна структурната им диагностика и разграничаването на отделни фази в *mtr*. Сходните оптически свойства на различните фази в тази група, дължащи се на близостта в химичния състав и структурата им ги прави много трудно диагностируеми в отразена светлина. Характерът на разпад на твърдите разтвори в системата Ni-Fe-S е много чувствителен на промяната на физикохимичните параметри на кристализационната среда в резултат на което образувания пентландит може да бъде в парагенеза с различни сулфиди на Fe (Naldrett et al., 1967; Harris and Nickel, 1972; Riley, 1977). Във връзка с това е необходимо да се отбележи, че при настоящите изследвания, интерпретациите относно фазовия състав на *mtr* са направени въз основа на оптическите особености (главно анизотропия) и колебанията в кристалохимичните формули на отделните зърна. Паралелно с това са взети под внимание изводите на посочените по горе автори относно парагенетно свързаните с пентландита минерали, възникващи в процеса на разпад в системата Ni-Fe-S.

В отразена светлина полираните повърхности на *mtr* са светложълти, хомогенни, без оптически видима зоналност. Под кръстосани николи показват силна анизотропия с богат спектър от цветни ефекти – жълтокафяви, резедави, тъмnochервени с известни нюанси дори в рамките на отделните зърна. Съставът им (табл. 2) включва (в границите на чувствителността на методиката) само конституционно изискуемите елементи, като съдържанието (wt. %) на Fe е от 59.98 до 61.06, а на S – от 38.17 до 39.73. Тези данни сочат за вариации на кристалохимичните формули на различните зърна в определени граници и обуславят наличието на повече от една фаза сред тях. Моноклинният пиротин има кристалохимична формула Fe_7S_8 (Костов и Минчева-Стефанова, 1984). Аналогична стехиометрия показват преобладаваща част от анализирани зърна. Това дава основание да се допусне наличието на такъв пиротин сред изследваните образци. Според последните автори, хексагоналния (промеждутъчен) пиротин е с вариации в стехиометрията – от Fe_9S_{10} до $Fe_{11}S_{12}$. Много малка част от съставите на изследваните зърна показват кристалохимични отношения попадащи в посочените граници (табл. 2). Като се вземат под внимание по-горе цитираните данни и факта, че при ниски температури (под 100-138°C), хексагоналният пиротин частично се разпада на троилит и моноклинен пиротин (Справочник-определятел..., 1988) с голяма степен на достоверност може да се допусне, че *mtr* в серпентинизираните ултрабазити край с. Церово са представени от моноклинен и хексагонален пиротин.

Полираните повърхности на пентландита са плътни (рядко с дребни каверни), еднородни без зоналност. Това сочи за липсата на фазови трансформации в системата Ni-Fe-S, предизвикани от по-късни процеси. Съставът на минерала (табл. 2) е постоянен относно изграждащите го елементи и устойчив на количествени колебания между различните зърна. Винаги включва (wt. %) Fe от 30.95 до 31.95; Ni - 32.78-33.75; Co - 0.44-0.78 и S - 34.04-34.31. Отношението Ni/Fe (at. %) се колебае в сравнително тесни граници - от

0.98 до 1.03. Посоченото отношение играе важна роля при определяне на минералната парагенеза на пентландита (Riley, 1977). Според Костов и др. (1986) при стойности на отношението близки до 1, пентландита е нормален, нискокобалтов. В тези случаи минералната парагенеза, с която се среща е представена от моноклинен (основно) и хексагонал пиротин, пирит и смайтит (Harris and Nickel, 1972; Riley, 1977).

Данните на последните автори сочат, че при бъдещи детайлни изследвания на разглежданата рудна минерализация може да се очаква доказването и на други сулфиди в *мтп*-пентландитовата парагенеза.

Според номенклатурата на Durazzo and Taylor (1982) образуваните структури в описаната система (*мтп*-пентландит) са пламъковиден и ламеларен тип.

Пирит се наблюдава много рядко. В отразена светлина показва светложълти, хомогенни повърхности нарушени от дребни елипсоидни каверни (при разсипния пирит). Съставът му е много чист със стехиометрия близка до теоретично определената за минерала.

Дискусия

Сложната геоложка история, с многократно проявени полиметаморфни преобразувания затрудняват разшифровката на геоложката еволюция на скалите, в частност процесите, времето и фазите на серпентинизация, въпроси по които все още липсва общоприета концепция. Желязкова-Панайотова и др. (1977) отделят аутометаморфни и по-късни алометаморфни (метасоматични) изменения под въздействието на хидротермални разтвори, които довеждат до разнообразни и неравномерно развити промени в ултрабазитите. По-късно Желязкова-Панайотова и Колчева (1985) обособяват ранен хидротермален (аутометаморфен) етап, в който е осъществена серпентинизацията на ултрабазитите, метаморфен етап съпроводен с десерпентинизация и образуване на високотемпературна минерална парагенеза и късен хидротермален етап, проявен локално по тектонски нарушени зони, благоприятни за проникване на хидротермални разтвори и съпроводен с късна серпентинизация. Кожухарова (1984_{а,б}) отделя няколко етапа в метаморфните изменения на ултрабазитите – нискотемпературен хидротермален метаморфизъм, с няколко фази на серпентинизация, ранен високотемпературен, главен регионален, контактен и дислокационен метаморфизъм.

Ултрабазитите от района на с. Церово са подложени на интензивна промяна, характерът и мащабът на която зависят както от аутометаморфните и алометаморфните преобразувания на ултрабазитите, характера и продължителността на въздействие на хидротермалните разтвори, така и от степента на катаклаза съпровождаща (или предхождаща) измененията. Аутометаморфните изменения са съпроводени с хризотилова серпентинизация на оливина и ортопироксените и хлоритизация на клинопироксените. Хризотилът е образуван в ранните стадии на серпентинизация при температура близка до 100 °C (Колман, 1979). Масовата поява на антигорит, главно в периферните части на тялото и по тектонизирани, нарушени зони може да се отнесе към по-късни процеси, осъществени при по-високи температури – 250-460 °C (Штейнберг и Чашухин, 1977). Прекристализацията на хризотила в антигорит по зони свързани с ориентирано налягане и повишаване на темпе-

ратурата според Кожухарова, (1984_{а,б}) бележи началото на прогресивния регионален метаморфизъм.

По-късните алометаморфни изменения под въздействието на хидротермални разтвори довеждат до разнообразни и неравномерно развити промени в ултрабазитите, като късна серпентинизация, оталкозяване, хлоритизация, тремолитизация, антофилизация, и вермикулитизация. Тези изменения са съпроводени, а някои са предшествани от интензивна катаклаза, изразяваща се с развитие на напукани и тектонизирани зони, по които са циркулирали хидротермалните разтвори.

Дребните размери на рудните минерали в ултрабазичните скали доскоро създаваха сериозни затруднения относно коректната им фазова диагностика. Поради това за тях се използваше събирателното наименование “руден прах” (Желязкова-Панайотова, 1965). Това затрудняваше интерпретациите върху условията и процесите довели до формирането им. Едва през последните няколко десетилетия благодарение на сериозното развитие на локалните методи за анализ стана възможна надеждната им диагностика. С тяхна помощ се изясни че “рудния прах” в българските ултрабазити е представен от над 50 минерала, а устойчиво повтарящите се рудни асоциации и парагенези в тях са формирани в резултат на близките и повтарящи се условия на минералообразуване (Михайлова-Данги и др., 1986).

Нискотемпературният хидротермален метаморфизъм оказва съществено влияние за формиране на преобладаваща част (с изключение на хромита и част от магнетита които са първично магматични) от изследваната рудна минерализация. Неравномерното разпределение на хидротермалната рудна минерализация (магнетит и сулфиди) в различните части на тялото сочи за локално променливи условия на $f(S_2)$ и $f(O_2)$ в процеса на кристализация (Oberthür et al., 1997). В случая $f(O_2)$ е имала доминираща роля. Краткотрайна и ограничена в пространството повишена $f(S_2)$ е довела до слаба и локално разпространена сулфидна минерализация. Интимните взаимоотношения между изследваните *мтп* и пентландит обуславят парагенетична връзка между тях и са резултат от разпад на твърди разтвори. При този процес образуваните пламъковидни структури се формират при температура около 150°C, а вероятно и по-ниска (Durazzo and Taylor, 1982). Според експерименталните данни на последните автори може да се твърди, че изследваните *мтп*-пентландитови агрегати вероятно имат температура на образуване под 150°C. С понижаването ѝ са настъпили структурни промени при хексагоналния пиротин в резултат на което се образува моноклинен пиротин (Naldrett et al., 2000). Липсата на зоналност в пентландита показва, че асоциацията вероятно е възникнала в последния етап на постмагматични промени на ултрабазитите. Пиритът е образуван в други, силно ограничени в пространството условия. Сулфидната кристализация е предизвикала бързо изчерпване на S и промяна на физикохимичните условия, което на места е способствало за обилното образуване на магнетит.

Желязото необходимо за формиране на хидротермалната рудна минерализация е освободено от първичните скалообразуващи минерали на ултрабазитите, където основно присъства в двувалентна форма (Желязкова-Панайотова, 1965). Вероятни източници на Ni могат да бъдат по-рано образувани пентландит и Ni-съдържащи скалообразуващи минерали (Костов и др., 1986).

Литература

- Барска, С. 1972. Вермикулитови месторождения в Ихтиманска Средна гора. II Вермикулитови жили. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 33, 2, 297-310.
- Божинов, К., М. Желязкова-Панайотова. 1979а. Азбест и азбестови находища в България. I. Разпространение и структура на азбестовите находища. – *Год. СУ, ГГФ*, 71, кн. 1, геол., 49-60.
- Божинов, К., М. Желязкова-Панайотова. 1979б. Азбест и азбестови находища в България. III. Азбестови находища. – *Год. СУ, ГГФ*, 73, кн. 1, Геология, 90-135.
- Желязкова-Панайотова, М. 1965. Върху поведението на желязото при постмагматичните процеси в Брусевските ултрабазити. – *Год. СУ, ГГФ*, 58, кн. 1, 263-283.
- Желязкова-Панайотова, М., Л. Ивчинова. 1971. Минералните видове шпинелидов из ултрабазитов България. – *Геол. рудних месторождения*, XIII, 3, 71-90.
- Желязкова-Панайотова, М., К. Колчева, Л. Ивчинова. 1977. Изучение ултрабазитов България с помощта на математически методи. I. Ултрабазитов магматизм в България. – *Geologica Balc.*, 7, 3, 49-66.
- Желязкова-Панайотова, М., К. Колчева. 1985. Метаморфическо хром-никел-магнетитово рудообразование. – В: *Эндогенное рудообразование* (ред. Кузнецов, В. А.). М., Наука, 150-158.
- Кожухаров, Д., Е. Кожухарова, С. Христов. 1980. Докамбрият от северните отдели на Плана планина и Вакарелския рид. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 41, 3, 211-222.
- Кожухарова, Е. 1984а. Происхождение и структурно положение серпентинизированных ултрабазитов докембрийской офиолитовой асоциации в Родопском массиве. I. Геологическое положение и состав офиолитовой асоциации. – *Geologica Balc.* 14. 4, 9-36.
- Кожухарова, Е. 1984б. Происхождение и структурно положение серпентинизированных ултрабазитов докембрийской офиолитовой асоциации в Родопском массиве. II. Метаморфические изменения ултрабазитов – *Geologica Balc.*, 14. 6, 3-35.
- Колчева, К., М. Желязкова-Панайотова, Н. Добрецов. 1984. Фрагменты древней офиолитовой асоциации в районе г. Ардино (Централные Родопы, Болгарии). – *Докл. БАН*, 37, 2, 187-190.
- Костов, И., Й. Минчева-Стефанова. 1984. Сульфидные минералы. *Кристаллохимия. Парагенезис. Систематика*. М., Мир, 281 с.
- Костов, Р., И. П. Лапутина, В. В. Бресковска. 1986. Парагенезисы никелевых сульфидов в Ибреджекском горсте (Восточные Родопы, Болгария). – В: *Кристаллохимия минералов*, С., Изд. БАН, 175-183.
- Колман, Р. Г. 1979. *Офиолиты*. М., Мир, 261 с.
- Штейнберг, Д., И. Чашухин. 1977. *Серпентинизация ултрабазитов*. М., Наука, 312 с.
- Михайлова-Данги, Е., М. Желязкова-Панайотова, Г. И. Бочарова, Г. Л. Кудрявцева. 1986. О рудной минерализации в ултрабазитах Болгарии. – В: *Кристаллохимия минералов*, С., Изд. БАН, 185-197.
- Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете* (Чвилева, Т. Н., М. С. Безсмертная, Э. М. Спиридонов и др.). 1988. М., Недра, 504 с.
- Durazzo, A., L. A. Taylor. 1982. Exsolution in the mss-pentlandite system: Textural and genetic implication for Ni-sulfide ores. – *Mineral. Deposita*, 17, 313-332.
- Harris, D. C., E. H. Nickel. 1972. Pentlandite compositions and associations in some mineral deposits. – *Canad. Mineral.*, 11, 861-878.
- Naldrett, A. J., J. R. Craig, G. Kullerud. 1967. The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfide ores. – *Econ Geol.*, 62, 826-847.
- Naldrett, A. J., J. Singh, S. Krstic, Ch. Li. 2000. The mineralogy of the Voiseys Bay Ni-Cu-Co deposit, Northern Labrador, Canada: Influence of oxidation state on textures and mineral compositions. – *Econ. Geol.*, 95, 889-900.
- Oberthür, Th., L. J. Cabri, Th. Weiser, G. McMahon, P. Müller. 1997. Pt, Pd and other trace elements in sulfides of the main sulfide zone, Great Dyke, Zimbabwe: a reconnaissance study. – *Can. Mineral.*, 35, 597-609.
- Riley, J. F. 1977. The pentlandite group (Fe, Ni, Co)₉S₈: New data and an appraisal of structure – composition relationships. – *Mineral. Magazine*, 41, 345-349.
- Zhelyaskova-Panayotova, M., M. Economou-Eliopoulos. 1994. Platinum-group elements and gold concentration in oxide and sulfide mineralizations from ultramafic rocks of Bulgaria. – *Ann. Univ. Sofia, FGG*, 86, 1, 196-218.