

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФСКИ ФАКУЛТЕТ
Книга 1 – ГЕОЛОГИЯ
Том 103

ANNUAIRE DE L'UNIVERSITE DE SOFIA "ST. KLIMENT OHRIDSKI"
FACULTE DE GEOLOGIE ET GEOGRAPHIE
Livre 1 – GEOLOGIE
Tome 103

ОБРАЗУВАНЕ НА ИВИЧЕСТА ТЕКСТУРА В МЕТАМОРФНИТЕ СКАЛИ
КАТО РЕЗУЛТАТ ОТ ВЪЗМОЖНА СУБСОЛИДУСНА СЕГРЕГАЦИЯ
НА ЛЕВКОКРАТНИ ЖИЛИ

ФИЛИП МАЧЕВ

*Катедра Минералогия, петрология и полезни изкопаеми
e-mail: machev@gea.uni-sofia.bg*

Philip Machev. FORMATION OF BANDED STRUCTURE IN METAMORPHIC ROCKS RESULTING FROM SUBSOLIDUS SEGREGATION OF LEUCOCRATIC BANDS

Metamorphic layering (alternation of leucocratic and mafic layers) is a widespread structural feature of metamorphic rocks of different grade of metamorphism. In many cases it is related to the primary inhomogeneous parent rocks, i.e. originally banded rocks. The formation and growth of bands of different composition within an unbanded massive rock such as granites is a debatable process. It can result from melting and formation of banded leucosome (migmatization of the rocks); from subsolidus segregation; from mylonitization (mylonite banding). The first two processes are closed-system processes. To examine the possible way of formation of banded structure we investigate the rocks crop out close to the check point "Плinden" at the Bulgarian-Greece boundary. The field, petrological and geochemical data support the idea for segregation of leucocratic bands in the investigated rocks under solid-state conditions. It occurs under high differential stress by model proposed by Robin (1979). A basic assumption of this model is that among rocks which contain quartz and different amount of mica, competency increases as the proportion of mica decreases. In particular, a greater percentage of mica causes the diffusion path of silica to be wider.

Key words:

УВОД

Образуването на ивичестата текстура (редуване на левкократни и меланократни ивици) в метаморфните скали е широко разпространен процес сред скали с различна степен на метаморфизъм. В редица случаи ивичестата текстура е резултат от онаследяване на първична ивичеста нееднородност на скалата – редуване на пластове с разли-

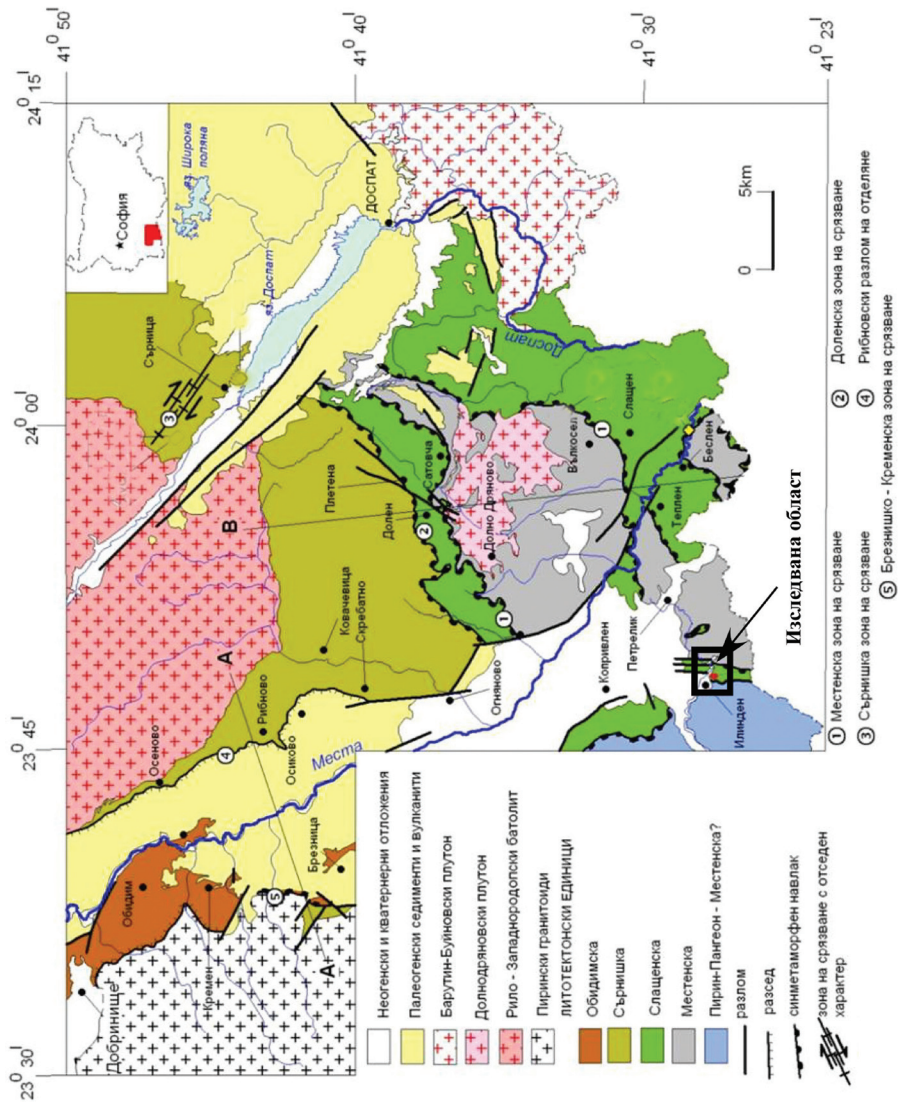
чен състав сред седиментните скали. Много често ивичеста текстура се образува при мигматизация на скалите, когато се образуват т. нар. ивичести мигматити (Mehnert, 1968), известни още като *lit-par-lit* мигматити в смисъла на Michel-Levy (1893). Друг възможен механизъм, водещ до образуване на ивичеста текстура, е миграцията на веществото, обусловена от действието на насоченото налягане (стрес) по време на метаморфизма. Тя може да протече: а) чрез т. нар. миграция на слоевете, когато първично слоиста, нееднородна скала е подложена на метаморфизъм, като посоката на свиващото напрежение (σ_1) е къса по отношение на първичната фолиация; б) при образуване на кливаж (кренуляционен или на шистозността) (Passchier and Trow, 2005). Милонитизацията на скалите, осъществяваща се при доминиращо участие на насоченото налягане, също може да доведе до образуване на ивичеста текстура в метаморфозиращите се скали (Passchier and Trow, 2005). Образуването на ивичеста текстура в първично хомогенни скали, каквито са интрузивните магмени скали, е широко обсъждан и дискутиран въпрос, на който няма еднозначен отговор. За да се опитаме частично да дадем отговор на този въпрос ние изследвахме скалите, разкриващи се в района на ГКПП „Илинден“ на българо-гръцката граница.

ГЕОЛОЖКИ СТРОЕЖ НА ИЗСЛЕДВАНАТА ОБЛАСТ

Съгласно данните от проведената кондиционна геоложка картировка в М 1:50 000, в района на Югозападните Родопи са отделени три литотектонски единици (Sarov et al., 2008). От долу на горе – Местенска, Слащенска и Сърнишка (фиг. 1).

Местенската литотектонска единица е разположена най-отдолу в разреза, като подложката ѝ не се наблюдава. Разкрива се като тектонски прозорец в района на селата Долно Дряново, Сатовча, Вълкосел, Беслен. Изградена е предимно от ортометаморфни скали с гранитоиден състав, представени от тънкоивичести, левкократни мусковитови гнайси или бластопорфирни метагранити. Възрастта на протолитите им е $156 \pm 0,5$ Ma (von Quadt et al., 2008). Сред гнайсите се разкриват и различно дебели неиздържани пачки от среднозърнести бели до сиво-бели ивичести мрамори, орто- и параамфиболити. Степента на метаморфизъм е в рамките на високотемпературен зеленошистен до нискотемпературен амфиболитов фациес (фациеса на епидотовите амфиболити). Сред скалите на Местенската единица с послойни и съгласни контакти е внедрен Долнодряновският плутон (55–56 Ma, Jahn-Awe et al., 2010), като фолиацията и минералната линейност в него са съгласни на тези във вместиращите скали.

Слащенската литотектонска единица се разполага над Местенската, като границата между тях е тектонска и е представена от Местенската зона на срязване. За нея се предполага по-висока степен на метаморфизъм (високотемпературен амфиболитов фациес, Sarov et al., 2008). Слащенската единица е изградена предимно от параметаморфни скали (шисти, мрамори, калкошисти, парагнайси), включващи лещи и неправилни тела от мафични и ултрамафични скали, достигащи на места километрови размери (района на селата Плетена и Слащен). Ортогнайсите се разкриват като силно деформирани силоподобни тела. В централните части на единицата се наблюдават и добре запазени тела от мигматизирани парагнайси (метатектити). *In situ* LA-ICP-MS определената възраст по циркони от левкосома (?) (бел. авт.) е в границите на 147–165 Ma (von Quadt et al., 2008). Тъй като за цирконовите ядра същите автори определят възраст от 250–340 Ma, то възрастта от 147–165 Ma се интерпретира като възраст на мигматизацията на скалите.



Фиг. 1. Геоложка карта на района на Югозападните Родопи (Sarov et al., 2008)

Fig. 1. Geological map of the area of South-Western Rhodopes (Sarov et al., 2008)

Предмет на настоящето изследване са именно част от скалите от Слащенската единица, описани като ивичести мигматити от Sarov et al. (2008).

Сърнишката литотектонска единица заема най-горните части от разреза на метаморфните скали в Югозападните Родопи. Границата и с отдолулежащата Слащенска единица е тектонска (Сърнишка зона на срязване). Сърнишката единица е изградена от мигматизирани (метатектити) параметаморфни скали (шисти, мрамори, калкошисти и гнайси), ортометаморфити (ортоамфиболити, метагранити, метултрамафити). Определената по циркони възраст на протолитите на метагранитите е $157,6 \pm 5,0$ и $152,0 \pm 4,6$ Ma, а възрастта на метаморфизма им е $54,8 \pm 3,1$ Ma (von Quadt et al., 2009).

МЕТОДИКА НА ИЗСЛЕДВАНЕТО

За целите на изследването са опробвани всички макроскопски различни литоложки разновидности, като количеството на пробите за определяне на валовия химичен състав е над 10 kg. Микроскопските изследвания са проведени върху стандартни микроскопски препарати със срезове перпендикулярни на фолиацията и успоредни на минералната линейност, когато се наблюдава такава. Съдържанията на главните петрогенни компоненти са определени с РФА в Природонаучния музей в Берлин на апарат Bruker AXS S8 Tiger върху прахови таблетки. Редките и редкоземни елементи са определени с ICP и ICP-MS методи в акредитираната лаборатория Asmelabs, Ванкувър, Канада.

ПЕТРОГРАФСКА ХАРАКТЕРИСТИКА

Скалите, разкриващи се в района на ГКПП „Илинден“ имат ясна ивичеста текстура (Табл. Ia), изразяваща се в редуване на левкокатни и меланократни ивици. Като правило ивиците да добре издържани, достигащи до над 5 cm дебелина (Табл. Ib). Сред някои от левкокатните ивици се наблюдават лещовидни участъци с грубозърнеста текстура, наподобяващи фрагменти от бивши пегматитови жили (Табл. Iv). Освен този текстурен тип, левкокатните ивици се наблюдават и като „спрегнати“ струпвания от лещовидни агрегати (Табл. Ig), съгласни на фолиацията. Именно левкокатните ивици са интерпретирани от Sarov et al. (2008) като левкосома, в резултат на което скалите са определени като мигматити.

Макар и редки, сред изследваните скали се наблюдават и грубозърнести послойни до послойно-секущи пегматитови жили (Табл. IIa). Взаимоотношенията им с вместиращите скали ги определят като ясно постметаморфни. Пространствено привързани към пегматоидните жили или като самостоятелни лещовидни тела се наблюдават скарноидни образувания (Табл. IIб), изградени главно от епидот и везувиан. Формата и местоположението им позволява да приемем, че те представляват бивши ксенолити или меланократни включения сред вместиращите ги скали.

МИКРОСКОПСКА ХАРАКТЕРИСТИКА НА МЕЛАНОКРАТНИТЕ ИВИЦИ

Меланократните ивици са изградени от кварц, биотит, плагиоклаз, калиев фелдшпат, епидот и акцесорни минерали.

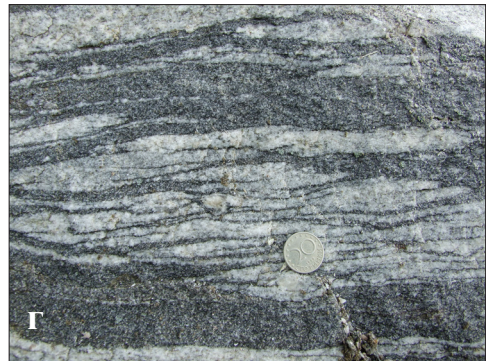


ТАБЛИЦА I

- а – ивичеста текстура, характерна за скалите от района на ГКПП „Илинден“
 б – левкократни жили с дебелина над 5 cm
 в – лещовиден участък сред левкократна жила с пегматоидна текстура (стрелката)
 г – „спрегнати“ лещовидни левкократни жили сред скалите от района на ГКПП „Илинден“

PLATE I

- a – banded structure in the rocks from the area of border check-point “Ilinden”
 b – leucocratic bands up to 5 cm thick
 c – lens-shaped part of leucocratic band (arrow) with pegmatite structure
 d – gregarious lens-shaped leucocratic bands in the rocks from the area of border check-point “Ilinden”

Кварцът е представен в два структурни типа. Тип 1 се наблюдава като едри „изолирани“ ксеноморфни кристали със структура тип „шахматна дъска“ (Табл. Пв). Произходът на този кварц е магматичен, образуван при кристализация от магмена топка при Р-Т условия, отговарящи на полето на стабилност на високия кварц (Kruhl, 1996). Кварц с магматичен произход се наблюдава и като капковидни включения както в калиевия фелдшпат, така и в плагиоклаза.

Тип 2 кварц е образуван при динамична рекристализация на първичния магматичен кварц и образува ксенобластни, удължени зърна с неправилни, зазъбващи се контури между тях (Табл. Пг).

Фелдшпатите (плагиоклаз и калиев фелдшпат) показват белези на деформация в твърдо състояние – рекристализация с ротация на субзърната, която обуславя и появата на микроклинова решетка във фрагментите от калиев фелдшпат. Като елемент на синмагматична деформация (Bouchez et al., 1992) приемаме фрагментирането на големите зърна от калиев фелдшпат и запълването на пространството между тях от кварц (Табл. Ша).

Биотитът образува силно изтеглени люспи, подредени в ивички, които подчертават фолиацията на скалата.

От акцесорните минерали се наблюдават идиоморфни апатит, циркон и епидот. Последният често показва идиморфни очертания от към страната на биотита и резорбирани, неравни контакти с кварц-фелдшпатовата маса (Табл. ППб). Епидотът се наблюдава и като сравнително едри зърна с аланитово ядро. Тези текстурни особености на епидота ни позволяват да заключим, че част от него има първичен, магматичен произход в смисъла на Zen and Hammarstrom (1984), Schmidt and Poli (2004 и литературата там). Друга част от него най-вероятно има метаморфогенен произход.

МИКРОСКОПСКА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ЛЕВКОКРАТНИТЕ ИВИЦИ

Минералният състав на левкокатните ивички е доста по различен от този на меланократните. В тях рязко доминират левкокатните минерали – кварц и фелдшпати. Биотитът е рядък, като от слюдните минерали преобладава бялата слюда. Епидот не се наблюдава, а акцесорните минерали са представени от идиоморфен циркон, руден минерал и рядко апатит.

Фелдшпатите (плагиоклаз и калиев фелдшпат) показват същите структурни особености и тип на деформация, както и в меланократните ивички. Характерно за калиевия фелдшпат е, че в левкокатните ивички много по-често показва микроклинова решетка.

Кварцът е динамично рекристализирал и се наблюдава като удължени зърна със зазъбващи се контури, образуващи струпвания, често с лещовидна форма или къси, неиздържани ивички.

Грубозърнестите левкокатни участъци с лещовидна форма, които се наблюдават сред левкокатните жили (Табл. Ив), показват типични минерален състав (кварц, калиев фелдшпат, кварц, бяла слюда ± плагиоклаз) и структура, характерни за пегматитите. Чести са прорастанията между кварц и калиев фелдшпат, обуславящи т. нар. писменогранитна структура. Кварцът е представен в две структурни състояния – прекристализирал с вълновидно потъмнение и зазъбващи се контури между зърната, и като сравнително едри зърна със структура тип шахматна дъска.

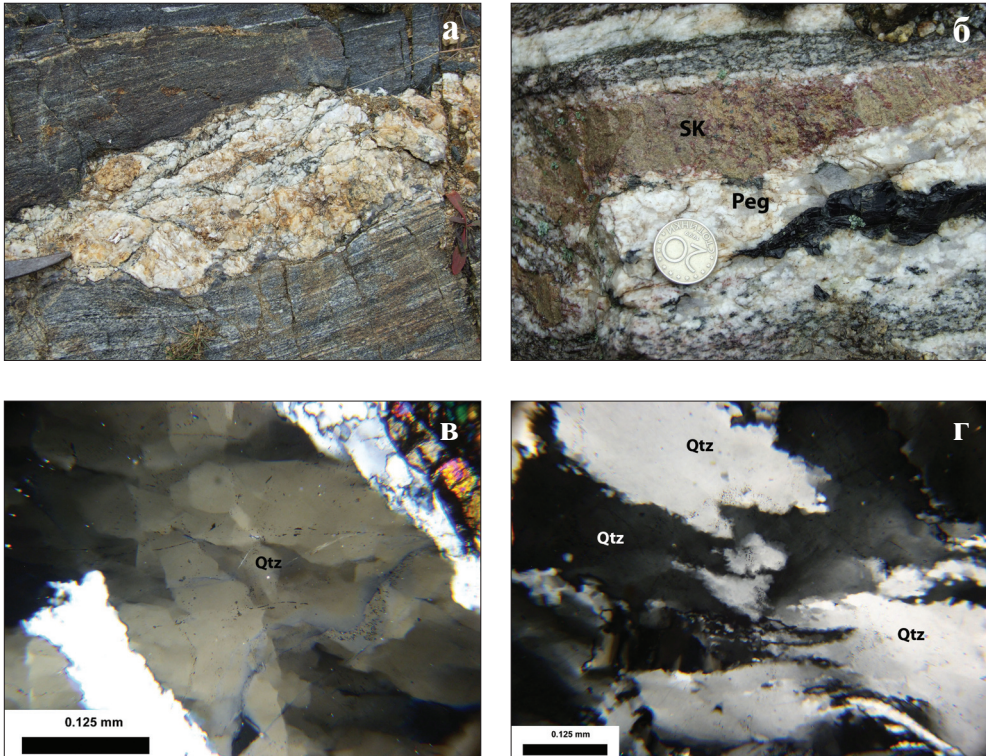


ТАБЛИЦА II

- а – постметаморфна послойно-секуща пегматитова жила с грубозърнеста текстура
 б – скарноиден участък с лещовидна форма (СК), пространствено привързан към пегматитова жила (Peg)
 в – ксеноморфен кварц със структура тип „шахматна дъска“ (Qtz). Николи кръстосани.
 г – динамично рекристаллизиран кварц (Qtz) със зазъбващи се контури между зърната и вълновидно потъмнение. Николи кръстосани

PLATE II

- а – postmetamorphic pegmatite vein with concordant to crosscutting contacts with the host rocks
 б – scarn-like part (СК) of the rock, space-related to pegmatite vein (Peg)
 в – xenomorphic quartz grain with “chessboard” pattern (Qtz). CPL
 г – dynamically recrystallized quartz grains (Qtz) with sutured boundaries and undulose extinction. CPL

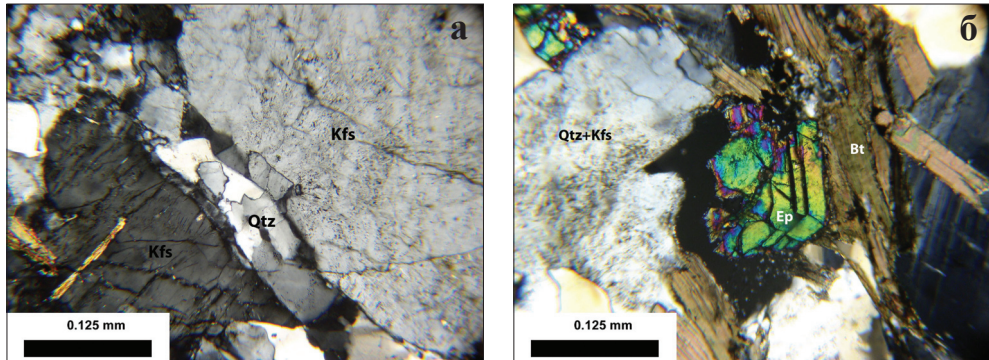


ТАБЛИЦА III

а – механично дефрагментиран кристал от калиев фелдшпат (Kfs), като пространството между фрагментите е запълнено от кварц (Qtz). Николи кръстосани
 б – епидот (Ep) с идиоморфни очертания от към страната на биотита (Bt) и резорбирани от към страната на кварц-фелдшпатовата маса (Qtz+Kfs). Николи кръстосани

PLATE III

а – mechanically broken crystal of potassium feldspar (Kfs). The space between the fragments is filled with quartz (Qtz). CPL
 б – epidote (Ep) with idiomorphic forms and partly included in biotite (Bt) and embayed in contact with the quartzo-feldspathic matrix (Qtz+Kfs). CPL

Микроструктурните особености на изследваните скали недвусмислено показват, че техните протолити са с ортопроизход, т. е. представляват деформирани и метаморфозирани скали с гранитоиден състав. В този смисъл те са подходящ обект за изследване с цел установяване на механизма на образуване на ивичестата текстура в тях.

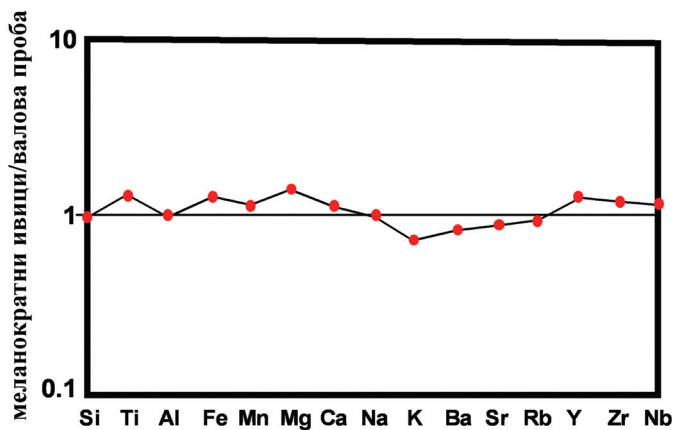
ГЕОХИМИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА

Изследваните скали са с гранитоиден състав ($\text{SiO}_2 = 69,89\text{--}70,44\%$) пералуминиеви, съдържащи нормативен корунд (табл. 1). Поради малкия брой проби както от левко-

Таблица 1
Table 1

Химичен състав на левкократните (R9, R16) и меланократни (R2, R12) жили, както и на валовите проби (R10, R11)
Chemical composition of leucocratic (R9, R16) and mafic (R2, R12) bands, as well as whole rock composition (R10, R11)

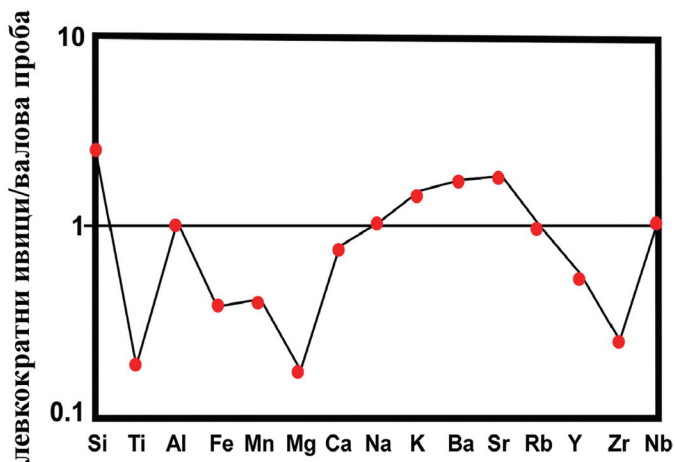
Проба	R-9	R-16	R-2	R-12	R-10	R-11
	левко	левко	мелано	мелано	валова	валова
SiO_2	71.98	74.56	69.29	68.26	69.89	70.44
TiO_2	0.04	0.05	0.43	0.47	0.3	0.33
Al_2O_3	15.61	14.11	15.22	15.49	15.73	15.14
Fe_2O_3	1.04	1.2	3.78	3.9	2.73	2.96
MnO	0.02	0.02	0.05	0.07	0.05	0.05
MgO	0.11	0.14	1.22	1.23	0.75	0.87
CaO	2.18	1.89	3.3	2.85	2.58	2.92
Na_2O	4.14	3.7	4.08	3.85	4.01	3.91
K_2O	4.11	3.65	1.46	2.77	3.21	2.46
P_2O_5	0.01	<0.01	0.1	0.1	0.07	0.08
Cr_2O_3	0.061	0.067	0.031	0.028	0.034	0.034
з.п.н.	0.6	0.4	0.9	0.8	0.5	0.7
Сума	99.89	99.79	99.89	99.84	99.87	99.88
Ba	821	1399	363	655	677	558
Nb	1.9	2.4	10.8	9.4	7.2	8.5
Rb	86.5	76.6	64.2	102.9	91.6	80.1
Sr	347.7	593.1	238.2	227.4	297.8	271.8
Zr	62.5	38.8	172.8	215.4	136.4	147.5
Y	1.2	2.7	22.5	23.8	14.2	18.2
La	0.8	2.3	28.8	31.3	21.4	23.4
Ce	1.8	4.4	60.2	66.8	45	48.9
Pr	0.19	0.48	6.49	7.35	4.86	5.47
Nd	0.8	1.8	23.6	27.1	17.6	20.5
Sm	0.18	0.37	4.5	5.08	3.37	3.92
Eu	0.06	0.12	0.82	0.95	0.6	0.74
Gd	0.19	0.38	3.83	4.35	2.77	3.33
Tb	0.03	0.07	0.68	0.74	0.46	0.58
Dy	0.19	0.4	3.84	4.12	2.6	3.1
Ho	0.04	0.09	0.78	0.82	0.51	0.66
Er	0.14	0.3	2.32	2.38	1.48	1.85
Tm	0.02	0.04	0.36	0.38	0.23	0.28
Yb	0.16	0.32	2.51	2.36	1.46	1.83
Lu	0.02	0.05	0.38	0.36	0.22	0.28



Фиг. 2. Химичен състав на меланократните жили, нормализиран към валовия състав на скалата

Fig. 2. Chemical composition of the mafic bands, normalized to the whole rock composition

кратните и меланократни ивици, така и тези отразяващи валовия химизъм на скалата, при сравняване на съдържанията на отделните химични елементи са използвани техните средно-квадратични съдържания. Меланократните ивици са отчетливо набогатени на Ti, Fe, Mn, Ca, Mg, Y и Zr и обеднени на K, Ba, Rb и Sr по отношение на валовия състав на скалата (фиг. 2). Тази особеност е лесно обяснима, изхождайки от минералния състав на меланократните ивици, които са богати на биотит. Противоположно на тях левкократните ивици са набогатени на Si, K, Ba, Sr и Rb по отношение на валовия

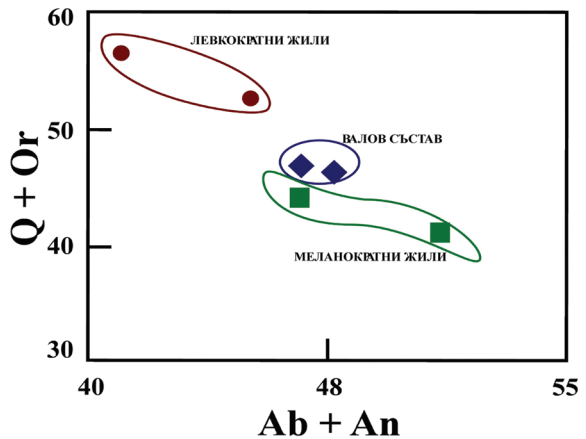


Фиг. 3. Химичен състав на левкократните жили, нормализиран към валовия състав на скалата

Fig. 3. Chemical composition of the leucocratic bands, normalized to the whole rock composition

Фиг. 4. Q+Or – Ab+An зависимост в левкократните (●) и меланократни (■) ивици по отношение на валовите проби (◆)

Fig. 4. Q+Or vs. Ab+An diagram for leucocratic (●) and mafic (■) bands related to whole rock samples (◆)



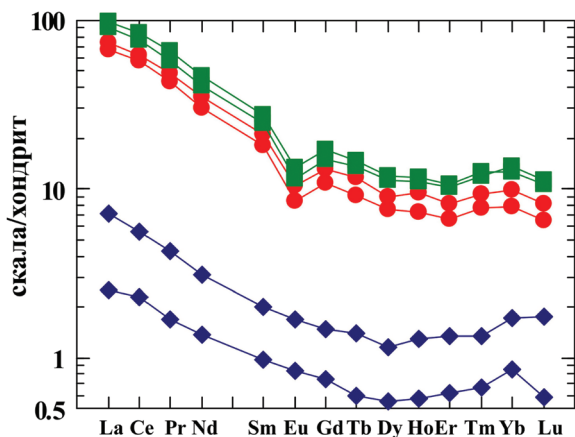
състав на скалата, като резултат от по-високите съдържания на фелдшпати и бяла слюда. Почти пълната липса на фемични минерали е довело до обедняване с Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Y и Zr в тях (фиг. 3).

Различията в химичния състав на левко- и меланократните жили се отразява и върху съдържанията на CIW нормите. Левкократните жили са набогатени на нормативни Q+Or, а меланократните на Ab+An по отношение на валовия химичен състав (фиг. 4).

Разпределението на РЗЕ във валовите проби е типично за гранитоидни скали (фиг. 5). Наблюдава се характерното набогатяване на тежки РЗЕ по отношение на леките ($La_N/Lu_N = 8,88-10,33$) и ясно изразена отрицателна Eu аномалия ($Eu_N/Eu^* = 0,47-0,54$). Същият характер на разпределение имат и РЗЕ в меланократните ивици, които имат само по-високи абсолютни стойности на РЗЕ, поради което хондрит-нормираните криви се разполагат над тези на валовите проби (фиг. 5). Съвсем раз-

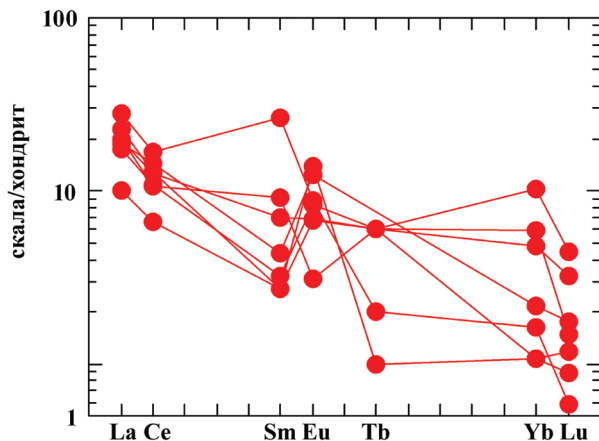
Фиг. 5. Хондрит-нормирано разпределение на РЗЕ в левкократните жили (◆), меланократните жили (■) и валовите проби (●). Нормирането е по Haskin et al. (1968)

Fig. 5. Chondrite normalized rare earth patterns for leucocratic bands (◆), mafic bands (■) and whole rock (●). Normalizing values after Haskin et al. (1968)



лично е разпределението на РЗЕ в левкократните жили. Първо, техните абсолютни съдържания за значително по-ниски от тези във валовите проби и в меланократните ивици (табл. 1).

Второ, характерът им на разпределение показва плавно обедняване от леки към тежки РЗЕ до Dy, след това плавно съдържанията на ТРЗЕ се увеличават, без да се наблюдава европиева аномалия (положителна или отрицателна) (фиг. 5). За сравнение, хондрит-нормираното разпределение на РЗЕ в мигматични левкосоми от Маданската единица



Фиг. 6. Хондрит-нормирано разпределение на РЗЕ в мигматични левкосоми от Маданската единица (долината на р. Вьча) по данни на Чернева и др. (1995). Нормирането е по Haskin et al. (1968)

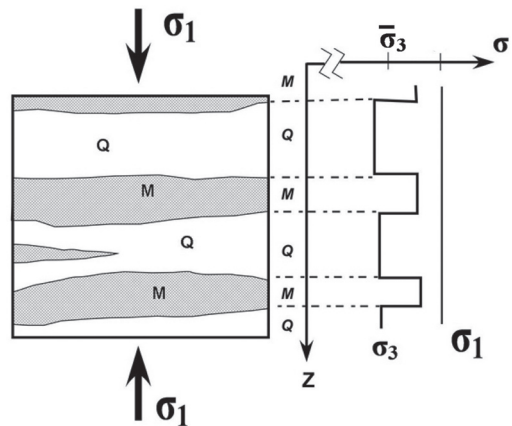
Fig. 6. Chondrite normalized rare earth patterns for migmatic leucosomes from Madan unit (Vacha river valley), according to data of Чернева и др. (1995). Normalizing values after Haskin et al. (1968)

(долината на р. Вьча) показва ясно изразена положителна Eu аномалия (фиг. 6) на фона на намаляване на съдържанията на РЗЕ от леките към тежките.

ОБСЪЖДАНЕ НА РЕЗУЛТАТИТЕ

Резултатите от петроложките и геохимичните изследвания недвусмислено доказват, че скалите, разкриващи се в района на ГКПП „Илинден“, представляват метаморфозирани и деформирани скали с гранитоиден състав. Като такива те най-вероятно са имали масивна текстура и въпросът, на който трябва да се потърси отговор, е: какъв е механизмът, довел до образуването на ивичестата текстура, която днес наблюдаваме в тях. Един възможен такъв е предложен от Robin (1979). В основата му е изказаната още през 1949 г. от Ramberg идея за „химическото изстискване“. За да започне дифузия на компоненти трябва да има градиент на средното напрежение (σ), където $\sigma = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) / 3$. Максималното свиващо напрежение (σ_1) е еднакво за целия обем на скалата, докато минималното (σ_3) варира от някаква максимална стойност в участъци, богати на слюда, до някаква минимална, в участъците богати на кварц и фелдшпати. В този смисъл в скали, които съдържат различно количество кварц и слюда, компетентността се увеличава с намаляване на количеството на слюдата. Когато се приложи на-

сочено напрежение върху скали, съдържащи в отделни участъци различно количество кварц и слюда, участъците по-богати на слюда ще изпитат по-малък диференциален стрес ($\sigma_1 - \sigma_3$). Заради това гранити и риолити се деформират при по-висок диференциален стрес отколкото шистите. Намалването на компетентността с увеличаването на слюдата води до това, че диференциалният стрес е по-голям в по-компетентните (кварцови, Q) слоеве в сравнение със слюдените (M слоевете) (фиг. 7). Такова разпределение на стреса е добре познато от будинажните структури.



Фиг. 7. Разпределение на напрежението в редуващи се по-компетентни (Q слоеве) и по-малко компетентни (M слоеве) (Robin, 1979)

Fig. 7. Pattern of principal stresses in alternatively more competent (Q) and less competent (M) layers (Robin, 1979)

При наличие на диференциален стрес кварцът се разтваря по повърхнините, перпендикулярни на σ_1 и се претопля по тези, перпендикулярни на σ_3 , като слюдата катализира този процес, особено когато люспите ѝ са разположени под голям ъгъл спрямо формиращата се нова слоистост. В последствие силицият дифундира в Q слоя, който е с по-ниски стойности на σ_3 , т. е. Q доменът се набогатява на кварц, а M доменът обеднява допълнително на кварц. Това е и метаморфната диференциация. Зараждането и образуването на слоевете с различен минерален състав се благоприятства от наличието на първични нееднородности в скалата. Като такива приемаме аплитовите и пегматитовите жили, които са присъствали в изходната магмена скала. Реликти от тях се наблюдават или като изолирани лещовидни участъци сред меланократните ивици, или като лещовидни участъци сред левкократните жили (Табл. Ia, Ib).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведените теренни, петроложки и геохимични изследвания подкрепят идеята за образуването на ивичестата текстура в скалите от Слещенската литотектонска единица, разкриващи се в района на ГКПП „Илинден“ по пътя на субсолидусната

диференциация, т. е. в твърдо състояние, без прояви на анатексис. Диференциацията се е осъществила в условия на висок диференциален стрес по механизъм, предложен от Robin (1979). Идеята се подкрепя и от установения равновесен минерален състав в асоцииращите амфиболити, които по степен на метаморфизъм отговарят на епидотови амфиболити (нискотемпературен амфиболитов фацис) – Р-Т условия далече под тези, при които протича частичното топене. Установеният механизъм на образуване на левкократните ивици (ивичеста текстура) предполага „ревизия“ на образуването и на други скали от разреза на висококристалинните терени у нас, описвани като мигматити.

Благодарности: Настоящото изследване е осъществено по програма SYNTHESYS, проект DE-TAF-763 и с финансовата помощ на фонд „Научни изследвания“ към СУ „Св. Климент Охридски“ договори 235/2009 и 083/2010.

ЛИТЕРАТУРА

- Чернева, З., Д. Димов, Е. Станчева, Л. Даиева. 1995. Субсолидусни и анатектични жили в мигматизирани гнайси от долината на р. Вьча в Централните Родопи. – *Сп. Бълг. геол.-д-во*, 56, 3, 91–109.
- Bouchez, J.-L., Ch. Delas, G. Gleizes, A. Nedelec, M. Cuney. 1992. Submagmatic microfractures in granites. – *Geology*, 20, 35–38.
- Haskin, L.A., F.A. Frey, T.R. Wildeman. 1986. Relative and absolute terrestrial abundances of rare earth. – In: Ahrens (Ed.). *Origin and distribution of elements*. Oxford, Pergamon Press, 899–912.
- Jahn-Awe, S., N. Froitzheim, T. J. Nagel, D. Frei, N. Georgiev, J. Pleuger. 2010. Structural and geochronological evidence for Paleogene thrusting in the western Rhodopes, SW Bulgaria: Elements for a new tectonic model of the Rhodope Metamorphic Province, *Tectonics*, 29, TC3008, doi:10.1029/2009TC002558.
- Mehnert, K.R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic Rocks*. Amsterdam, Elsevier, 393 p.
- Kruhl, J. H. 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a micro-structural geothermobarometer. – *J. Metam. Geol.*, 14, 581–589
- Michel-Levy, A. 1893. Contribution a l'etude du granite de Flamanville et des granites francais en general. – *Bull. Serv. Carte Geol. France*, 5 (36), 317.
- Passchier, C. W., R. A. J. Trow. 2005. *Microtectonics*. Springer, 366 p.
- Ramberg, H. 1949. The facies classification of rocks, a clue to the origin of quartzofeldspathic massifs and veins. – *J. Geol.*, 57, 18–54.
- Robin, P.-Y. F. 1979. Theory of metamorphic segregation and related processes. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1587–1600.
- Sarov, S., N. Georgiev, K. Naydenov, E. Voinova, K. Kolcheva. 2008. Lithotectonic subdivision of the Western Rhodopes and parts of Eastern Pirin. – *Geosciences*, 89–90.
- Sawyer, E.W., P.-Y. F. Robin. 1986. The subsolidus segregation of layer-parallel quartz-feldspar veins in greenschist to upper amphibolite facies metasediments. – *J. Metam. Geol.*, 4, 237–260.
- Schmidt, M.W., S. Poli. 2004. Magmatic epidote. – In: Liebscher, A., Franz, G. (Eds). *Epidotes*. Rev. in Mineral. & Geochem., 56, 399–430.
- von Quadt, A., I. Peytcheva, S. Sarov, K. Naydenov, N. Georgiev. 2008. Metamorphic rocks from Dospat area of Western Rhodopes – conventional and *in situ* U-Pb zircon dating, isotope tracing and correlations. – *Proceedings of "Geosciences 2008"*, 33–34.
- von Quadt, A., S. Sarov, I. Peytcheva, E. Voinova. 2009. Jurassic metagranitoids south of the West-Rhodope batholith – conventional and *in situ* U-Pb zircon analyses, Sr-Nd-Hf isotope tracing and geodynamic constraints. – *Proceedings of "Geosciences 2008"*, 11–12.
- Zen, E.-A., J. M. Hammarstrom. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. – *Geology*, 12, 515–518.

Постъпила януари 2011 г.