

ПЕТРОЛОЖКА И СТРУКТУРНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА НИСКОМЕТАМОРФНИТЕ СКАЛИ В ДОЛИНАТА НА РЕКА ГАБРОВНИЦА, ЗАПАДНА БЪЛГАРИЯ

Стефка Приставова

Минно-геоложки университет
“Св. Иван Рилски”
София 1700, България
E-mail: stprist@mgu.bg

Манол Антонов

Минно-геоложки университет
“Св. Иван Рилски”
София 1700, България
E-mail: msantonov@mgu.bg

Марлена Янева

Геологически Институт на БАН
София 1113, България
E-mail: marlena@geology.bas.bg

РЕЗЮМЕ

В статията се излагат нови данни за петроложките особености и структурите на нискометаморфните долнопалеозойски скали, разкриващи се в долината на р. Габровница между селата Осеновлак и Еленовдол. Тези скали се отнасят към т.нар. Диабазово-филитоиден комплекс. Метаседиментната последователност е представена от незакономерно редуване на алевролити, аргилити, псамити и псефити, метаморфозирани в условията на зеленошистен фациес. В изследваните скали са обособени четири задруги и четири репера. Отделени са три гънкови генерации в резултат на наложени деформации.

ВЪВЕДЕНИЕ

Първото и до сега най-подробно петрографско и стратиграфско изследване на старопалеозойските нискометаморфни скали в долината на р. Габровница, между селата Осеновлак и Еленов дол, е проведено от Стр. Димитров (1930). Той обособява един аркозно-грауваков комплекс и разположен над него комплекс на сиво-зелените шисти, “отделени с дискорданс помежду си” или “с вторичен дискорданс”, но изтъква, че в Искърския пролом положението им е обратно. По-късно за тези метаморфити, отнасяни към т. нар. диабазово-филитоидна формация или диабазово-филитоиден комплекс (ДФК), са предложени няколко различни стратиграфски схеми от Чунев, Кожухаров (1968), Иванов (1970; 1972), Горшков, Джелепов (1980) и Джелепов (1983). Само две от тях, на Иванов (1970; 1972) и Джелепов (1983), могат да се съпоставят с обособените от Димитров комплекси, тъй като се придружават от сравнителни таблици и геоложки карти. Според Иванов (1970; 1972) старопалеозойският разрез е непрекъснат и включва три суперпозиционно разположени задруги – вулканогенно-теригенна (характеризирана впоследствие от Ivanov, 1983 като олиострома), алевролитово-кварцитна и глинеста. Джелепов (1983) също отделя три задруги – пясъчничково-аргилитова, конгломератово-кварцитна и вулканогенно-аргилитова. Той обаче смята, че скалите на горните две задруги са “отложени в условията на нов седиментационен цикъл”, защото “базални полигенни по състав конгломерати” в основата на втората задруга се разполагат “с ъглово или паралелно несъгласие върху различни нива на пясъчничково-аргилитовата задруга”. Авторът корелира долната и средната задруга съответно със шистозния и аркозно-грауваковия комплекс на Димитров, а най-горната – с глинестата задруга на Иванов. Схемата на Джелепов (1983) е възприета от Хайдутев (1991), който я използва с малки изменения при изготвянето на няколко картни листа

от геоложката карта на България в М 1:100 000 (Ангелов и др., 1992; 1992а, Цанков и др., 1991, Янев и др., 1992), отнасяйки пясъчничково-аргилитовата задруга към Берковската група, а горните две задруги – към Дългиделската група.

Във връзка с изясняване на структурните условия за локализацията на редкометални орудявания в областта на Искърския пролом, единият от авторите (М. А) извърши площни геоложки и структурни изследвания в района около р. Габровница и публикува част от резултатите (Antonov, 1989).

В настоящата работа, въз основа на допълнителни теренни и лабораторни изследвания, се дава по-подробна характеристика на петроложките и структурни особености и метаморфизма на нискометаморфните скали.

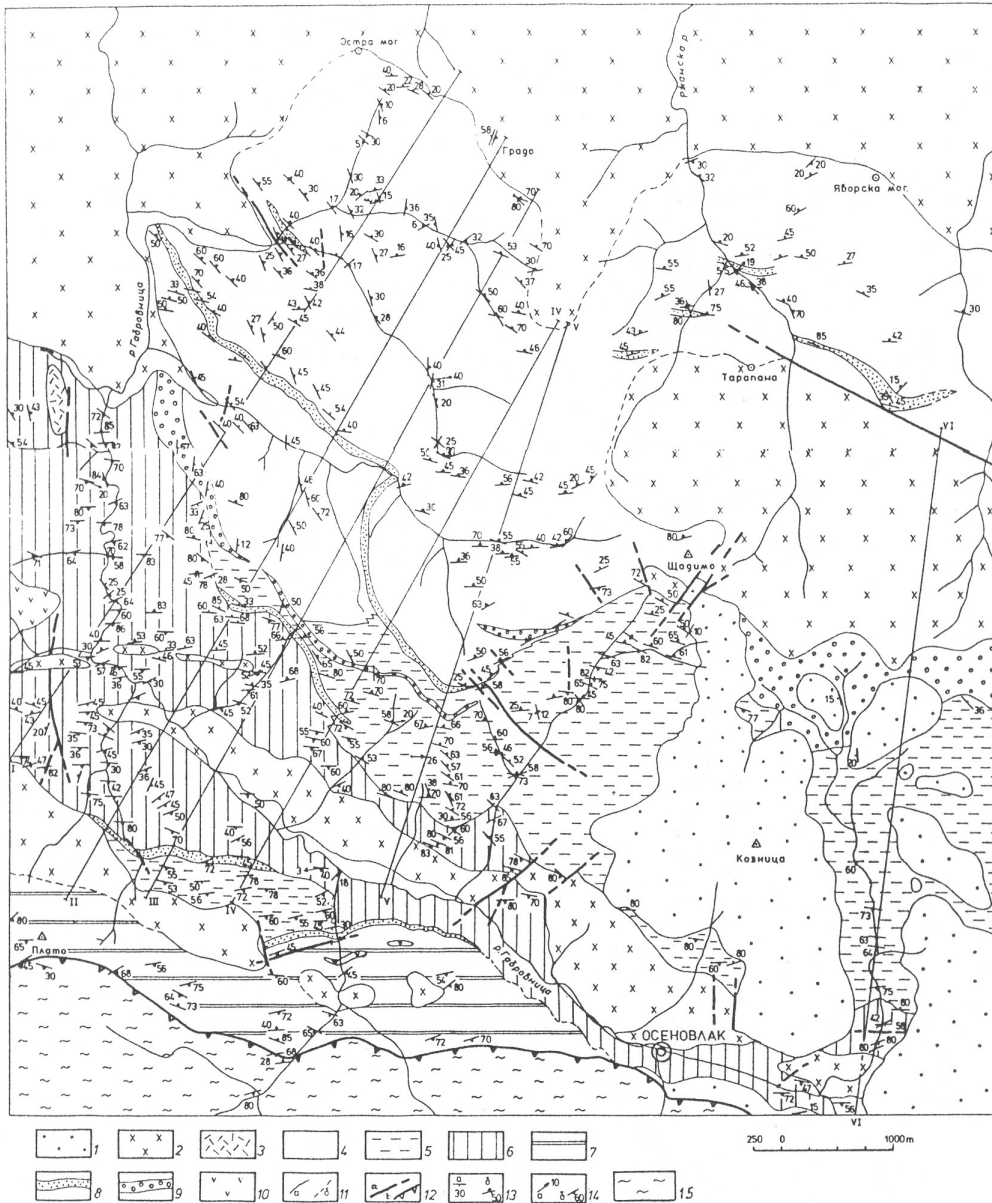
ГЕОЛОЖКА ОБСТАНОВКА

По отношение на алпийския структурен план старопалеозойските нискометаморфни скали в изследвания район, заедно с процепващите ги младопалеозойски интрузивни тела и дайки, изграждат фундамента на т.нар. Берковска единица (Ангелов и др., 1995; Цанков и др., 1995).

По време на настоящето изследване се установи, че старопалеозойският разрез в долината на р. Габровница е непрекъснат, но се различава от този в Искърския пролом и може да се разчлени на четири задруги и няколко репера. Площното разпространение, вертикалните и латералните взаимоотношения между обособените литостратиграфски единици са показани на фиг.1, 2 и 3. Наименованията на тези единици съответстват на състава на изграждащите ги протолити. Най-долната *пясъчничково-алевролитово-аргилитова задруга* е съставена от

ритмично редуващи се тънко - до среднопластови дребнозърнести пясъчници, алевролити, алевроитови аргилити и аргилити. Тя съдържа бързо изклинващи тънки пачки от дребнокъсови полигенни конгломерати, гравелити, едрозърнести пясъчници, мергели и варовици. Аргилитовата задруга се състои от алевроитови аргилити с единични тънки прослойки от алевролити. Тя следва с постепенен преход над предходната задруга, а латерално на СЗ се съчленява с пясъчниково-алевролитово-аргилитовата и алевролитово-аргилитовата задруга. Алевролитово-аргилитовата задруга е съставена главно от алевролити и алевроитови аргилити, които оформят различно дебели пачки. В подчинено количество са

представени единични пластове и тънки пачки от дребнокъсови конгломерати, пясъчници и кварцити. Конгломератната задруга включва главно конгломерати и в подчинено количество пясъчници, алевролити и аргилити. Долната ѝ граница с аргилитовата задруга е рязък литоложки контакт, а латерално на ССЗ тя вероятно се съчленява с алевролитово-аргилитовата задруга. Във всички задруги се срещат единични фрагменти от метагабродибази, метадибази и техните туфи. Реперите (пясъчников, пясъчниково- конгломератов и кварцитен) са разположени най-често между задругите или отчасти са включени в тях.

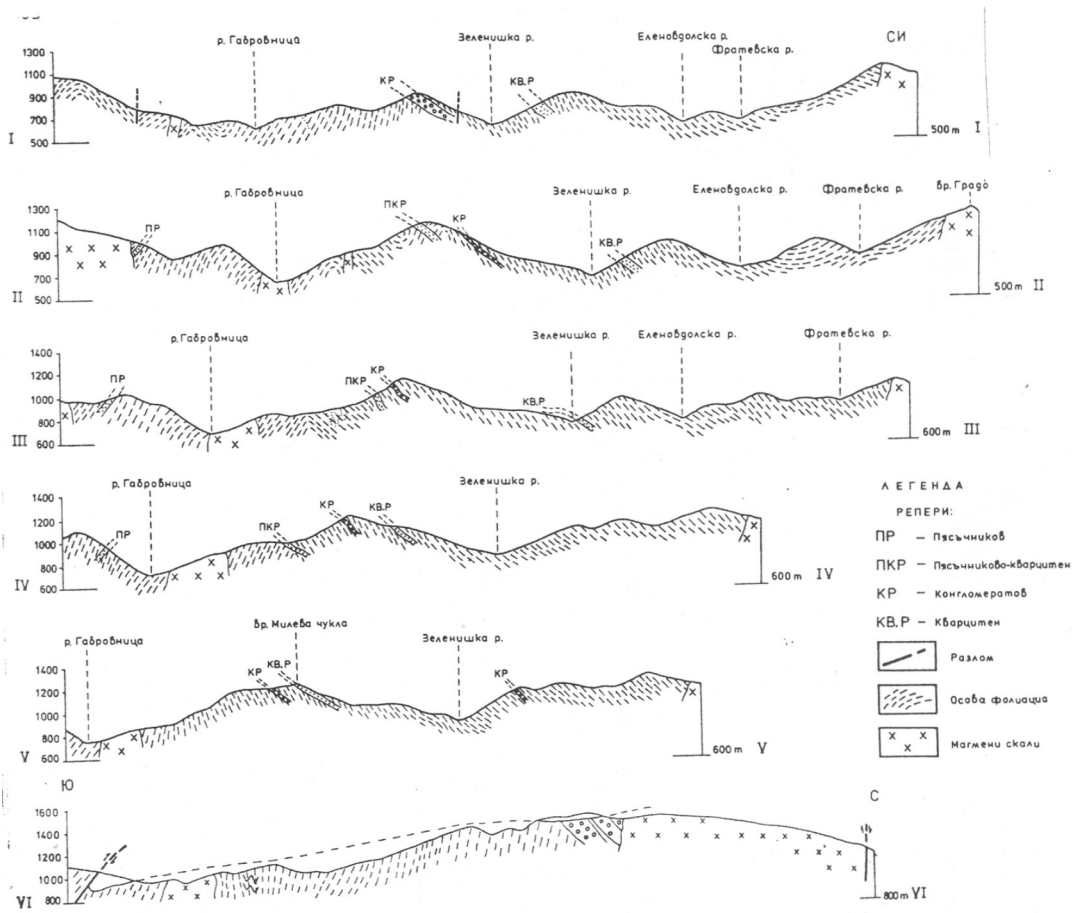


Фигура 1. Геоложка карта на района

- 1 – мезозойска покривка; 2 – интрузивни гранитоидни тела; 3 – тела и дайки от гранитпорфири; 4 – алевролитово-аргилитова задруга; 5 – аргилитова задруга; 6 – пясъчниково-алевролитово-аргилитова задруга; 7 – контактно променени скали на ДФК; 8 – пясъчниково-кварцитен и кварцитен репер; 9 – конгломератов репер; 10 – диоритови порфирити; 11 – геоложка граница: а – установена; б – предполагаема; 12а – разлом с неясен характер; 12б – възсед; 13 – страна и наклон на слоестост: а – нормална; б – преобърнатата; 14а – посока на потъване и наклон на гънкови шарнири; 14б – страна и наклон на фолиация; 15 – Грохотенска задруга.

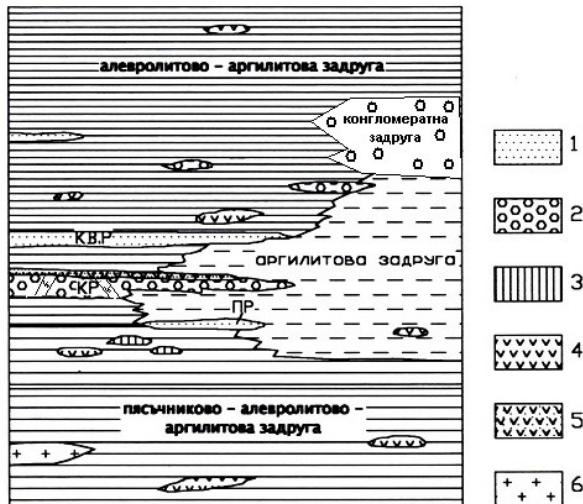
Описаните по-горе литостратиграфски единици участват в оформянето на относително голяма антиклинална гънка,

известна като Габровнишка антиклинала (Маляков, Чолаков, 1971; Горшков, Джелепов, 1980).



Фигура 2 Напречни геоложки разрези

ПЕТРОЛОЖКА ХАРАКТЕРИСТИКА



Фигура 3. Схема за взаимоотношенията между литостратиграфските единици

- 1 – пясъчници и кварцити; 2 – конгломерати;
- 3 – калкошисти и мраморизирани варовици; 4 – диабазови туфи; 5 – диабазови дайки; 6 – габро; габродиабаз; ПР – пясъчников репер; КР – конгломератов репер; КВ.Р – кварцитен репер

Скалният спектър на ДФК в района на изследване включва предимно метаседиментни скали с протолити: аргилити, алевритови аргилити, аргилитови алевролити, алевролити; псамити – аркозни ваки и лититови грауваки; конгломерати; единични тънки прослойки от варовици и в подчинено количество метагабродиабаз, метадиабаз и техните туфи.

При наименоването на финозърнестите теригенни скали е използвана класификационната схема на Potter et al. (1980) за кластични скали, изградени от над 50% частици с размери под 0,063 mm (табл. 1). Определянето на псамитните скали е направено по класификационната схема на Петиджон и др. (1976) (по Dott, 1964).

Аргилити и алевролити са финозърнестите теригенни скали, които количествено доминират в изследвания разрез. Липсват чисти разновидности - основно са представени алевритови аргилити, прехождащи в аргилитови алевролити. Около 1/4 от финозърнестите скали са изградени от редуване на алевритови и аргилитови ивици (варви) с дебелина 0,5-3 mm. Аргилитите са с микроекспестна структура и ориентирана микротекстура. Изградени са от 70-95% глинести минерали, променени в хлорит и серицит и 5-30% кварц, фелдшпати и единични люспи теригенен мусковит с

дребно- и средноалевритови размери. Алевролитите имат сходен минерален състав, но преобладават кварцът и фелдшпатите. Те са дребно-среднозърнести с неравномерностъргната структура. Често срещани са преходните разновидности между алевритови аргилити и аргилитови алевролити, където съотношението между пелитовият и алевритен компонент е близо 1:1 (mudshale). Ивичестите аргилити се състоят от редуване на алевритови аргилити и аргилитови алевролити или силно алевритови аргилити със съвсем слабо алевритови, които изграждат ламини с дебелина от 0,5 до 3 mm. Псамитните скали са представени главно от аркозови ваки и лититови грауваки и в подчинено количество аркозови арени. Ваките и грауваките съдържат около 65-75% кластичен компонент и 35-40 % спойка /матрикс/. Аркозовите ваки са фино- до дребнозърнести с реликтова неравномерностъргната псамитова структура. Кластичните зърна са с полузаоблена и заоблена форма, а контактите между тях са свободни и точкови. Спайката е от поров до базален тип. Съставът на кластичната част е предимно кварц, по-малко фелдшпати, а спайката вероятно е била първоначално глинеста, сега силно променена в хлорит и серицит. Присъстват множество новообразувани черни рудни минерали (титанит-левкоксенови продукти). Лититовите грауваки са дребнозърнести с неравномерностъргната реликтова структура. Кластичните зърна са неравномерно разпределени, представени от кварц, по-малко фелдшпати и скални късчета. Спайката е от глинести минерали, променени в хлорит-серицитова маса. Присъстват новообразувани черни рудни минерали – илменит, левкоксен. Конгломератите в лещовидните прослойки са с размери на късовете 4-8 mm до няколко сантиметра. Присъстват и конгломерати, съдържащи зърна с гравийни размери (2-4 mm), които прехождат в гравелити. Формата им е полузаоблена до заоблена, като са кородирани от спайката /матрикса/. Съставът им е от кварц (предимно скални късчета от микро-дребнозърнест кварц, агрегати от дребно-среднозърнест кварц със заливовидни очертания и агрегати от изометрични кварцови зърна с линейни контакти), късчета от метаморфозирани диабази и ултрабазити (?), аргилити и алевролити. Матриксът е първоначално глинесто - пясъчлив, променен в от хлоритово - серицитова основна маса с кварцови и фелдшпатови зърна. Конгломератите от конгломератовия репер, приемани от Джелепов (1983) за "базални", са спелцифични и нямат аналог в изследвания разрез. Макроскопски са сивозелени до сиворозови, средно- до дебелопластови. Те се различават съществено от другите конгломерати по късовия състав и присъствието на множество диабазови дайки, които мрежовидно ги пресичат, без да се наблюдават в отдолу и отгоре лежащите скали (таблица 1; a,b). Късовете са с размери от 1.5 – 3 mm до 8 – 10 cm и са с полузаоблена до заоблена форма. По състав те са от аркози, грауваки, лидити, кварцови късове, два типа диабази (зърнести и вариолитови) - в най-голямо количество и по-малко метаалевролити, метагравелити, хлоритови шисти (таблица 1; c, d). Матриксът е пясъчлив до гравийен от кварц, плагиоклаз, калиев фелдшпат, епидот – теригенна компонента и хлорит – серицитова спойка, набогатена на желязо-титанови продукти. Диабазовите дайки, които се наблюдават само в конгломератовия репер са с варираща дебелина от 1-2 cm до няколко дециметра. Те са

сивозелени на цвят, плътни с масивна текстура и могат да се отделят две генерации. Първата (вероятно по-ранна) е представена дребнозърнести метадиабази с микродиабазова структура – хаотично разположени силно удълженопризматични плагиоклази (до 0.3 - 0.4 mm по дългата ос), не напълно албитизирани, в междините на които се разполага дребно-гранолепидобластна маса от хлорит (главно), серицит, епидот, титанит, кварц, калцит и рудни минерали (таблица 1; e). Тези дайки са с най-голяма дебелина. Втората генерация е от метахиалодиабазови дайки (с дебелина до 5.0 cm), които пресичат както конгломератите така и преходните дайки. Те са изградени от много фини плагиоклазови микролити ("следи") всред хлорит-епидот-амфибол(?) - албитова крипнокристалинна основна маса. Порфирна генерация от плагиоклаз и напълно променени мафити рядко се наблюдава в тях (таблица 1; f).

Карбонатните скали са представени от мраморизирани варовици изградени от около 95% калцит и 5% теригенен компонент – кварц, плагиоклаз и глинести минерали. Калцитът е неравномерно прекристализирал до дребно - среднозърнест. Структурата на скалата е гранобластна. Глинестите минерали са напълно преобразувани в хлорит и серицит.

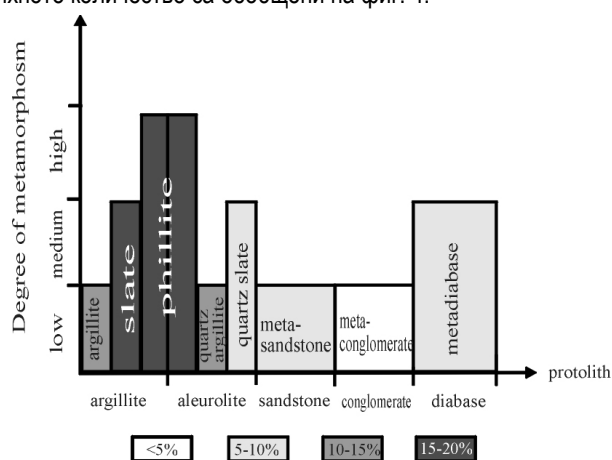
Диабазите и техните туфи са представени по-ограничено в изследвания разрез като конформни на параметаморфитите лещи или будини. Те са интензивно метаморфозирани, поради което по-голямата част от тях са превърнати в зелени и актинолитови шисти.

Таблица 1. Класификационна схема по Potter et al. (1980) на финозърнести кластични скали

Съдържание на глина %		0-32	33-65	66-100	
УПЪТЪННИ	ПЛАСТ	> 10 mm	ПЛАСТОВ АЛЕВРОЛИТ	ГЛИНЕСТ АЛЕВРОЛИТ	АРГИЛИТ
	ЛАМИНИ	< 10 mm	ЛАМИНИРАН АЛЕВРОЛИТ	ГЛИНЕСТ АЛЕВРОЛИТ	ЛАМИНИРАНИ АРГИЛИТИ
МЕТАМОРФОЗИРАНИ	СТЕПЕН НА МЕТАМОРФИЗЪМ	НИСКА	НИСКО МЕТАМОРФЕН АЛЕВРИТОВ АРГИЛИТ	НИСКОМЕТАМОРФЕН АРГИЛИТ	
			КВАРЦ-СЕРИЦИТОВ ШИСТ	ГЛИНЕСТ ШИСТ	
		ВИСОКА	ФИЛИТ И/ИЛИ СЛЮДЕН ШИСТ		

Метаморфизъм. Всички скали са засегнати от ниско-степенен регионален метаморфизъм в границите на зеленошистния фацес и в зависимост от състава на протолита са преобразувани в различни нискометаморфни скали. Степента на метаморфна промяна е оценена според следните критерии: 1) минераложки - процеси на разтваряне и регенерация, прекристализация, степен на преобразуване на спайката на кластичните скали; процеси на минералообразуване; 2) структурни промени – конформно - регенерационни, лещовидно-сегрегационно-ивичести, структури на насочена корозия и прекристализация под въздействие на ориентиран натиск и 3) текстурни

промени. Според интензитета на метаморфните преобразувания се отделят следните параметаморфити: *нискометаморфни аргилити и алевролити, глинести шисти, кварцови глинести шисти, филити, кварц-серицитови шисти* (протолити - аргилити и алевролити); *метааркози и метаграуваки* (протолити-псамити); *метаконгломерати* (протолити – псефити), *зелени шисти, актинолитови шисти, метадиабазы и метагабродиабазы* (протолити - диабазы и техните туфи, габродиабазы). От изтъкнатото разнообразие на параметаморфити ясно личи, че интензитетът на метаморфните прекристализации при теригенните скали зависи главно от състава на протолита. Разлика в степента на метаморфизма в различните нива от изследвания разрез като цяло не се наблюдава. Анизотропията на метаморфните преобразувания в условията на нискостепенен метаморфизъм (зеленошистен фацес) тук е резултат на два основни фактора - състав на протолитите и неравномерното разпределение на деформациите. От разкриващите се в района теригенни скали най-интензивно са метаморфозирали аргилитите и алевролитите с крайни метаморфни продукти съответно филити (таблица II; с, е) и кварц-серицитови шисти. По-слабо метаморфозирани са техни аналози са ниско метаморфни алевролити и аргилити, глинести шисти и кварц-глинести шисти. Видимо по-богатите на теригенна компонента скали (алевритовите) са по-резистентни на нискостепенния метаморфизъм и определено са с по-добре съхранени седиментни структури и минерали (таблица II; а; б). Това се вижда в рамките на микроскопските препарати, където се проследява алтернативата между по-горе описаните ламини (таблица II; б). Количествено най-разпространени са нискометаморфозиралите алевролити, глинести шисти и филити (фиг. 4). Псамитните скали са претърпели ниска степен на метаморфна промяна, при което кластичните зърна са останали непроменени в голяма степен, а spojката е по-силно засегната, изразяваща се в прекристализация на глинестата компонента в серицит и хлорит. (таблица II; d). При конгломератите метаморфните преобразувания са само в матрикса, аналогично на псамитите. Интензитетът на метаморфната преработка в различните протолити и тяхното количество са обобщени на фиг. 4.



Фигура 4. Обобщена схема на интензитета на метаморфната обработка на скалите в района в

границите на зеленошистния фацес и процентното им участие

Най-интензивно метаморфно преобразувани скали: филити, кварц-слюдени шисти (параметаморфити) и зелени и актинолитови шисти (метадиабазы и техните туфи) са типичните представители на нискометаморфните скали от зеленошистния фацес, които са един от основните елементи от състава на ДФК. При тях реликтовите структури и минерали не присъстват. При всички останали пара- и ортометаморфити от района в една или друга степен (според протолита и локалните синметаморфни деформации) първичните минерали и структури са характеристичен белег.

В локално проявени зони описаните скали имат ясен полиметаморфен характер. Те са изпитали контактно метаморфна преработка (на контактите с палеозойските гранитоидни тела и дайки) като са превърнати в петнисти до възлови шисти. В тесни зони на срязвания те са преобразувани в типични милонити до бластомилонити. Този тип полиметаморфни изменения не са предмет на изследване в настоящата статия.

СТРУКТУРНА ХАРАКТЕРИСТИКА

Геометричните и възрастови взаимоотношения между различните типове плоскостни и линейни структурни елементи показват, че образуването им е станало през четири деформационни етапа, означени условно като D1, D2, D3 и D4.

D1 структури. През най-ранния етап в условията на регионален нискостепенен метаморфизъм се развиват ранни гънки F₁ по първичната слоестост, осова фолиация S₁ и няколко морфоложки вида линейности. Пространственото положение на реперните пачки, ориентировката и асиметрията на мезоскопските гънки по слоестостта показват, че шарнирът на Габровнишка антиклинала има посока 100-110° и потъва полегато с наклон около 15° към ИЮИ. Североизточното ѝ бедро има среден наклон 45-55°, а югозападното – 30-40°. Мезоскопските F₁ гънки са изоклинални и тесни със сантиметрови и метрови размери. Формата на огънатите слоеви повърхнини е параболична или хиперболична и гънките най-често са от класовете 1С и 3. Диаграмите за ориентировката на слоестостта, на гънковите шарнири и линейността на пресичане L_{ss/s₁} (Antonov, 1989, fig. 1c) свидетелстват за генерална субекваториална ориентировка на гънковите шарнири, с преобладаващ наклон от около 25° към ИЮИ. Осовата фолиация S₁ е доминираща плоскостна структура в алевропелитните и пелитните скали, където почти напълно маскира първичната слоестост. Различните морфоложки типове и механизмите на образуване на осовата фолиация са отбелязани от Antonov (1989). Вторичните линейности, формирани през най-ранния деформационен етап, по морфоложки особености са: минерална, по дългите оси на мулиони и роди, по удължени конгломератни късове, кренуляционна и на пресичане. Последните два типа имат повсеместно разпространение.

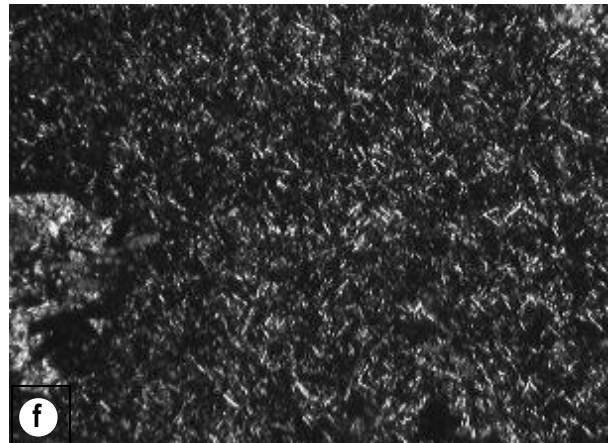
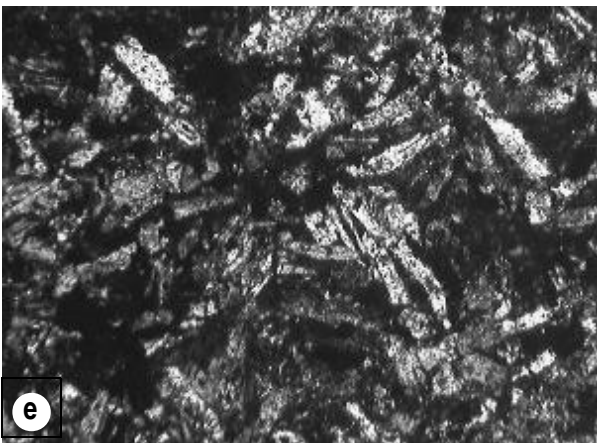
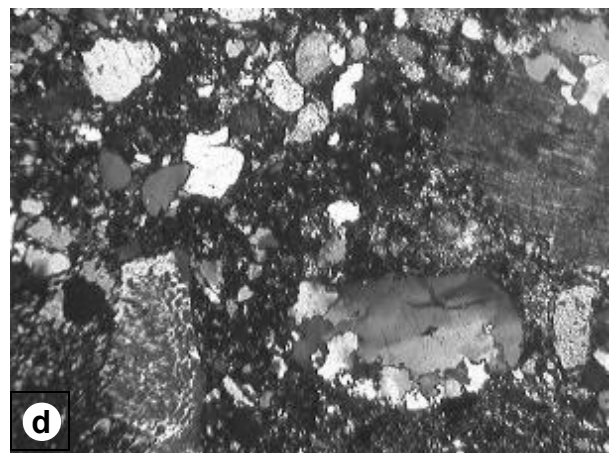


ТАБЛИЦА I

- a** – теренна снимка на скали от конгломератовия репер;
b – теренна снимка на диабазови дайки, пресичащи конгломератовия репер;
c – микрофотоснимка на конгломерати от репера. Увеличение 50; N +;
d – микрофотоснимка на конгломерати от репера. Увеличение 50; N +;
e – диабазова структура в диабази от дребнозърнестите дайки. Увеличение 100; N +;
f – основна маса с плагиоклазови микролитити в хиалодиабазова дайка. Увеличение 50; N +.

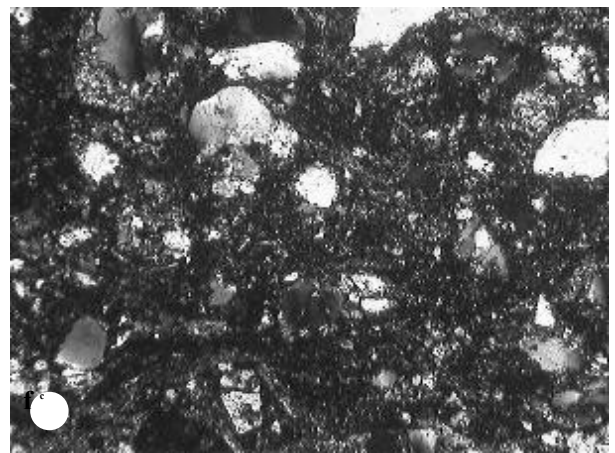
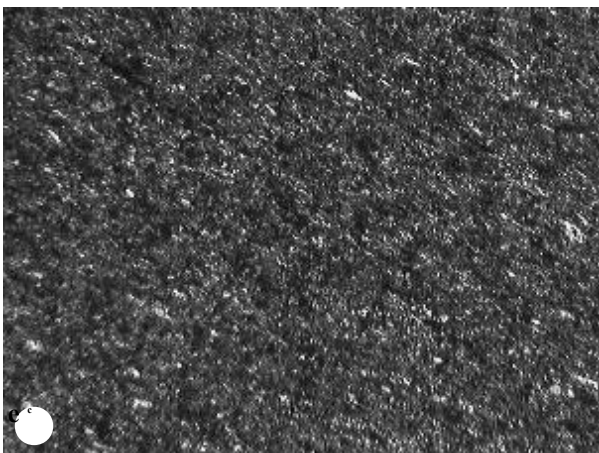
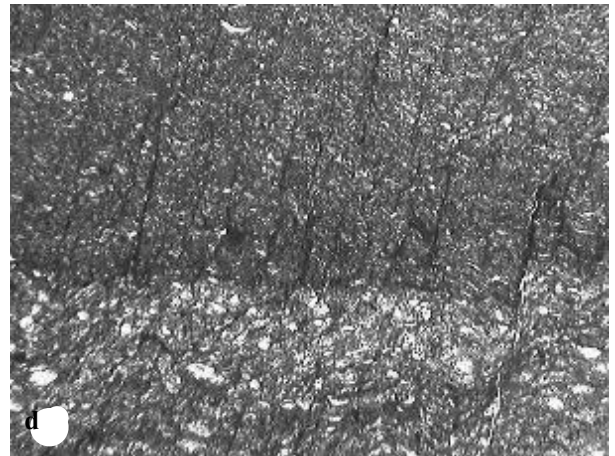
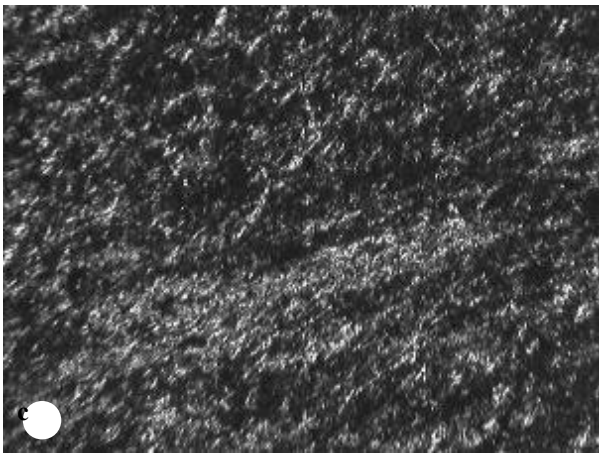
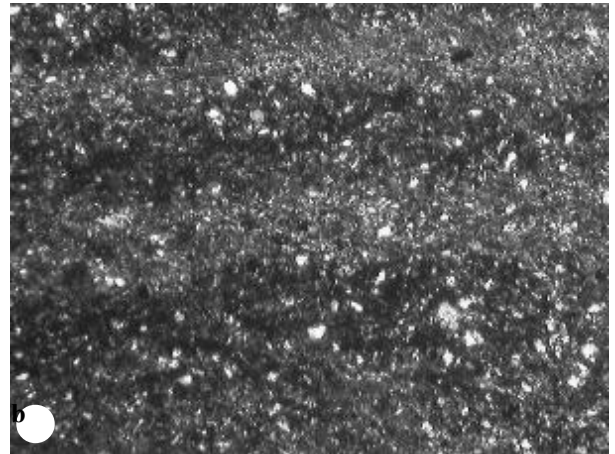
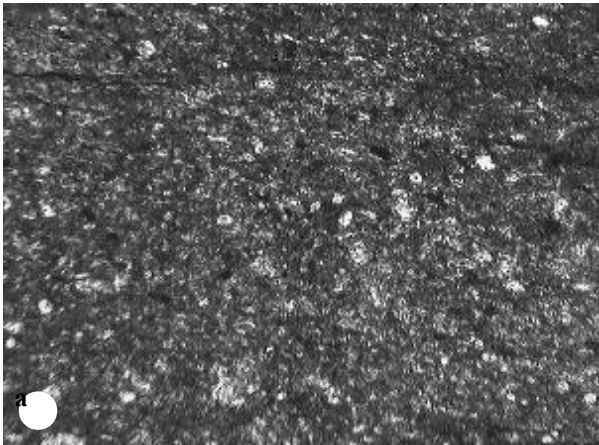


ТАБЛИЦА II

- a** – ниско метаморфозиран аргилитов алевролит. Увеличение 100; N +;
b – редуване на ламини от метаалевритови аргилити и метааргилитови алевролити. Увеличение 100; N +;
c – филит с два кристализационни кливажа. Увеличение 100; N +;
d – осов кренуляционен кливаж в аргилитовите ламини. Увеличение 100; N +;
e – филит. Увеличение 100; N +;
f – аркозова вака. Увеличение 50; N +.

D2 структури. С втора регионално проявена деформация е свързано формирането на нова, наложена гънкова генерация F_2 и синхронна на нея кренуляционна линейност. Гънките от втората генерация са оформени по повърхнините на осовата фолиация S_1 . Представа за морфологията и размерите им може да се получи от напречните разрези (фиг. 2). Те са наложени коаксиално спрямо F_1 гънките, обуславяйки в мезоскопски мащаб наличието на интерференционен рисунък от тип 3 по Ramsay (1967). Втората кренуляционна линейност е проявена като фина гофрировка по огънатите кливажни повърхнини S_1 . Ориентировката ѝ е субпаралелна на ориентировката на гънковите шарнири.

D3 структури. Третият деформационен етап се характеризира с развитието на локално проявени зони на крехкопластично срязване с дебелина 40-50 m и дължина до няколко стотици метри. В обхвата им върху структурите на предходните етапи са наложени дребни асиметрични кинк-гънки и кинк-зони с паралелен на осовите им плоскости дизюнктивен кливаж S_2 . Ориентировката на зоните е с преобладаваща ЮИ посока, а по рядко се срещат зони със субекваториална или СИ посока.

D4 структури. С четвъртия етап се свързват множество локални разломи с незначителна амплитуда, както и няколко по-големи разлома (фиг. 1), които пресичат напречно или косо трите гънкови генерации.

ИЗВОДИ

Резултатите от настоящето изследване могат да бъдат резюмирани по следния начин:

1) Диабазово-филитоидният комплекс в долината на р. Габровница е изграден главно от теригенни седиментни скали - предимно алевролитови и аргилитови и в подчинено количество псамитови и псефитови;

2) въз основа на специфичните особености в състава на протолитите е обоснована нова схема за литостратиграфско разчленяване на комплекса. Вертикалните и латерални взаимоотношения между обособените задруги и репери, както и структурните данни, свидетелстват за непрекъснатост на разреза. Това налага преосмисляне на предлаганите корелации с Берковската и Дългиделската група;

3) фрагментите от базични магмени скали, които се срещат всред седиментите на всички задруги очевидно имат алохтонен произход и по-големите от тях могат да се характеризират като олистотрими. Конгломератният репер вероятно също е алохтонна пластина с размери на олистоплака;

4) структурната еволюция включва четири деформационни етапа, по време на които са се формирали три гънкови генерации;

5) разнообразието от нискометаморфни параметаморфити в района е резултат главно от различната устойчивост на протолитите в условията на нискостепенен мета-

морфизъм (зеленошистен фацис) и различната интензивност на синметаморфните деформации.

ЛИТЕРАТУРА

- Ангелов, В., Р. Димитрова, И. Хайдутков, Д. Тронков, И. Сапунов, П. Чумаченко, Ц. Цанков, С. Янев, Н. Попов, Т. Николов. 1992. *Геоложка карта на България М 1:100000, к. л. Берковица*. С., КГМР, Геология и геофизика АД.
- Ангелов, В., К. Илиев, Ив. Хайдутков, И. Сапунов, Пл. Чумаченко, Д. Чунев, Ц. Цанков, Р. Маринова, Ив. Русанов, Сл. Янев. 1995. *Обяснителна записка към геоложката карта на България М 1:100000, к. л. Ботевград*. С., ЕТ "Аверс", 117 с.
- Джелепов, Т. 1983. Литостратиграфски особености на диабазфилитоидния комплекс (ДФК) от областта на Искърския пролом. – *Год. ВМГИ*, 29, 2, 184-189.
- Димитров, Стр. 1929. Диабазовите скали в Искърския пролом между ж.п. спирка Бов и станция Лакатник. – *Год. Соф. унив., Физ.-матем. фак., Естеств. ист.*, 175-237.
- Иванов, Ж. 1970. Относно съществуването и особеностите на каледонското гънкообразуване в Стара планина и част от Югозападна България. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 31, 2, 251-257.
- Иванов, Ж. 1972. Строеж на старопалеозойските скали между гарите Бов и Лакатник. – *Год. Соф. Унив., Геол.-геогр. фак.*, 64, 1, 83-95.
- Петтиджон, Ф. Д., Поттер, П., Сивер, Р. 1976. *Пески и пясчаници*. М. Мир., 534 с.
- Хайдутков, И. 1991. *Произход и еволюция на докамбийския Балкано-Карпатски офиолитов комплекс*. С., Изд. БАН, 179 с.
- Цанков, Ц., Л. Недялкова, В. Ангелов, К. Аладжова, Сл. Янев, Ив. Хайдутков, И. Сапунов, Пл. Чумаченко. 1991. *Геоложка карта на България М 1:100 000, к.л. Враца*. – С., КГМР, "Геология и геофизика" – АД.
- Цанков, Ц., К. Аладжова, Сл. Янев, Ив. Хайдутков, И. Сапунов, Пл. Чумаченко, Л. Недялкова, В. Ангелов. 1995. *Обяснителна записка към геоложката карта на България М 1:100000, к. л. Враца*. С., ЕТ "Аверс", 102 с.
- Янев, Сл., Р. Димитрова, Д. Чунев, Ц. Цанков, Д. Тронков, И. Сапунов, Пл. Чумаченко, В. Ангелов, Ив. Русанов, Ив. Хайдутков, Т. Николов, П. Петров. 1992. *Геоложка карта на България М 1:100 000, к. л. Враца*. С., КГМР, Геология и геофизика.
- Янев, Сл., Д. Чунев, Ц. Цанков, Д. Тронков, И. Сапунов, Пл. Чумаченко, Ив. Хайдутков, П. Петров, Т. Николов, Р. Димитрова, Р. Маринова, Ив. Русанов, Я. Герчева. 1995. *Обяснителна записка към геоложката карта на България М 100 000, картен лист Враца*. С., ЕТ "Аверс", 102 с.
- Antonov, M. 1989. Morphology and development of axial-plane cleavage in low grade metamorphic rocks from the Rzhana mountain, NW Bulgaria. – *XIV Congr. CBGA*, 2, 478-481.
- Potter, P., Maynard, J., Prior, W. 1980. *Sedimentology of Shales*. Springer-Verlag, 298 p.

PETROLOGICAL AND STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF THE LOW GRADE METAMORPHIC ROCKS FROM THE VALLEY OF GABROVNITSA RIVER, WESTERN STARA PLANINA

Stefka Pristavova

Manol Antonov

Marlena Janeva

University of Mining and Geology
"St. Ivan Rilski"
Sofia 1700, Bulgaria
E-mail: sprist@mgu.bg

University of Mining and Geology
"St. Ivan Rilski"
Sofia 1700, Bulgaria
E-mail: msantonov@mgu.bg

Geological Institut of BAS
Sofia 1113, Bulgaria
E-mail: marlena@geology.bas.bg

ABSTRACT

New data of the petrologic features and structures of the low-grade metamorphic Lower Paleozoic rocks from the Gabrovnitsa river between the villages of Ossenovlak and Elenovdol are discussed in the present paper. These rocks are referred to the Diabase-phyllitoid Complex. The metasedimentary sequence is represented by irregular alternation of siltstones, siltshales, mudshale, sandstones and conglomerates metamorphosed in the condition of green schist facies. Four formations and four mark levels are divided in the studied rocks as well as three fold generations as a result of polyphase deformation

INTRODUCTION

Dimitrov (1930) made the first and the most detailed petrographic and stratigraphic study of the low grade metamorphic Lower Paleozoic rocks from the Gabrovnitsa river between the villages of Ossenovlak and Elenovdol. He divided one arkose-graywacke complex and another one of grey-greenish schist situated above it that are separated by "discordance between them" or "secondary discordance". In the same work he emphasized that in the Iskar Gorge their position is opposite. Later for these metamorphic rocks, referred to the so called Diabase-phyllitoid Formation of Diabase-phyllitoid Complex (DPHC), are proposed various stratigraphical schemes by Chunev, Kozhouharov (1968), Ivanov (1970, 1972), Gorshkov, Dzhelepov (1970) and Dzhelepov (1983). Only two of them by Ivanov (1970, 1972) and Dzhelepov (1983) could be compared with the complexes, divided by Dimitrov because they are accompanied by correlation tables and geological maps. After Ivanov (1970, 1972) the Lower Paleozoic section is discontinuous and includes three superpositionally disposed formations – volcano-terrigenous (later characterized by Ivanov, 1983 as olistostrome), aleurolite-quartzitic and clayey. Dzhelepov (1983) detached three formations – sandstone-argillitic, conglomerate-quartzitic and volcano-argillitic. He supposes, that the rocks from the two upper formations are deposited in the condition of a new sedimentary cycle, because in the base of the second formation "basal polygenous conglomerates" are situated with angular or parallel discordance above various levels of the sandstone-argillitic formation. The author correlates the low and the medium formations respectively to Dimitrov's schist and arkose-greywacke complex and the upper one with the clay formation (Ivanov, 1972). The Dzhelepov's scheme is accepted by Haydoutov (1991) who used it with slight changes in the preparing of the Bulgarian Geological Map on scale 1:100 000 (Angelov et al., 1992; 1992a, Tzankov et al., 1991,

Yanev et al., 1992). In the map the sandstone-argillitic formation is referred to the Berkovitsa Group and the two upper formations to the Dalgidel Group.

During the clarifying of the structures connected to the rare-earth mineralisation in the Iskar Gorge region one of the authors (M.A.) carried out geological and structural investigations in the region of the Gabrovnitsa river and the results were partly published (Antonov, 1989).

In the present paper on the base of additional field works and laboratory studies, more detailed characteristic of the petrologic and structural features and metamorphism of the low-grade metamorphic rocks is made.

GEOLOGICAL SETTING

The Lower Paleozoic low-grade metamorphic rocks with the cross cutting Upper Paleozoic intrusive bodies and dykes built up the basement of the so-called Berkovitsa unit, according to the Alpine structure setting (Angelov et al., 1992; Tzankov et al., 1995)

During the present study it was found out that the Lower Paleozoic section in the valley of the river Gabrovnitsa is continuous but differs from those of the Iskar Gorge. It could be subdivided into four formations and a few mark levels. The surface distribution, vertical and lateral interrelations between the lithostratigraphic units are presented in fig. 1, 2, 3. The names of these units correspond to the protolith composition. The lowest sandstone-siltstone-argillite formation is set up of rhythmic alternation of fine to medium bedded low metamorphosed fine-grained sandstone, siltstones, mudstones, mudshales and argillites. It comprises fast wedging out fine packets of fine-grained polygenic conglomerates, gravelites, coarse-grained sandstones, marls and limestones.

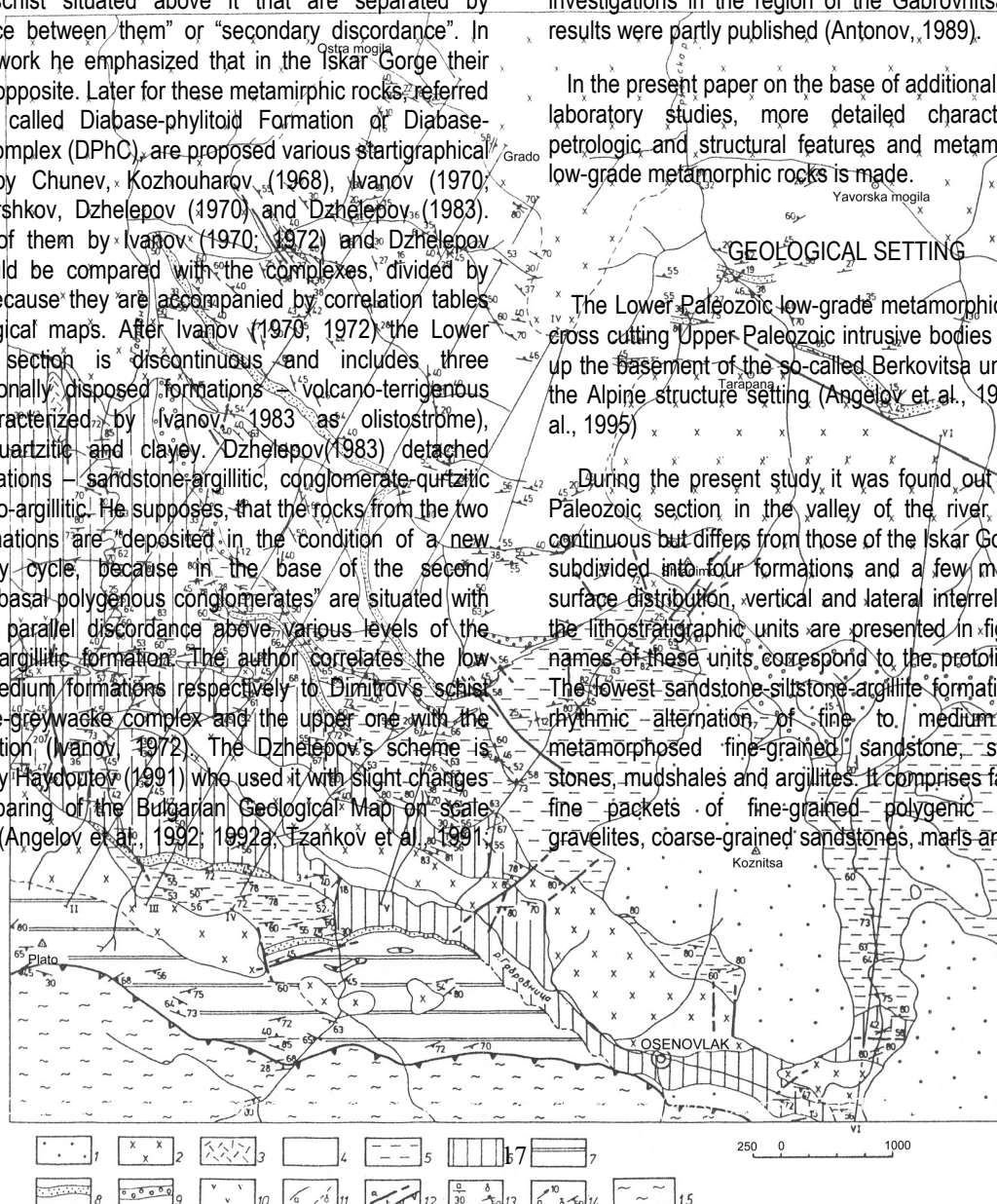


Figure 1. Geological map of the studied area
 1 – Mezozoic cover; 2 – untrusive granitoid bodies; 3 – bodies and dykes of granite porphyre; 4 – siltstone – argillite formation; 5 – argillite formation; 6 – sandstone – siltstone – argillite formation; 7 – contact metamorphosed rocks of the DPhC; 8 – sandstone – quartzite and quartzite marl level; 9 – conglomerate mark level; 10 – diorite porphyrites; 11 – geological boundaries: a – established; b – probable; 12a – fault of unclear character; 12b – reverse-slip fault; 13 – bedding strike and dip: a – normal; b – overturned; 14a – fold hinge direction and plunge; 14b – foliation strike and dip; 15 – Grohoten Formation.

Argillite formation is built up of mudstones and mudshales with singular fine interbeds of siltstones. Its lower boundary is gradual transition and to the NW direction it laterally joins with sandstone-siltstone-argillite and siltstone-argillite formations. Siltstone-argillite formation consists mainly of siltstones and mudstones building up packets of various thicknesses. Single beds and thin packets of fine-grained conglomerates, sandstones and quartzites are presented there. Conglomerate formation mainly includes conglomerates and small quantity sandstones, siltstones and argillites. The low boundary with the argillitic formation is a sharp lithological contact and to the

NNW direction it laterally joins probably with the siltstone-argillite formation. Single fragments of metagabbro-diabase, metadiabase and its tufts are common in the three formations. The mark levels (sandstone, sandstone-conglomerate and quartzite) are situated often between formations and partly are included in them.

The above-described lithostratigraphic units take part in the formation of a relatively large anticlinal fold, known as Gabrovnitsa anticline (Maljakov, Cholakov, 1971; Gorshkov, Dzheleпов, 1980).

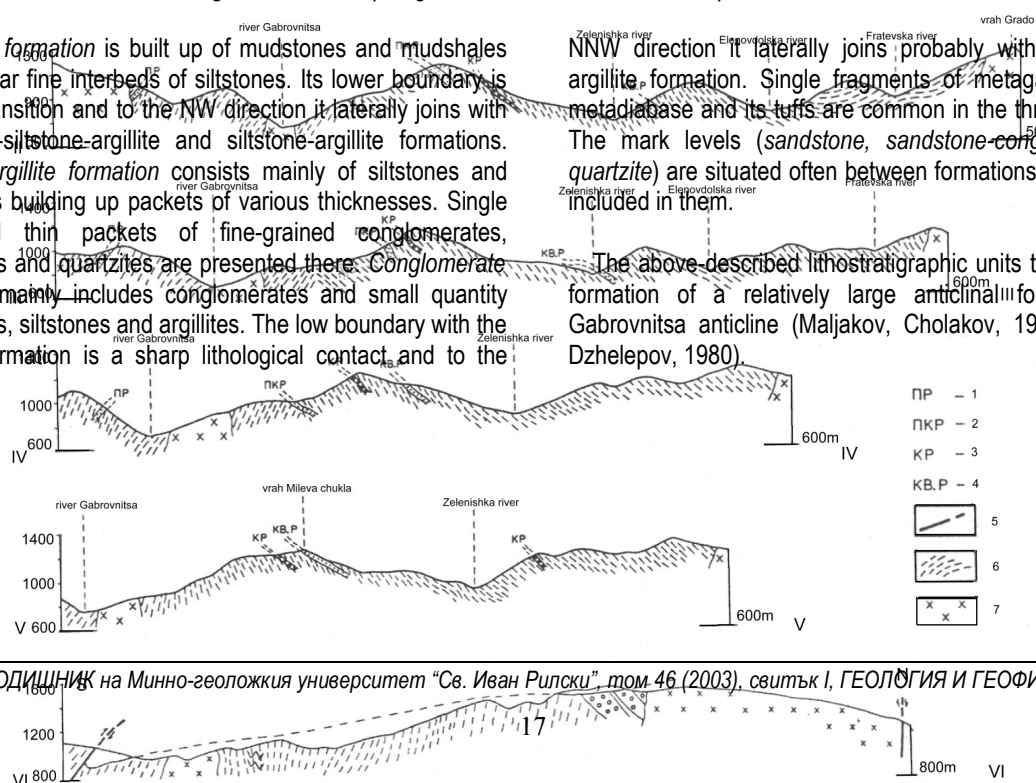


Figure 2 Geological cross-sections

1 – sandstone mark level; 2 - sandstone-quartzite mark level; 3 – conglomerate mark level; 4 - quartzite mark level; 5 – fault; 6 – axial foliation; igneous rocks

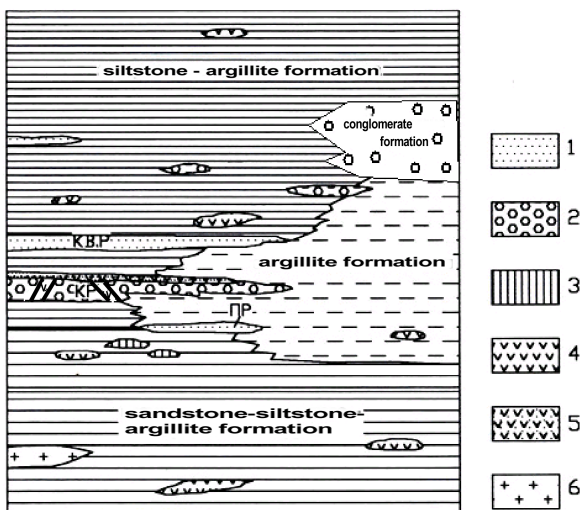


Figure 3 Scheme of the interrelations between the lithostratigraphic units: 1 – sandstones and quartzites; 2 – conglomerates; 3 – calc-silicate rocks and marbles; 4 – diabase and diabase tuffs; 5 – dykes of diabase; 6 – gabbro, gabbrodiabase; ПП – sandstone mark level; КР – conglomerate mark level; КР – quartzite mark level

PETROLOGIC CHARACTERISTIC

The rock spectrum of DPhC in the studied area includes chiefly metasedimentary rocks with protoliths: argillites, mudstones and mudshales, siltstones, sandstones – arkose

wackes and lithic greywackes; conglomerates, single thin interbeds of limestones and a small quantity of metagabbro-diabases, metadiabases and their tuffs.

The classification scheme by Potter et al. (1980) was used for fine-grained terrigenous rocks (Table 1). Determination of the psammitic rocks was made according to the classification scheme by Pettijohn et al. (1976) (after Dott, 1964).

Siltstones and argillites are the dominant fine-grained rocks in the studied section. Pure silty and clayey rocks are absent – mudstones and mudshales are the most abundant rock types. About ¼ of the fine-grained clastic rocks are set up of alternation of silty and argillitic laminae (varves) with thickness 0,5-3,0 mm. Argillites show microflaked texture and oriented microstructure. They consist of 70-95% clay minerals altered to chlorite and sericite and 5-30% quartz, feldspars and single flakes of terrigenous muscovite of fine to medium silty size. Siltstones have similar composition with domination of quartz and feldspars. They are fine to medium grained with irregular grained texture. The transitional varieties (mudshales and mudstones) are the most common. Laminated argillites (varves) comprise an alternation of mudshales and mudstones varying in their silt composition. Sandstones are presented mainly of arkose wackes and lithic greywackes and insignificant amount of arkose arenites. Wackes and greywackes consist of about 65-75% clastic component and 35-40 % matrix. Arkose wackes are fine-grained with relict irregular grained texture. Clastic grains are semi-rounded to rounded and contacts between them are loose and pointed. The matrix type is pore-filling and basal. The composition of clastic part is mainly of quartz, less feldspar. The primary

matrix was probably clayey later altered of chlorite and sericite. Numerous newly formed ore products (sphene – leucoxene) are present too. Lithic greywackes are fine grained with relict irregular grained texture. Clastic grains have irregular distribution and are represented of quartz, less feldspars and rock fragments. The matrix is of clay minerals altered of the chlorite and sericite. Ilmenite and leucoxene grains are common. *Conglomerates* from the lens-like structure consist of clasts with sizes from 4.0 – 8.0 mm up to a few cm. There are also conglomerates with abundance of clasts with sizes 2.0 – 4.0 mm transitional to the gravelites. The clasts shape is semi-rounded to rounded, corroded by the matrix. Their composition is mainly of rock fragments - micro to fine grained quartz, metadiabases, metaultramaphites(?), argillites and siltstones. The matrix was originally clayey-sandy altered of the chlorite-sericite mass with quartz and feldspar grains. The conglomerates from the conglomerate mark level accepted by Dzhelepov (1983) as “basal” are specific without analog in the studied section. Macroscopically they are grey-greenish to gray-pinkish, medium to thick bedded. They are significantly different from the above mention along to their clast composition and the presence of numerous dykes of diabase. The last ones cut conglomerates and they are not observed in the another rocks from the section (Table I, a, b). The clasts show semi-rounded to rounded shape and sizes from 1.5 – 3.0 mm up to 8 – 10 cm. The clasts are composed of arkoses, greywackes, lydites, quartz grains, two types diabases (grained and variolitic-like) in the most abounded and in a small quantity metasiltstones, metagravelites, chlorite schist (table I, c, d). The matrix is sandy to gravel consisting quartz, plagioclase, K-feldspar, epidote – terrigenous component and chlorite-sericite cement enriched of iron-titan dusty products. Diabase dykes, which are observed only in the conglomerate mark level have various thickness from 1 – 2 cm to a few dm. They are grey-greenish in color, dense with massive texture. Two generations of dykes could be described, here. The first one (probably earlier) is represented by fine-grained metadiabases with micro-dyabase structure – chaotic situated long prismatic plagioclase crystals (up to 0.3 – 0.4 mm along long axis), patchy albitized, with fine grano-lepidoblastic mass of chlorite (mainly), sericite, epidote, sphene, quartz, calcite and ore minerals in their angular spaces (table I, e). This type of dykes are the thickest ones. The second generation of diabase dykes is represented by meta-hyalodiabases with thickness up to 5.0 cm that cut both the conglomerates and the previous dykes. They are composed of very fine plagioclase microlites (traces) among chlorite - epidote - amphibole (?) - albite cryptocrystalline ground mass (table I, f). Porphyritic generation of plagioclase and fully altered mafites is rarely observed.

Carbonate rocks are represented by marbles, built up of about 95% calcite and 5% terrigenous component - quartz, plagioclase and clay minerals. Calcite is irregularly recrystallised to fine- medium grained. Texture is granoblastic. Clay minerals are completely altered to chlorite and sericite.

Diabases and their tuffs have limited distribution in the studied section as conforming to the parametamorphite lenses and boudinage structures. They are intensively metamorphosed and the most part of them are presented as green schists and actinolite schists

Table 1. Classification of shales (Potter et al., 1980)

Percentage of clay-size constituents		0-32	33-65	66-100
INDURATED	BEDS > 10 mm	BEDDED SILTSTONE	MUDSTONE	CLAYSTONE
	LAMINAE < 10 mm	LAMINATED SILTSHALE	MUDSHALE	CLAYSHALE
METAMORPHOSED	DEGREE OF METAMORPHISM LOW	low grade metamorphosed QUARTZ ARGILLITE	low grade metamorphosed ARGILLITE	
		QUARTZ SLATE	SLATE	
	HIGHT	PHILLITE AND/OR MICA SHISTS		

Metamorphism. All rocks from the studied area are metamorphosed in conditions of low-grade regional metamorphism in the limit of green schist facies. Depending on the type of protoliths they form different low-grade metamorphic rocks. The grade of metamorphic change is assessed according to the following criteria: 1) mineralogical – processes of dissolution and regeneration, recrystallisation, degree of the matrix alteration in the clastic rocks; processes of mineral formation; 2) structure changes – conform-regeneration, lens-like, segregation and strip structures of oriented corrosion and recrystallisation under stress and 3) textural changes.

Depending on the intensity of the metamorphic alteration, the following parametamorphites are described: *low grade metamorphic argillites and siltstones, slates, quartz-slates, phyllites, quartz-sericite schists* (protoliths – argillites and siltstones); *metaarkoses and metagreywackes* (protoliths – psammites); *metaconglomerates* (protoliths – psephites); *green schists, actinolite schists, metadiabases, metagabbro-diabases* (protoliths – diabases and their tuffs, gabbro-diabases). The mentioned above variety of the parametamorphites is a result of the intensity of the metamorphic recrystallisation in the terrigenous rocks and the degree of alteration according to the protolith's composition. Any differences in the grade of metamorphism are not observed in the different levels of the studied section. The anisotropy of the metamorphic alterations in the conditions of the low-grade metamorphism (green schist facies) is a result of two main factors – the protolith's composition and irregular distribution of the synmetamorphic deformations. Argillites and siltstones are the most intensively metamorphosed rocks with end metamorphic members – phyllites (table II, c, e) and quartz-sericite schist, respectively. Lower metamorphosed their analogues are low metamorphosed siltstones and argillites, slates and quartz slates. The rocks enriched in the terrigenous components (siltstones) are more resistant to the low-grade metamorphism and they show better-preserved relicts of sedimentary structures and minerals (table II, a, b). It is very clear in the frame of the thin-sections where alternation between above described laminae is observed (table II, b). The low-grade metamorphic quartz slates and phyllites are the most

widespread in the investigated area. (fig. 4). The psammitic rocks are affected by low-grade of metamorphic alteration and the clastic grains are well preserved and the matrix is intensively metamorphosed with formation of sericite and chlorite (table II, d). The metamorphic changes in the conglomerates are only in the matrix analogous to the psammities. The intensity of the metamorphic alteration in the different protoliths and their quantity are generalized in fig. 4.

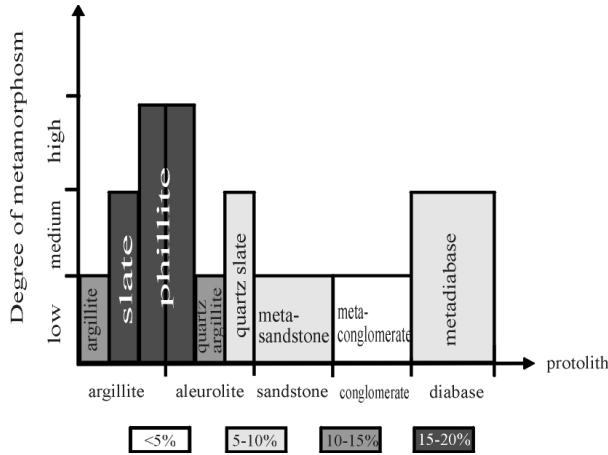


Figure 4. Scheme about intensity of the metamorphic alteration in the different protoliths and their quantity

The most intensively metamorphosed rocks: phyllites, quartz-sericite schist (parametamorphites) and green schists and actinolite schists (metadiabase and their tuffs) are typical members of the low-grade metamorphic rocks in green schist facies which are the main elements of the DPhC. Relict structures and minerals in these rocks are not present. The last ones are characteristic features for all the rest para- and ortometamorphites in the region.

The described rocks have clear polymetamorphic character in locally expressed zones. They are affected by contact metamorphic alterations close to the contacts with Paleozoic granite bodies and dykes and are changed in spotted and knotted schists. In the narrow shear zones they are turned to typical mylonites and blastomylonites. These types of metamorphic alterations are not a subject of the present study.

STRUCTURAL CHARACTERISTIC

Geometrical and age relationships between the different types of planar and linear structural elements indicate that their formation was accomplished during the four deformational stages, designated conditionally as D₁, D₂, D₃, and D₄.

D₁ structures. Early folds F₁ on the primary bedding, axial plane foliation S₁ and few morphological types of lineations are developed during the earliest stage in the conditions of low-grade metamorphism. The spatial position of the mark levels,

the orientation and the asymmetry of the mesoscopic folds on the bedding show that the hinge of the Gabrovnitsa anticline has a direction 100-110° and plunges about 15° to ESE. Its northeastern limb has average dip 45-55° and the southwestern - 30-40°. Mesoscopic folds F₁ are isoclinal and tight with centimeter and meter sizes. The shape of the folded bed surfaces is parabolic or hyperbolic and folds are most of the classes 1C and 3. Diagrams about the orientation of bedding, fold hinges and the lineation L_{ss/ss1} (Antonov, 1989, fig. 1c) evidence for the general subequatorial orientation of the fold hinges with the dominating plunge about 25° to ESE. The axial plane-foliation S₁ is a dominating structure in the silty and pelitic rocks where it almost obliterates primary bedding. The different morphological types and mechanism of the axial plane foliation are published by Antonov (1989). According to their morphological features, the secondary lineations formed during the earliest deformational stage are mineral lineation, lineation along to the axes of mullions and rodes, elongated conglomeratic clasts, crenulation and intersection lineation. The last two types are widespread.

D₂ structures. The formation of a new superposed fold generation F₂ and synchronic to it crenulation lineation are connected to the second regional deformation. The folds of the second generation are formed on the surfaces of the axial plane foliation S₁. The notion about their morphology and dimensions could be obtained from the cross-sections (fig. 2). They are imposed coaxially upon F₁ folds, determining in mesoscopic scale the presence of the interference pattern of type 3 after Ramsay (1967). The second crenulation lineation is expressed as fine undulation on the folded cleavage surfaces S₁. Its orientation is subparallel to the orientation of the fold hinges.

D₃ structures. The third deformational stage is characteristic by the development of the locally expressed ductile-brittle shear zones thick 40-50 m and up to few hundred meters long. Small asymmetrical kink-folds and kink-zones with disjunctive cleavage S₂ parallel to their axial planes are superimposed on the structures of the previous stages. The dominating zone orientation is in SE direction and rarely in EW or NE direction.

D₄ structures. The numerous local faults with insignificant amplitudes as well as a few larger faults (fig. 1) that cut crosswise or oblique the three fold generations are connected with the fourth stage.

CONCLUSIONS

The results of the present study could be resumed as follows:

1) the diabase-phyllitoid complex from the valley of the Gabrovnitsa river is built up of terrigenous sedimentary rocks - mainly siltstone and argillite and in less quantity sandstone and conglomerates ;

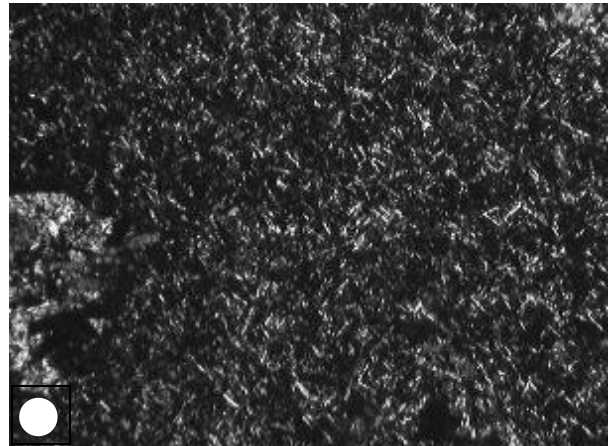
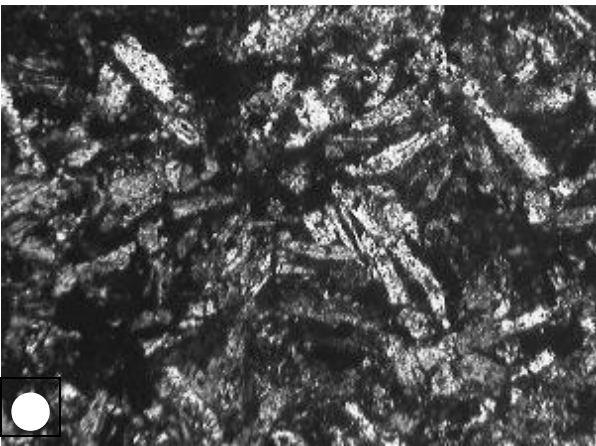
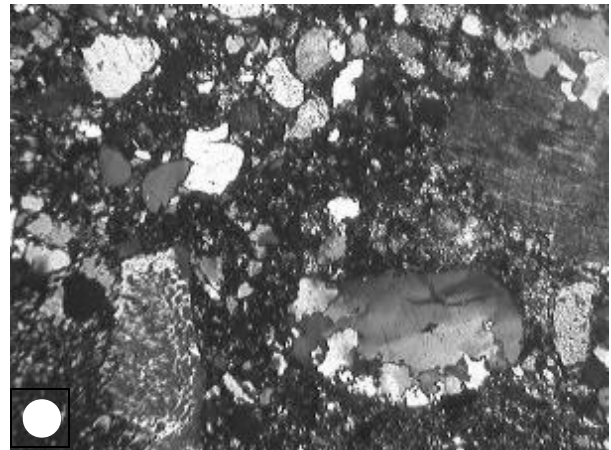
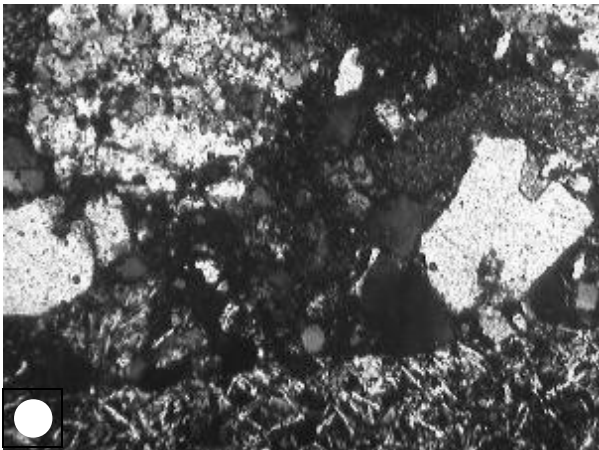


TABLE I

- a* – field's photos of the rocks from the conglomerate mark level;
- b* – field's photos of the diabase dykes cross cut the conglomerate mark level;
- c* – micro-photo of the conglomerates from the mark level. X 50; N +;
- d* – micro-photo of the conglomerates from the mark level. X 50; N +;
- e* – daibase texture in the fine grained diabase dyke. X e 100; N +;
- f* – ground mass and plagioclase microlites in the hyalodiabase dayke. X 50; N +.

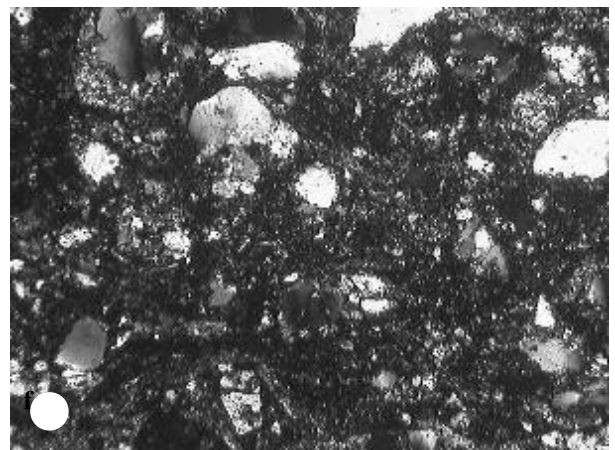
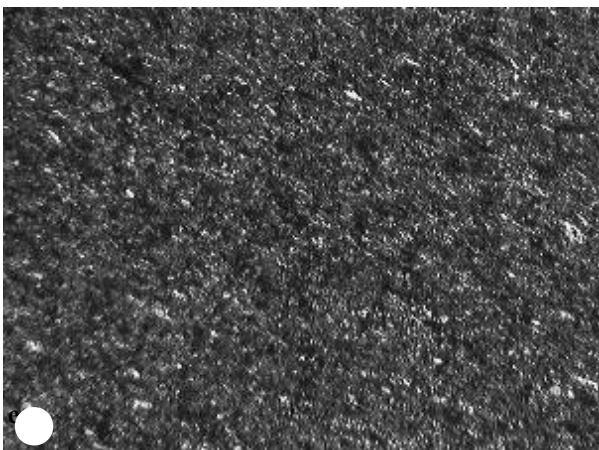
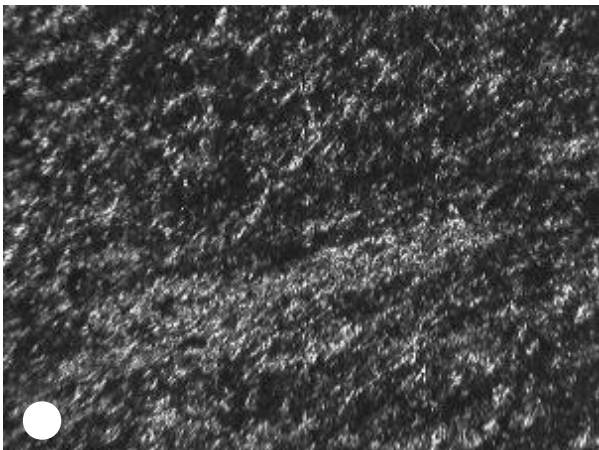
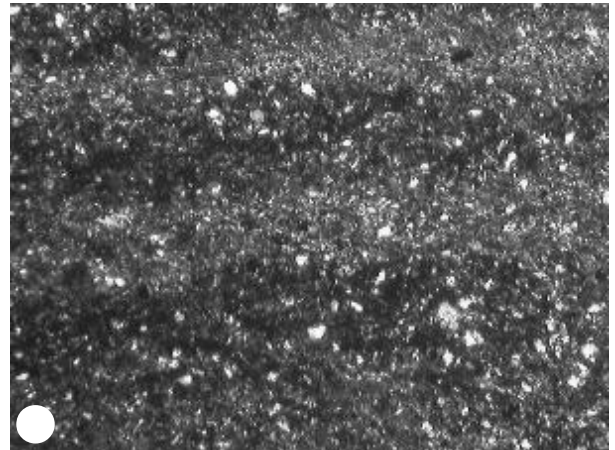
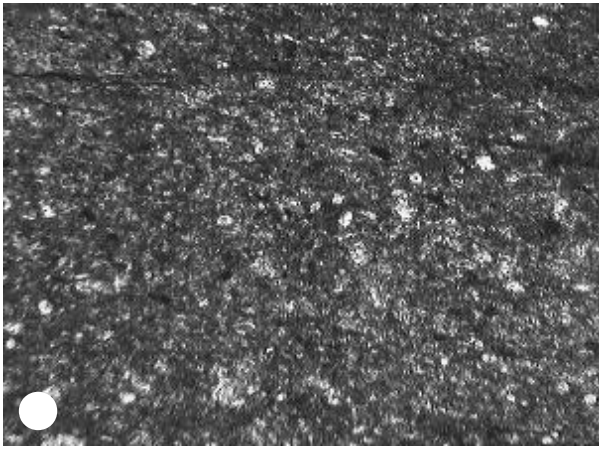


TABLE II

- a** – low metamorphosed argillite. X 100; N +;
- b** – alternation of laminae of low metamorphosed quartz argillite and arhillites. X 100; N +;
- c** – phyllite with two crystallisation cleavages. X 100; N +;
- d** – crenulation cleavage in the argillite laminae. X 100; N +;
- e** – phyllite. X 100; N +;
- f** – arkose wacke. X 50; N +.

2) on the basis of specific features of the protoliths a new scheme for lithostratigraphic subdivision of the complex is

proposed. The vertical and lateral interrelations between the separated mark levels and formations as well as structural data

give reason for the continuity of the section. This result requires a new point of view on the proposed correlations to the Berkovitsa and Dalgidel Groups.

3) the fragments of the basic igneous rocks among sediments from the all formations obviously are with allochthonous genesis and the biggest ones are probably olistotrimmes. The conglomerate mark level is probably allochthonous (olistoplake) as well;

4) the structure evolution includes four deformation stages and three fold generations are formed during them;

5) the variety of the low grade parametamorphic rocks from the studied region is a result of two factors – different resistance of the protoliths in the conditions of the low-grade metamorphism (green schist facies) and different intensity of synmetamorphic deformations.

REFERENCES:

- Angelov, V., R. Dimitrova, I. Haidutov, D. Tronkov, I. Sapunov, N. Popov, T. Nikolov. 1992. Geological map of Bulgaria on scale 1: 100 000, map sheet Berkovitsa. – S., Com. Geol. and Min. res. (in Bulgarian)
- Angelov, V., K. iliev, I. Haidutov, I. Sapunov, N. Popov, T. Nikolov. 1995. Explanatory note to the Geological map of Bulgaria on scale 1:100 000; Berkovitsa map sheet. – S., Com. Geol. and Min. res. (in Bulgarian)
- Ivanov, Zh. 1970. About presence and features of Caledonic fold formation in the Stara planina and part of SW Bulgaria. – Rev. Bulg. Geol. Soc, v. 31, 2, 251 – 257pp.(in Bulgarian)
- Ivanov, Zh. 1970. Structure of the Lower Paleozoic rocks between stations Bov and Lakatnik. – Annual report of the University of Sofia “Kl. Ohridski”; Faculty of geology and geography, 64, 1, 83-95 (in Bulgarian)
- Janev, S., R. Dimitrova, D. Chunev, Tz. Tzankov, D. Tronkov, I. Sapunov, P. Chumachenko, V. Angelov, I. Rusanov, I.

- Haidutov, T. Nikolov, P. Petrov. 1992. Geological map of Bulgaria on scale 1: 100 000, map sheet Botevgrad. – S., Com. Geol. and Min. res. (in Bulgarian).
- Janev, S., D. Chunev, Tz. Tzankov, D. Tronkov, I. Sapunov, P. Chumachenko, I. Haidutov, P. Petrov T. Nikolov, R. Dimitrova, R. Marinova, I. Rusanov, J. Gercheva. 1995. Explanatory note to the Geological map of Bulgaria on scale 1:100 000; Botevgrad map sheet. – S., Com. Geol. and Min. res., 102pp. (in Bulgarian)
- Antonov. M. 1989. Morphology and development of axial-plane cleavage in the low grade metamorphic rocks from the Rzhana mountain, NW Bulgaria.-XIV Congr. CBGA,2,478-481.
- Dimitrov, Str. 1929. The diabase rocks from the Iskar Gorge between stations Bov and Lakatnik. - Annual report of the University of Sofia “Kl. Ohridski”; Faculty of matem. and physics, history, 176-237 (in Bulgarian)
- Dzhelepov, T. 1983. Lithostratigraphic features of the diabase-phylitoid complex (DPhC) in the region of Iskar Gorge. – Ann. Univ. Min. Geol., v. 29, 2, 184-189. (in Bulgarian)
- Pettijohn, F., P. Potter, R. Siver. 1976. Sand and sandstone. – M., MIR., 534pp (in Russian)
- Haydoutov, I. 1991. Genesis and evolution of the Precambrian Balcan-Carpatian ophiolite complex. –S., lzd. BAS, 179pp.
- Potter, P., Maynard, J., Prior, W. 1980. Sedimentology of shales. - Springer-Verlag, 298pp.
- Tzankov, Tz., L. Nedialkova, V. Angelov, K. Aladzova, S. Janev, I. Haidutov, I. Sapunov, Pl. Chumachenko. 1991. Geological map of Bulgaria on scale 1: 100 000, map sheet Vratsa. – S., Com. Geol. and Min. res. (in Bulgarian)
- Tzankov, Tz., K. Aladzova, S. Janev, I. Haidutov, I. Sapunov, Pl. Chumachenko. L. Nedialkova, V. Angelov 1995. Explanatory note to the Geological map of Bulgaria on scale 1:100 000; Vratsa map sheet. – S., Com. Geol. and Min. res. (in Bulgarian)

Recommended for publication by Department of Mineralogy and Petrography, Faculty of Geology and Prospecting