

Еклогитизация на серпентинити в тънки зони на срязване от Авренската синклинала, Източни Родопи

Евгения Кожухарова

Kozhuharova, E. 1998 Eclogitization of serpentinites into narrow shear zones from the Avren syncline, Eastern Rhodopes - *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 35, 29-46

Abstract. Eclogitized serpentinites, formed on ultrabasic rocks of a dismembered metamorphosed ophiolite association, are present in the Precambrian metamorphic basement of the Eastern Rhodopes. Some lenticular bodies in the Avren syncline have banded structure at their peripheral parts. Thin 1-2 cm parallel stripes, consisting of garnet ($\text{Prp}_{50-55}\text{Alm}_{27-29}\text{Grs}_{16-18}\text{Sps}_{1-2}$), orthopyroxene (En_{80-82}), clinopyroxene ($\text{En}_{46-47}\text{Wo}_{49-50}\text{Fs}_4$), olivine ($\text{Fo}_{80}\text{Fa}_{12}$) and spinel (Cr-pleonast) alternate with nonaltered serpentinite. The stripes gradually disappear towards the central parts of the bodies. The PT conditions of metamorphic crystallization in the zones vary in the interval 560-811°C and 8-15 kbar. The formation of garnet-bipyroxenes-olivine-spinel banded segregations is due to deformation of the serpentinites during synmetamorphic folding of the Avren syncline. Then thin shear zones were formed at the peripheral parts of the serpentinite bodies, where interlaminar friction took place. As a result, temperature and pressure increased and the serpentine was dehydrated and replaced successively by talc, chlorite, ortho- and clinopyroxenes, olivine, spinel and garnet.

Key words: banded serpentinites, eclogitization, shear zones, Rhodope ophiolites

Address: Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, Bulgaria

Ключови думи: ивичести серпентинити, еклогитизация, зони на срязване, Родопски офиолити

Адрес: Геологически институт, Българска академия на науките, 1113 София

Въведение

Еклогитизацията, като специфичен минералообразователен процес, с високо индикативно значение за тълкуване условията на метаморфизъм и геодинамичното развитие на земната кора, продължава да присъства като главна тема в петроложката литература. Независимо от многобройните публикации, третиращи проблема, остават неудовлетворително

изяснени въпроси като геоструктурните зони на формиране на еклогитовите парагенези, взаимоотношенията им с окръжаващите ги алофациални скали и др. Особен интерес представляват гранат-пироксен-шпинеловите (мета)перидотити, чийто мантиен или коров произход при всеки отделен случай е предмет на спорове (Smith, 1988). Въпреки преобладаващото по-ранно мнение за мантиен произход на гранат-пироксен-шпинеловите (мета)пери-

дотити (O'Hara, Mercy, 1963; Carswell, 1966 и други), не рядко геолого-петрографските факти свидетелстват за корово развитие на еклогитизацията, с участие на мантийни материали, при което обаче тя традиционно се свързва със субдукционни и колизионни движения или крупномащабни навлачни структури (Medaris, Carswell, 1990; Droop et al., 1990).

В статията се разглежда един рядък случай на образуване на тънки ивичести гранат-пироксен-шпинелови агрегати в периферни части на серпентинитови тела в Авренската синклинала на Източнородопския блок. Целта на изследването е да се изясни механизма на възникването на ивичестите агрегати по зони на срязване във водонаситената среда на серпентинитите и връзката им с нагъвателните процеси в Авренската синклинала. Коментира се коровия генезис на гранат-пироксен-шпинеловите минерализации и метаморфния характер на ивичестата текстура на серпентинитите.

Геоложка обстановка

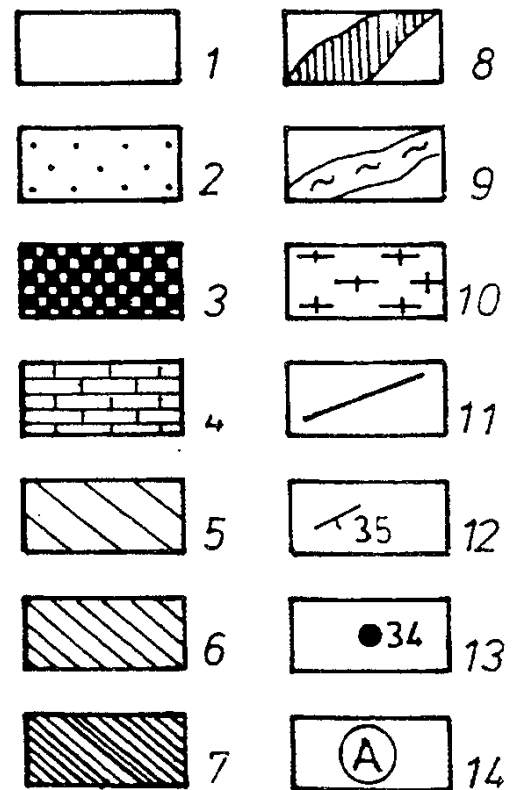
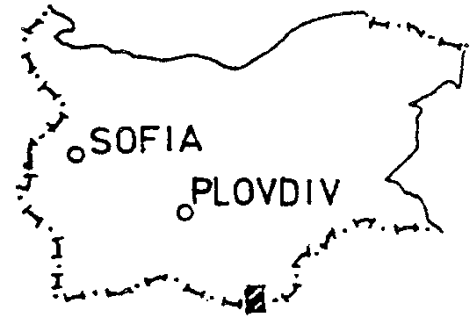
Еклогитизираните серпентинити са компонент от широко разпространената в Родопския масив докамбрийска офиолитова асоциация (Кожухарова, 1984). Изследванията през последните години изясниха нейното първично положение в стратиграфския ред на метаморфните скали от кристалинния фундамент на масива, който е поделен на две секвентно-стратиграфски единици, номинирани като Прародопска и Родопска надгрупи (Кожухаров, 1987). Докамбрийската Родопска офиолитова асоциация заема най-ниските нива на Родопската надгрупа (Kozhoukharova, 1996a) и е покрита от амфиболити, кварцити, слюдени шисти и мрамори. Тя маркира стабилно стратиграфско ниво, посредством което се очертават ясно гънковите структури в фундамента. В днешния ерозионен срез на Родопите, офиолитите се разкриват най-често в дълбоки субвертикални, наклонени и лежащи синклинали.

Авренската синклинала (фиг. 1) е разположена между двете позитивни структури

на Белоречкото подуване и Кесебирската антиклинала. Тя представлява силно притиснатата и сложно вътрешно нагънатата синформа, в която се очертават няколко тесни и дълги второразрядни гънки с посока север-североизток $10-15^\circ$, полегнали на запад. Пластовете на скалите са наклонени от $40-60^\circ$ до $70-80^\circ$ (фиг.1, 2). Авренската синклинала е запълнена с амфиболити, гнайсошисти, слюдени шисти, железоносни кварцити и мрамори, отнесени към Родопската надгрупа (Кожухаров, 1987). Общият фон на регионалния метаморфизъм е в рамките на амфиболитовия фацис, тип Бароу. В отделни зони обаче се развиват по-високотермобарични, хетерофациални спрямо вместиращите скали минерализации. Сред пластовете на метаморфните скали залягат напълно конкордантно многобройни серпентинитови тела с лещообразна, пластообразна или вретеновидна форма, с дължина от няколко m до няколко km. Серпентинитите са метаморфозирани заедно с цялата серия и частично заместени, главно по периферните си части, от разнообразни по състав и фацис продукти: талк-хлоритови и тремолит-актинолитови шисти, амфиболити, пироксенити и еклогитови минерализации. Наличието на ивичеста текстура за някои от серпентинитите в Авренската синклинала е особеност, която не се среща в други части на масива. Тя се изразява в появата на субпаралелни ивичести сегрегации, изградени основно от орто- и клинопироксени, на места съдържащи още гранат, шпинел, цоизит, оливин и др., които се редуват със серпентинитови ивици, интерпретирани като корова еклогитизация (Кожухарова, 1993; Kozhoukharova, 1996b).

Еклогитизирани ивичести серпентинити

В статията се разглеждат три примерни участъка: Дълбокото дере, Аврен и Чакалица (фиг. 1), където ивичестите образувания при серпентинитите имат най-характерно и пълно развитие (табл. 1). Символите на минералите са по Kretz (1994).



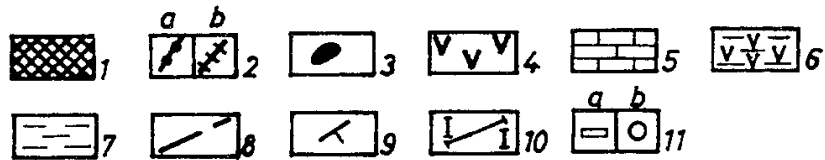
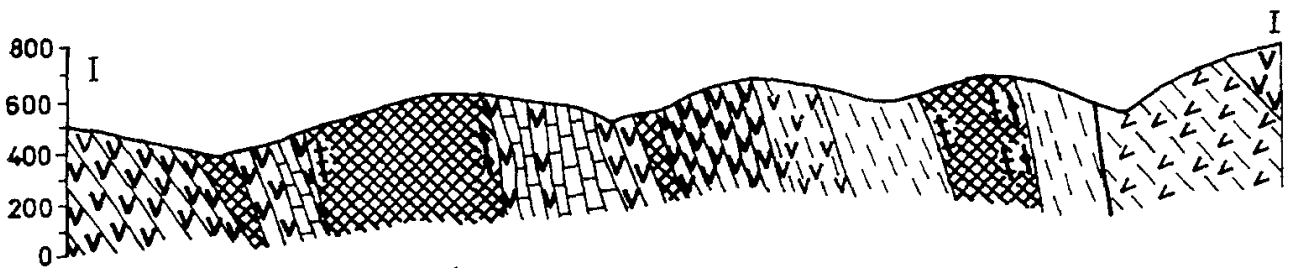
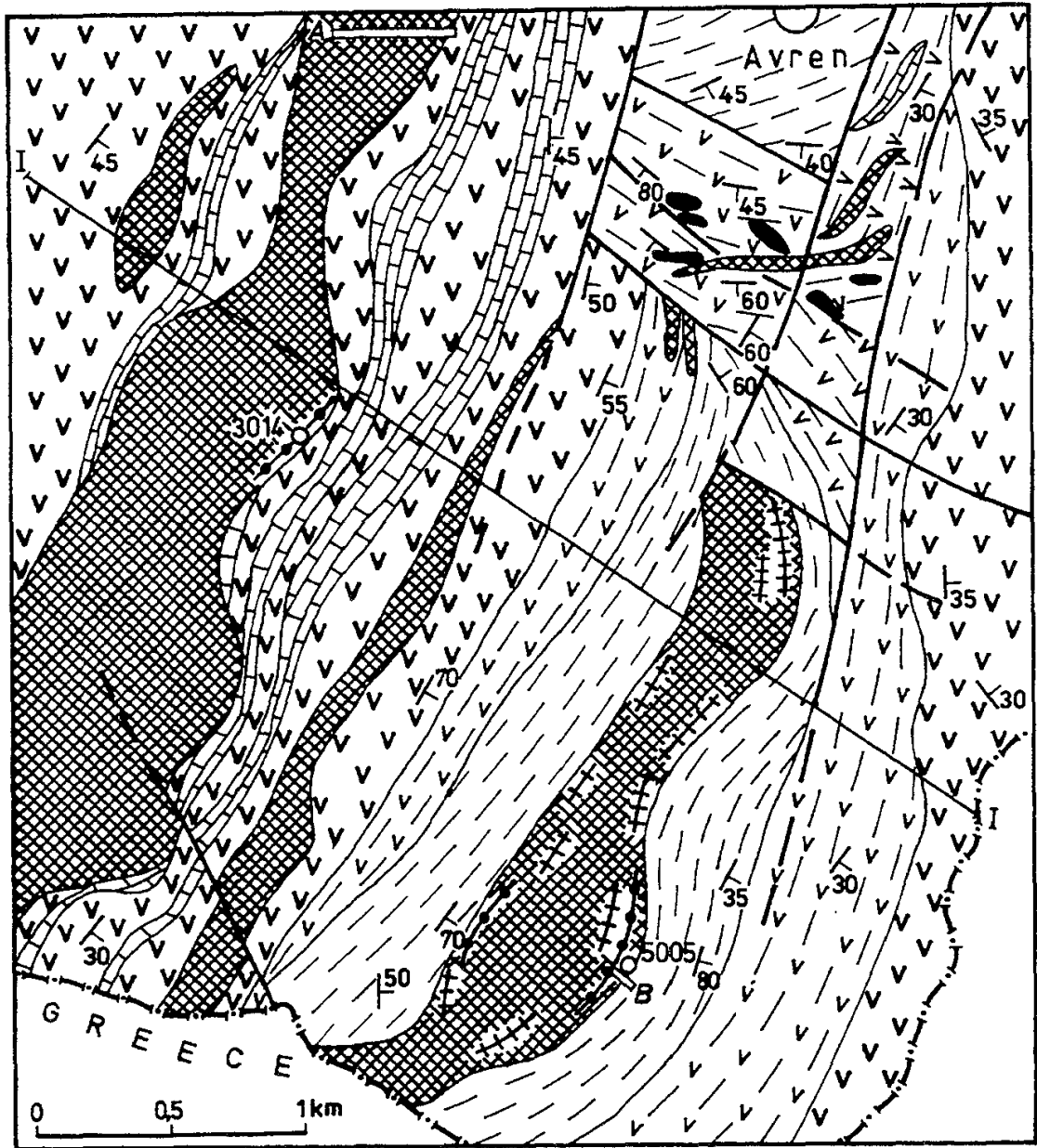
Фиг.1. Геоложка карта на южната част на Авренската синклинала (по Кожухаров, Д. 1987): 1 - алувий; 2 - палеогенски седименти; Родопска надгрупа: 3 - серпентинити; Вьчанска свита: 4 - мрамори; 5 - всички останали скали; 6 - Богутевска свита; Чепеларска свита: 7 - всички скали; 8 - амфиболити; 9 гнайсошисти и шисти; Прародопска надгрупа: 10 - гнайси и мигматити; 11 - разломи; 12 - елементи на залягане; 13 - място и номер на химически изследван образец; 14 - детайлизирана геоложка карта от фиг 2

Fig. 1. Geological map of the southern part of the Avren syncline (after Кожухаров, 1987): 1 - alluvium; 2 - Paleogene sedimentary rocks; Rhodope Supergroup; 3 - serpentinites; Vucha Formation: 4 - marble; 5 - all other rocks; 6 - Bogutevo Formation; Chepelare Formation: 7 - all rocks; 8 - amphibolites; 9 - gneiss-schists and mica schists; 10 - gneisses and migmatic rocks; 11 - faults; 12 - mode of occurrence; 13 - place and number of sample with chemical analysis; 14 - detailed geological map of Fig. 2

Участък Дълбокото дере

Серпентинитовото тяло (фиг. 2) е с дължина само на българска територия

повече от 3 km. Паралелно на него се проследяват още няколко по-малки пластове тела, залягащи напълно конкордантно сред субвертикалните амфиболитови и



Фиг. 2. Геоложка карта на участъци Дълбокото дере и Аврен: 1 - серпентинити; 2 - зони на еклогитизация: а) гранат-пироксен-шпинелови- ивици, б) пироксен-шпинелови ивици; 3 - еклогити; 4 - амфиболити; 5 - мрамори; 6 - амфиболити и биотитови шисти; 7 - лептинити; 8 - разломи; 9 - елементи на залягане; 10 - профилна линия; 11 - а) зарисовка (А)- участък Аврен (фиг.1), б) зарисовка (В) участък Дълбокото Дере (фиг. 6)

Fig. 2. Geological map of the Dulbokoto Dere and Avren regions: 1 - serpentinites; 2 - zones of eclogitization: a) garnet-pyroxene-spinel bands, b) pyroxene-spinel bands; 3 - eclogites; 4 - amphibolites; 5 - marbles; 6 - amphibolites and mica schists; 7 - leptinites; 8 - faults; 9 - mode of occurrence; 10 - geological section; 11 - a) geological sketch (A) of Avren region (Fig. 8); b) geological sketch (B) of Dulbokoto Dere region (Fig. 4)

Таблица 1

Химичен състав на екологитизирани серпентинити

Table 1

Chemical composition of eclogitized serpentinites

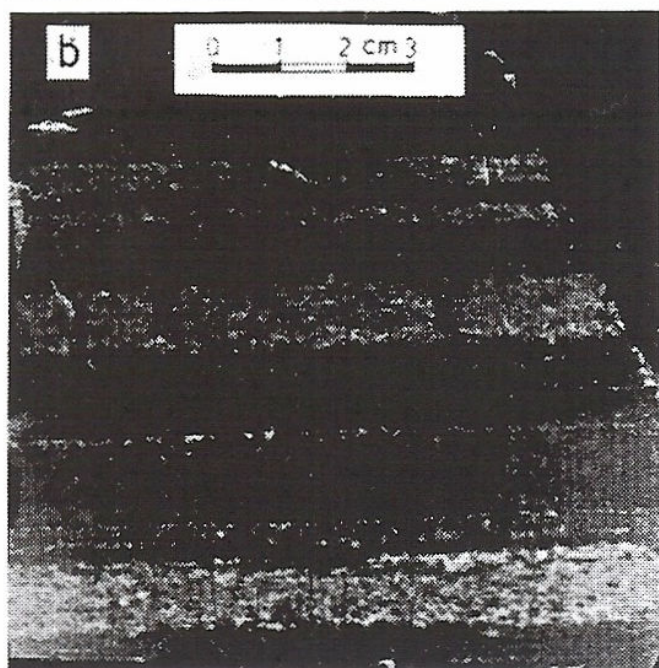
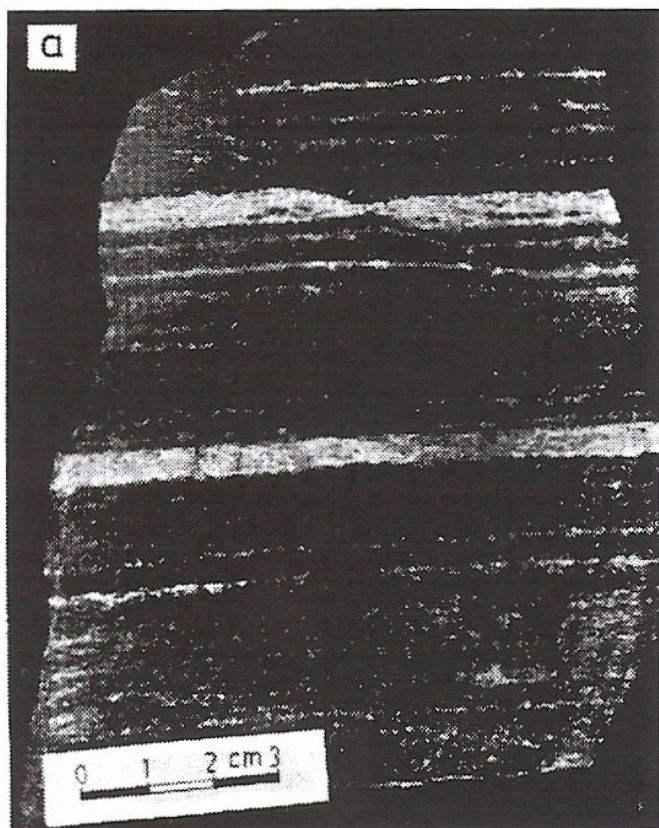
Sample	5002a	5005a	5005b	1367a	1367b	1141a	1141b	2367a	2367b	1369
%	Srp	Px ban	Srp-ban	Srp ban	Px ban	Pxnit	Amf Px	Pxr0x	Amf Py	Srp
SiO ₂	37,76	48,78	38,52	38,95	48,78	53,02	51,32	54,97	49,50	38,97
TiO ₂	0,06	0,29	0,06	0,10	0,17	0,22	0,63	0,24	0,30	0,06
Al ₂ O ₃	1,77	3,62	0,44	1,53	4,11	5,49	9,73	6,68	10,55	3,79
Fe ₂ O ₃	4,57	4,71	4,95	4,77	1,28	8,25	4,20	3,00	3,61	n.d.
FeO	4,50	3,41	4,42	5,41	3,60	2,99	5,52	3,88	7,11	8,67
MnO	0,14	0,14	0,13	0,24	0,17	0,13	0,15	0,08	0,10	0,00
MgO	40,27	22,37	40,66	34,32	22,60	8,54	11,19	10,08	12,98	29,22
CaO	1,31	15,95	1,44	1,98	14,66	18,96	11,36	16,41	9,89	1,78
Na ₂ O	0,55	1,00	0,12	0,01	0,14	2,21	4,16	3,43	3,49	0,06
K ₂ O	0,15	0,15	0,15	0,02	0,02	0,12	0,34	0,06	0,46	0,19
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	n.d.
H ₂ O ⁻	0,29	0,20	0,49	0,78	0,38	0,12	0,15	0,24	0,24	6,90
H ₂ O ⁺	9,35	0,20	8,25	11,20	3,86	0,36	1,05	0,94	1,53	10,15
NiO	0,17	n.d.	0,19	0,20	0,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,22
Σ	100,74	100,83	99,64	99,53	99,89	100,01	99,80	100,02	99,78	99,79
ppm										
Ba	50	50	50	80	80	80	80	80	80	80
Sr	21	47	21	20	85	94	100	92	77	22
Rb	5	7	1	20	20	20	20	20	20	20
Zr	4	16	5	30	41	44	45	43	42	33
Ti	341	1709	411	210	1050	1840	3010	1859	2509	215
Mn	434	1219	755	930	1100	950	995	849	974	938
Cr	5869	1326	2683	1800	356	247	400	236	371	1883
V	61	141	45	44	95	110	100	107	156	45
Ni	2812	709	1849	1987	465	133	100	112	149	2350
Co	105	26	88	110	31	38	60	27	42	93
Y	12	16	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	24	10	22	58	57	12	1	8	4	12
Pb	3	6	3	1	1	7	1	10	3	2
Zn	38	31	28	69	27	91	1	82	170	20
Ni	2812	709	1849	1987	465	133	100	112	149	2350
Li	2	6	2	0	0	22	10	30	4,5	0

Дълбокото Деро: 5002 - серпентинит; 5005a - пироксенови ивици; 5005b - серпентинитови ивици; 1367a - серпентинитови ивици; 1367b - пироксенови ивици; Аврен: 1141a пироксенит; 1141b - силно амфиболизиран пироксенит (фиг. 8B); Чакалица: 2367a - пироксенит; 2367b - амфиболизиран пироксенит

Dubokoto Dere: 5002 - serpentinite; 5005a - pyroxenite band; 5005b - serpentinite band; 1367a serpentinite band; 1367b - pyroxenite band; Avren: 1141d - pyroxenite; 1141b - intensely amphibolized pyroxenite (fig. 8B); Chakalitsa: 2367a - pyroxenite; 2367b - amphibolized pyroxenite

мраморни пластове. На отделни места се разкрива и подложката от лептитоподобни гнайси, които контактират непосредствено с голямото серпентинитово тяло. Последното е изградено в централните си части от плътен здрав лизардит-хризотил серпентин, на много места преминаващ в антигорит. В периферните части на тялото, предимно в източния му контакт, се наблюдават тънки от 1 mm до 1 cm светли бежово-розови ивици, които се открояват сред тъмнозелената серпентинитова маса (фиг. 3a). Посоката на ивиците следва

конфигурацията на тялото. Близко до границата на серпентинитовото тяло ивиците са гъсто разположени, на места леко деформирани в дребни гънки. Визуално ясно се наблюдава зонален строеж - в средата плътен дребнозърнест гранатов агрегат, включен сред пироксеновата среда. Контактиращите с тях гнайси също съдържат дребен гранат. Към вътрешността на серпентинитовото тяло пироксенитовите ивици стават по-редки, гранатът в тях изчезва (фиг. 3б) и на около 40-50 m те постепенно се изгубват (фиг. 4).



Фиг. 3. а) Ивичест серпентинит с гранат-пироксен-шпинелови сегрегации по синметаморфни зони на срязване, б) ивичест серпентинит с безгранатови пироксен-шпинелови сегрегации

Fig. 3. a) Banded serpentinite with garnet-pyroxene-spinel segregations at synmetamorphic shear zones; b) banded serpentinite with garnet-free pyroxene-spinel segregations

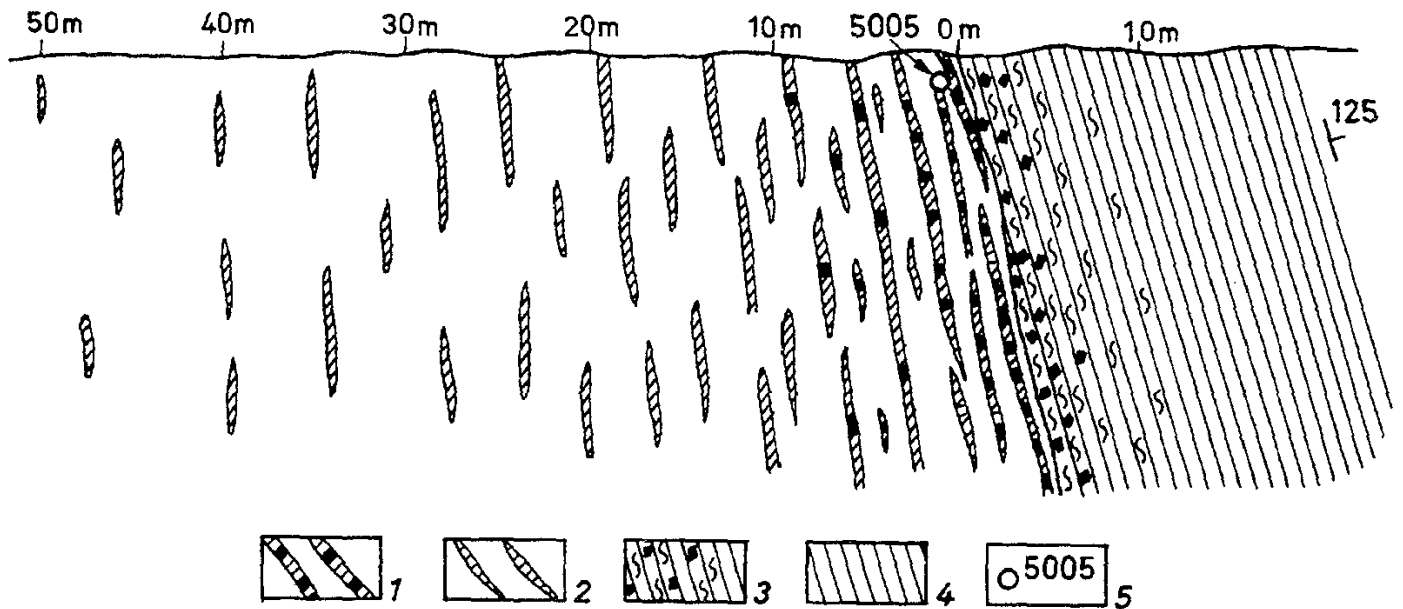
Серпентинитовите ивици се състоят от лизардит-хризотил-агрегат, с характерната решетеста структура, в която присъствуват реликти от оливин. На гра-

ницата с гранат-пироксеновата ивица серпентинът започва да се дехидратизира и прекристализира в прозрачен бледозелен безструктурен агрегат, съставен от криптокристалинни талк и хлорит. В него се зараждат отделни люспи от хлорит и розетовидни магнетитови сегрегации (фиг. 5).

Минералният състав на централната част на ивиците (обр. 5000) е представен от: гранат, орто- и клинопироксен, оливин и шпинел. Гранатът по състав е пироп ($\text{Prp}_{50-55}\text{Alm}_{27-29}\text{Grs}_{16-18}\text{Sprs}_{1-2}$), ортопироксенът - енстатит ($\text{En}_{84-85}\text{Fs}_{14-15}\text{Wo}_{0,35-0,42}$), клинопироксенът - диопсид ($\text{Wo}_{49-51}\text{Fs}_{4}\text{En}_{46-47}$), (по Morimoto, 1988), оливинът - форстерит ($\text{Fo}_{88}\text{Fa}_{12}$), шпинелът - Ст-плеонаст (табл. 2). Минералите са неправилно изометрични, свежи, без следи от серпентинизация или друг променителен процес, а целият агрегат има гранобластова структура. В междинната талк-хлоритова зона, в близост до граната и пироксените, се развиват ветрилообразни, симплектити от бледозелен шпинел, енстатит и диопсид или диопсид и тремолит, а в по-редки случаи - диопсид, шпинел и магнетит (фиг. 5, 6, 7; табл. 3). Подобни симплектити обикновено се приемат като продукти на структурно разпадане на по-ранно съществуващ минерал от еклогитовата парагенеза. Ветрилоподобните симплектити, израсли сред талк-хлоритовата среда се отличават по морфология и по разнообразния си състав от симплектитите, които се образуват около омфацита при еклогитите.

Сравнението между химичния състав на серпентинитовите и гранат-пироксеновите ивици показва, че в последните настъпва рязко повишаване на Ca, Ti, Rb, Sr и по-слабо на Al, Si, Na и V при съответно намаляване на Mg, Fe, Cr, Ni, Co и H_2O (табл. 1). Няма съществена разлика в състава между серпентинита от вътрешните части на тялото и серпентинитовите ивици, запазени между гранат-пироксеновите зони.

Подобни ивичести серпентинити са описани също на гръцка територия (Mposkos, 1995) в продължението на Авренската синклинала.



Фиг. 4. Контакт между гнайси и ивичести серпентинити - участък Дълбокото Деро (фиг. 2В): 1 - гранат-пироксен-шпинелови ивичести сегрегации; 2 - безгранатови пироксен-шпинелови сегрегации; 3 - гранатизирани нашистени биотитови гнайси; 4 - биотитови гнайси; 5 - място и номер на образец
 Fig. 4. Contact between gneisses and banded serpentinites - Dulbokoto Dere region (Fig. 2B): 1 - garnet-pyroxene-spinel banded segregations; 2 - pyroxene-spinel segregations without garnet; 3 - garnet-bearing biotite gneiss with pronounced schistosity; 4 - biotite gneiss; 5 - place and number of sample

Таблица 2

Представителни микросондови анализи на минерали от еколгитизирани серпентинити -

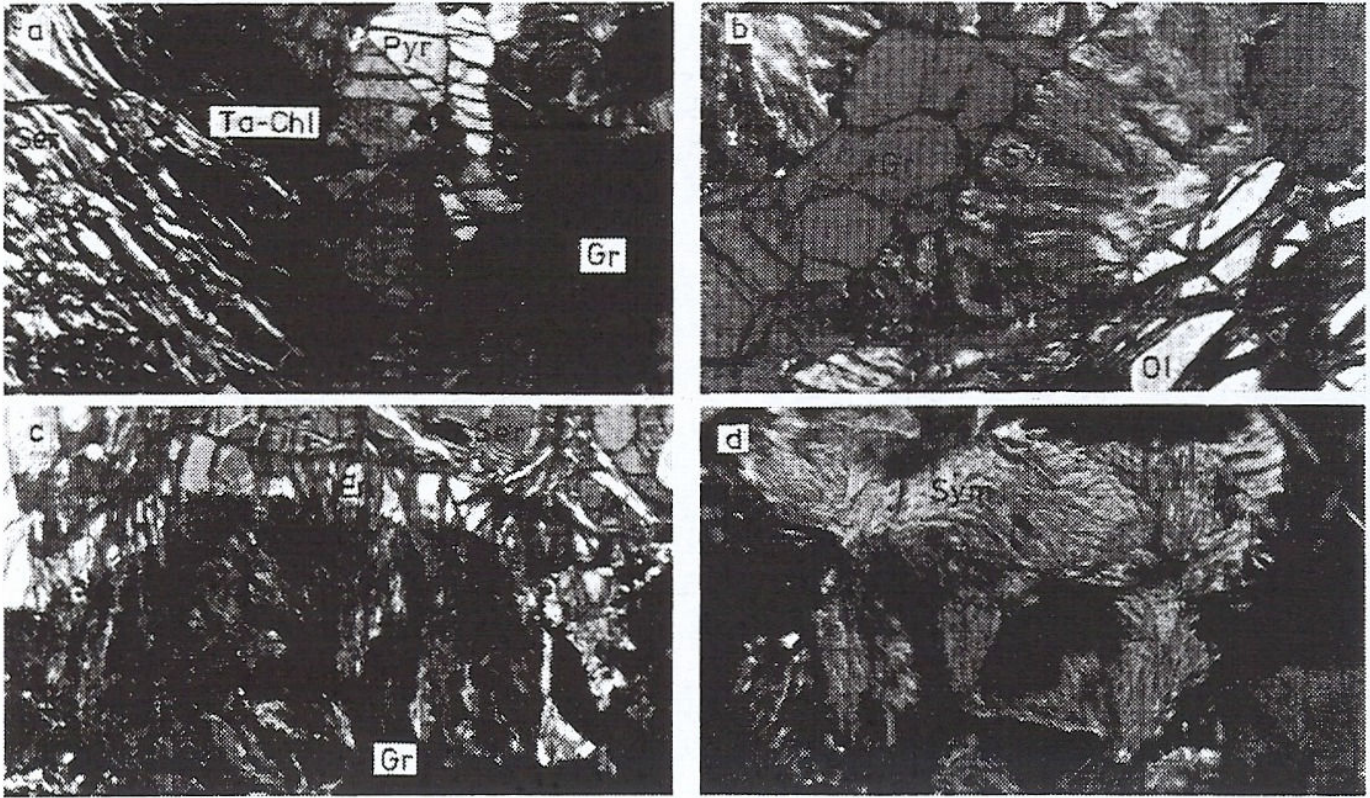
Обр. 5000 Дълбокото Деро

Table 2

Representative microprobe analyses of minerals from eclogitized serpentinites -

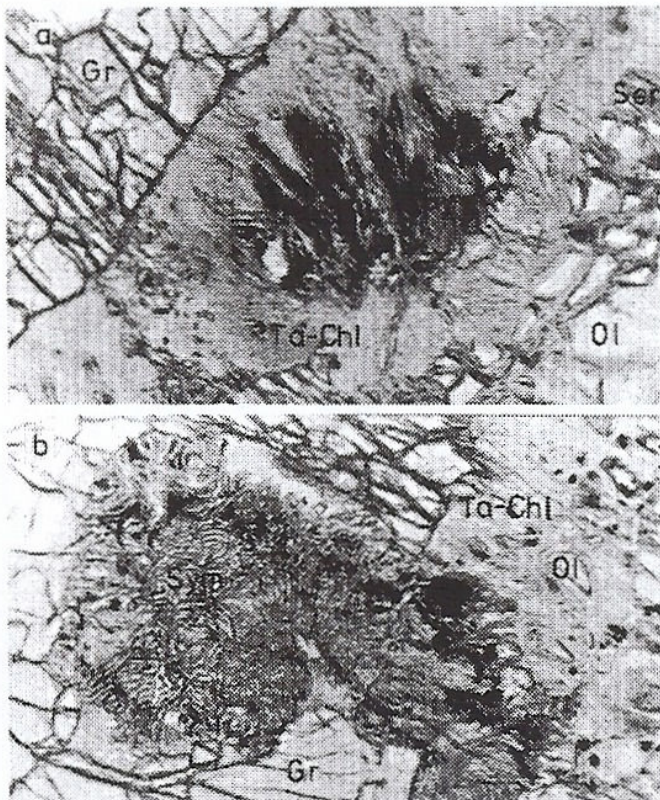
Sample 5000 Dulbokoto Dere

Sam.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
%	Di	Di	Di	En	En	En	Grt	Grt	Grt	Ol
SiO ₂	52,26	51,87	51,85	53,98	54,07	54,55	39,92	40,17	39,63	40,51
TiO ₂	0,01	0,20	0,16	0,00	0,12	0,10	0,00	0,00	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	2,92	3,32	3,17	4,26	3,58	3,13	24,00	24,38	23,76	0,00
FeO	2,62	2,74	2,76	9,37	10,10	9,89	14,02	13,51	14,48	11,48
MnO	0,13	0,06	0,14	0,22	0,26	0,37	0,96	0,72	0,94	0,00
MgO	16,81	16,82	16,69	31,77	31,64	31,7	14,94	15,77	14,06	47,65
CaO	25,08	24,90	24,98	0,18	0,19	0,22	6,10	6,28	7,06	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,36
K ₂ O	0,17	0,10	0,25	0,00	0,05	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99	100,0	100,8	99,95	100,0
Si	1,898	1,883	1,885	1,877	1,889	1,907	2,928	2,910	2,922	1,002
Ti	0,000	0,005	0,004	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000
Al	0,125	0,143	0,120	0,175	0,148	0,129	2,074	2,082	2,066	0,000
Fe ³	0,080	0,083	0,085	0,085	0,070	0,054	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²	0,000	0,000	0,000	0,187	0,225	0,235	0,860	0,818	0,894	0,237
Mn	0,004	0,001	0,004	0,006	0,008	0,011	0,060	0,044	0,058	0,000
Mg	1,910	0,910	0,906	1,648	1,648	1,651	1,634	1,704	1,546	1,756
Ca	0,976	0,969	0,974	0,007	0,007	0,008	0,480	0,488	0,558	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003
K	0,008	0,005	0,012	0,000	0,002	0,002	0,006	0,000	0,000	0,000
CATS	4,000	3,999	3,990	4,000	4,000	4,000	8,042	8,048	8,046	2,998
OXY	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	12,000	12,000	12,000	4,000



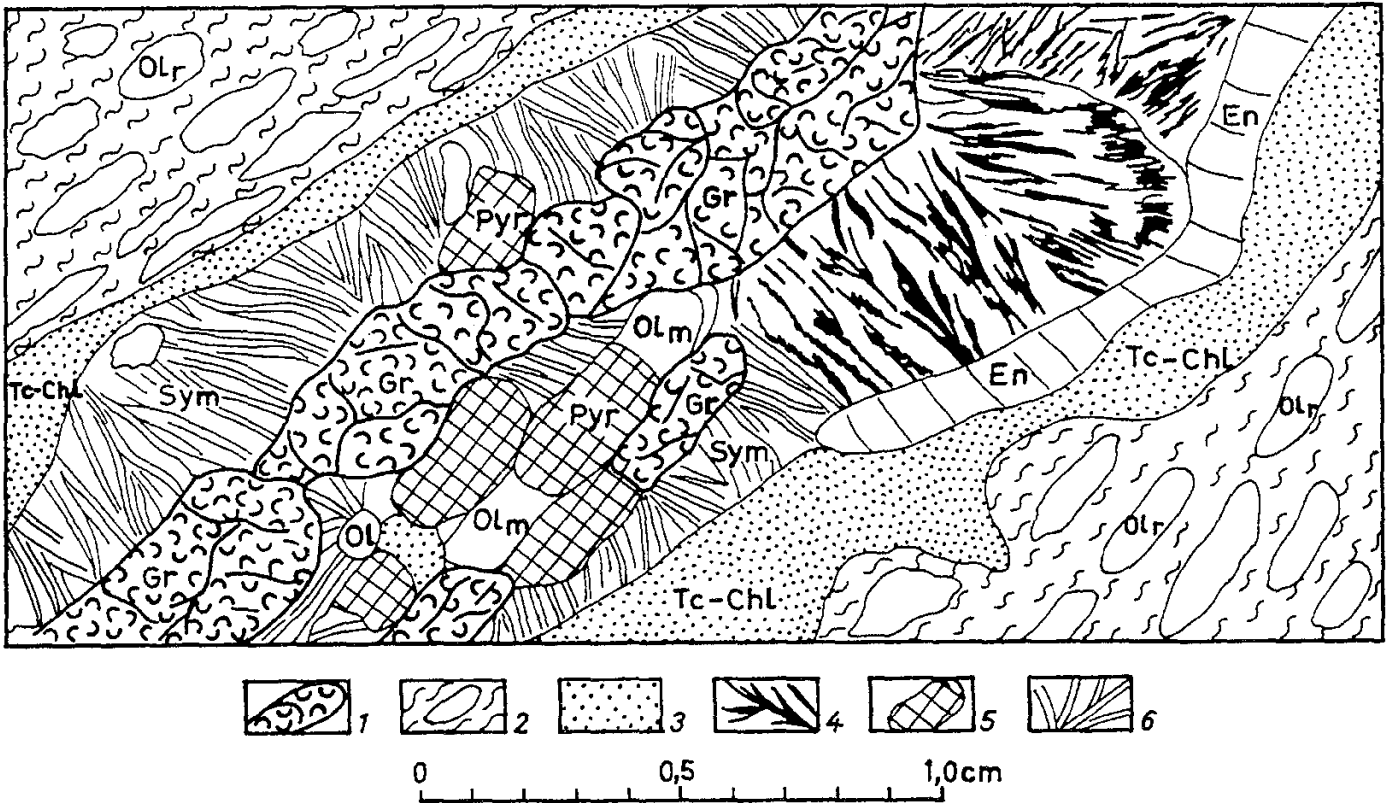
Фиг. 5. Микроснимки на еклогитова зона: а) Контакт между серпентинити (Ser) и гранат-пироксен-шпинелови ивичести сегрегации; Ta-Chl - талк-хлоритова междинна зона; Pyr - пироксен; Gr - гранат, б) Реакционна симплектитова (Sym) зона между гранат (Gr) и серпентинит с реликти от оливин (Ol); в) Симплектити (Sym), изградени от диопсид, шпинел и магнетит, развити между гранат (Gr), енстатит (En) и серпентинит (Ser); д) Ветрилоподобни симплектити (Sym) от диопсид и шпинел. Кръстосани николи. Основа 4 mm

Fig. 5. Microphotographs of eclogite zone: a) Contact between serpentinites (Ser) and garnet-pyroxene-spinel banded segregations; Ta-Chl - talc-chlorite transitional zone; Pyr - pyroxene; Gr - garnet; б) Reaction symplectitic zone between garnet (Gr) and serpentinite with olivine (Ol) relics; в) Symplectites (Sym) consisting of diopside, spinel and magnetite, developed between garnet (Gr), enstatite (En) and serpentinite (Ser); д) Fan-like symplectites (Sym) of diopside and spinels. Crossed polars. Base 4 mm



Фиг. 6. Микроснимки на симплектити от еклогитова зона: а) Симплектити (Sym), състоящи се от диопсид, шпинел и магнетит, развити сред талк-хлоритов (Ta-Chl) микрокристален агрегат между гранат (Gr) и серпентинит (Ser) с реликти от оливин (Ol); б) Мирмекитоподобен симплектит (Sym) от плеонаст, енстатит и магнетит, след разпадане на Cr-Mg-Al шпинел, развит в талк-хлоритова зона между гранат (Gr) и серпентинит с реликти от оливин (Ol)

Fig. 6. Microphotographs of symplectites from eclogite zone: а) Symplectites (Sym), consisting of diopside, spinel and magnetite, developed into talc-chlorite (Ta-Chl) microcrystalline aggregate between garnet (Gr) and serpentine (Ser) with relics of olivine (Ol); б) Myrmekite-like symplectite (Sym) from pleonaste, enstatite and magnetite, after decomposition of Cr-Mg-Al spinels, developed into talc-chlorite zone between garnet (Gr) and serpentinite with relics of olivine (Ol)



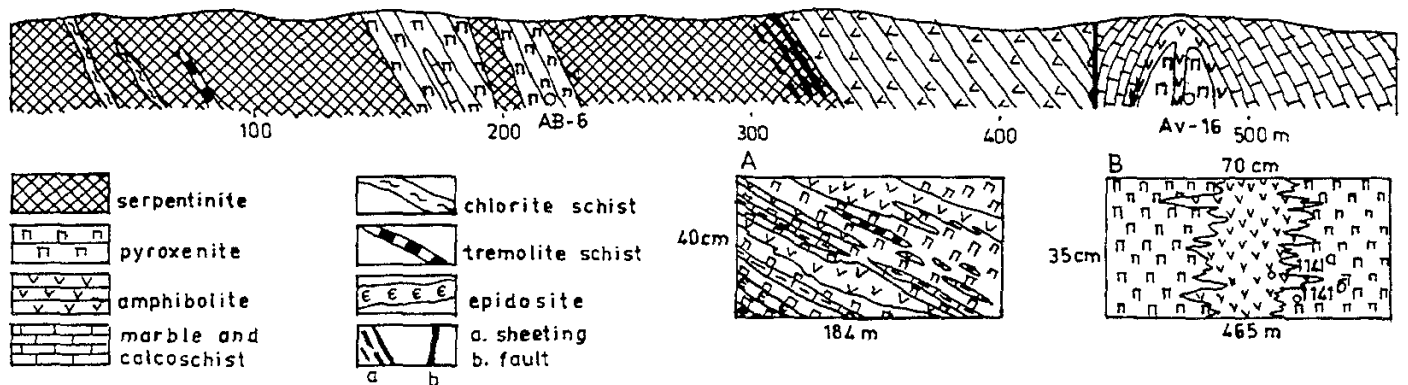
Фиг.7. Зарисовка по микроснимки на зонален ивичест гранат-пироксен-шпинелов агрегат. 1 - гранат; 2 - серпентин с реликти от оливин; 3 - талк-хлоритова междинна зона; 4 - ветрилоподобни симплектити с магнетит; 5 - пироксен; 6 - симплектити от шпинел и пироксени

Fig. 7. Sketch after microphotographs of zoned banded garnet-pyroxene-spinel aggregate. 1 - garnet; 2 - serpentine with relics of olivine; 3 - talc-chlorite transitional zone; 4 - fan-like symplectites with magnetite; 5 - pyroxene; 6 - symplectites of spinel and pyroxene

Участък Аврен

Разкритото тук серпентинитово тяло е най-голямо в района (фиг. 2). Дължината му надхвърля 12 km, като само на българска територия е почти 8 km, при ширина 700-1000 m. Вложено е конкордантно сред амфиболити, калкошисти и мрамори. По състав съответства на тялото от участък

Дълбокото дере. Антигоритът замества лизардит-хризотилския серпентин, предимно в периферните му части и формира слаба шистозност в две почти перпендикулярни посоки - едната паралелна на удължението на тялото, другата напречно на него, фиксирайки две основни направления в силовото поле на напреженията. Серпентинитът в периферните части на



Фиг. 8. Зарисовка на северния край на серпентинитовото тяло от участък Аврен (фиг. 2A). Серпентинитите са разцепени на отделни пластини, разделени от пироксенитови септи

Fig. 8. Geological sketch of the northern edge of a serpentinite body from the Avren region (Fig. 2A). Serpentinite rocks are split to plates, separated by pyroxene layers.

Таблица 3

Представителни микросондови анализи на симплектити от гранат-пироксен шпинелови зони - Обр. 5000
Дълбокото Дере

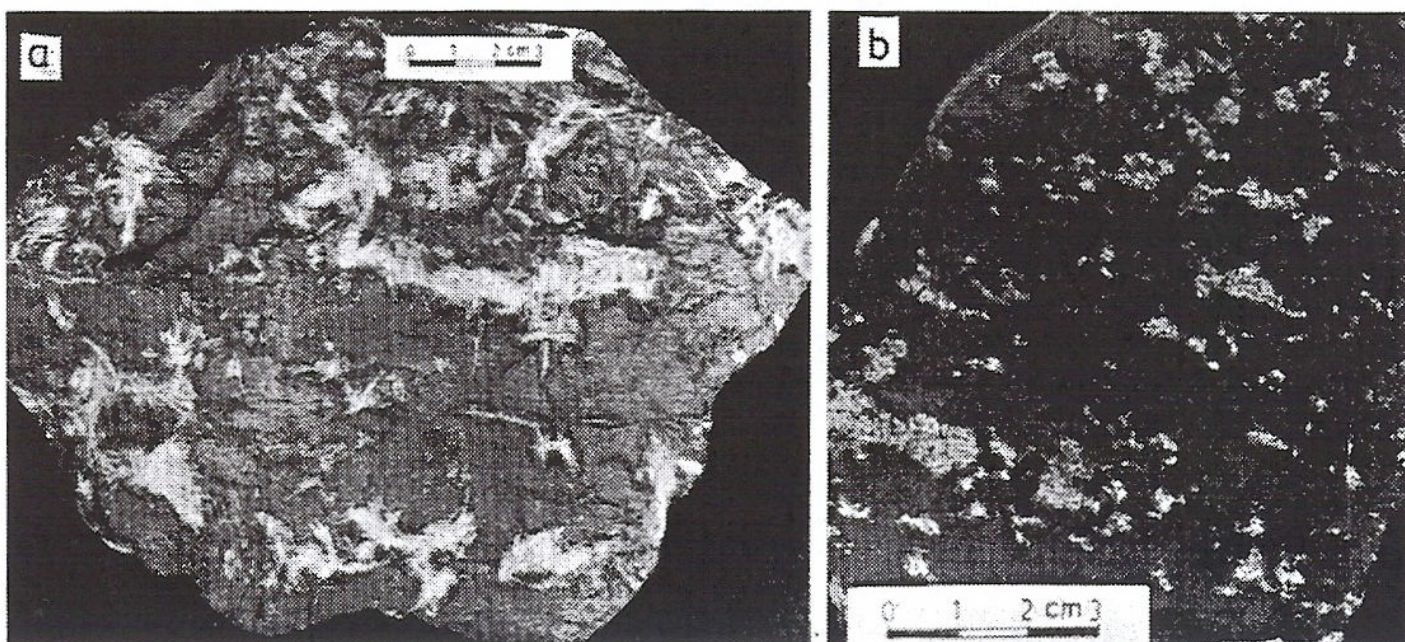
Table 3

Representative microprobe analyses of symplectites from garnet-pyroxene spinel zones Sample 5000 Dulbokoto Dere

Sample	5000-1	5000-2	5000-3	5000-4	5000-5	5000-6	5000-7
%	Di	En	Di	En	Ta-Chl	Spl	Hbl
SiO ₂	53,17	55,96	52,31	56,15	31,73	0,19	44,53
TiO ₂	0,30	0,09	0,28	0,01	0,00	0,06	0,19
Al ₂ O ₃	2,65	2,95	2,68	2,94	15,77	62,01	14,74
FeO	2,04	7,78	2,33	7,38	6,04	14,37	4,10
MnO	0,00	0,14	0,20	0,15	0,33	0,58	0,00
MgO	17,43	32,87	17,19	33,19	32,06	18,69	17,35
CaO	24,41	0,21	24,99	0,16	0,37	0,00	19,36
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,08
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4,10	n.d.
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	13,67	0,00	n.d.
Σ	100,00	100,00	99,98	99,99	99,99	100,00	100,38
Si	1,930	1,939	1,910	1,942		0,040	6,188
Ti	0,008	0,002	0,008	0,00		0,009	0,020
Al	0,113	0,120	0,115	0,120		15,082	2,414
Fe	0,062	0,225	0,071	0,213		2,475	0,476
Mn	0,000	0,004	0,006	0,004		0,101	0,000
Mg	0,943	1,698	0,936	1,711		5,745	3,592
Ca	0,949	0,008	0,978	0,006		0,000	2,881
Na	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,008
K	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,005
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000		0,636	0,000
CATS	4,005	3,997	4,024	3,996		24,087	15,584
OXY	6,000	6,000	6,000	6,000		32,000	23,000

5000-5 - криптокристалинен талк-хлоритов агрегат

5000-5 - cryptocrystalline talc-chlorite aggregate



Фиг. 9. Метаморфизъм на серпентинит от вътрешни части на тялото (фиг. 8). Снопесто-лъчеви (а) или петнисти (б) тремолитови агрегати, заместващи серпентинита

Fig. 9. Metamorphism of serpentinite from the body interior (Fig. 8). Sheaf-radial (a) or spotted tremolite aggregates replace the serpentinite

Таблица 4

Представителни микросондови анализи на минерали от еклогитизирани серпентинити - Аврен

Table 4

Representative microprobe analyses of minerals from eclogitized serpentinites - Avren

Sample	Av-6 Di	Av-6 Ep	Av-3a Grs	Av-3a Di	Av-3a Ep	Av-16 Aug	Av-16 Hbl	Av-314 Grs	Av-314 Zo
SiO ₂	52,75	37,88	39,05	53,72	36,84	49,60	48,20	37,61	38,56
TiO ₂	0,03	0,15	0,93	0,06	1,17	0,29	0,44	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	1,45	25,34	17,74	1,45	15,97	8,01	8,58	23,00	33,39
FeO	7,39	9,01	7,23	3,20	8,54	11,19	11,72	22,52	1,78
MnO	0,23	0,07	0,84	0,22	0,48	0,27	0,16	2,78	0,08
CoO	0,04	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00
MgO	13,14	0,32	0,01	16,61	0,05	15,30	14,37	2,41	0,09
CaO	24,17	24,41	34,40	24,68	34,09	11,91	11,97	11,20	23,13
Na ₂ O	0,90	0,21	0,11	0,00	0,00	2,15	2,22	0,08	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,45	0,46	0,07	0,08
ZrO ₂	0,00	0,00	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,00	0,00	n.d.
Cr ₂ O ₃	0,14	0,14	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	0,10	0,00	n.d.
NiO	0,00	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	0,09	0,00	n.d.
H ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,86	n.d.	n.d.	0,00	2,84
Σ	100,24	97,67	100,12	100,00	100,00	99,26	98,37	99,60	99,98
Si	1,965	3,151	3,031	1,963	2,935	1,844	6,974	2,956	2,913
Ti	0,001	0,009	0,054	0,001	0,070	0,008	0,048	0,001	0,000
Al	0,064	2,486	1,623	0,062	1,498	0,351	1,462	2,130	2,972
Fe	0,230	0,689	0,462	0,098	0,512	0,348	1,417	1,477	0,112
Mn	0,007	0,005	0,048	0,006	0,032	0,009	0,020	0,185	0,005
Co	0,001	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
Mg	0,730	0,040	0,001	0,904	0,006	0,848	3,100	0,283	0,010
Ca	0,965	2,176	2,869	0,966	2,908	0,474	1,855	0,943	1,871
Na	0,065	0,034	0,015	0,000	0,000	0,155	0,621	0,013	0,005
K	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,021	0,086	0,007	0,007
Zr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,004	0,009	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Ni _i	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,010	0,000	0,000
OH	0,000	0,000	0,000	0,000	2,050	0,000	0,000	0,000	0,143
KATS	4,033	8,609	8,098	4,000	10,011	4,060	15,600	7,995	9,323
OXY	6,000	13,000	12,000	6,000	13,000	6,000	23,000	6,000	23,000

тялото е силно разлистено, а навътре - грубо наплочено. В зоните на разлистване се наблюдават тънки до 1-2 cm при дължина 15-20 cm лещообразни мраморни сегрегации и талк-хлоритови наледи. Процесът на дезинтеграция е особено подчертан в северния край на масива, където серпентинитите се разцепват на няколко пластини, разделени от пироксенитови и мраморни септи (фиг. 8). Метаморфните изменения върху серпентинита показват темпорални и фащиални различия, регистрирали насоките в развитието на метаморфния процес. Във вътрешните части на тялото, последователността на образуване на метаморфните продукти е: серпентинит → талк+хлорит → тремолит/актинолит → обикновен амфибол.

Липсата на интензивни структурни напрежения се изразява в кристализацията на звездообразни снопесто-лъчеви тремолитови агрегати (фиг. 9). На отделни места обаче в контактите на серпентинитовото тяло или в септите между серпентинитовите пластини се появяват епидотови пироксенити, които образуват пластове с дебелина от няколко десетки cm до 20-25 m. Между тях се образуват също тънки cm пластове от епидозити, мрамори и калкошисти (фиг. 8). Минералният състав на пироксенитите е представен основно от диопсид и клиноцоизит, като много рядко се появяват тънки жилки от бледорозов grosулар (табл. 4, обр. Av-3, 6). Пироксенитите са заместени от амфибол, който се развива в началото по междупластовите

Таблица 5

Представителни микросондови анализи на минерали от пироксенитови ивици - Обр.34 Чакалица

Table 5

Representative microprobe analyses of minerals from pyroxenite bands - Sample 34 Chakaliusa

Sample	34-1c	34-1r	34-2c	34-2r	34-3c	34-4c	34-4r	34-5c	34-5r	34-6c
%	Орх	Орх	Орх	Орх	Орх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх
SiO ₂	57,02	56,93	57,15	57,03	56,50	53,92	54,51	53,88	53,80	53,25
TiO ₂	0,05	0,08	0,09	0,15	0,00	0,13	0,02	0,04	0,01	0,08
Al ₂ O ₃	1,54	1,19	1,61	1,49	1,75	0,83	0,73	1,77	1,16	1,54
FeO	6,57	6,44	6,47	6,38	6,47	1,84	1,69	2,05	2,02	1,94
MnO	0,14	0,18	0,16	0,22	0,09	0,00	0,03	0,12	0,13	0,03
CoO	0,02	0,00	0,10	0,00	0,04	0,03	0,00	0,05	0,00	0,03
MgO	33,65	33,67	33,63	33,26	33,16	17,14	17,26	16,63	17,33	16,70
CaO	0,34	0,22	0,33	0,23	0,28	25,73	25,63	24,83	24,41	24,81
Na ₂ O	0,19	0,14	0,32	0,22	0,16	0,28	0,37	0,48	0,40	0,42
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZrO ₂	0,09	0,04	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,37	0,24	0,46	0,32	0,61	0,24	0,47	0,85	0,48	0,82
NiO	0,12	0,06	0,11	0,08	0,22	0,25	0,09	0,06	0,05	0,05
Σ	100,1	99,19	100,4	99,41	99,32	100,4	100,8	100,7	99,79	99,67
Si	1,968	1,980	1,970	1,979	1,966	1,961	1,970	1,950	1,963	1,949
Ti	0,001	0,002	0,002	0,004	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,002
Al	0,063	0,049	0,065	0,061	0,072	0,036	0,031	0,076	0,050	0,066
Fe	0,190	0,187	0,177	0,186	0,188	0,056	0,051	0,062	0,062	0,059
Mn	0,004	0,005	0,005	0,007	0,003	0,000	0,001	0,004	0,004	0,001
Co	0,001	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001
Mg	1,732	1,745	1,728	1,723	1,720	0,929	0,930	0,897	0,942	0,911
Ca	0,013	0,008	0,013	0,009	0,010	1,003	0,993	0,963	0,954	0,973
Na	0,013	0,010	0,022	0,015	0,011	0,020	0,026	0,034	0,028	0,029
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zr	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,010	0,006	0,012	0,009	0,017	0,007	0,014	0,024	0,014	0,024
Ni	0,003	0,002	0,003	0,002	0,006	0,008	0,003	0,002	0,001	0,001
CATS	3,999	3,995	4,000	3,997	3,995	4,024	4,020	4,016	4,019	4,018
OXY	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000

c - core; r - rim

повърхнини, постепенно заемайки целия обем на скалата (фиг. 8 А, В). Амфиболизацията е свързана с тънки плагиоклазови жилки, проникнали сред пироксенитите послойно и секущо. На отделни места по контактите на тялото се формират авгитови пироксенити, заместени по пукнатини от амфибол - еденит (фиг. 8В; табл. 1, обр. 1141, табл. 4, обр. 16) или лещи от цоизит-амфибол-гранатови шисти. Последните се появяват на места, където е била проявена силна милонитизация и хлъзгане по граничните повърхности на серпентинитовото тяло. Шистите външно представляват сивочерна плътна скала, сред която са израстнали дълги до 1-2 cm бели цоизитови призми с иглест хабитус, а на места и едър, с диаметър 1-1,5 cm гранат от гросулар-алмандинов тип (табл.

4, обр. 314). Мезостазисът е финокристален, съставен от хлорит и талк, а на отделни места и амфибол. Геоложкото положение, текстурата и структурата скалите ги характеризират като прекристаллизирани милонити.

Участък Чакалица

Няколко силно удължени, разкъсани серпентинитови тела с дължина до няколко десетки метра залягат конкордантно между амфиболити и мрамори (фиг. 1). Серпентинитите показват аналогична ивичеста текстура както при тялото от участък Дълбок дол. Ивиците са паралелни на удължението на телата. Тяхната дебелина е 1-2 cm. Светлите пироксенови ивици алтернират със серпентини-

Таблица 6

Представителни микросондови анализи на минерали от пирокенитови ивици - Обр. 34 Чакалица

Table 5

Representative microprobe analyses of minerals from pyroxenite bands - Sample 34 Chakalitsa

Sampl	34-7	34-7	34-8	34-8	34-9	34-9	34-10	34-10	34-11	34-12
%	Ol-c	Ol-r	Ol-c	Ol-r	Spl-c	Spl-r	Spl-c	Spl-r	Srp	Srp
SiO ₂	41,36	41,63	41,11	41,22	0,07	0,04	0,23	0,15	39,47	37,30
TiO ₂	0,00	0,00	0,03	0,00	0,26	0,18	0,18	0,16	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	0,00	0,07	0,00	0,00	27,34	26,98	27,29	28,04	0,51	0,13
FeO	9,38	9,63	9,09	9,14	25,94	25,46	22,67	22,86	7,19	7,89
MnO	0,21	0,06	0,17	0,14	0,39	0,22	0,49	0,23	0,13	0,00
MgO	48,31	48,30	48,67	48,73	11,17	11,26	11,60	11,66	35,48	34,53
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,12	0,11
NiO	0,27	0,44	0,58	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41
Cr ₂ O ₃	0,04	0,05	0,02	0,05	35,32	35,43	37,11	36,40	0,11	0,04
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,32	0,51	0,30	0,00	0,00
Σ	99,57	100,2	99,66	99,77	99,69	99,90	100,1	99,81	83,12	80,48
Si	1,015	1,016	1,009	1,010	0,700	0,009	0,056	0,036	1,984	1,956
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,049	0,034	0,034	0,030	0,004	0,002
Al	0,000	0,002	0,000	0,000	7,772	7,914	7,915	8,123	0,030	0,008
Fe	0,193	0,196	0,187	0,187	5,430	5,300	4,666	4,698	0,302	0,346
Mn	0,004	0,001	0,004	0,003	0,083	0,046	0,102	0,049	0,006	0,000
Mg	1,767	1,757	1,780	1,779	4,169	4,179	4,354	4,271	2,658	2,699
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,003	0,002	0,006	0,006
Ni	0,005	0,009	0,011	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017
Cr	0,001	0,001	0,000	0,001	6,991	6,972	7,220	7,072	0,004	0,002
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,031	0,059	0,093	0,055	0,000	0,002
CATS	2,985	2,982	2,987	2,990	24,55	24,52	24,34	24,34	4,995	5,037
OXY	4,000	4,000	4,000	4,000	32,00	32,00	32,00	32,00	7,000	7,000

с - core; г - rim

тови. Състоят се от четиричленната парагенеза: ромбичен пироксен (En_{89,5}Fs₁₀Wo_{0,5}), моноклинен пироксен (En₄₇₋₅₀Fs_{2,5-3,8}Wo₄₆₋₅₀), оливин (Fo₈₉₋₉₀Fa₁₀₋₁₁) и шпинел - Mg-Al хромит (табл. 5, 6). Минералите са свежи, не са претърпели посткристализационна деформация и не са засегнати от общата серпентинизация, което е свидетелство за техния по-късен произход. На отделни места сред серпентинитовата маса се формират дълти до 0,5 m и ширина 4-5 cm лещообразни сегрегации от очевидно късно образувани пироксени с преобладаване на енстатита, които имат резки граници с включващия ги серпентинит. Изследванията върху зоналността на орто и клинопироксените от ивиците показват сравнително слаби изменения в химизма им (табл. 5, 6) но с ясна тенденция към намаляване на Al, Mg, Cr и Ni в периферните части на индивидите, факт който се тълкува като белег за понижаване

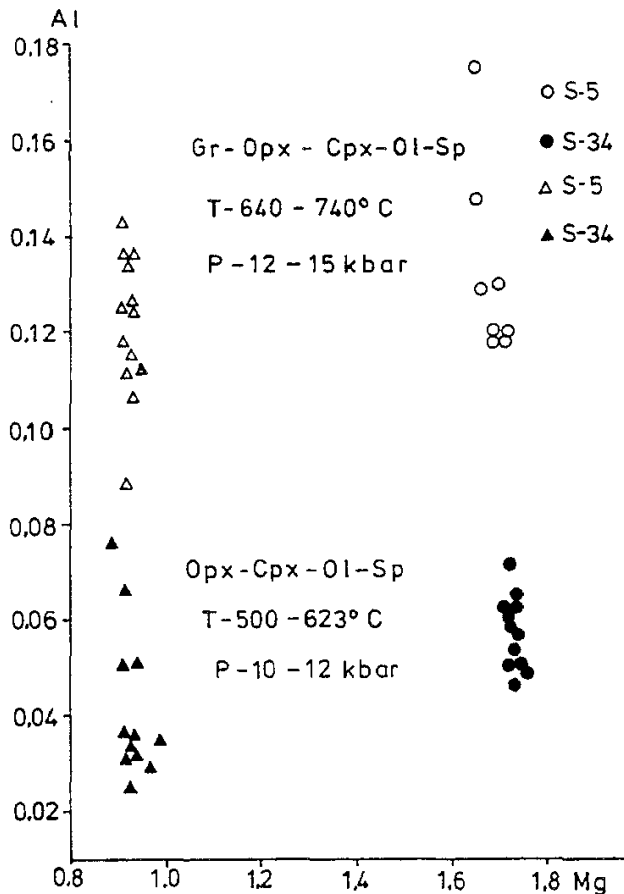
температурата на кристализация (Harley, Green, 1982). Съдържанието на Al в пироксените от това тяло е по-ниско от това при пироксените от гранат-пироксен-шпинеловите ивици в серпентинитите от участък Дълбок дол, което бележи по-ниска кристализационна температура за безгранатовите пироксенови сегрегации (фиг. 10).

Генезис

Прогресивните метаморфни изменения при серпентинитите от Авренската синклинала следват две линии на синхронно развитие:

а) в периферните зони на еклогитизация, при повишени термобарични условия:
 Srp (Liz/Chrz) → Ant → Ol + Opх + Crx + Spl + Grt → Hbl

б) във вътрешността на серпентинитовите тела, при среднотермобарични условия:
 Srp (Liz-Chrz) → Ant → Tal +



Фиг 10. Разпределение на Al в орто- и клинопироксени от гранат съдържащи и безгранатови еклогитови парагенези в ивичести серпентинити от Авренската синклинала. 1 - ортопироксени от гранат-пироксен-шпинелови ивици - обр. 5000; 2 - ортопироксени от безгранатови пироксен-шпинелови ивици - обр. 34; 3 - клинопироксени от гранат-пироксен-шпинелови ивици - обр. 5000; 4 - клинопироксени от безгранатови пироксен-шпинелови ивици - обр. 34

Fig. 10. Distribution of Al in ortho- and clinopyroxenes from garnet-bearing and garnet-free eclogite parageneses in banded serpentinites, Avren syncline. 1 - orthopyroxenes from garnet-pyroxene-spinel bands, sample 5000; 2 - orthopyroxenes from pyroxene-spinel garnet-free bands, sample 34; 3 - clinopyroxenes from garnet-pyroxene-spinel bands, sample 5000; 4 - clinopyroxenes from pyroxene-spinel garnet-free bands, sample 34

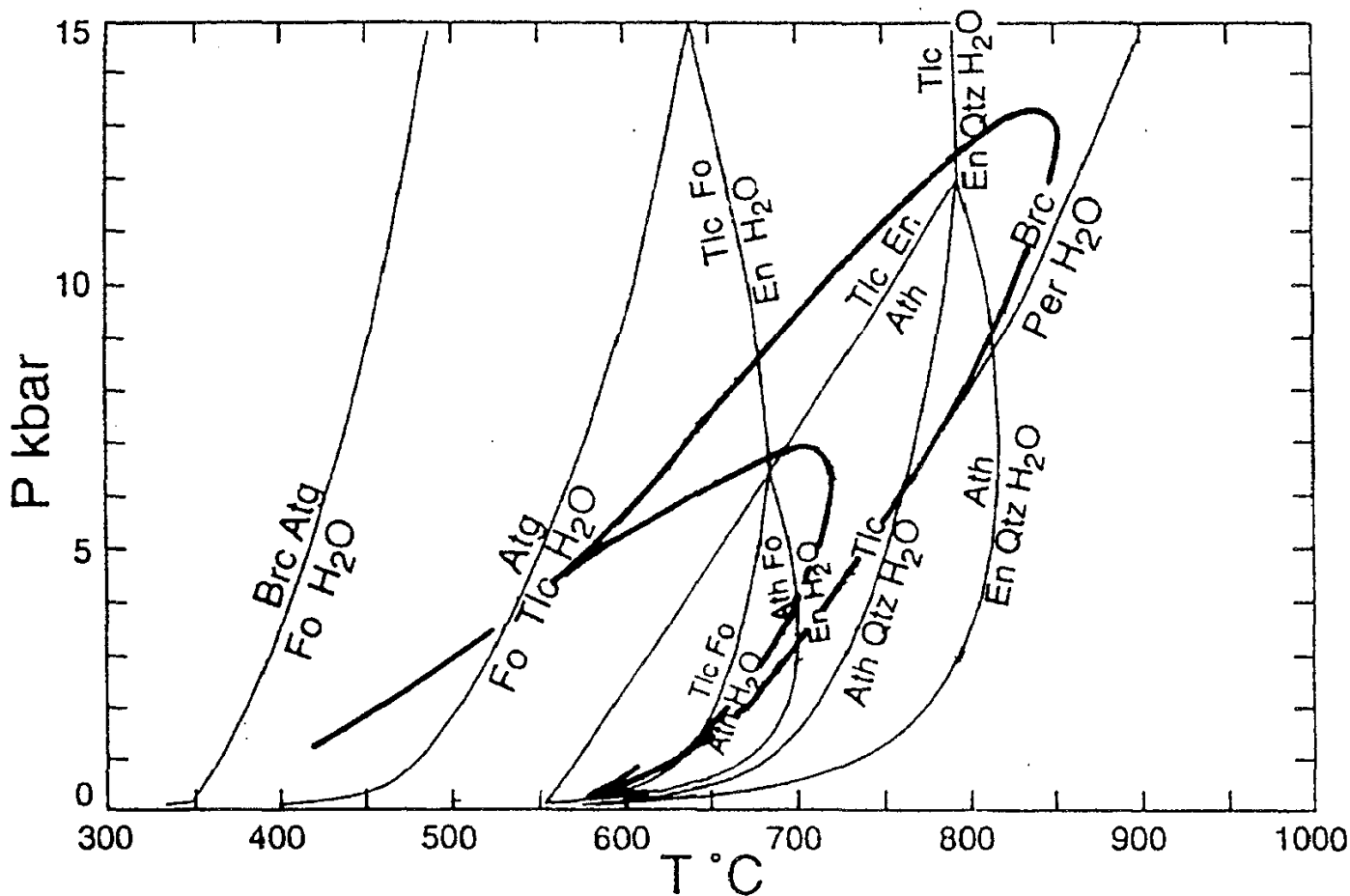


Аналогичен ход на метаморфизма е отразен и в зоналността на самите тесни ивици. Там серпентинът последователно се замества от талк-хлоритовия агрегат, следван от амфибол, диопсид, енстатит, шпинел и магнетит в зоната на симплектитите и в центъра - гранат-пироксенов агрегат (фиг. 7).

Кристализационната температура на пироксенитовите ивици, измерена с геотермобарометри показва значителни

вариации в различните зони и находища. Най-високи температури се регистрират в гранат-пироксен-шпинеловите вътрешни зони на ивиците от участък Дълбок дол (Обр.5005). По гранат-ортопироксеновия геотермометър (Harley, 1984; Lee, Ganguly, 1988;) стойностите варират между 811°C до 741°C, а налягането, по геобарометъра на Finnerty, Boyd (1987) се изчислява на 12-17 kb. За същите образци по двупироксеновия геотермометър (Brey et al., 1990; Brey, Kohler, 1990) и по гранат-клинопироксеновия геотермометър (Krogh, 1988) стойностите са по-ниски - 635-650°C. Същите геотермобарометри са използвани при оценката на кристализационната температура за дендритовидните симплектити (Обр.5005), при което получените температури са по-ниски с около 100°C - между 550 и 750°C. Близки са стойностите за безгранатовите пироксенови ивици от участък Чакалица - 560-623°C при налягане 11-12 kbar. Най-широки са вариациите на температурно-барометричните стойности от участък Аврен, където те се колебаят в диапазон между 590°C и 740°C и налягане от 8 до 10-12 kbar. Получените стойности се корелират добре с теоретично утвърдените термобарометрични параметри за фазовите превръщания при прогресивно метаморфозирания серпентинити в талк и хлорит около 500-580°C (Evans, Trommsdorff, 1970; Trommsdorff, Evans, 1972), на талка в амфибол или хлорита в алмандин - между 600 и 700°C (Greenwood, 1963; Coleman, 1971) и появата на пироксени и шпинел или пироксен и гранат над 800°C и 10-16 kbar (Bucher, Frey, 1994). Ендотермичните дехидратионни реакции бележат прогресивния ход на процеса в зоните на деформация (Murrell, 1985), илюстриран в двата фащиални клона на неговото развитие (фиг. 11).

Основният въпрос при описвания пример е, как високо термобарометричните минерални асоциации са се образували сред водонаситени скали, каквито са серпентинитите, чиято термична стабилност не превишава 580-600°C. Реакционните взаимоотношения между минералите показват недвусмислено, че серпентинът е подложен на дехидратизация и се замества

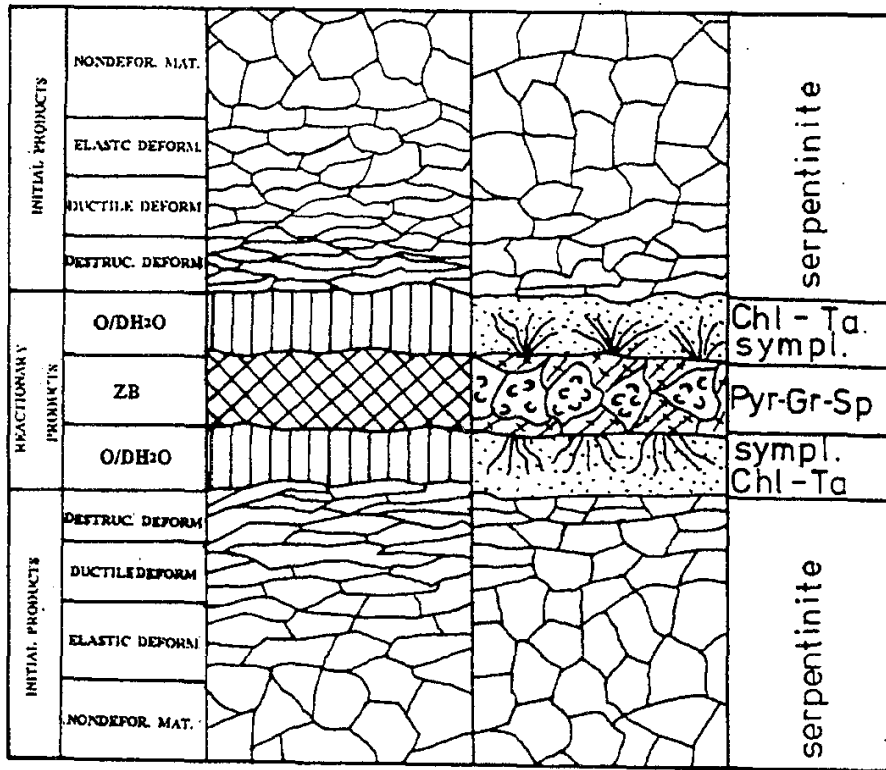


Фиг. 11. Опростена петрогенетична решетка по Spear (1993) с два клона на развитие на проградния метаморфизъм: високотермобаричен - еклогитов и среднотермобаричен - амфиболитов фациален тренд. Символи: Brc - бруцит; Atg - антигорит; Fo - форстерит; Tlc - талк; En - енстатит; Ath - антофилит; Qtz - кварц; Per - периклаз

Fig. 11. Simplified petrogenetic grid after Spear (1993) with two branches of prograde metamorphism: hightermobaric - eclogite and medium termobaric - amphibolitic facies trend. Symbols: Brc - brucite; Atg - antigorite; Fo - forsterite; Tlc - talc; En - enstatite; Ath - anthophillite; Qtz - quartz; Per - periclaase

от новите безводни по-високотемпературни парагенези. Освен това реакцията на превръщане на серпентина - минерал с планарен тип структура в нови силикатни и окисни фази с аксиален и островен тип по-плътна кристална решетка, има значителен отрицателен обемен ефект. Появата на граната в асоциация с клинопироксена в последната фаза на заместването, успоредно с изчезване на шпинела, бележи най-високата степен на налягането - над 14 kbar, (Bucher, Frey, 1994; Spear, 1993). Очевидно е, че новата парагенеза, рязко неравновесна по отношение на средата, в която се създава, документира силно изразена пространствена анизотропност по отношение на температурата и налягането. Следователно един по-висок термобаричен режим, съответстващ на еклогитовия фациес, се е реализирал само в ограничения обхват на

ивиците. Подобни условия могат да възникнат в зони на срязване, по които се е извършвало триене. Изследванията върху трибологичните системи (Хайнике, 1987; Справочник по триботехнике, 1989) доказват, че при триенето на неравни повърхности, в т.н. зона на Бейлби (фиг. 12) се извършват интензивни деформационни процеси: еластични, пластични и крехки деформации. Те довеждат до създаване на дефекти в кристалната решетка и дезинтеграция на минералните зърна до молекулно и атомно ниво. В резултат се повишава няколкократно температурата, нараства енергията на активизация и химическата активност на компонентите, което води до създаване на нов реакционен продукт. Някои автори допускат, че "в тесни (няколко сантиметрови) разривни зони ...температурата може да се повиши до 1000°C, при което вследствие триенето



Фиг. 12. Зона на триене. Лявата страна представя принципна схема на трибологична зона по Хебда и Чичинадзе (1989), дясната - еклогитова зона сред серпентинити. O/DH₂O - зона на окислително-деhidратационни процеси, ZB - зона на Бейлби на пълна веществена трансформация и прекристализация на триешите се пластини

Fig. 12. Zone of friction. The left side represents a principal scheme of tribological zone after Хебда, Чичинадзе (1989), the right side shows an eclogitic zone in serpentinites. O/DH₂O zone of oxization-dehydration, ZB - zone of Balby complete substance transformation and recrystallization of suffering plates

могат да се получат топилки и псевдо-тахилити” (Wintsch, 1985, стр. 258). Тази теоретична постановка за процесите, които се извършват в зоните на триене е напълно приложима при интерпретацията на описваните еклогитови минерализации и създаване на ивичестата текстура в серпентинитите. Освен това подобен процес на триене по тънки субпаралелни зони на срязване очевидно се е извършвал в корови условия, най-вероятно при нагъването на метаморфния комплекса, а не в субдукционни зони или грандиозни навлачни структури.

Дискусия

Еклогитите и еклогитизацията в Родопския масив са едни от дискуссионните проблеми за района. Тяхното присъствие не рядко аргумент се използва като довод за наличието на регионални навлачни структури с алпийска възраст (Descourt, Ricou, 1987; Burg et al., 1990). Тази представа обаче не се съгласува с реалните геоложки факти.

Още повече, че нито един изследовател досега не е показал с конкретен пример, отразен в детайлна карта, профил, разкритие, описание и др., че серпентинитите и асоциираните с тях еклогити, наистина маркират крупномащабни тектонски разривни зони - дълбочинни разломи или навлачни структури. Тъкмо напротив - офиолитите, заедно с техните метаморфни продукти, маркират определено и стабилно стратиграфски ниво в Родопската надгрупа и участвуват в гънковите структури (Kozhoukharova, 1996a). Това е достатъчно доказателство за тяхната принадлежност към единната литоложка система на кристалинния фундамент. Описваният тук пример за еклогитизация в тесни зони на срязване в периферните части на конкордантни серпентинитови тела, недвусмислено свидетелствува за синхронността на процеса с гънкообразуването.

Някои изследователи (Kolcheva et al., 1998) приемат ивичестата текстура за реликтивно магматична, а ивичестите

серпентинити за метаморфозирани в зеленошистен фациес ултрабазични кумулати. Наистина ивичестата текстура на пръв поглед напомня на магматична. Подобно виждане, обаче не е съобразено със цялостната геоложка обстановка и петрографските особености на разглежданите скали, а именно: разположението на субпаралелните ивици само в периферни зони на серпентинитовите тела, тяхната комформност към синметаморфната конфигурация на тялото и вместиращите пластове, намирането на ивичестите серпентинити само в интензивно нагънатата Авренска синклинала и най-вече с метаморфния характер на гранат-пироксен-шпинеловите сегрегации, които заместват серпентинита, а не обратното.

Възможността да се формират високо-температурни еклогитови парагенези в тесни деформационни коров тип зони, дава насока за преосмисляне на някои изводи за мантиен, субдукционен или магматичен произход на гранат пироксен-шпинеловите минерализации при метаперидотити. Би могло също да се потърси и едно ново обяснение за формирането на габроноритите от река Арда при с. Гълъбово (Приставова, 1996) и с Лясково (Кожухаров, 1966) като евентуални селективни топилки, получени на място в зони на триене сред високомагнезиални амфиболити от дълбоко потънали синклинали.

Заклучение

Ивичестите гранат-пироксен-шпинелови сегрегации в серпентинити от Авренската синклинали са корови метаморфни образувания, а не реликтови магматични кумулати. Те са образувани по тънки зони на срязване в периферни части на серпентинитовите тела, най-вероятно при синметаморфните нагъвателни процеси.

Минералните парагенези в ивичестите сегрегации са значително по-високо термобарични от окръжаващите ги серпентинити и съответствуват на еклогитовия фациес. Реализирането на относително по-високи температури и налягания в ограниченото пространство на зоните на срязване, предо-

пределя анизотропно разпределение на термодинамичните параметри при метаморфизма на кристалинния фундамент и диференцирано развитие на метаморфните продукти.

Възможността за достигане условия на еклогитова кристализация в отделни зони в земната кора, несвързани пряко с крупномащабни тектонски структури като субдукционни и колизионни зони, регионални навлачни повърхности и др. подобни, предоставя по-широки вариации в интерпретацията на еклогитизацията.

Благодарности Авторът е признателен на д-р Д. Кожухаров и на д-р Ст. Приставова за съвместната работа на терена, ползотворните дискусии и предоставените образци. Изследването е подкрепено от НФНИ, проекти НЗ - 216 и 623.

Литература

- Кожухаров, Д. 1966. Докамбрийски метаморфозирани ултрабазични и базични магматити в Централни Родопи. - *Сп. Бълг. геол. д-во*, 27, 1, 51-62.
- Кожухаров, Д. 1984. Литостратиграфия докембрийских метаморфических пород Родопской супергруппы в Центральных Родобах. - *Geologica Balc.*, 14, 1, 43-88.
- Кожухаров, Д. 1987. Родопская супергруппа Авренской синклинали в Восточных Родобах. - *Geologica Balc.*, 17, 4, 21-40.
- Кожухарова, Е. 1984. Происхождение и структурное положение серпентинизированных ультрабазитов докембрийской офиолитовой ассоциации в Родопском массиве. II. Метаморфические изменения ультрабазитов. - *Geologica Balc.*, 14, 6, 3-35.
- Кожухарова, Е. 1993. Генезис на високобаричните минерализации в офиолитовата асоциация на Родопския масив. - Научна сесия Развитие на българската минералогия. Сб. Резюмета, 27-28.
- Приставова, Ст. 1996. Метаморфозирани базични магматити от източната периферия на Мадан-Давидковската структура. - *Сп. Бълг. геол. д-во*, 57, 1, 9 - 20.
- Справочник по триботехнике. Т. 1 Теоретические основы.* 1989. Ред. М. Хебда и А. В. Чичинадзе. М., Машиностроение., 397 с.
- Хайнике, Г. 1987. Трибохимия. М. Мир, 350 с.
- Brey, G. P., Th. Kohler, K. G. Nickel. 1990. Geothermometry in four-phase lherzolites. I. Experimental result from 10 to 60 kbar. - *J. Petrol.*, 31, 6, 1313-1352.
- Brey, G. P., Th. Kohler. 1990. Geothermometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. - *J. Petrol.*, 31, 6, 1353-1378.

- Bucher, K., M. Frey. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Springer, 318 p.
- Burg, J. P., Z. Ivanov, L. E. Ricou, D. Dimov, L. Klain. 1990. Implications of shear-sense criteria for the tectonic evolution of the Central Rhodope Massif. - *Geology*, **18**, 451-454.
- Carswell, D. A. 1968. Possible primary upper mantle peridotite in Norwegian basalt gneiss. - *Lithos*, **1**, 322-355.
- Coleman, R. G. 1971. Petrologic and geophysical nature of serpentinites. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 897-018.
- Cuthbert, S. J., D. A. Caswell. 1990. Formation and exhumation of medium-temperature eclogites in the Scandinavian Caledonides. - In: D. A. Carswell (Ed.) *Eclogite Facies Rocks*. Glasgow, London, Blackie, 180-203.
- Dercourt, J., L. E. Ricou. 1987. Discussion sur la place de la Bulgarie au sein du systeme alpin. - *Сп. Бълг. геол. д-во*, **48**, 3, 1-14.
- Droop, G. T. R., B. Lombardo, U. Pognante. 1990. Formation and distribution of eclogite facies rocks in Alps. - In: D. A. Carswell (Ed.) *Eclogite Facies Rocks*. Glasgow, London, Blackie, 225-259.
- Evans, B., V. Trommsdorff. 1970. Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps. Paragenesis in the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **50**, 481-492.
- Finnerty, A. A., F. R. Boyd. 1984. Evaluation of thermobarometers for garnet peridotites. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 15-27.
- Greenwood, H. J. 1963. The synthesis and stability of anthophyllite. - *J. Petrol.*, **4**, 317-351.
- Harley, S. L. 1984. Comparison of the garnet-orthopyroxene geobarometer with recent experimental studies and applications to natural assemblages. - *J. Petrol.*, **25**, 665-696.
- Harley, S. L., D. H. Green. 1982. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. - *Nature*, **300**, 23-30, 697-701.
- Kolcheva, K., I. Haydoutov, L. Daieva. 1998. Dismembered ultramafic ophiolites from the Avren region, Eastern Rhodopes (Bulgaria). - XVI Congr. CBGA, Vienna. Abstracts, 272.
- Kozhoukharova, E. 1996a. New data for the geologic position of the Precambrian ophiolitic Association in the Rhodope Massif. - *C. R. Acad. bulg. Sci.*, **49**, 1, 57-60.
- Kozhoukharova, E. 1996b. Eclogitized layered serpentinites in the East Rhodope Block. - *C. R. Acad. bulg. Sci.*, **49**, 6, 69-71.
- Kretz, R. 1994. *Metamorphic Crystallization*. Chichester, Wiley and Sons, 507 p.
- Krogh, E. J. 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 75-80.
- Lee, H. Y., Ganguly, J. 1988. Equilibrium compositions of coexisting garnet and orthopyroxene: Experimental determinations in the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and applications. - *J. Petrol.*, **29**, 93-113.
- Medaris, L. G., Carswell, D. A. 1990. Petrogenesis of Mg-Cr garnet peridotites in European metamorphic belts. - In: D. A. Carswell (Ed.) *Eclogite Facies Rocks*. Glasgow, London, Blackie, 260-290.
- Morimoto, N. et al. 1988. Nomenclature of pyroxenes. - *Mineral. Mag.*, **52**, 535-550.
- Mposkos, E., Wawrzenitz, N. 1995. Metapegmatites and pegmatites bracketing the time of HP-Metamorphism in polymetamorphic rocks of the E-Rhodope, N. Greece: Petrological and geochronological constraints. - XV Congr. CBGA, Athens, Proceedings, 602-608.
- Murrell, S. A. F. 1985. Aspects of relationships between deformation and prograde metamorphism that causes evolution of water. - In: A. B. Thompson and D. C. Rubie (Ed.) *Metamorphic Reactions. Kinetics, Textures, and Deformation*. New York, Springer, 211-241.
- O'Hara, M. J., E. L. P. Mercy. 1963. Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, **65**, 12, 252-314.
- Smith, D. C. 1988. A review of the peculiar mineralogy of the "Norwegian coesite-eclogite province", with crystal-chemical, petrological, geochemical and geodynamical notes and an extensive bibliography. - In: D. C. Smith (Ed.) *Eclogites and eclogite-facies rocks*. Amsterdam, Elsevier, 1-206.
- Spear, F. S. 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. - *Miner. Soc. of Amer.*, Washington, Monograph., 800 p.
- Trommsdorff, V., B. W. Evans. 1972. Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell tonalite aureole (Italy). - *Amer. J. Sci.*, **272**, 487-509.
- Wintsch, R. P. 1985. The possible effects of deformation on chemical processes in metamorphic fault zones. - In: A. B. Thompson and D. C. Rubie (Ed.) *Metamorphic Reactions. Kinetics, Textures and Deformation*, New York, Springer, 251-268.

Првета на 28. 10. 1998 г.
Accepted October 28, 1998