

МИННО-ГЕОЛОЖКИ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. ИВАН РИЛСКИ“

ГЕОЛОГОПРОУЧВАТЕЛЕН ФАКУЛТЕТ

Катедра „Минералогия и петрография“

Любомир Янакиев Михайлов

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕТИЧНИ ОСОБЕНОСТИ НА ЯСПИСОВИ
ОБРАЗУВАНИЯ ОТ ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ**

ДИСЕРТАЦИЯ

за присъждане на научна степен „доктор“

Научен ръководител: проф. дгн Р. И. Костов

София, 2023

СЪДЪРЖАНИЕ

1. Въведение	3
2. Геология на района на Източните Родопи.....	8
2.1. Геоложка изученост на Източните Родопи.....	9
2.2. Геоложки строеж.....	11
2.3. Минераложки изследвания и полезни изкопаеми.....	26
3. Материал и методи	30
4. Ясписи и ясписоподобни образувания	38
4.1. Изученост на ясписите в България	38
4.2. Номенклатура на SiO_2	38
4.3. Ясписи и ясписоподобни образувания в Източните Родопи	41
4.3.1. Долините на р. Рибен дол и р. Банска	44
4.3.2. Долината на р. Арда	47
4.3.3. Долината на р. Върбица	57
4.3.4. Долината на р. Буйюкдере	65
4.3.5. Долината на р. Крумовица.....	72
5. Характеристика на ясписите и ясписоподобните агрегати.....	79
5.1. Минерален състав на ясписите	79
5.1.1. Текстурни и цветови особености	79
5.1.2. Микроскопски изследвания в проходяща светлина.....	84
5.1.3. Прахова рентгенова дифракция	118
5.2. Кварц и други разновидности на SiO_2	142
5.3. Опал	144
5.4. Желязо-съдържащи минерали: хематит, гьотит и селадонитови фази	147

5.5. Други минерали.....	153
5.6. Минерален състав на ясписоподобните образувания.....	159
6. Геохимични особености на вместващите скали	159
7. Геохимични особености на ясписи	169
8. Мьосбауерова спектроскопия.....	175
9. Електронен парамагнитен резонанс.....	181
10. Катодолуминесценция	184
11. Класификация и генезис на ясписите и ясписоподобните образувания.....	194
11.1. Преглед на съществуващите систематики	194
11.2. Предложение за класификация на минералого-структурен принцип	205
11.3. Генетични бележки.....	205
12. Приложни аспекти.....	207
Заключение	212
Благодарности.....	218
Литература	219

1. Въведение

Актуалност на проблема

Ясписите са сред едни от най-интересните природни образувания по отношение на техния генезис – начина на тяхното образуване. Интерес представлява и тяхната декоративност и възможност за обработка в ювелирното дело. Те имат важно културно значение в историята на човешката цивилизация. Тези скали и подобните на тях образувания са известни още от дълбока древност и са предизвиквали желание за тяхното изучаване и разбиране, като материал, който може да се използва в различни направления на ежедневието. В настоящо време са обект на изследване на широк кръг специалисти от науките за Земята – минералози, петрографи, седиментолози, вулканолози и гемолози. Те са били и продължават да бъдат предмет на дискусии по отношение на тяхното образуване, обстановките, в които се намират, находищата, в които се разкриват и минералния състав, който ги характеризира като ясписи. Правилното минераложко, петрографско и петрохимично описание на ясписите е важно за интерпретацията на геоложката обстановка за съответен район.

Ясписът е предимно плътен, непрозрачен, кварц-съдържащ минерален агрегат с разнообразен генезис. Тези SiO_2 съдържащи скали могат да имат, според различни източници, метаморфогенен, вулканогенен и седиментогенен характер, но се срещат и са описани, като такива с предимно метасоматичен или метаморфогенен характер (Ферсман, 1920, 1962). Те могат да имат разнообразно оцветяване и текстурни характеристики. До момента има много и различни схващания за понятието яспис.

Опити за създаването на класификация, към която да се отнесат тези образувания са правени от немалко автори до момента, като до сега всички подобни опити не са достигнали някакво конкретно решение относно проблема с отнасянето на ясписите към строго определен тип скали. Опит за една от първите класификации прави академик Александър Ферсман през двадесетте години на XX век, като я разделя на две основни направления – генетично и морфоложко, като към първия дял отнася пет основни групи, а за втората използва текстурните и цветови признаци на скалите, като отделя шест групи (Ферсман, 1962). Той предлага, като определение за яспис да се използва агрегат от

кварцови частици, споени с кварц или халцедон и съдържащи около 20% примесни минерални фази.

Яковлева и Барсанов (1978) предлагат ясписите да се разделят в три основни групи по геолого-генетичен тип: ясписи с вулканогенно-седиментен произход – към тази група се отнасят такива ясписи и ясписоподобни образувания, чиито генезис е свързан с условия на подводен вулканизъм. (тук образуването на ясписите се свързва с SiO_2 метасоматоза); ясписи, които са продукт на поствулкански изменения. Счита се, че основна роля играе хидротермалната автометасоматоза в ефузивни скали от различни вулканогенни формации; ясписи, чието образуване е свързано с метасоматични изменения в условията на регионален или контактен метаморфизъм (тук се обръща внимание на процесите хидротермален автометаморфизъм и поствулканска метасоматоза, засягащи туфогенни скали; освен последните, на изменения могат да бъдат подложени и жилки, шлири, както и дайки от интрузивен и ефузивен тип). Авторите предлагат повечето от необходимите елементи за класифициране на ясписите и сродните им образувания в геолого-генетичен, минералогичен и текстурно-структурен аспект. Примерната класификация на ясписите е представена в табличен вид, като освен описаните до тук елементи, присъстват и примери от по-характерните местопроявления на ясписите, което спомага да се получи една по-детайлна картина относно разпространението на ясписите и техните особености.

Ясписите имат значение за бита на човечеството още от праисторията за направа на мъниста и оръдия на труда, а в античността и за направата на вставки за пръстени (глиптика). Основна характеристика за приложимостта на материала за тези цели е неговата плътност, възможност за полиране, както и вече споменатата висока декоративна стойност. Освен като суровина за ювелирната промишленост в древността и днешно време, ясписите и другите подобни на тях образувания са били използвани за изготвянето на различни сечива. Преимуществото на извършването на археоминералогични анализи е в това, че те могат да спомагат за корелацията артефакт и източник на суровина, а от друга – да насочат изследователите към определени райони за откриване на възможни праисторически селища (Костов, 2016).

Ясписите и ясписоподобните образувания са предпочитан гемологичен материал за изготвянето на различни изделия, като вази, декоративни елементи в архитектурен аспект (капители, колони, настилки и др.).

В настоящата работа под названието яспис се обозначават минерални агрегати изградени от разновидностите на SiO_2 (микрозърнест кварц и халцедон, понякога и опал) и примесни минерални фази, които отговарят за тяхното оцветяване. Това са предимно хематит, гьотит и минерали от селадонитовата група, които им придават съответно червен, жълт или зелен цвят. Известни са и други минерални фази, които разширяват спектъра на тяхното оцветяване. Ясписите могат да съдържат допълнително и други SiO_2 фази, като опал, тридимит, кристобалит и могоанит.

В част от литературата съществуват мнения, че към ясписите се отнасят също т.нар. ясписоиди и ясписоподобни скали (Супричев, 1975; Атанасов, Йорданов 1986). Според различни автори ясписоидите са или само халцедон съдържащи, окварцени метасоматични образувания или ожелезнени (железрудни) кварцови формации принадлежащи към т.нар. Banded Iron Formation (BIF; джеспилити). Джеспелитите от своя страна нямат нищо общо с ясписите. Тези метасоматични скали представляват редуване на ивици от кварц (кремък) и рудни минерали (предимно магнетит и хематит). Този термин е използван в англоезичната литература, като се среща и под наименованието джаспероид. Поради различните интерпретации и нееднозначност на определението в настоящата работа това понятие няма да се използва. Ясписоподобните скали имат външен облик наподобяващ този на ясписите, не само по цветови характеристики, но и по текстурни особености. Разликата произлиза оттам, че в тези скали, за разлика от ясписите, могат да присъстват и скалообразуващи минерали от фелдшпатовата група (различни плагиоклази и калиеви фелдшпати), както и други силикатни минерали.

Ясписите не са детайлно изучени в българската и световната минераложка и геоложка литература. От друга страна те са широко разпространени на територията на България в Средногорската област и особено в Източните Родопи. Последното налага тяхното по-подробно изучаване и описание с оглед на различни теоретични и практични задачи.

Цел на дисертацията

Целта е изясняването на различни минераложки, геохимични и генетични особености на ясписите и ясписоподобните образувания в Източните Родопи. С използването на подходящи методи, като рентгенодифракционна диагностика, микроскопски, химични изследвания и различни спектроскопски анализи, да се състави примерна класификация за ясписите. Посредством нея ще стане възможно отделянето на ясписите по различни критерии с цел добиването на една по-ясна представа за определението яспис и генезиса на тези образувания.

Основни задачи

1. Теренна работа с наблюдение и сбор на образци от ясписи, ясписоподобни образувания и вместващи скали в Източните Родопи за изясняване на геоложката обстановка и минералните парагенези;
2. Определяне на минералния състав на образците от ясписите и ясписоподобните образувания с използването на различни методи;
3. Определяне на текстурно-структурните особености на ясписите и ясписоподобните образувания;
4. Изясняване генетични особености на ясписите;
5. Създаване на класификационна схема за ясписите на структурно-минералогичен принцип;
6. Гемологична оценка на декоративността на ясписите от изследваните проявления в Източните Родопи и използването им като гемоложка суровина;
7. Археоминераложки бележки върху употребата и разпространението на ясписите от Източните Родопи;

Научни приноси и практическо значение

1. В Източните Родопи са описани 50 проявления на ясписи и ясписоподобни скали с различен генезис, от които 17 коренни проявления, а останалите са от алувиално-делувиален тип. Включени са и шест описани по литературни данни проявления;
2. На базата на анализи от прахова рентгенова дифракция е определен минералният състав и разпределението на отделните фази в изследваните образци с различен цвят и текстура;
3. Направена е диагностика на разпределението на микрозърнест кварц и халцедон, като е определена степента на кристалиност на кварца (микрокристален кварц и халцедон);
4. Изготвени са нови класификационни схеми на ясписовите образувания за района на Източните Родопи, включително с въвеждане на понятията яспис-ахат, ахат-яспис и яспис-опал, опал-яспис;
5. Направена е гемологична оценка на декоративните качества на ясписите и оценка перспективността на определени участъци в Източните Родопи за нейното намиране;
6. Намерени са ясписови праисторически артефакти и са изследвани образци от археологически находки, позволяващи тяхното привързване към определени райони на разпространение на суровината и възможни центрове на древен добив и обработка.

Апробация

По темата на дисертацията има три публикации – две самостоятелни и една в съавторство.

Резултатите са докладвани на следните конференции и научни форуми: Научно-практическа конференция, 01-02 октомври 2015 г., гр. Кърджали; VIII International Symposium “Mineral Diversity Research and Preservation”, ‘Earth and Man’ National Museum, 9-12 October 2015, Sofia; Научна конференция с международно участие на МГУ (2016; 2017); Национална конференция с международно участие Геонауки на БГД (2016; 2017); Национална научна конференция с международно участие “Наука и общество 2017”, 5-6 октомври, 2017.

Специализации

CRYSTR2015: Second Balkan School on Fundamental Crystallography and Workshop on Magnetic Symmetry, 13-19.07.2015, Istanbul, Turkey.

International School on Introduction in the Rietveld structure refinement: Introduction to the theoretical background of the Rietveld method and principles of crystal structure refinement from powder diffraction data, 28.09-3.10.2015, Sofia, Bulgaria.

Тримесечна специализация по програма Erasmus+ в Институт по минералогия към Техническия университет, Минна академия в гр. Фрайберг, Германия (ръководител проф. д-р Йенс Готце).

2. Геология на района на Източните Родопи

Рило-Родопският масив е част от Алпо-Хималайската планинска верига в източното Средиземноморие. Масивът се разполага в Южна България и Северна Гърция. На север и изток е ограничен от Маришката разломна зона, докато на запад и югозапад – от Вардарската сутурна зона. Първоначално е приеман за древен докамбрийски стабилен кристалинен блок. През последните 30 години се развиват две нови схващания за строежа на Рило-Родопския масив, отличаващи се едно от друго. В първия случай Рило-Родопският масив се разглежда като древен блок с докамбрийска възраст (Яранов, 1960; Бончев, 1971; Кожухаров, 1971), претърпял сложна метаморфна и структурна еволюция (Вергилов и др., 1963; Kozhoukharov et al., 1988). Според друго схващане, еволюцията на Родопския масив включва два етапа – компресия и екстензия, като по време на първия етап се осъществява навличане на големи скални пластини една върху друга и континенталната кора се удебелява ставайки нестабилна (Иванов, 1998). Преходът от компресия към екстензия се бележи с образуване на система от разломи на отделяне, затъващи под малък ъгъл, по които се осъществява разтоварване на скалните маси. По време на екстензията се внедряват редица синтектонски и пост-тектонски магмени тела и се осъществява изнасяне на интензивно частично разтопени метаморфни скали (мигматити) от дълбоките към по-плитките части на кората. Според идеите за метаморфните ядрени комплекси изнасянето на мигматитовите ядра се е осъществявало по дълбоко проникващи зони на срязване с характер на разломи на отделяне. Според това схващане, в условия на екстензия се отделя

Източнородопската подутина (Иванов, 1998), която включва Кесебирския и Белоречкия купол, докато в Западните Родопи се очертават Пирин-Боздагска куполна подутина и Рило-Западнородопска подутина. В Централните Родопи се отделя Централнородопска куполна подутина, изградена от няколко литотектонски единици – Ардниска, Маданска, Старцевска, Асенишка, Боровишка и Кърджалийска (Иванов, 1998; Саров и др., 2004). Ардинската е представена от интензивно частично разтопени метаморфни скали, разположени в ядрената част на подутината. Маданската и Страцевската единици оформят междинна плоча от по-слабо частично разтопени метаморфни скали, а горната плоча е изградена от скалите на Асенишката, Боровишката и Кърджалийската единици, в които не се откриват белези на частично топене.

Източнородопската вулканска област е част от Македоно-Родопско-Североегейската вулканска зона (Harkovska et. al., 1989; Dabovski et. al., 1991), като в нея се обособяват Боровишки и Момчилград-Арденски вулкански райони (Иванов, 1960). Те са резултат от мощен късноалпийски полифазен и цикличен вулканизъм. В началото се отделят три (Иванов, 1960), а в последствие четири цикъла (Иванов, 1964), като всеки от тях се състои от една фаза със среден и една с кисел състав. Установяват се малки интрузии сред палеогенските седименти и вулканити като Маджаровската, Звезделската, Сърнишката, Пилашевската, Песнопойската, Малкокръшевската и Зорнишката. Те са изградени от монцогабра, монцодиорити, сиенити, габронорити и гранити (Атанасов и др., 1963).

2.1. Геоложка изученост на Източните Родопи

Районът от Източните Родопи, в който попадат изследваните в дисертацията минерализации е сравнително добре изучен. Има публикувани множество изследвания, статии, монографии, трудове обхващащи различни проблеми – регионално геоложки, структурни, петроложки, минераложки, геохимични и други. За Източните Родопи има публикувани геоложки карти с придружаващи обяснителни записки в два мащаба – 1:100000 и 1:50000.

Първите по-съществени изследвания върху отделни аспекти от геологията на района са извършени от няколко автора, които в поредица от трудове представят своите схващания относно възрастта и стратиграфското разчленяване на палеогенския разрез от Хасковско

(Boncheff, 1896; Гочев, 1928; 1930; 1935; Антонов, 1943; Илиева-Вергнлова, 1953), орудяванията и минерализациите около Спахиево (Чала и Иреджедсre), Хасковските минерални бани и с. Татарево (Бончев, 1925), неоефузвните по поречието на р. Арда (Гълъбов, 1937).

Основният обем от геоложки дейности са извършени през втората половина на XX век - геолошко картиране и картосъставяне, регионални и специализирани геоложки, геофизични и металоженни изследвания.

Геоложкото картиране се извършва на два етапа, разделени от 40 годишен период. Първият етап обхваща периода от 1955 до 1968 г., когато са проведени първите кондиционни геоложки картировки в М 1:100000. С тези геологокартировъчни работи се поставя началото на системните геоложки проучвания на големи площи, което позволява на авторите да извършат комплексни изследвания с регионално значение (стратиграфски и тектонски схеми). При разчленяването на палеогенските вулкано-седиментни разрези са прилагани различни варианти на комбинирани литохроностратиграфски подходи, като са използвани предимно неофициални литостратиграфски единици. През 1963 г. Минчев и др. (1964) провеждат ревизионни геологокартировъчни работи в М 1:25000 за изясняване на въгленосната перспективност на палеогенските седименти между Кърджали и Хасково. Авторите предлагат нова стратиграфска схема за приабона, като са отделени шест хоризонта, обединени в две задруги – континентална и морска. Геоложките картировки и придружаващите ги търсещи работи от този етап са отразени на кадастрални карти на изучеността по видове работи – геолошко и геоморфолошко картиране в М 1:100000-1:25000, литохимично, 10 хидрохимично и шлихово опробване и библиографска справка до 1980 година. Между двата етапа на геоложкото картиране в Източните Родопи се провеждат ревизионни, обобщителни и картосъставителски работи, в резултат на което са съставени актуализирани геоложки карти на части от Източните Родопи в М 1:100000 (Иванов, 1972; Боянов и др., 1990, 1995); схематична геоложка карта на Боровишкото понижение в М 1:50000). Паралелно с тези регионални картосъставителски работи са проведени редица тематични специализирани изследвания в различни части от Боровишкото понижение, като са съставени геоложки карти в М 1:25000 (Манева, 1975; Марчев, 1985; Янев, 1990).

През втория етап (1995-2006) за обновяване и актуализиране на наличния картен материал и изясняването на редица дискуссионни въпроси в област се провежда ново кондиционно картиране в М 1:25000 и ревизионно-геоложко картиране в М 1:50000.

2.2. Геоложки строеж

В границите на Родопите според Саров и др. (2004; 2008а, б) са разграничени три метаморфни терени – Централнородопски, Източнородопски и Сакарски. В Източнородопския терен са отделени следните литотектонски единици – Белоречка, Мандришка, Крумовишка, Девисилска, Кесебирска, Кърджалийска и Боровишка. На места се описват епизодични разкрития и на Тракийската литотектонска единица, характерна за Сакарския метаморфен терен.

Белоречката литотектонска единица е най-ниско разположената единица в навлачната постройка на Източните Родопи и съответно в разреза на Източнородопския метаморфен терен и е развита на широки площи в обхвата на Белоречката подутина.. В обема ѝ са установени зони на срязване, които отделят три синметаморфни навлачни пластин. Най-долната пластина е изградена от аплитоидни, равномернозърнести и порфирни метагранити, в които се наблюдават отделни лещовидни тела от двуслюдени шисти с гранат и дребнозърнести биотитови гнайси. Втората навлачна пластина е изградена от метаофиолитови фрагменти, представени от еклогити, серпентинизирани ултрабазити, метагабра, двуслюдени шисти с гранат и тънки пачки от метаморфозирани кварцити. Третата пластина е представена от редуване на биотитови и двуслюдени шисти, гнайсошисти, амфиболити и мрамори.

В литостратиграфско отношение Белоречката литотектонска единица се отнася към архайския ултраметаморфен комплекс (Вергилов и др., 1963) като долната част от разреза на тази единица е отнесен към Прародопската надгрупа, а горната част към Родопската надгрупа и по-точно към Въчанската свита на Рупчоската група. Долната граница на единицата не се установява никъде на повърхността. Горната синметаморфна граница на Белоречката литотектонска единица се маркира от зони на срязване, развити в основата на Крумовишката и Мандришката литотектонски единици. (Кожухаров и др., 1992)

Изследванията върху литоложките разновидности в рамките на Белоречката литотектонска единица показват, че тя представлява сложна синметаморфна навлачна постройка, в която участват скали с различна дометаморфна история – метагранити, метаофиолити, метапелити и др. Протолитите най-вероятно са палеозойски гранити, метаморфозирани през алпийско време. Данните за еклогитите в Източните Родопи не са изчерпателни, докато за метагабрата от Белоречката литотектонска единица се смята, че са метаморфозирани в нисък до среден амфиболитов фациес (Haydoutov et al., 2004). Според тези автори метагабрата имат островно дъгов произход и толеитово-бонинитов характер.

Кесебирската литотектонска единица се разкрива в долината на р. Кесебир, южно от Крумовград. Разрезът ѝ е представен от мигматизирани в различна степен порфирни, равномернозърнести и аплитовидни метагранити, ксенолитни пакети от амфибол-биотитови мигматизирани парагнаиси, единични лещи от амфиболити и серпентинизирани ултрабазити, докато в други райони се разкрива малка част от разреза на цялата единица, представен от мигматизирани равномернозърнести метагранити. В литостратиграфско отношение разреза на единицата е разглеждан (Кожухаров, 1987а) като Прародопската (Огражденска) супергрупа, а по-късно бива отнесен към Арденската група на Прародопската надгрупа с Тинтявска и Белополска свита (Кожухаров и др., 1992).

Долната граница на Кесебирската литотектонска единица не се разкрива на повърхността. Горната граница на единицата се поставя по синметаморфната Кесебирска зона на срязване и по-късни разломни нарушения. Кесебирска литотектонска единица заляга под Крумовишката единица

Взаимоотношенията на Крумовишката и Белоречката литотектонски единици са белязани от синметаморфно навличане, късни тектонски контакти, свързани с Авренския разлом и интрузивни граници с Чучулигинския гранит. Долната граница на Крумовишката литотектонска единица е представена от широка синметаморфна зона на срязване (Бубинска зона), а границата между Крумовишката и залягащата под нея Кесебирска единица се поставя по Кесебирската синметаморфна навлачна зона на срязване и по-късни разломни нарушения. Горната граница на Крумовишката литотектонска единица се

маркира от крехко-пластично екстензионно срязване, което е развито в основата на Мандришката литотектонска единица (Bonev et al., 2006a)

Крумовишката литотектонска единица се разглежда (Иванов, 1998), като обособена част от единица Вертискос-Огражден-Първенец-Крумовица. В литостратиграфско отношение е отнасяна към Крумовишката метаморфна група (Ivanov, 1985; 1988; Burg et al., 1990) и към Родопската супергрупа (Кожухаров и др., 1992). В литоложко отношение Крумовишката литотектонска единица е представена от мигматизирани биотитови и амфибол-биотитови гнайси с обилна пегматоидна инжекция, мрамори, амфиболити и различно големи тела от серпентинизирани ултрабазити. Характерните белези, които я различават от Белоречката и Мандришката единица са високотемпературните процеси на метаморфизъм и мигматизация, и свързаната с тях обилна пегматоидна инжекция, големите пластини от ултрабазити и свързаните с тях габра. Скалите на единицата се разкриват в двете бедра на Кесебирската куполовидна структура.

Мандришка литотектонска единица. От Иванов (1998) се приема, че обединява нискокристалинните зеленошистни и анхиметаморфни скали. По-късно към нея са отнесени и скалите от алохтона на Пелевунския навлак. Долната граница на единицата се поставя по зоната на срязване в основата на диафторизирания разрез, а горната граница се маркира от разломи в основата на палеогенския басейн или от трансгресивно отложени къснопалеогенски седименти и вулканити. Мандришката литотектонска единица е разчленена литоложки на две: диафторизирана дотриаско-юрска подложка (милонитизирани гнайси, шисти, мрамори и амфиболити, както и отделни самостоятелни тела от серпентинизирани ултрабазити) и залягащата върху нея триаско-юрска метаседиментна последователност (разделена в две групи: Мандришка зеленошистна група – хлоритови шисти, калкошисти и др. (триас-юра) и Мъгленишка анхиметаморфна група – филити, аргилити, алевролити и др. (долна юра) (Боянов и др., 1990). Условиата на метаморфизъм, характерните минерални парагенези и протолитите на скалите от диафторизираната подложка са характеризирани от Каназирски (1967). Той определя регресивен метаморфизъм в зеленошистен фациес. Възрастта на скалите на Мандришката група се датира като триас-юра на базата на взаимоотношенията с доказаната долноюрска

възраст на скалите от Долнолуковската свита (Мъгленишка група). Измененията в скалите от Мъгленишката група се определят (Боянов и др., 1990) като анхиметаморфни.

Боровишка литотектонска единица. Саров и др. (2004) е изградена от различни по размери пластинообразни тела и лещи от серпентинизирани ултрабазити, масивни тела от метагabra, мрамори, биотитови гнайси и гнайсошисти, и тела от пластично деформирани порфирни, равномернозърнести и аплитонидни метагранити. Метаморфизмът на скалите е в умерено температурен амфиболитов фациес без следи от мигматизация. Този белег я различава ясно от скалите на отдолулежащата Крумовишката литотектонска единица. Долната ѝ граница се поставя по Яковишката и Боровишка зона на срязване, която я отделя от отдолу лежащата Крумовишка литотектонска единица, Яковишката ултрабазитова пластина, лещовидни тела от масивни амфиболити (метагabra), биотитови гнайси и мрамори, както и от от порфирни и аплитонидни метагранити, амфиболити и мрамори. Метаморфизмът на скалите от Боровишката литотектонска единица е в амфиболитов фациес без мигматизация, а за протолитите се смята, че са два типа – пара и орто.

Кърджалийската литотектонска единица се намира в тектонска суперпозиция с Боровишката единица. Като литотектонска единица е отделена от Саров (2004). Една част от нея е описвана като Кърджалийски комплекс, като ракритията са отнесени към Рупчоската група на Родопската надгрупа с докамбрийска възраст (Кожухаров и др., 1989). Единицата е изградена от милонитизирани и диафторизирани биотитови гнайси, хлоритови шисти, кварцити, дребнозърнести мрамори, метабазити и ултрабазити, засегнати от процесите на наложен зеленошистен метаморфизъм. Долната граница, отделяща Кърджалийската литотектонска единица от Боровишката литотектонска единица представлява милонитна зона (Саров и др., 2004), свързана с изявата на Кърджалийската зона на срязване. Горната граница се поставя в основата на несъгласно залягащите върху единицата палеогенски седименти и вулканити на Свободиновската група.

Девесилската литотектонска единица е изградена от метагabra и асоцииращите с тях метаплагиогранити, мрамори и метапелити с тънки пачки от дълбоководни кварцити и лещи от амфиболитизирани еклогити, в които е установена (Кожухаров, 1987a) еклогитова парагенеза. Метаморфизмът е по-нискотемпературен в сравнение с метаморфизма на

Кесебирската единица – нискотемпературните нива на амфиболитовия фациес. Това се установява от добре запазените магматични структури в метагабрата и метаплагиотрантитите, както и от метаморфните парагенези в метапелитите. Парагенезата гранат+ставролит+мусковит+кварц+биотит определя ставролитовата зона на среднобаричен тип метаморфизъм. Разредът на единицата е контрастно различен от разрезите на Кесебирската и Крумовишката единици. За протолитите от метаседиментната част от разреза, представен от пелитово-карбонатни седименти с тънки пачки от дълбоководни кварцити, липсват възрастови определения.

Тракийската литотектонска единица включва метаморфните скали от дотриаско-юрската подложка и зеленошистно променените скали на триаско-юрската последователност, залягаща трансгресивно върху подложката. В стратиграфско отношение единицата е причислена към Прародопската метаморфна група (Боянов и др., 1989) в обема на Пъновската, Горноюрушката и Жълтичалската пъстри свити. Тракийската единица е разположена най-високо в разреза на метаморфитите. Според първичната долна граница на единицата трябва да се корелира със синметаморфните навлачни контакти, влизащи в обхвата на Мандришката единица от Източнородопския метаморфен терен в основата на нискокристалинния триаско-юрски разрез. Горните части от разреза на единицата са изградени от триаската метаседиментна последователност, обединени в Тополовградска група (Чаталов, 1990). Горната граница на Тракийската литотектонска единица се поставя в основата на трансгресивно залягащите палеогенски и неоген-кватернерни отложения. В разкриващата се в рамките на структурата блокове се отделят порфирни, равномернозърнести и аплитовидни метагранити и тяхната рамка от биотитови гнайси в незакономерно редуване с амфиболити и включените в тях лещи от масивни габра. Основната литоложка разновидност в обхвата на местата, на които се разкрива единицата са биотитовите гнайси или метагранити. В района на изследваните минерализации се отделят **Палеоцен-еоценски седиментно-вулканогенни единици**. В основата на вулканогенно-седиментните последователности попадат седиментните скали, а в по-високите части – предимно вулкански. Те се покриват от неогенски и кватернерни образувания.

Към палеоцен-еоценските седиментни единици се отнася **Крумовградската група**. Представена е от отделни разкрития на теригенни палеоценски седименти в основата на пониженията (Atanasov, Goranov, 1984; Goranov, Atanasov, 1989; 1992; Боянов, Горанов, 1994; Горанов, Боянов, 1996). Те се разполагат над метаморфния фундамент с тектонска граница на места по разломи на отделяне и се покриват от конгломерати или пясъчници на Горния Еоцен.

В началото на разреза доминират груботеригенните скали Боровската, Мостовската и Тополовката свити от Североизточнородопското понижение. В Момчилградското понижение тези теригенни скали са отнесени към Шаварска и Бисерска свити от Златоустовското понижение. В по-високите части на разреза преобладават песъчливите разновидности. Над палеоценските седименти или направо върху метаморфния фундамент залягат еоценските (приабонски) седименти. И тук се отлагат в основата предимно груботеригенни скали, а в високите части – песъчливи или флишоидни разновидности. Установяват се и рифови варовици. Седиментите са се отлагали в началото в континентални условия, а впоследствие – в плиткоморски. Задругите са описани от Боянов и др. (1992; 1995), Горанов и др. (1995) и Кожухаров (1995а, б, в).

Брекчоконгломератна задруга заляга над метаморфния фундамент с трансгресивен характер или върху материалите на Крумовградската група. Изградена е от брекчоконгломерати, конгломерати и грубозърнести пясъчници. Късовете са от ниско- до високометаморфни скали от зеленшистен до амфиболитов фациес. Слоестостта е груба или не се наблюдава. Характерът на наслагите е пролувиално-алувиален. Дебелината е в интервала 30-500 m.

Въгленосно-песъчливата задруга е със сравнително широко разпространение в Източнородопското комплексно понижение. Заляга нормално и с постепенен преход върху предходната задруга или трансгресивно върху метаморфния фундамент и Крумовградската група. Изградена е от пясъчници в алтернация с пластове от алевролити, конгломерати, песъчливи глини, мергели, въглищни шисти, въглища и битуминозни шисти. Тук се отделят три хоризонта: конгломератно-песъчливо-въгленосен, песъчлив и въгленосен. Те са изградени съответно от конгломерати, едрозърнести пясъчници, песъчливи и алевролитни глини, алевролити, въглищни и битуминозни шисти и въглища

за първия хоризонт. Втория хоризонт е от конгломератни слоеве сред пясъчниците, както и от лещи, а третия – от пясъчливи и алевролитни глини и въглища. Общата дебелина достига до 500 m.

Върху нея заляга *Мергелно-варовиковата задруга*. На места тя лежи директно върху брекчоконгломератната задруга или метаморфния фундамент. Тук се отделят две пачки – варовита и мергелна, които се заместват латерално. Първата е изградена предимно от органогенни варовици, а втората – от мергели. Задругата е с доказана приабонска възраст с обилна фауна (Атанасов и др., 1969). Задругата се покрива от Белипласткия риодацитов комплекс и материалите на средните по състав комплекси.

Първите, широко разпространени в Източните Родопи, прояви на вулканска дейност в района са свързани с наслагите на вулканогенно-седиментната задруга.

Задруга на първия среднокисел вулканизъм (Боянов и др., 1992, 1995; Горанов и др., 1995; Кожухаров и др., 1995а, б, в). Заляга трангресивно върху брекчоконгломератната, въгленосно-пясъчливата и мергелно-варовитата задруга или директно върху метаморфния фундамент. Изградена е от разнородни по състав скали – мергели, пясъчници, алевролити, глинести варовици, рифови варовици, гравелити, епикластити и тънки слоеве от средни по състав пирокластити. Възрастта и е доказана с приабонска фауна. В нея се отделят се няколко пачки: *олистостромна пачка* (валуни, блокови брекчи и конгломерати); *ритмична пачка* пясъчници, мергели, алевролити, варовити пясъчници, средни пирокластити и епикластити; *Пясъчлива пачка* дебелослоести пясъчници; *Варовиковата пачка* детриусни варовици, мергели и епикластити).

Към Еоцен-олигоценските вулканогенни и вулканогенно-седиментни единици се отнасят различни магматични групи и комплекси. Вулканизмът в Момчилградското, Североизточнородопското и Златоустовското понижение и Кърджалийския блок е проявен в отделни ареали, като се отличава с независимо развитие. В пониженията са локализирани средни по състав вулкански постройки. В някои от тях последните фази са с кисел състав. В отделните понижения в най-голямата вулканска постройка е внедрен комагматичен плутон. Неголеми монзонитоидни плутони са внедрени и в рамките на самите понижения (Маврудчиев, 1992).

В Североизточнородопското понижение се обособява Сърнишката средна по състав магматична група. В нея последователно се отделят Колецки базалт-андезитов, Войновски шошонит-латитов, Буковски шошонит-латитов, Николовски латитов, Безводенски латитов и Драгойновски латитов комплекс (Georgiev, Milovanov, 2005; Георгиев, Милованов, 2006б).

В Момчилградското понижение се отделя Дамбалъшка магматична група (Georgiev, Milovanov, 2003а) изградена от последователно формираните Калабашки андезитов, Рабовски латит-андезитов и Звезделски базалт-андезитов комплекс (Плуточарска средна по състав група), Светиилийски трахириодацитов, Момчилградски трахидацитов, Равенски риолитов (Здравецка кисела подгрупа) и Пчелояден дайков комплекс.

В Златоустовското понижение се отделя Маджаровска група с Кочашки шошонитов, Главанашки латитов, Габеровски трахитов и Ардински дайков комплекс.

Установяват се зони с изключително кисел вулканизъм – около източната част на Златоустовската дислокация, Кърджалийския блок и в Боровишката калдера (Georgiev, Milovanov, 2005; Георгиев, Милованов, 2006а). В източния фланг на Златоустовското понижение се обособява Златоустовската кисела група, включваща Мезекски риолитов и Черномогилски трахириодацитов комплекс представена от скали както от експлозивен така и от ефузивен фациес (Георгиев, Милованов, 2007).

Кърджалийският блок заема особено положение. Разполага се между Момчилградското, Златоустовското и Североизточнородопското понижение. Тук се установява кисел вулканизъм (Георгиев, Милованов, 2006). Отделят се Белипластов риодацитов и Устренски риолитов комплекс.

В Боровишката калдера (вулканотектонска депресия; Иванов, 1972) се отделя Чамдеренската магматична група. В нея се включват Боровишки риолитов, Мургенски трахириолитов, Градищенски трахириодацитов и Тримогилски дайков комплекс (Георгиев, Милованов, 2006б). Извън пределите на Боровишката калдера, в понижението на Драгойновския вулкан се отделя Бряговският риолитов комплекс. Екструзиви от Паничковския и Градищенския комплекс се разкриват източно-североизточно от Боровишката калдера. Те са локализирани по Буковската (Пилашевската) разломна зона.

Последните фази на магматизма са представени от кисели и средни по състав до базични дайки, по-рядко екструзии в дайкови снопове. Те са внедрени както в пониженията, така и в метаморфната им рамка – Пчелоядски комплекс в Момчилградското понижение, Тримогилският комплекс в Североизточнородопското понижение, Ардинския комплекс в Златоустовското понижение и Белоречката група (Планинецки риолитов и Крумовградски базалтов комплекс) в Белоречкия и Кесибирския купол.

Магматичните групи имат засебен ареал на развитие и са резултат от развитието на магмени камери със среден или кисел състав. Отделните магматични групи и комплекси в Източните Родопи са формирани в единна тектономагматична обстановка, поради което се обединяват в Източнородопска магматична надгрупа.

Вторият кисел вулканизъм включва всички магматични комплекс от Чамдеренската група и Перперешкия трахириолитов комплекс от Кърджалийската група.

В основата на *вулканогенната серия* се разполагат средни по състав скали с базични разновидности – Сърнишка магматична група от Североизточнородопско понижение. Над тях се разполага една поредица от кисели разновидности на Чамдеренската магматична група.

Магмените скали от Сърнишката магматична група са със среден състав, разпространени в Североизточнородопското понижение, са обединени в Сърнишка магматична група. Те изграждат Колецкия, Чворовския, Николовския, Безводенския и Драгойновския вулкан. Групата е представена от андезити, базалтовиандезити, шошонити, абсарокити и латити, както и от диорити, габродиорити, монцодиорити и кварцмонцодиорити. Имат общ ареал на разпространение и вероятно са резултат от развитието на средна по състав магмена камера (Георгиев, Милованов, 2006б). Материалите на групата пресичат палеогенските седименти. В южната част на понижението вулканитите на Безводенския латитов комплекс латерално се зацепват с пирокластитите на Белипласткия риодацитов комплекс (Кърджалийска кисела група). В северната част на понижението те се покриват от олигоцен-неогенски седименти (Драгойновска и Ахматовска свита). Между Войновския и Буковския комплекси не се наблюдават взаимоотношения. Имат близка възраст и сходен състав. Комплексите най-

вероятно са една фаза на развитието на магмена камера, но са с отделни площи на разпространение и изграждат Войновския вулкан и основите на Безводенския и Драгойновския вулкан.

Ангелвоеводската свита се разполага трансгресивно върху брекчоконгломератната и вулканогенно-седиментната задруга или върху Колецкия и Буковския комплекс (Боянов и др., 1995). Изградена е от седименти, на места с тънки прослойки от кисели пирокластити от Белипласткия комплекс. Материалите на Николовския комплекс изграждат Николовския вулкан и по-малки сателитни тела около него. Представен е от лавови потоци и пирокластити от дребнопорфирни пироксен-биотитови латити и трахити. В основата се установяват лещи от рифови варовици. Безводенски комплекс е изграден от смесени вулканити – лавови потоци и пирокластити от латити, шошонити, епикластити. Драгойновският комплекс е изграден от субвулкански тела и дайки, лавови потоци и пироксен-биотит-амфиболови латити, шошонити, трахити, както и от монцонити (Сърнишка интрузия; Боянов, Маврудчиев, 1961).

Върху средните по състав вулкански скали в Североизточнородопското понижение се разполагат кисели разновидности – пирокластити и тела от риолити, риодацити и дацити. Те са обединени в **Чамдеренската кисела магматична група**, в която последователно се отделят *Боровишки риолитов*, *Бряговски риолитов*, *Паничковски трахириолитов*, *Мургенски трахириолитов* и *Градищенски трахириодацитов комплекси* (Georgiev, Milovanov, 2005; Георгиев, Милованов, 2006в). Последните магмени изяви са представени от субвулкански дайки и тела от *Тримогилския комплекс*. Дебелината на скалите от тази група достига до 1500 m във вътрешните части на Боровишката калдера. Групата включва магматични комплекси с общ ареал и сходни петроложки особености. Продуктите ѝ се разкриват изключително в Североизточнородопското понижение. Те изпълват Боровишката калдера, но с подобен състав се срещат и извън калдерата по Буковския разломен сноп. Съставът на скалите от групата варира от риолити и трахириолитидо трахириодацити. Най-късния Тримогилски дайков комплекс има среден до кисел състав, представен от шошонити, латити, иодацити и риолити. Материалите на групата секат продуктите на Сърнишката група.

Боровишкият комплекс изгражда основата на Боровишката калдера. Разполага се над вулканогенно-седиментната задруга, комплексите на Сърнишката група и Ангелвоеводската свита и се сече от Паничковския и Мургенския комплекс. Боровишкият комплекс е изграден от пирокластични, риолити, трахириолити и трахириодацити, на места със слоеве от епикластични. Дебелината достига 850 m.

Бряговски комплекс се разкриват в района на северозападната периферия на Драгойновския вулкан, на север от Боровишката калдера. Комплексът е изграден от игнимбрити и редки лавови потоци от риолити с недебели слоеве от епикластични, конгломерати и лещи от рифови варовици. Дебелина – 400 m. Отнася се с известна условност към Чамдеренската група.

Паничковски трахириолитов комплекс, включва субвулкански, взривни брекчи, екструзии и силове от фелзитови риолити, биотит-амфиболови трахириодацити и трахириолити с перлит. Локализирани са главно в Боровишката калдера и по Буковския разломен сноп.

Продуктите на *Мургенски комплекс* се разкриват в западната периферия на Боровишката калдера, както и в калдерата Мурга. Тя се разглежда като структура от по-висок ранг в пределите на Боровишката калдера. Те са представени от игнимбрити, риолитови лавови потоци, субвулкански тела, дайки и екструзии. Дебелината достига до 500 m.

Градищенски комплекс е представен от дайки и екструзии по Буковската разломна зона. Екструзиите са внедрени сред продуктите на Буковския, Драгойновския, Боровишкия и Паничковския комплекс.

Тримогилският комплекс е представен от субвулкански тела и дайки от шошонити, латити, трахириодацити и трахириолити. Локализирани са в разломи в югозападната част на Боровишката калдера и нейната рамка. Телата на комплекса секат всички по-стари комплекси от Чамдеренската и Сърнишката група.

Към Момчилградско понижение се отнасят две магматични групи. Дамбалска магматична група обединяваща андезити, базалтови андезити, латити, трахириодацити, трахидацити и риолити с общ ареал на разпространение и сходни геохимични особености

(Georgiev, Milovanov, 2003a; 2003b; 2003c). Групата е изградена от Калабашки андезитов, Рабовски латит-андезитов, Звезделски базалт-андезитов комплекс (Плуточарска средна по състав подгрупа), Светиилийски трахидацитов, Момчилградски трахидацитов, Равенски риолитов комплекс (Здравецка подгрупа) и Пчелояден дайков комплекс Във вулканите от тази група магматизмът се развива от среден към кисел състав. Скалите на Дамбалската група изграждат Ирантепенския, Светиилийския, Биволянския, Дамбалъшкия и Звезделския вулкан, множество по-малки паразитни постройки и силове в Джебелската свита. Изпълват и Нановишката калдера, разположена между основните вулкани. В южната част на понижението са локализирани латитови и риолитови дайки и риолитови екструзии от Пчелоядния дайков комплекс. По взаимоотношения, Дамбалската група се определя като Приабон-Рупел.

Втората магматична група в понижението е *Плуточарска магматична подгрупа*. Калабашки комплекс, Съставен е от амфибол-пироксен-биотитови андезити – субвулкански тела, лавови потоци, пирокластити; Рабовския комплекс – миндални пироксен-амфибол-биотитови андезити, латити и трахидацити; Звезделския комплекс – пироксен-амфиболови базалтови андезити, андезити, латити и абсарокити, както и от монцогабро, монцонити, кварцови монцонити и кварцови сиенит-аплити (Недялков, 1986). Светиилийския комплекс. Той е съставен от флуидални трахириолити, трахириодацити, трахидацити и трахириодацитим Момчилградски комплекс – амфибол-пироксен-биотитови трахидацити и дацити. Равенския комплекс – риолити и техните пирокластити. Пчелояден дайков комплекс – субвулкански дайки и тела от риодацити, риолити, латити, трахидацити, трахириодацити и трахириолити.

В Златоустовското понижение се засебават два ареала на разпространение на вулканизма. В югозападната част на понижението той е със среден състав, а в северната – с кисел. Към средния по състав се отнася Маджаровската магматична група. Продуктите ѝ изграждат Маджаровския вулкан (Иванов, 1960) и няколко по-малки сателитни вулкански постройки. Те са съсредоточени в югозападната част на понижението. Изградени са от шошонити, андезити, латити, трахидацити, трахити и монцонитоиден плутон. В тази група се отделят Кочашки шошонитов комплекс, Главанашки, латитов, Габеровски кварц-

трахитов и Ардински дайков комплекс, както и Маджаровски монцитонитовиден плутон (Маврудчиев, 1959; 1965).

Кочашкият комплекс е представен от пироксен-биотитови шошонити, които се разкриват в източната периферия на Маджаровския вулкан. В основата му се установяват пирокластични и епикластични образувания със слоеве от органогенни варовици. Над тях се разполагат лавови потоци от пироксен-биотитови шошонити. Маджаровския вулкан се изгражда почти изцяло от Главанашки комплекс. В него се отделят четири подкомплекса – дребнопорфирни пироксен-биотитови андезити и латити, пироксен-биотитови двупироксенови среднопорфирни латити, дребнопорфирни пироксен-биотитови латити, едропорфирни пироксен-биотит-амфиболови латити и кварц-латити. Материалите на Габеровския комплекс са представени от биотит-пироксен-амфиболови трахидаци. Ардинският комплекс е представен от субвулкански дайки от латити, трахити и шошонити.

Материалите на Златоустовска кисела магматична група се намират в северната периферия на Златоустовското понижение (Georgiev, Milovanov, 2005; Георгиев, Милованов, 2007). Изграждат Лозенския вулкан (Янев и др., 1975), Светамаринския вулкан и Шейновецката структура. В нея се отделят Мезекски риолитов и Черномогилски трахириодацитов комплекс. Тази група е изградена от трахидаци, трахириодацити и риолити с общо разпространение и най-вероятно са продукт на развитието на магмена камера с кисел състав. Мезекският комплекс изгражда Светамаринския вулкан, Мезекската вулканска структура и началната фаза на Лозенския вулкан. Те са представени от дребнопорфирни риолити, трахириолити и трахириодацити – пирокластични, екструзивни, дайки и силове. Сред пирокластичните се срещат пластове от рифови варовици и епикластични. Черномогилски комплекс се установява само в пределите на Лозенския вулкан. Представен е от субвулкански тела, силове, дайки от амфибол-биотитови трахидаци, трахириодацити и риолити, както и от амфибол-биотитови диоритови интрузии и дайки.

Кърджалийска кисела магматична група от Кърджалийския блок е с най-широк ареал на разпространение. Продукти се установяват в целия Кърджалийски блок, в части от Момчилградското, Златоустовското и Североизточнородопското понижение или в по-

голямата част от Източнородопското комплексно понижение. Изградена е от дацити, риодацити и риолити с общ ареал на разпространение. В нея се отделят Белипластски риодацитов, Перперешки трахириолитов, Стомански риолитов и Устренски риолитов комплекс (Georgiev, Milovanov, 2005; Георгиев, Милованов, 2006). Материалите на Кърджалийската група латерално се зацепват с продуктите на Дамбалската, Сърнишката и Маджаровската група. Ранните фази са с предимно в експлозивен фациес (Yanev, 1995). Пирокластитите им покриват Кърджалийския блок, по-голямата част от Момчилградското, част от Златоустовското и малка част от Североизточнородопското понижение. Устренският риолитов комплекс е главно в ефузивен фациес и неговите продукти изграждат екструзии в западната част на Момчилградското понижение и неговата рамка.

Продуктите на Белипласткия комплекс се установяват в Кърджалийския блок, в части от Момчилградското, Златоустовското и Североизточнородопското понижение. Комплексът е представен от пирокластити. Отнасят се и някои субвулкански тела и дайки от дацити и риодацити, както и „голямата дайка“, внедрена по Златоустовската дислокация.

Перперешкият комплекс се ракрива в Кърджалийския блок и в по-голямата част от Момчилградското и Златоустовско понижение. Пирокластитите на комплекса имат ареал на разпространение и извън Кърджалийския блок. Сред пирокластитите се установяват пластовете от епикластити и рифови варовици. Към комплекса (Георгиев, 2012), отнася няколко екструзии от флуидални до масивни трахириолити, внедрени предимно по Арденската разломна зона. Според други автори (Yanev, 1995), пирокластитите от този комплекс са продукт на вулканизма от Боровишкия вулкански район.

Стоманският комплекс е изграден от кисели пирокластити с една пачка от рифови варовици. Разкриват се в южната част на Джебелското понижение. Материалите на комплекса са аналогични по състав и близки по възраст с тези на Перперешкия комплекс. В Джебелското понижение между тях се вклинява Джебелската свита.

Материалите на Устренския комплекс изграждат риолитови екструзии в северозападната периферия на Момчилградското понижение.

Към Източнородопския комплексен купол се отнасят два комплекса – Крумовградски и Планинецки, както и Белоречката магматична група. Материалите на групата изграждат субвулкански тела и дайки, внедрени в метаморфния фундаменти на Белоречкия и Кесибирския купол, както и в пределите на Лозенския вулкан. Те вероятно са резултат от развитието на магмена камера със среден състав. Тук се отделят Планинецки риолитов и Крумовградски базалтов комплекс. Групата се описва от Иванов (1983) като контрастна базалт-фелзитриолитова формация.

Материалите на Планинецкия комплекс изграждат субвулкански тела (силове) и дайки, внедрени в запад-северозападна посока и по-рядко в североизточна, разломи в Белоречкия и Кесибирския купол, както и в пределите на Лозенския вулкан, докато материалите на Крумовградския комплекс изграждат субвулкански дайки и тела от клинопироксенбиотитови базалти, внедрени в различно ориентирани разломи в Белоречкия и Кесибирския купол, южно от Крумовград.

Към свитите с олигоцен-миоценска възраст в района се отнасят Драгойновка свита и Вълчеполска свита. *Драгойновската свита* е изградена предимно от средно- до дебелопластови пясъци и пясъчници, преминаващи в конгломерати. Редуват се с глини, глинести алевролити, конгломерати и малки лещи от въглища. На места се установяват слоеве от кисели пирокластити. Установяват се и окременени дървета. Дебелина – 200-500 m. Образува се най-вероятно в алувиално-езерни условия. Възрастта е определена по полен на Горен Олигоцен – Долен Миоцен (Коюмджиева, Драгоманов, 1979). *Вълчеполска свита* се описва в рамките на Брягово-Вълчеполското понижение (Gorapov, 1982; Ламбева, Тончев, 1988; Боянов и др., 1992). Седиментите на свитата залягат трансгресивно върху тези на Белипласткия, Маджаровския и Перперешкия комплекс и е изградена от конгломерати и пясъчници, които се редуват. Алтернират с песъчливи глини, глини и кисели пирокластити и по-рядко се срещат лещи от въглища. Дебелината ѝ е 300-350 m. Възрастта не е доказана, но се приема за Олигоцен – Долен Миоцен.

Ахматовската свита отделяща се в Неогена има широко разпространение в северозападните части на района (Коюмджиева, Драгоманов, 1979; Драгоманов и др., 1981, 1984). Там изпълва голяма част от Гонотракийското понижение. Изградена е от пясъци, пясъчници, глини, варовици, гравии и чакъли. Дебелината ѝ достига от 120 до 350 m.

Кватернерните наслаги имат повсеместно разпространение, но са представени в североизточната част на площта. Елувиалните наслаги имат ограничено разпространение, докато пролувиалните се установяват в северното понижение на рида Гората (Ибреджекски хорст). Алувиалните отложения са най-широко разпространени в долините на реките Арда, Харманлийска и Хасковска.

2.3. Минераложки изследвания и полезни изкопаеми

В Източните Родопи се срещат находища свързани със златно-полиметални хидротермални орудявания (Au-Pb-Zn) и такива от средни и кисели по състав магмени камери. Към първите се отнасят Попско, Маджаровско, Спахиевско и Звездел-Пчелоядско рудни полета с кварц, хематит, пирит, халкопирит, галенит, сфалерит, калци и барит. Жилните минерали включват глинести фази, хлорит, зеолити и карбонати (Георгиев, 2012).

Източнородопският район е изграден преимуществено от стратотерциерните (олигоценски седименти), вулкански скали и пирокласитити, които изграждат голямата част на Източнородопското понижение. Окрайните му части са изградени предимно от кристалинношисти скали (Боянов, Маврудчиев, 1960; Иванов, 1963), включващи ултрабазитите с хромитови минерализации при с. Добромирци (Златоградско), с. Аврен и с. Каменяне (Крумовградско) (Костов и др., 1964).

Вулканитите са представени главно от андезит-латитови, латитови и дацит-риолитови разновидности като алтерниращи ефузии. Във връзка с първите са интродюирани хипоабисални монцнитови тела (селата Сърница, Пилашево, Песнопой, Малко Крушево, Маджарово и Звездел) (Маврудчиев, 1959; Боянов, Маврудчиев, 1960; Иванов, 1963). Основните минерални находища са съсредоточени във вулканските комплекси с изключение на някои седиментогенни находища на глинести минерали. Първите са представени от находища на кварц и халцедон в миндални празнини във вулканските скали, както и в пукнати на пирокластични продукти. Срещат се още окварцени растителни останки (предимно дървета), находища на зеолитови минерали, както и сулфидни (Pb-Zn) находища. Основни представители на споменатите находища са Маджарово и Звездел свързани с малките хипоабисални интрузии. (Костов и др., 1964)

Маджаровското находище е представено от кварц-сулфидни и кварц-баритови жили, пресичащи трахиандезитови и андезитови скали. Освен тях, жилите секат и брекчи, лежащи върху пясъчници и конгломерати. Минерализациите се свързват с два хидротермални етапа – прединтрузивен с образуване на манганови находища на пиролузит и рамделит (с. Кочаш, с. Бориславци, с. Медовица); втори – слединтрузивен, в който са включени седем стадия (Радонова, 1960; Атанасов, 1961; Костов и др., 1964):

Находището е изключително богато на супергенни минерали, като основните такива са пироморфит и рядко срещания хинсдалит, докато второстепенни са халуазит, монтморилонит, каолинит, англезит, церусит, миметезит, масикот, смитсонит, плумбоярозит, миний, халкоцит, ковелин, борнит, малахит, азурит, аурихалцит, хидроцинкит, хемиморфит, куприт, тенорит, гетит, ходрогетит, пиролузит, ярозит, гипс, саморедна мед, хризосола, халкантит, епсомит, коркит, халкофанит и други (Радонова, 1960; Видолов, 1963; Кольковски, 1960; Костов и др., 1964).

Други минерализации в находището са на молибденит под формата на жилки и впръсвания, както и на зеолитови минерали – натролит, аналцим, ломонтит, хабазит, хейландит, стилбит, по-рядко на морденит, мезолит, флуорит и калцит.

Находище Звездел е оловно-циковско сулфидно находище с голяма концентрация на сребърни сулфиди. Първоначалната Галенит-сфалеритова минерализация е следвана от покъсен кварц-баритов стадий с оловно-сребърна минерализация. Последната е под формата на впръсквания и жилки сред мрамори от кристалинношистния комплекс за източния край на рудната зона или като кварцови жилки на границата между риолитова дайка, характеризираща се с големи размери и палеогенския вулканогенно-седиментен комплекс. Сребърни сулфиди се отбелязват и в кварц-баритовата жила сечаща палеогенските седименти при с. Друмче (Костов и др., 1964). Минералната парагенеза е представена от прустит, грейтонит, тенантит, арсенопирит, буланжерит, пираргирит, миаргирит, антимонит и самородно злато.

Находището при с. Голямо Каменяне е в ултрабазитов масив играден от дунити, харцбургити, лерцолити, пироксенити и скали свързани с промяната им (Желязкова-Панайотова, 1959; Костов и др., 1964). В първичните скали се отбелязват оливин,

пироксен, хромшпинелиди, както и променителни продукти – антигорит, хризотил, серпофит, клинохлор, талк, джеферизит, нонтронит. В крайните зони се срещат още везувиан, гранат, клиноцоизит, диопсид, карбонати и др.

Споменатият масив е процепен от хидротермални жили, съдържащи хлорит, магнетит, актинолит, талк, серпофит, карбонатни минерали и антофилитов азбест.

Хромитовите находища в масива Голямо Каменяне се намират предимно в източната част и са под формата на жили, гнездовидни струпвания или впръсквания. Отбелязват се магнохромит, хромпикотит и магноферихромит от деференцияцията предимно на дунит-харцбургитови интрузии или в по-слабо развитите лерцолитови и пироксенитови интрузии. Освен преобладаващите хромите се отбелязват в по-малко количество и пиротин, пентландит, самородна платина, самородна мед и бравоит.

Между с. Аврен и с. Девисилово се намират още ултрабазитови тела, като с тях е свързано най-значителното находище на антофилитив азбест, на места в комплекса и вермикулит (Барска, 1957) На същите места в хлоритов тип шисти се отбелязват и порфиروبласти от гранат и амфибол. За находището са характерни и прозрачни до полупрозрачни актинолити с включения от талк (Барска, 1954; Костов и др., 1964).

Около с. Девисилово се отбелязват едри кристали от рутил свързани с послойни кварцови жили и пегматити.

Проявление на стибнит с малко пирит има в непосредствена близост до с. Черничино, а при село Попско и с. Камилски дол, в голяма по размери контактметасоматична зона (Лисенко, 1961; Костов и др., 1964) се развиват големи епидотови кристали с гранат.

При орудяванията свързани със средни по състав магмени камери се образуват орудявания от типа на Ада тепе. Характерни са уранови седиментно-диагенетични проявления, уран-въглищно-глинест тип, които не са свързани с магматизма. С ранните средни по състав фази на вулканизма се образуват манганови (пиролузитови) вулканогенно-хидротермални (Кочаш), бентонитови (Пропаст) и ахатови хидротермални находища и проявления, като промишлено значение имат само находищата на бентонити от Кърджалийското поле. В Спахиевското рудно поле се намират медно-молибденови хидротермални проявления от щокверков тип. Жилните златно-полиметални орудявания

са наложени по-късно като самостоятелен етап. С късните кисели фази се образуват магматични проявления на перлити. Съществени находища не се образуват. Единственото проявление е Свети Илия сред Светиилийския комплекс в Светиилийския вулкан (Георгиев, 2012), а „Счупената планина“ е единственото находище на перлит в експлоатация в България. Перлитната суровина е сред риолитите на Устренския вулканогенен комплекс (Sotikov et al., 2017).

Други типични представители са Попското рудно поле с Au-Pb-Zn хидротермални орудявания. Рудните тела са жилни и са локализирани в метаморфния фундамент. Златно хидротермално находище Камилски дол може да се възприеме като аналог на хидротермалното златно находище Ада тепе, но за разлика от него е локализирано в метаморфити (Георгиев, 2012).

Пример за орудявания свързани с кисели по състав магмени камери е Кърджалийската кисела магматична група в Кърджалийския блок и Златоустовската кисела магмена група, която има по-ограничено разпространение без значителни прояви (Георгиев, 2012).

Хидротермалните находища на zeолитови скали са сред Белипласткия риодацитов комплекс и в него са локализирани най-големите находища на клиноптилолитови скали (Бели пласт, Горна крепост и Мост), както и единственото находище на морденитови скали – Лясковец. Други находища на клиноптилолитови zeолитити са Бели баир и Железни врата. С киселите пирокластични на Белипласткия риодацитов и Перперешкия трахириолитов комплекс асоцират и уранови вулканогенно-седиментни проявления (Георгиев, 2012).

Магматичните находища на перлити са характерни за Източните Родопи. Образуват разнообразни тела по контактите на ефузивните разновидности на киселите вулкански скали – главно екструзии, по-рядко лавови потоци, дайки и силове. Промислени натрупвания на суровината са установени само в скалите на Кърджалийската кисела група – Перперешки и Устренски комплекс (Георгиев, 2012).

Актуализирани справочни данни за разпространението на различните минерални видове и тяхното разпространение в района на Източните Родопи, изчерпателно се представят в монографията „Минералите на България“ (Костов и др., 2022).

3. Материал и методи

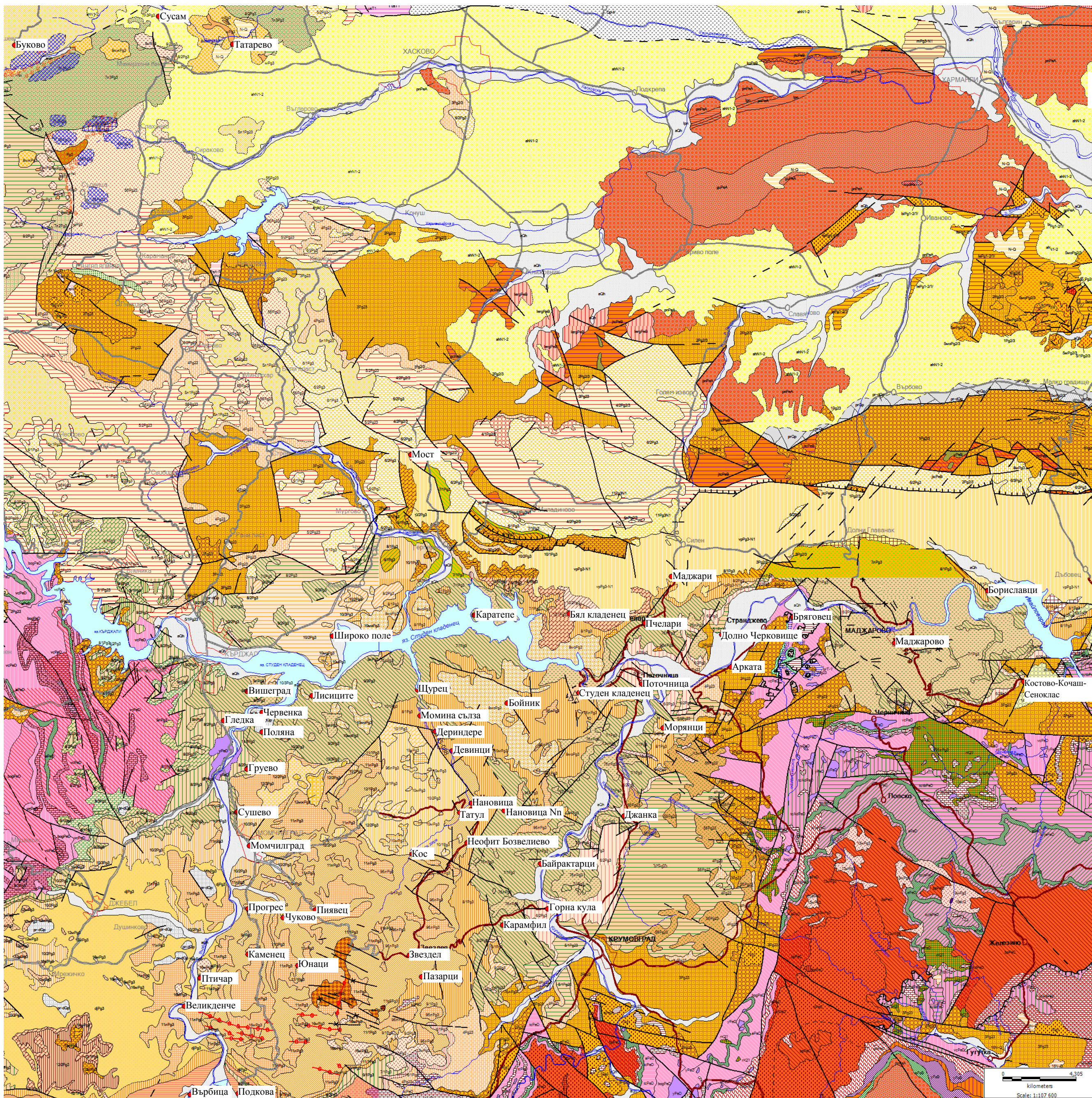
Материал

За целта на дисертационния труд бяха извършени полеви и лабораторни изследвания. От събрани при теренна работа образци, както и такива предоставени от лични и музейни колекции са изучени над 500 броя проби. Най-представителните са заснети с фотоапарат SONY Cybershot DSC-HX 300 с цел изясняване на текстурни особености и цветови характеристики. Представителна част от образците от яспис са дарени на националните минералогически музеи, както и на Музея по минералогия, петрография и полезни изкопаеми към МГУ „Св. Иван Рилски“.

За микроскопски изследвания са подбрани 30 образца, за прахова рентгенова дифракция са използвани 91 прахови проби от образци от ясписи и ясписоподобни образувания. Сканираща електронна микроскопия се извърши на 15 образца, от които бяха подготвени открити дюншлифи, като същият брой проби бе използван за изследвания посредством катодолуминесценция. На двадесет и девет образца бяха проведени OES ICP анализи. Данни от Мьосбауерова спектроскопия се получиха за 9 образца, а от електронен парамагнитен резонанс – за 10 образца.

Теренни методи

По време на полевата работа са извършени теренни изследвания на 50 на брой алувиално-делувиалени, разсипни и коренни проявления на ясписи, част от които са известни по литературни, музейни и други данни. Някои от тях се установиха за първи път. От тях две проявления са от вторичен техногенен или археологически произход – Звездел (материал от рудника) и Върхари (материал от археологически разкопки). Всички досега известни и новоустановени коренни и разсипни проявления на ясписи и ясписоподобни образувания са нанесени на карта с геоложка основа на Източните Родопи. Проведени са геоложки маршрути в района с GPS привързване на точките, опробване и документиране на разкритията (фиг. 1).



Фиг. 1. Карта на фактическия материал с геоложка основа М 1: 100 000 (по Боянов и др., 1990; Кожухаров и др., 1995)

аQh – Кватернер (Холоцен), алувиални образувания (чакъли, пясъци и глини); аQh – Кватернер, алувиални образувания (руслони и на заливните тераси); pr-dQp – пролувиално-делувиални образувания; N-Q – чакъли; ahN1-2 – Неоген (Миоцен – Плиоцен), чакъли, пясъци, глини и инфилтрационни варовици; vPpG3-N1 – Палеоген-Неоген (Миоцен-Олигоцен), конгломерати, пясъчници, глини, туфити и въглища; 16mPpG3 – Палеоген-Олигоцен, риолити, трахириолити, кварцтрахити и трахидациити; 15lPpG3 – Палеоген-Олигоцен, латити, андезити, андезитобазалти и шошонити; 13mPpG3 – Палеоген (Олигоцен), риолити; 12мжPpG3 – трахириодацити с перлити; 12/3PpG3 – пачка от агломерати и кисели туфи; 12/2PpG3 – пачка от кисели туфи; 11/1PpG3 – пачка на среднокисели туфи и туфити; 11бжPpG3 – сиенити и моноцити; 11lPpG3 – базалти, андезитобазалти, андезити, латити, абсарокити, шошонити; 10/1PpG3 – пачка на органогенни (рифови) варовици; 10моPpG3 – трахириодацити, трахидациити с агломерати и перлити; 10mPpG3 – риолити и трахириолити; 10/3PpG3 – пачка от органогенни (рифови) варовици; 10/2PpG3 – пачка от риолитови и риодацитови туфи и туфити; 10/2PpG3 – пачка от риолитови и риодацитови туфи и туфити ± органогенни варовици; 10/1PpG3 – пачка от кисели и среднокисели туфи, туфити, туфозни пясъчници, туфозни варовици ± органогенни (рифови) варовици; 10mPpG3 – риолити и трахириолити; 10/1PpG3 – пачка от кисели и среднокисели туфи, туфити, туфозни пясъчници, туфозни варовици ± органогенни (рифови) варовици; 10/1PpG3 – пачка на органогенни (рифови) варовици; 9/2PpG3 – пачка на среднокисели туфи и туфити, органогенни (рифови) варовици (Арденски тип); 9блPpG3 – базалти, андезитобазалти, андезити, абсарокити и шошонити; 8моPpG3 – трахириодацити, трахириолити, риолити и перлити; 9блPpG3 – базалти, андезитобазалти, андезити, латити, абсарокити и шошонити; 9лPpG3 – дребнопорфирни латити; 9лPpG3 – дребнопорфирни латити; 8/2PpG3 – органогенни (рифови) варовици; 8/1PpG3 – конгломератно-пясъчникова пачка или пачка от риолитови и риодацитови туфобрекчи, туфи, туфити и органогенни (рифови) варовици; 8моPpG3 – трахириодацити, трахириолити, риолити и перлити; 8мжPpG3 – трахириодацити, риодацити; 8/2PpG3 – пачка на риолитови и риодацитови туфи; 8/2PpG3 – пачка на кисели туфи, туфити, алевролити и органогенни (рифови) варовици; 8/1PpG3 – риолитови и риодацитови туфобрекчи, туфи, туфити и органогенни (рифови) 8/1PpG3 – пачка от риолитови и риодацитови туфобрекчи, туфи, туфити и органогенни (рифови) варовици; 8/1PpG3 – конгломератно-пясъчникова пачка или пачка от риолитови и риодацитови туфобрекчи, туфи, туфити и органогенни (рифови) варовици; 7/1PpG3 – пачка на среднокисели туфи и туфити, органогенни (рифови) варовици; 7л3PpG3 – дребнопорфирни латити (лави, лавобрекчи и вулканокластичности); 3-Ю3 от Минерални бани – Рупел, едро- до сгубпорфирни по санидин ултракалциеви латити и латити (потоци и покрови); 7блPpG3 – андезити, андезитобазалти, латити, трахиандезитобазалти, шошонити; 7/1PpG3 – пачка на среднокисели туфи и туфити, органогенни (рифови) варовици; 6/2PpG3 – пачка от кисели туфи; 5/1PpG3 – Горен Еоцен, среднокисели туфи, туфити, мергели, пясъчници и органогенни варовици. 5бPpG3 – Приабон, андезити и андезитобазалти. 5л1PpG3 – Приабон, дребно- до среднопорфирни шошонити до латити (лави, лавобрекчи, с прослойки от пепелни до латитни туфи); в северната част – Рупел, дребно-среднопорфирни латити до кварцлатити (лавови потоци и подхранващи канали); 4PpG3 – органогенни варовици и мергели; 3PpG3 – конгломерати, пясъчници, глинести алевролити и въглища; 2PpG3 – брекчоконгломерати, конгломерати, гравелити и пясъчници; djPpG3 – пясъчници; варовици; mPpG3 – Палеоген (Олигоцен), перлити; orT-? – Триас, хлорит-слюдени шисти, кварцити, калкошисти, зелени шисти, мрамори и други. tc/ajPeD – предимно двуслюдени, гнайси с прослойки от шисти, гнайсишести, лептинити и амфиболити; vcPeD – Вьчанска пьстра свита, гнайси, шисти, мрамори, амфиболити, кварцити и др.; yPeD – Докамбрий, метасерпентинити.

Лабораторни методи

В рамките на работата са използвани редица лабораторни методи (аналитични, рентгенофазови и спектроскопски) за определянето на минералния състав на ясписите и ясписоподобните скали, както и за определянето на вместиращите ги скали от коренните разкрития.

Микроскопски изследвания

Наблюденията бяха проведени в лабораторията по оптична микроскопия към МГУ „Св. Иван Рилски“ на поляризационен микроскоп Meiji Techno Mt 9300 и Leitz Orthoplan-pol, заснети с камера Olympus C-5060, както и в лабораторията по оптична микроскопия в Института по минералогия към Техническия университет, Минна академия в град Фрайберг, Германия. Образците бяха наблюдавани на поляризационен микроскоп ZEISS AX10 камера ZEISS ахиосам 105. Освен наблюдения и получаването на фотографии в проходяща светлина на тази апаратура бяха наблюдавани и заснети и някои от полираните дюншлифи в отразена светлина с призма на Номарски с цел да се добие по-ясна представа за морфологията на някои скалообразуващи минерали и на пигментиращото вещество. Общо от оптичните наблюдения са направени над 500 микрофотографии.

В рамките на оптичните изследвания попадат проби от ясписи, контакта им с вместиращите скали, както и самите вместиращи скали. Методът даде възможност за определянето на минералния състав и сравняването му с данните от останалите методи, определяне на структурните особености на ясписите и другите скали, както и изясняването на минералните взаимоотношения. Освен това се получи и информация относно вида, морфологията и разпределението на пигментиращото вещество в образците, преобладаващата фаза на SiO_2 и нейната морфология, процентното съотношение на различните фази на силициевия двуоксид, вида на скалообразуващите минерали във вместиращите скали, както и структурните особености на последните.

Прахова рентгенова дифракция

Целта на изследванията посредством прахова рентгенова дифракция е да се определи минералния състав на образци от ясписи и ясписоподобни скали. В това число да се

докаже съответния пигмент в образеца и да се определи преобладаващата фаза на силициевия двуоксид в съответната проба. Освен тези минерални фази чрез този метод се цели да се открият и опишат други, не толкова характерни за ясписите минерални фази. Благодарение на метода става възможно и да се определи преобладаването на съответната разновидност на двете фази на SiO_2 за ясписите – кварц и халцедон.

Друго преимущество на този метод е възможността да се определи полуколичествено съдържанието на съответните кварц (микрозърнест кварц и халцедон) в дадена проба, което става възможно благодарение на софтуера за определяне на минералните фази. Програмата дава възможност да се определи степента на кристалинност на пробата. За последното бяха проведени сравнителни изчисления, с което се доказва относително голямо сходство в получените резултати за степента на кристалинност и по двата метода.

Експериментите бяха проведени в лабораторията по рентгенова дифракция към Минно-геоложки университет „Св. Иван Рилски“ на дифрактометър Bruker D2 Phaser в условия на Cu/Ni лъчение с дължина на вълната $\lambda = 1,542 \text{ \AA}$, 30 kV, 10 mA в интервала $2\theta = 5-70^\circ$, стъпка 0,02 и време 1782 s. Пробите са интерпретирани със софтуер DIFFRAC EVA, а резултатите са получени при сравнение с картотеката на COD (Crystallography Open Database, 2013).

За голяма част от образци от ясписи и ясписоподобни образувания са изготвени прахови проби, предназначени за анализ посредством прахова рентгенова дифракция, като общият брой на пробите е 91. От тях бяха изследвани такива от алувиално-делувиален тип, както и от коренните находища на ясписи с цел изясняването на минералния състав на скалите, степента на кристалинност на образците, преобладаващите фази на силициевия диоксид и минералния състав на пигментиращото вещество.

Химични силикатни анализи

Силикатните анализи са проведени при условия след алкално стапяне и разтваряне с киселина и класически химични методи, за изсушена проба при 105° в ЦНИЛ „Геохимия“ към МГУ „Св. Иван Рилски“. Целта на проведените експерименти е да се добие по-ясна представа за съдържанието на съответните оксиди в пробите от ясписи, както и за вместиращите ги скали. Извършени са седемнадесет на брой анализа по метода на OES ICP

(ICP 720-OES), като 10 от пробите са скални образци от установените коренните находища на ясписи, а 19 броя проби от ясписи.

Сканираща електронна микроскопия

Експериментите бяха проведени на апарат JEOL JSM-7001E с EDS детектор Bruker Esprit 1.9.3. Заснети бяха над 110 броя микрофотографски изображения и бяха получени над 40 броя спектри. На четири образеца бяха направени микрофотографии и бяха снети характерни спектри и в Лабораторията по сканираща електронна микроскопия към МГУ „Св. Иван Рилски“ (завеждащ лабораторията д-р Георги Лютов). Анализите бяха проведени на апарат JEOL JSM-6010PLUS/LA.

Петнадесет броя покрити с въглерод и полирани шлифи от образци от ясписи и ясписоподобни образувания бяха наблюдавани на сканиращ електронен микроскоп (SEM) с EDS детектор в института по геология към Техническия университет, Минна академия в град Фрайберг, Германия (завеждащ лабораторията Аня Обст). Целта на изследването беше да се придобие информация главно за минералния състав и най-вече за вида на пигментиращото вещество в ясписите, като изследвания бяха проведени и върху скалните образци, както и за контактите на ясписите с вместиращите ги скали. По този начин се получава информация за вида и химичния състав на скалообразуващите минерали, както и за някои рудни минерали, които присъстват в пробите. Стана възможно разграничаването по химичен състав на минерални видове със селадонитов състав. Опробвани бяха различни точки в препаратите, като за повечето от тях бяха получени и спектри, с помощта на които се изясни конкретния химичен състав в наблюдаваните места.

Мьосбауерова спектроскопия

Мьосбауеровата спектроскопия или наречена още ядрен магнитен резонанс се основава на ефекта на Мьосбауер. В основата на метода седи регистрацията на преходите между възбудени и основни нива на атомните ядра. Извършва се сравнение на енергията на еталон-ядро с енергията на образеца. Най-често използвания източник е ^{57}Fe , който се използва за изследване на желязо-съдържащи минерали. По-рядко се използват ^{119}Sn , ^{119}I , ^{129}I , ^{191}Ir , ^{193}Ir и ^{197}Au . Уредът за извършване на подобни експерименти се нарича Мьосбауеров спектрометър и се състои от излъчвател (източник), поглъщател, детектор

(многоканален анализатор) и задвижваща система променяща положението на образеца спрямо източника на лъчение. Мьосбауеровият спектър представлява регистрации на γ -кванти при движение на образеца спрямо източника със различни доплерови скорости. Измененията на нивата на ядрата на източника и образеца се описват основно с три характеристики: изомерно (химическо) отместване (δ), квадруполно разцепване (Δ) и магнитна свръх фина структура свързана със Зеemanово разцепване. С този метод се изучават предимно желязосъдържащи минерални фази, което го прави изключително подходящ за подробни анализи на пигментиращото вещество в ясписите, в което винаги присъства желязо под една или друга форма (Марфунин, 1975).

За изясняване на ролята и разпределението на желязото в състава на най-разпространените и често срещащи се желязо-съдържащи фази в ясписите бяха проведени спектроскопски изследвания чрез Мьосбауерова спектроскопия и електронен парамагнитен резонанс (ЕПР). Двата метода се допълват по отношение на възможност за интерпретации за валентността, позицията и вида на желязото в съответните минерални фази или в самата SiO_2 матрица, представена най-често от микрозърнест кварц, халцедон и различни опали.

Мьосбауеровите спектри са измерени на електромеханичен спектрометър (Wissenschaftliche Elektronik GMBH, Германия), работещ в режим на постоянно ускорение при стайна температура. Като източник е използван $^{57}\text{Co/Rh}$ (активност $\approx 25 \text{ mCi}$) и стандарт $\alpha\text{-Fe}$ (Институт по катализ на Българската академия на науките; завеждащ лаборатория доц. Николай Велинов). Експериментално получените спектри са обработени с програмата CONFIT2000 (Žák, Jirásková, 2006). Определени са параметрите на свръхфини взаимодействия – изомерно отместване (δ), квадруполно разцепване (Δ), ефективно вътрешно магнитно поле (B), както и ширина на линиите (Γ_{exp}) и относително тегло на парциалните компоненти (G) на спектрите (Костов и др., 2020).

Електронен парамагнитен резонанс (ЕПР)

Електронният парамагнитен резонанс (ЕПР) е метод основаващ се на преходи на разцепени от приложено магнитно поле поднива на долното орбитално ниво. Използва се за йони притежаващи електрони с несдвоени спинове, за изучаване на йони на преходните

метали, редкоземни елементи, електронно-дупчести центрове и свободни радикали. Уредът използван за подобни експерименти се нарича ЕПР спектрометър и е съставен от източник на свръхвисокочестотно излъчване, вълнов резонатор с образец, магнит, системи за детекция и модулация, ючрез които се регистрира и усилва сигнала. Най-често срещаните спектрометри са тези работещи с дължина на вълната около 3 cm (X диапазон). Основните характеристики в ЕПР-спектрите са g -факторът, свързан с честотата и приложеното външно магнитно поле в условия на резонанс (фактор на спектроскопично разцепване), погълнатата енергия (интензитет и площ на кривата на поглъщане), формата и наличие на разцепване на спектралния сигнал. В минералогията методът намира приложение при определяне на микропримеси, структурна позиция на дефекти и йони, заселеност на елементарната клетка във вид на координация, определяне на състояние на окисление, радиационни дефекти, хромофорни агенти и фазови преходи. Приложение намира и за некристални аморфни фази – различни природни стъкла и аморфни минерали. Може да се използва и за определяне на абсолютната възраст на минералите (Марфунин, 1975).

Пробите са изследвани за примесни и електронни дефекти или такива с друга природа предимно при стайна температура (294 K) на ЕПР спектрометър Bruker EMXplus-10/12/P/L Spectrometer System в X-диапазона при различен режим (модулация на амплитудата 2 G и СВЧ мощност 2 mW и 0.6 mW) (ИОНХ БАН) и на спектрометър JEOL JES – FA100 работещ в X-диапазона (ИК БАН). Спектрите от електронен парамагнитен резонанс (ЕПР) са записвани при ширина на магнитното поле 4000 G (в диапазона ~4100-8000 G за диагностика на широки линии, свързани с желязни йони и желязни примеси; време 150 s) и при 200 G (в диапазона ~3200-3400 G за диагностика на електронно-дупчести центрове в обхвата на $g \sim 2$; време 60 s). Това е извършено за двадесет броя проби от яспис, стрити на прах (по 60 mg) в ахатово хаванче.

Катодолуминесценция

Микрокристалният кварц и халцедонът са двата основни компонента изграждащи ясписите. Благодарение на катодолуминесценцията може да се получи информация, която е труднодостъпна при изследвания, проведени с някои от изброените методи. Катодолуминесценцията се основава на трансформацията на различни видове енергия във

видимата област на електромагнитния спектър. Това се получава при прехода на аниони и молекули от възбудено в стабилно състояние. При този преход се отдава енергия под формата на лъчение, а процесът се характеризира с три етапа. При първия се извършва абсорбция на енергия и цялата система преминава във възбудено състояние. Вторият етап се характеризира с трансформация и разпространение на съответната възбуждаща енергия, а при третия етап се наблюдава излъчване на светлина и преход на системата отново в стабилно състояние. Катодолуминесценцията може да бъде използвана за изучаване и интерпретация на минералния състав, както и на самите структури на минералите. Благодарение на този метод могат да бъдат уточнени важни генетични въпроси, касаещи съответните минерали (Марфунин, 1975). При кварца (микрозърнест кварц и халцедон), катодолуминесцентният метод позволява да бъде наблюдаван зонален растеж в кварцови зърна, разграничаването на хидротермални от магматогенни минерализации, както и да се определят различни кристализационни генерации (Ramseyer, Mullis, 1990; Watt et al., 1997; Götze et al., 1998; 2001; Götze, 2012). Съществено при катодолуминесценцията е, че могат да се определят сравнително лесно вторични алтернации, както и рекристализационни процеси, което позволява да бъде извършена реконструкция на минералообразуващите процеси. Друго важно приложение на метода е възможността чрез използването на спектралните анализи за различно оцветените катодолуминесцентни лъчения, да се определят реалните структури на минералите, както и да се открият различни точкови дефекти в техните кристални решетки. Тези дефекти могат да бъдат използвани и за изясняване на генетични въпроси, свързани с минералообразуването, тъй като те често са свързани с определени физикохимични процеси влияещи на кристалния растеж.

За целите на изследването са изготвени открити и полирани дюншлифи от ясписи и от контактните зони между тях и вместиращите ги скали. Откритите дюншлифи бяха изследвани и по метода на катодолуминесценцията на катодолуминесцентен микроскоп с „горещ катод“ за покрити с въглерод препарати. Експериментите бяха проведени в следните условия — 14 kV ускоряващ волтаж и 0.2 mA напрежение. Фотографските изображения бяха снети с камера OLYMPUS DP72. Спектрите в диапазона 380 до 1000 nm дължина на вълната бяха получени с Acton Research SP-2356 дигитален спектрограф снабден с CCD детектор Princeton Spec-10 CCD прикачен към микроскопа. Анализите бяха направени в лабораторията по катодолуминесценция в Института по минералогия към

Техническият университет във град Фрайбер, Германия (завеждащ лабораторията проф. Йенс Готце). Изследвани бяха 15 броя шлифи с цел изясняване на минералния състав и разясняване на условията на образуване на ясписите и скалите, като особено внимание се обърна на вида луминесценция на кварца (микрозърнест кварц и халцедон) в препаратите, показващи този ефект. За скалите и техните скалообразуващи минерали също се придоби полезна информация относно химизма на различни минерални фази, основната маса на скалите, като бяха снети и спектри (общо 12 на брой) от тези представляващи интерес за работата. Направени са над 150 броя микрофотографски снимки.

4. Ясписи и ясписоподобни образувания

4.1. Изученост на ясписите в България

За първи път в Българската литература терминът яспис се споменава от Георги Златарски (1882). Като се изключи известния с ясписи от литературата обширен ареал около Момчилград и с. Чуково в Кърджалийска област (Бончев, 1923, 1925; Брънкин, Бояджиев, 1984, Атанасов, Йорданов, 1986; Пожаревски, 1989; Илиев, 1996; Тодорова, Василева, 2007), откъдето в редица музеи има образци, в двадесетина от посочените локалитети ясписите се описват за пръв път, включително с коренни находки. Ясписът, във вид на артефакти, е отбелязан и от някои праисторически селища в района (Костов, 2007), а по-време на теренните изследвания бяха намерени и нови такива. Генетичните аспекти относно произхода на ясписите се анализират от редица изследователи (обзори в: Барсанов, Яковлева, 1978; Киевленко, Сенкевич, 1983; Костов, 2003).

4.2. Номенклатура на SiO₂

В групата на природните фази на силициевия диоксид се включват кристални полиморфни разновидности, като α -кварц, могоанит, β -кварц, тридимит, кристобалит, коесит, стишовит. Съществуват и аморфни минерални видове и образувания, като опал с разновидности, както и природни стъкла – обсидиан, тектит, фулгурит (Дэна и др., 1966; Flörke et al., 1991; Graetsch, 1994; Heaney, 1994; Landmesser, 1995; Костов, 1996; 1998; 2000). В групата на SiO₂ по степен на кристализация могат да се отделят следните: макрокристални минерали; микрокристални минерали; некристални минерали. Макрокристалните и микрокристалните фази се различават по йерархията на нивото

на наблюдение на отделните зърна. За микрокристалинните обикновено това се случва посредством обикновен или електронен микроскоп (Костов и др., 2020).

Кварц SiO_2 – Нискотемпературната полиморна модификация на кварца (α -кварц), кристализира в тригонално-трапезоедричния клас на тригонална сингония, пространствена група $P3_121$, $P3_221$. Генетичната обстановка на кристализация може да бъде разнообразна. Тя и различните и разнообразни по вид монокристални, поликристални и скритокристални разновидности (ср. Flörke et al., 1991; Kile, 2005), както и различното им оцветяване (Rossman, 1994). Освен нискотемпературна модификация съществува и високотемпературна, като тя кристализира в хексагонално-трапезоедричния клас на хексагонална сингония. Тази модификация е стабилна в температурния интервал 573-870 $^{\circ}\text{C}$. Рентгенографски кварцът $\alpha\text{-SiO}_2$, както и микрокристалинната му влакнеста разновидност халцедон се охарактеризират с базални пикове на дифрактограмите при d , Å (I/I_0) = 3.342 (100), 4.257 (22), 1.8179 (14).

Халцедон и кварцин – Халцедонът представлява плътна скритокристална разновидност на кварца. Микроскопски притежава влакнеста и радиално-влакнеста структура (Pelto, 1954; Lund, 1960; Барсанов и др., 1979; Heaney, 1993). Влакната са с различна дължина и диаметър. За тях е характерно, че са винтообразно завити, а всяко влакно се състои от микрокристалини кварц с кристалографска ос с перпендикулярна на удължението на влакното, докато кварцина се характеризира с ориентация на микроиндивидите по зоната на оста c . Халцедонът под формата на влакнест кварц по $[11-20]$ или $[10-10]$ и който включва отчасти агрегатни форми като ахата и кремъка, структурно може да съдържа (ОН) групи в допълнение към няколко вида неструктурен тип вода, предимно във връзка с вътрешни повърхности и пори (тип В кварц; Frondel, 1978; 1982). Водата в халцедона може да се разполага между влакната или в микропорите. Съдържанието на структурните хидроксилни групи варира зонално както в халцедоновите влакна, така и в естествените и синтетичните кристали от същия тип като халцедона. Обогащените на хидроксилни групи зони се разтварят по-бързо и поради тази причина притежават по-ниски дифракционни пикове, както и по-ниски показатели на лъчепречупване. Зоните избеляват при нагряване до 550-600 $^{\circ}\text{C}$. В тези случаи хидроксилните групи се свързват с присъствието и концентрацията на структурния алуминий. За влакнестият характер на нискотемпературния кварц от тип В се приема, че се дължи на връзката между

съдържанието на (ОН) групи и влиянието им върху дислокациите в структурата. Рентгенографски дифрактограмите на халцедона и кварца са почти идентични, като тази на халцедона се характеризира с по-размит изглед от тази на кварца. Инфрачервената спектроскопия е друг способ, чрез който се потвърждава кварцовата природа на фазата (Барсанов и др., 1979). Неподредеността и примесите на аморфен SiO_2 също допринасят за фини различия (Sosman, 1927; Correns, Nagelschmidt, 1933; Костов и др., 2020). Интерферентните цвове на халцедона следва да са светлосив до бледожълт при ориентиране на дългата ос на влакната в посока СИ-ЮЗ. по диаграмата на Мишел-Леви ($\sim 200 \text{ nm}$). При ориентиране на дългата ос на влакната на халцедона в посока СИ-ЮЗ в поляризационен микроскоп и включване на анализатора се отбелязва цвета на интерференцията на диаграмата на Мишел-Леви (трябва да е светлосив до бледожълт, например светлосиво 200 nm). При изместване от 550 nm получено от използването на т. нар. Червена плочка (гипсова или червена 1 плочка) и получаване на зелен цвят (750 nm) халцедонът се обозначава като length-slow, а при жълто (350 nm), като length-fast. В първия случай разновидността е позната още като кварцин. Той е с положителен оптичен знак, а на структурно ниво се отчита наличие на равнини на бразилски двойници в неперiodичен порядък (Keene, 1983; Xu et al., 1998, Костов и др., 2020). По-често срещани структурни разновидности са: микрозърнест халцедон (CH_M), паралелновлакнест (CH-H_{LF}), като към него се отнасят и халцедоновите сферолити, параболичновлакнест (CH-W_{LF}).

Моганит SiO_2 – Кристализира в моноклинна сингония (Flörke et al., 1976; Mieke, Graetsch, 1992; Graetsch et al., 1994; Костов и др., 2020) и е наименована по формацията Моган на Гран Канария. В структурно отношение представлява редуване на компоненти на ляв и десен кварц в рамките на елементарната клетка. Смята се, че съдържанието на моганит и вода в ахатите могат да бъдат белег за тяхната възраст (Moxon, Ríos, 2004; Костов и др., 2020). Минералът е типичен за нискотемпературните SiO_2 образувания в различни генетични обстановки (Heaney, Post, 1992; Graetsch, 1994; Götze et al., 1998; Parthasarathy et al., 2001; Schmidt et al., 2012; 2013; Костов и др., 2020).

Освен в североизточна България, у нас минералът е установен и в кварц-съдържащите агрегати в Източните Родопи. Отбелзан е първоначално под въпрос в състава на силицизираните дървета от района на Драгойново и Хасковските минерални бани, Хасковска област (Kostov, Pojarevski, 1988). Още е описан в нискотемпературната

хидротермална минерализация заедно с други разновидности на силициевия диоксид при полиметалното находище Маджарово в Източните Родопи (Атанасова, Бонев, 2005). Среща се още в ахатови образувания с халцедон от района на Шумен, както и около с. Жинзифово в Източните Родопи (в коралити наред с халцедон, опал-СТ, кварц и калцит) (Янакиева, 2005; 2006; Янакиева и др., 2006) и е доказан апаратурно.

Тридимит SiO_2 – Тридимитът попада в триклинната сингония, педиален клас на симетрия (1), пространствена група $P1$. Характеризиращите го пикове върху дифрактограмата за тази фаза на SiO_2 се намират при $d, \text{\AA}$ (I/I_0) = 4.107 (100), 4.328 (9), 3.818 (5).

Кристобалит SiO_2 – Кристобалитът се отнася към тетрагоналната сингония, трапецоедричен клас (422), пространствена група $P4_12_12$. Характеристичните му рентгенографски пикове са при $d, \text{\AA}$ (I/I_0) = 4.05 (100), 2.485 (20), 2.841 (13).

Опалът ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) е минерална фаза съдържаща вода, която може да бъде аморфна или с микрокристални пакети от кристобалит и/или тридимит: опал-А, опал-С, опал-СТ и опал-Т. За разлика от аморфния опал, останалите разновидности се характеризират с пикове, които са ясно различни на дифрактограмите. Тези, в които присъства кристобалит и тридимит едновременно се обозначават най-общо като опал-СТ, като респективно само кристобалит съдържащите се означават като опал-С, а тридимит съдържащите – опал-Т.

4.3. Ясписи и ясписоподобни образувания в Източните Родопи

В Източните Родопи проявленията на ясписи и ясписоподобни образувания се оказват свързани със задругите на среднокисел вулканизъм (Горанов, 1960; Иванов, 1960; Elefteriadis et al., 1989; Yanev et al., 1989; Горанов и др., 1992; Кожухаров и др., 1995а; 1995б; Nedialkov, Pe-Piper, 1998; Yanev et al., 1998; Marchev et al., 2004; 2005; Georgiev, Marchev, 2005; Kirov et al., 2010; Nedialkov, 2010; Георгиев, 2012; Костов и др., 2020; възрасти по различни оценки): първи (38-35,7 млн. години; срв. Иран тепе); втори (34-32,5 или 32,7-32,2 млн. години); трети (32,3 или 32,0- 31,2 млн. години; срв. Звездел) (Костов и др., 2016а, с изменения и допълнения).

От изучените 50 проявления на ясписи и сродни образувания, са описани 17 от коренен или комплексен тип, а останалите са от разсипен (алувиално-делувиален тип), групирани в пет региона на Източните Родопи (две проявления са от рудник Звездел и археоложки обект Върхари): (виж таблица1, фиг. 1):

1 – Долината на р. Банска и р. Рибен дол (Буково, Сусам и Татарево);

2 – Долината на р. Арда (Мост, Широко поле-Звезделина-Жинзифово-Висока поляна, Вишеград, Лисиците, Каратепе, Бял кладенец, Маджари, Пчелари, Студен кладенец, Арката, Долно Черковище, Маджарово, Бряговец, Бориславци и Костово-Кочаш-Сеноклас);

3 – Долината на р. Върбица (Гледка, Груево, Червенка, Поляна, Сушево, Момчилград, Чуково, Прогрес, Пиявец, Юнаци, Каменец, Птичар, Върбица, Великденче и Подкова);

4 – Долината на р. Буйюкдере (Момина сълза, Бойник, Дериндере, Щурец, Девинци, Нановица, Татул, Неофит Бозвелиево и Кос);

5 – Долината на р. Крумовица (Поточница, Морянци, Джанка, Байрактарци, Горна кула, Карамфил, Пазарци и Звездел).

Със Задругата на третия среднокисел вулканизъм се свързват проявления Чуково (Ch); Прогрес (Pr); Каменец (Ka); Пиявец (Pi); Юнаци (Yu); Звездел (Zv); Нановица (Na,Nn). Проявления Вишеград (Vi); Лисиците (Li); Каратепе (Kt); Пчелари (Pc); Маджарово (Mv); Бориславци (Bs); Кочаш (Ks); Бойник (Bo); Щурец (St); Неофит Бозвелиево (Ne); Пазарци (Pa) са свързани със Задругата на втория среднокисел вулканизъм, а със Задругата на първия среднокисел вулканизъм – проявления Буково (Bu); Морянци (?) (Mo); Джанка (Dj); Горна Кула (Gk) (?). Най-многобройни са проявленията свързани със Задругата на втория среднокисел вулканизъм. По-рядко, с такъв тип вулканизъм са свързани и някои от разкритията на ахати и халцедони (яспис-ахати).

Таблица 1. Коренни и алувиално-делувиални проявление на ясписи и сродни образувания в Източните Родопи със съответните им съкращения

Източна и северна част на Източните Родопи	Централна и южна част на Източните Родопи			
Долината на р. Рибен дол и р. Банска	Долината на р. Арда	Долината на р. Върбица	Долината на р. Бюйюкдере	Долината на р. Крумовица
Буково (Bu)	Мост (Mt)	Гледка-Глухар (Gl)	Момина сълза (Ms)	Поточница (Po)
		Червенка (Cv)		
		Поляна (Pl)		
		Груево (Gr)		
Сусам (Sm)	Широко поле-Звезделина-Жинзифово -Висока поляна (Sh)	Сушево (Su)		Морянци (Mo)
Татарево (Ta)	Вишеград (Vi)	Момчилград (Mc)	Бойник (Bo)	Джанка (Dj)
	Лисиците (Li)	Прогрес (Pr)	Дериндере (Dd)	Байрактарци (Ba)
	Каратепе (Kt)	Чуково (Ch)	Щурец (St)	Горна кула (Gk)
	Бял кладенец (Bk)	Пиявец (Pi)	Девинци (De)	Карамфил (Kr)
		Юнаци (Yu)	Нановица (Na) Нановица (Nn)	Пазарци (Pa)
	Маджари (Md)	Каменец (Ka)	Неофит Бозвелиево (Ne)	Звездел (Zv)
	Пчелари (Pc)	Птичар (Pt)	Татул (Tt)	
	Студен кладенец (Sk)	Върбица (Vb)	Кос (Ko)	
	Арката (Ar)	Великденче (Vk)		
		Подкова (Pk)		
	Долно черковище (Dc)			
	Маджарово (Mv)			
	Бряговец (Br)			
	Бориславци (Bs)			
	Костово-Кочаш-Сеноклас (Ks)			

4.3.1. Долините на р. Рибен дол и р. Банска

По долината на р. Рибен дол и р. Банска са описани проявленията: Буково, Сусам и Татарево (фиг. 2)



Фиг. 2. Схематична карта на проявленията по долината на р. Банска и р. Рибен дол (по Боянов и др., 1990)

aQh – Кватернер (Холоцен), алувиални образувания (чакъли, пясъци и глини); *N-Q* – чакъли; *ahN1-2* – Неоген (Миоцен – Плиоцен), чакъли, пясъци, глини и инфилтрационни варовици; *mPg3* – Палеоген (Олигоцен), перлити; *8мжPg3* – трахириодацити, риодацити; *8/2Pg3* – пачка на риолитови и риодацитови туфи; *7л3Pg3* – дребнопорфирни латити (лави, лавобрекчи и вулканокластити); *3-ЮЗ* от Минерални бани – Рупел, едро- до грубопорфирни по санидин ултракалциеви латити и латити (потоци и покрови); *5л1Pg23* – Приабон, дребно- до среднопорфирни шошонити до латити (лави, лавобрекчи, с прослой от пепелни до лапилни туфи); в северната част – Рупел, дребно-среднопорфирни латити до кварцлатити (лавови потоци и подхранващи канали). *6/2Pg3* – пачка от кисели туфи; *4Pg23* – органогенни варовици и мергели.

Буково (Ву). Проявлението е разположено по билото над едноименното село Буково (бивше Пилашево) в северна посока. в района се разкрива Горен Еоцен представен от Задругата на първи среднокисел вулканизъм (Боянов и др., 1990; 1995) с големи площи в северните части на Източните Родопи (включително северно около с. Буково и целия рид Драгойна). В нея се отделят тъмносиви до черни пироксен-биотитови латити и шошонити (*5л1Pg23*), често порфирни по пироксена, биотита и санидина. Според Иванов, 1972 Задругата от латити отговаря на олигоценски по възраст II среднокисел вулканизъм. Същите материали се разкриват и в района на селата Безводно, Рибен дол, Сърница и Спахиево. Проявлението се локализира към среднокиселите вулканити на Буковския вулкански подкомплекс от Минзухарския вулкански комплекс. Представени са от дребно-

среднопорфирни шошонити до латити – лави и лавобрекчи с прослои от пепелни до лапилни туфи.

В района на село Буково се установи едно коренно проявление на тъмножълт до светлокафяв и кафяв яспис. В някои участъци се наблюдават и жълт до кафяв опал. Северно от селището има прояви на елувиален жълто-червен, неравномерно петнист яспис в югозападна посока. В този тип се наблюдават и кухни запълнени с кварцови кристали. Текстури за жълтите и тъмнокафявите образувания са предимно масивна, ивичеста и петниста, като преобладава масивната. В периферията на района, от който бяха събрани пробите се откри и образец от бяла на цвят кора. Рядко се наблюдават петна или жилки от тъмночервен яспис с размери до 3 cm. Още, в жълтите до кафяви ясписи, се наблюдават малки кухни запълнени с черен на цвят минерал, който в някои случаи оцветява и плътния яспис. Този минерал е с предполагаем манганов състав. Освен описаните до тук се отбелязват и лещи от халцедон с размери до 1 cm. Образците са напукани, като пукнатините са запълнени с по-късен халцедон и други SiO_2 фази.

Освен материалите от коренното проявление, южно, непосредствено в края на селото, в почвения слой бяха открити няколко къса от червен яспис.



Фиг. 3. Проявление Буково(Bu) , общ изглед.



Фиг. 4. Проявление Буково (Bu), светлокафяв яспис от коренно проявление Буково.

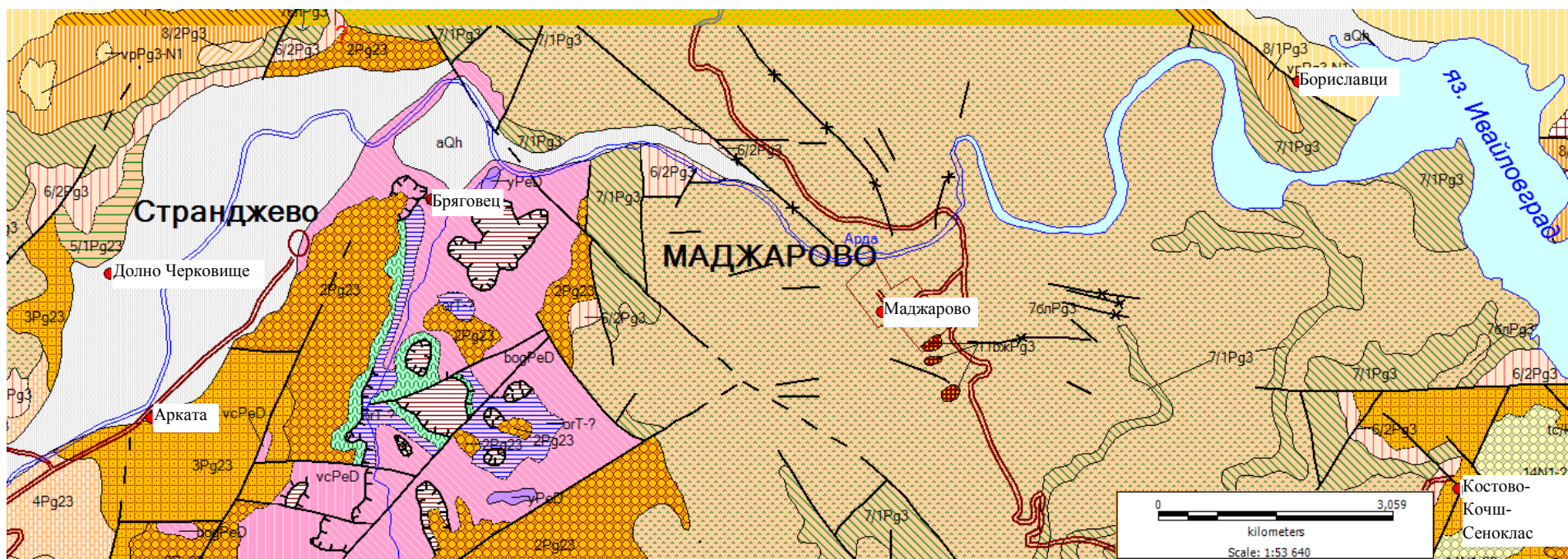
Сусам (Sm). В района на с. Сусам по поречието на р. Банска се установяват предимно находки от червен яспис с предимно масивна текстура от алувиален тип сред речния

материал. Освен тях по-рядко се срещат червено-жълти, петнисти, с неравномерно разпределение на оцветяването, ясписи. В тях се наблюдават кухини, централните части на които са запълнени с микрокристали от кварц. Наблюдават се и късни жилки с халцедонов състав с размери 3-4 mm. На места в червения яспис има включения от черен минерал, като големината им достига до сантиметър.

Може да се предположи, че коренният материал принадлежи на Задругите на втория среднокисел вулканизъм или с по-отдалечен произход от вулканите с латитов състав от района на с. Буково (Боянов и др., 1990, 1995а; 1995б). според друга интерпретация коренният материал принадлежи към среднокисели вулканити – средно до едропорфирни латити – лавови потоци (Саров и др., 2008).

Татарево (Ta). За проявлението локалните, подхранващи проявлението скали са свързани със Задругите на втория среднокисел вулканизъм (дребнопорфирни латити) или с по-отдалечен произход от вулканите с латитов състав от района на с. Буково (Боянов и др., 1990, 1995а; 1995б). Според Йорданов и др. (2008) проявлението е локализирано в Теригенно-туфитната задруга от Татаревския подвулкански комплекс на Гарвановски вулкански комплекс (TrOl₁). В структурно отношение проявлението се отнася към североизточната част на Боровишката калдера на Източнородопското палеогенско понижение.

В района източно от селото, срещу височината Хисар, се намират преобладаващо тъмночервени ясписи с масивна текстура, но са отбелязани в отделни случаи и светлочервени до бели образци с брекчевидна текстура, като спойката е от по-тъмночервен материал, а късовете са ръбати с размери до 4 cm. Срещат се още и петнисти с червено и жълто оцветяване. Процепени са от жилки с кварцов състав с размери до 3-4 mm, а в кухини се срещат и микрокристали на кварца. Освен тях се срещат и халцедоновы жилки с размери от 2-3 mm. Всичките образци са с делувиялна и алувиялна природа и са открити в източната част на селото, непосредствено северно до реката срещу височината Хисар.



Фиг. 5б. Схематична карта на проявленията по долината на р. Арда (по Кожухаров и др., 1995)

aQh – Кватернер, алувиални образувания (русови и на заливните тераси); pr-dOp – пролувиално-делувиални образувания; vpPg3-N1 – Палеоген-Неоген (Миоцен-Олигоцен), конгломерати, пясъчници, глин, туфити, въглища; 15лPg3 – Палеоген-Олигоцен, латити, андезити, андезитобазалти и шошонити; 10моPg3 – трахириодацити, трахидацити с агломерати и перлити; 10мPg3 – риолити и трахириолити; 10/2Pg3 – пачка от риолитови и риодацитови туфи и туфити ± органогенни варовици; 10/3Pg3 – пачка от органогенни (рифови) варовици; 10/2Pg3 – пачка от риолитови и риодацитови туфи и туфити ± органогенни варовици; 10/1Pg3 – пачка от кисели и среднокисели туфи, туфити, туфозни пясъчници, туфозни варовици ± органогенни (рифови) варовици; 9/2Pg3 – пачка на среднокисели туфи и туфити, органогенни (рифови) варовици (Арденски тип); 9лPg3 – дребнопорфирни латити; 9блPg3 – базалти, андезитобазалти, андезити, абсарокити и шошонити; 8моPg3 – трахириодацити, трахириолити, риолити и перлити; 8/2Pg3 – пачка на кисели туфи, туфити, алевролити и органогенни (рифови) варовици; 8/1Pg3 – конгломератно-пясъчникова пачка или пачка от риолитови и риодацитови туфобрекчи, туфи, туфити и органогенни (рифови) варовици; 6/2Pg3 – пачка от кисели туфи; 7блPg3 – андезити, андезитобазалти, латити, трахиандезитобазалти, шошонити; 7/1Pg3 – пачка на среднокисели туфи и туфити, органогенни (рифови) варовици; 5/1Pg3 – Горен Еоцен, среднокисели туфи, туфити, мергели, пясъчници и органогенни варовици; 2Pg23 – брекчоконгломерати, конгломерати, гравелити и пясъчници; 3Pg23 – конгломерати, пясъчници, глинести алевролити и въглища; 4Pg23 – органогенни варовици и мергели; yPeD – Докамбрий, метасерпентинити; vcPeD – Въчанска пъстра свита, гнайси, шисти, мрамори, амфиболити, кварцити и др.; vpPg3-N1 – Палеоген-Неоген (Миоцен-Олигоцен), конгломерати, пясъчници, глин, туфити и въглища; 11бжPg3 – сиенити и монзонити; bogPeD – Богутевска плагиогнайсова свита, мигматизирани биотитови, амфибол-биотитови и амфиболови гнайси; tc/jaPeD – предимно двуслюдени, гнайси с прослойки от шисти, гнайсошисти, лептинити и амфиболити; orT-? – Триас, хлорит-слюдени шисти, кварцити, калкошисти, зелени шисти, мрамори и други.

Мост (Mt). Според Боянов и др. (1992) проявлението е на опалови минерализации, които се разкриват сред киселите вулканисти и туфи южно от едноименното село. Локализира се в задругата на втори среднокисел вулканизъм, пачка на среднокиселите туфи, туфити и органогенни варовици (Кожухаров и др., 1989). Според друга интерпретация, локалитетът попада в Нановишкия вулкански комплекс и неговия Чифлишки вулкански подкомплекс, представен от варовиково-пирокластичната задруга (1ClO_1) изградена от различни кисели туфи и акцесорни среднокисели лапили, както и органогенни (рифови) варовици некове (Йорданов и др., 2004; 2008).

При проведените теренни изследвания се събраха образци от големи късове до 60 cm представляващи окварцени или опализирани ядки сред бели туфи с различна размерност на късовете. Образци описани като ясписи са налични в Регионалния природонаучен музей в Пловдив

Широко поле - Жинзифово (Sh). Проявлението се отнася към Задругата на втория среднокисел вулканизъм, пачка на риолитови и риодацитови туфи и туфити (Кожухаров и др., 1989). Според Саров и др. (2004; 2008) районът на проявлението Жинзифово и Широко поле попадат във варовиковата пачка на Кърджалийската вулcano-седиментна група, пирокластично-варовикова задруга, представена от органогенни (рифови) варовици в неравномерна алтернация с разнообразни кисели туфи, както и в варовиковата пирокластична задруга на Нановишкия вулкански комплекс, представена от резургентни кисели туфи и органогенни варовици. В района на Жинзифово се разкриват повече материали от Кърджалийската вулcano-седиментна група, докато в Широко поле – материали от Нановишкия вулкански комплекс.

В района на Широко поле се разкриват халцедоновы късове, както и окварцени организмови останки, познати още под названието коралити. Някои автори (Цинцов, Банушев, 2010) пречисляват последните към разновидностите на ясписите, което е причина проявлението Широко поле да бъде включено в описанието на ракритията на ясписите. Повечето информация за находките от това проявление идват по музейни данни. Двете проявления се отнасят към Източнородопското палеогенско понижение. Фундаментът е представен от метаморфити – ганйси, амфиболити, мигматити, слюдени шисти и мрамори с докамбрийска възраст. Вулканските скали са с долноолигоценска възраст, като се възприемат като първа и втора фаза на Арденската вулканска група. Тя попада в границите на Момчилград-Арденския вулкански район. Характерно е

многократно редуване на киселите и средните фази. Ефузивните скали за района са базалти, трахибазалти, шошонити, андезитобазалти и андезити, кварандезити, латити, кварцлатити, трахити, трахириодацити, трахидацити, трахириолити, риодацити, туфи и туфити. Друго характерно за тази област е наличието на перлити (Цинцов, Банушев, 2010).

Вишеград (Vi). Проявлението е локализирано към Задругата на втория среднокисел вулканизъм, представена от дребнопорфирни латити от Безводенски тип (Кожухаров и др., 1989). Според Саров (2004; 2008) разкритието попада в рамките на олигоценски вулканити от Рабовския подкомплекс. Проявлението е от коренен тип. Представено е от предимно тъмнозелени, плътни и масивни ясписи, по рядко зелено до светложелтозелено оцветени. В някои случаи късовете са с ивичеста текстура, като тя е представена от редуване на тъмнозелени и жълтокафяви ивици (фиг. 6, 7). В други случаи по повърхността на ясписите се наблюдават и подобни на коломорфни агрегати образувания с концентрично-зонален строеж. При някои образци се отбелязва орбикулярна текстура с размер на овалните образувания до 2 mm. В по-редки случаи се наблюдава и тъмнозелената разновидност на яспис с червени петна – хелиотроп.



Фиг. 6. Коренно проявление Вишеград(Vi) – къс от тъмнозелен яспис от коренно проявление Вишеград



Фиг. 7. Образец от зелен ясписи с „орфеев ахат” от проявление Вишеград (Vi)

В коренното проявление се наблюдават и добре известните „орфееви ахати”. Представени са главно от редуване на жълтозелени ивици, като понякога в ядрата се наблюдава карнеол и бял опал. В проявлението се наблюдават халцедонови кори с негативни, концентрично-зонални излужени карбонатни минерали с размери до 2-3 mm. Най-вероятно ивиците от карбонатните минерали се редуват с ивици с SiO₂ фази, като по периферията са оцветени в зелен цвят от селадонит. Той е частично включен в самите агрегати.

Лисиците (Li). Според Кожухаров и др. (1989) коренното проявление е в Задругата на втория среднокисел вулканизъм, представена от пачка на среднокисели туфи, туфити и органогенни варовици. В друга интерпретация то попада във варовиково-пирокластична задруга (1CfOl₁) представена от преобладаващо поточни в т.ч. кисели туфи и органогенни (рифови) варовици некове (Йорданов и др., 2004; 2008). Във високите част на деретата се разкри коренно проявление от кафяв до червен яспис с масивна текстура и жълт до жълтозелен опал.

Разкриват се и алувиални късове непосредствено в деретата източно от въжения мост и в речната тераса пак източно от селото по десния бряг на река Арда (фиг. 8, 9). Те са предимно с жълт, кафяв, тъмнокафяв, червен и тъмночервен яспис, предимно с петниста текстура, като петната са сравнително равномерно разпределени. Подхранващата провинция на алувиалните късове са материалите на втория среднокисел вулканизъм. В някои от алувиалните образци се наблюдава, орбикулярна и глобуларна (за кафявите) и флуидална текстура.



Фиг. 8. Коренно проявление Лисиците(Li) – общ изглед



Фиг. 9. Кафяв яспис и вместващи скали от коренно проявление Лисиците (Li)

Каратене (Kt). Проявлението е сред андезитовите вулканити и техните агломератови туфи – пачка на агломератовите туфи, предимно бомбени андезитови агломератови туфи, пепелни туфи и епикластити, от туфитно-туфозната задруга на Рабовския вулкански подкомплекс или Рабовския латит-андезитов комплекс. Рабовският латит-андезитов комплекс носи названието си по село Рабово, Кърджалийско, като негови дефинитивни белези са миндални сивочерни латитандезити и трахидацити (порфирни по плагиоклаз, пироксен, амфибол и биотит), представени като субвулкански тела, лавови потоци и туфи с рупелска, т.е. долноолигоценска възраст. По-рано, районът е отнесен към втория среднокисел вулканизъм, представен от пачка от среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органогенни рифови варовици (Горанов и др., 1995). Според Йорданов и др. (2004; 2008) проявлението е локализирано към пачка на агломератовите туфи (2RaOl_1) от туфито-туфозната задруга на Рабовския вулкански подкомплекс от Нановишкия вулкански комплекс. Представена е преобладаващо от бомбено-блокови андезитови агломератови туфи, пепелни туфи и епикластити.

Основната част от намираните късове от ясписи са съставна част на ахатите, разполагащи се в паралелни слоеве в основата на геодите с различните оцветявания и формират т. нар. „утаечен“ (дънен) тип ясписи. Обикновено над тях, във височина, следва многостадийното формиране на разнообразните по морфология образувания на геодите. Често слоевете от дънни ясписи, отдолу-нагоре, са оцветени в нюанси на жълто, зелено и червено. Обикновено над добре стратифицираните слоеве от ясписи се отлагат халцедонови кори, псевдосталактити, друзовиден кварц и опал (Паздеров и др., 2017).

Бял кладенец (Bk). Според Кожухаров и др. (1992) проявлението се локализира в задругата на трети кисел вулканизъм, пачка на кисели туфи и органогенни варовици, докато според Йорданов и др. (2004; 2008) то попада във варовиково-пирокластична задруга. В района на селото, непосредствено в обработваемите площи, бяха намерени ясписи от делувиялен тип. Те са представени в по-голямата си част от червени ръбати до заоблени късове, и по-рядко от жълти на цвят по-силно овализирани масивни късове. Заедно с ясписите бяха установени и опалови късове с размери до десетина и повече сантиметра, който са предимно жълтокафяви до восъчни на цвят. Проявленията се разглеждат, като преотложен материал от възможни палеотераси. В непосредствена близост е р. Белица (Канлъбюйюк дере), по десния бряг на която също се разкриват скали от задругата на среднокиселия вулканизъм – възможен източник на ясписи.

Маджари (Md). Проявлението се отнася към Задруга на втория среднокисел вулканизъм, пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органични рифови варовици (Кожухаров и др., 1992). Според Саров и др. (2004; 2008) то се отнася към Кърджалийската вулкано-седиментна група, пирокластично-варовикова задруга – туфитна пачка. Тя е представена от кремаво-бежови или охрени финопепелни, предимно варовити туфити. Проявлението е локализирано на р. Бюйюкдере, около моста на шосето преди с. Маджари. Намират се късове от тъмночервен (доминиращ) и жълт яспис. Размерите им са до 10 cm, като са добре заоблени. Преобладаващата текстура е масвна, но се отбелязват и такива с брекчевидна текстура. В някои от късовете се наблюдават халцедонови жилки с размери до 3-4 mm. В кухини се срещат и микрокристали от кварц.

Пчелари (Pc). Подхранващият ареал на ясписите е широк. Според Кожухаров и др. (1992) проявлението е свързано най-вероятно с материали от Задругата на втория среднокисел вулканизъм, представена от две пачки (Горанов и др., 1995): 1 – пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органични варовици и 2 – пачка на андезити, андезитобазалти, латити, трахиандезитобазалти и шошонити. Според друга интерпретация проявлението се отнася към Кърджалийската вулкано-седиментна група, пирокластично-варовикова задруга – туфитна пачка. Тя е представена от кремаво-бежови или охрени финопепелни, предимно варовити туфити (Йорданов и др., 2004; 2008).

Локализирано е в долното течение на р. Бюйюк дере в района преди нейното вливане в река Арда. Представено е от жълтокафяви ясписи и такива с тъмночервено оцветяване. Доминиращите видове текстури са масивната, петнистата и финовичестата. В някои от тъмножълтите образците се срещат бледорозави жилки с размери до 1 cm. В тези ясписи се наблюдава и по-късен халцедон изграждащ жилки (поне 3 генерации) по пукнатини в образците. Преобладават късовете с размери около 5-10 cm. Повечето от образците са добре заоблени, което сочи за претърпян дълъг транспорт. Разноцветният тип ясписи пък указва за поне два различни типа коренни източника.

Аркама (Ar). Проявлението попада в мергелно-варовиковата задруга, като най-близката предполагаема подхранваща провинция е пачката на среднокиселите туфи, туфити, туфобрекчи и органични рифови варовици от Задругата на втория кисел вулканизъм (Горанов и др., 1995). Според интерпретацията на Йорданов и др. (2004; 2008) попада в мергелно-варовиковата задруга. В близост в северна посока се ракрива пачка на киселите витрокластични туфи от туфо-туфитната задруга на Зимовинския вулкански комплекс.

Проявлението е локализирано срещу едноименния геоложки и археоложки обект „Арката“ по поречието на р. Арда, непосредствено до устието на р. Бюйюкдере. Намират се късове от жълт, кафяв до тъмночервен яспис с глобуларна (размери до 1.5 mm, средно 0.7-0.8 mm), клетъчна (ретикулярна) и масивна текстура. Размерите на късовете са до 10-12 cm. Срещат се и тъмни виолетовочервени ясписоподобни скали с ивичеста текстура. Представяват фини силицизирани туфи. Въпреки посочените предполагаеми провинции, подхранващият ареал за проявлението, освен р. Бюйюкдере, може да бъде изключително голям.

Студен кладенец (Sk). Според Кожухаров и др. (1992) скалите в които се локализира проявлението се отнасят към Задруга на втория среднокисел вулканизъм – пачка на андезити, андезитобазалти, латити и шошонити. Според друга интерпретация проявлението се отнася към базични до среднокисели вулканити от Рабовския вулкански подкомплекс (Йорданов и др., 2008). Представено е от разнопорфирни андезитобазалти, андезити и латити – лавови потоци и проводящи канали.

В района около стената на яз. Студен кладенец се описват почти всички разновидности на едрокристалния и скритокристалния кварц и опал, както още плазма заедно с червен и жълт яспис (Пожаревски, 1987). От района са описани разнообразни по морфология ахатови геоди (Паздеров, Цинцов, 2000). Изследваният образец от тъмна виолетовочервена ясписоподобна скала с ивичеста текстура, изградена от халцедон, кварц и опал-СТ + калиев фелдшпат, селадонитова фаза и илит.

Долно Черковище (Dc). Събраните късове от яспис са с жълт до кафяв и червен цвят след с. Долно Черковище. Образците са с масивна, ивичеста, брекчевидна и неправилно микропетниста текстура. Късовете са с размери до десетина сантиметра. Подхранващия ареал за проявлението може да бъде изключително широк.

Маджарово (Mv). Проявлението е локализирано към Задругата на втория среднокисел вулканизъм, представена от андезити, андезитобазалти, латити, трахиандезитобазалти и шошонити (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995). Според Саров и др. (2004; 2008) разкритието се отнася към Юмурчалските латити на Маджаровския вулкански комплекс, представен от сиво-зелени, дребно- до среднопорфирни латити – лавови потоци, линейни канали и агломератови туфи. Алувиални късове от ясписовидни образувания с тъмночервен цвят и комбинирана неравномернопетниста, прожилкова текстура, могат да

се намерят в речните тераси по долината на р. Арда. От това проявление е известен образец от фондовете на Националния природонаучен музей на БАН.

Бряговец (Br). Проявлението е алувиално, локализирано до устието на Бряговишката река при нейното вливане в река Арда при едноименното село. Дренира голям район, поради което представлява интерес за търсене на ясписи и сродни суровини. Намерени са няколко къса яспис с тъмночервен и жълтокафяв цвят. Размерите им са до 10 cm, а текстурата е преобладаващо масивна.

Бориславци (Bs). Проявлението е локализирано към Задругата на втория среднокисел вулканизъм представена от пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органогенни варовици (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995). В Източните Родопи, манганови проявления са известни при с. Бориславци и бившето с. Кочаш, привързани към задругата на втория среднокисел вулканизъм (Горанов и др., 1995). В други интерпретации разкритието се отнася към варовиково-пирокластичната задруга на Чифлишкия вулкански подкомплекс от Нановишкия вулкански комплекс. Представена е от разнообразни кисели туфи с пачки от органогенни варовици (Саров и др., 2004; 2008).

Проявлението представлява коренно разкритие на ясписи (фиг. 10). Те са под формата на жилки процепващи обработваемите площи, както и самия път. В някои случаи се наблюдават и стърчащи късове с размери до около 80 cm. Ясписите в района на селото са представени главно от червени до жълто-оранжевочервени късове, като не липсват и такива с жълт цвят и масивен изглед. Те са със значително по-едрозърнест строеж, като в много от находките се наблюдават и по-късни жилки най-вероятно с халцедонов състав и микрокварц. Жилките са с размер до 1 cm. Срещат се най-късни жилки от манганови минерали. Наблюдават се бистри кварцови кристали с почти еднакво развитие на позитивния и негативния ромбодър, като достигат размери до 0,5 cm. В проявлението се отбелязват и жълтокафяви късове от яспис с черни на цвят кори от манганови минерали, които понякога са и под формата на зърнести агрегати запълващи кухини в ясписите.

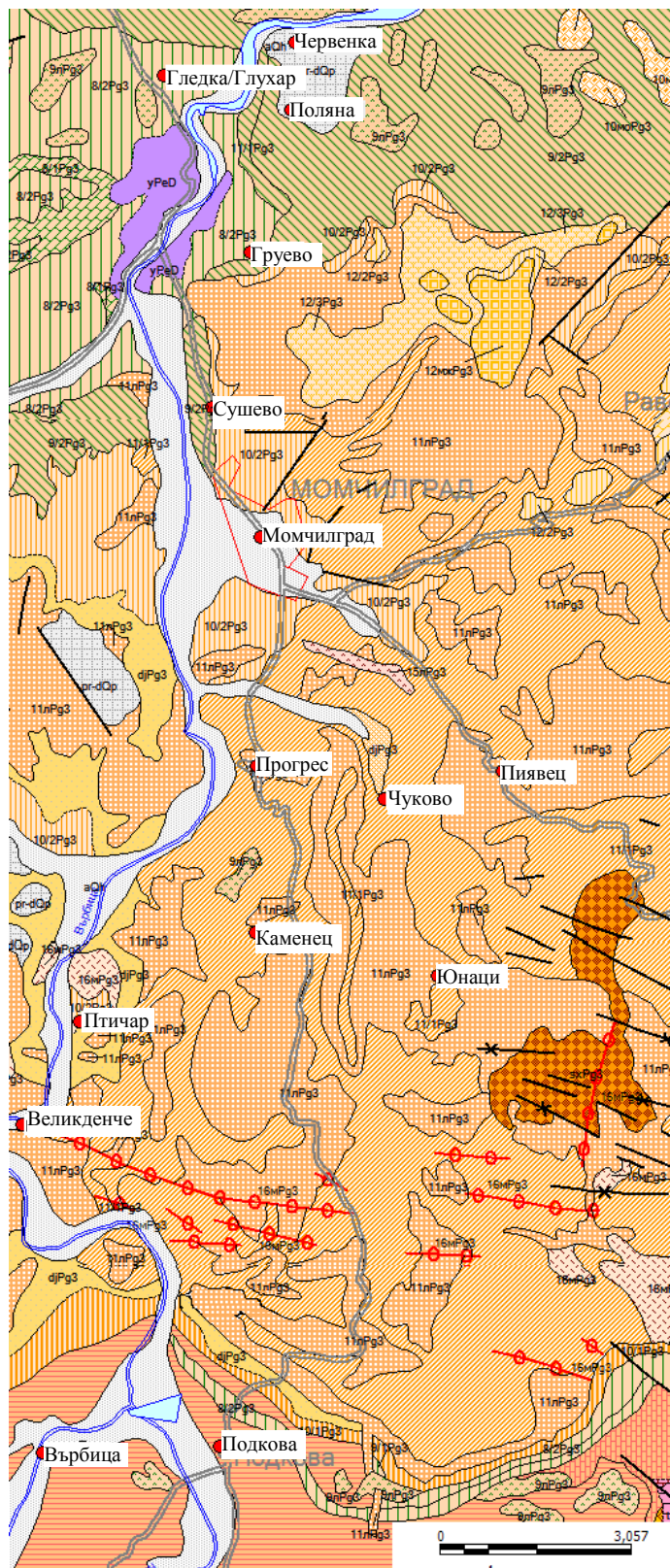


Фиг. 10. Отделен къс яспис от коренно проявление Бориславци(Bs).

Костово-Кочаш-Сеноклас (Ks). Бившите села Костово и Кочаш (Пожарежски, 1984). Проявлението е локализирано към Задругата на втория среднокисел вулканизъм представена от пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органогенни варовици (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995). В Източните Родопи, манганови проявления са известни при с. Бориславци и бившето с. Кочаш, привързани към задругата на втория среднокисел вулканизъм (Горанов и др., 1995). Разкритието се отнася към варовиково-пирокластичната задруга на Чифлишкия вулкански подкомплекс от Нановишкия вулкански комплекс (Саров и др., 2004; 2008) Представена е от разнообразни кисели туфи с пачки от органогенни варовици. Проявлението е описано и като подрайон на нах. „Маджарово“ с преобладаване на ясписи с размери на късовете до 1 m (Илиев, 1996). В близост до с. Габерово беше намерена ясписова брекча.

4.3.3. Долината на р. Върбица

По долината на р. Върбица са описани следните проявления: Гледка-Глухар, Червенка, Поляна, Груево, Сушево, Момчилград, Прогрес, Чуково, Пиявец, Юнаци, Каменец, Птичар, Върбица, Великденче, Подкова (фиг. 11).



Фиг. 11. Схематична карта на проявленията по долината на р. Върбица (по Кожухаров и др., 1995)

aQh – Кватернер, алувиални образувания (русови и на заливните тераси); $pr-dQp$ – пролувиално-делувиални образувания; $11/Pg3$ – пачка на среднокисели туфи и туфити; $11лPg3$ – базалти, андезитобазалти, андезити, латити, абсорокити, шошонити; $12/3Pg3$ – пачка от аломерати и кисели туфи; $12/2Pg3$ – пачка от кисели туфи; $12мжPg3$ – трахириодацити с перлити; $10/2Pg3$ – пачка от риолитови и риодацитови туфи и туфити; $10/1Pg3$ – пачка на органогенни (рифови) варовици; $10мРg3$ – трахириодацити, трахидацити с агломерати и перлити; $9лPg3$ – дребнопорфирни латити; $8/2Pg3$ – органогенни (рифови) варовици; $16мPg3$ – Палеоген-Олигоцен, риолити, трахириолити, кварцтрахити и трахидацити; $8/1Pg3$ – риолитови и риодацитови туфобрекчи, туфи, туфити и органогенни (рифови) $yPeD$ – Докамбрий, метасерпентинити; $djPg3$ – пясъчници; варовици.

Глухар (Gl). Проявлението попада в Задругата на първия кисел вулканизъм, пачка на кисели туфи, туфити, алевролити и органогенни (рифови) варовици (Кожухаров и др., 1995). Според алтернативна интерпретация то се отнася към варовиковата пачка от пирокластично-варовиковата задруга на Кърджалийската вулкано-седиментна група. Представена е от органогенни (рифови) варовици, в незакономерна алтернация с разнообразни кисели туфи (Йорданов и др., 2008).

В източната част на ахатово на проявление „Глухар“ са разкрити единични късове от яспис с характерен кафяво-червен цвят. Скалата има матов блясък, ръбест лом и плътна текстура. Изградена е от халцедон, кварц, железни хидрооксиди и слифицирани раскителни тела. Халцедонът е радиално лъчест и влакнест (сферолити). Железните хидрооксиди се разполагат в радиалнолъчестите участъци. Късовете принадлежат на ясписово проявление на левия браг на р. Върбица (Брънкин, Секеранов, 1978). Проявлението е локализирано към втория олигоценски хоризонт, представени от андезити, а късовете се срещат в алувиални и делувиални терасови наслаги.

Червенка (Cv) – Намира се на десния бряг на река Върбица на контакта с ултрабазични скали, в туфогенен материал се разкриват червени жили, прожилки и ядки от ясписоподобни образувания, които на места, в резултат на интензивната силицизация преминават в ясписи. В района се разкриват Задругата на първия кисел вулканизъм и Задругата на третия среднокисел вулканизъм, представена от две пачки: пачка на на среднокисели туфобрекчи, туфи и туфити и тела и покрови от базалти, андезитобазалти, андезити и латити (Кожухаров и др., 1995а; 1995б). Скалите в коренното разкритие на ясписи се отнасят към първата пачка на втората посочена задруга. Освен в коренни разкрития, в района покрай реката се срещат нападали големи скални маси с ясписи и ясписоподобни образувания (Костов и др., 2020).

Поляна (Pl) – Проявлението е от алувиален тип и в него се откриват образци от жълтокафави и по-рядко зелени ясписи в долното течение на деретата западно от селата Груево и Свобода, които се обединяват в едно в посока към река Върбица. В проявлението се откриват още жълтокафави опали, както и единични късове от яспис-ахат наподобяващ т.нар. „Орфеев ахат“ (Костов и др., 2020).

Груево (Gv). Проявлението попада в пачката на туфи, туфити и органогенни (рифови) варовици от задругата на втория кисел вулканизъм (Атанасов, Горанов, 1963; Атанасов и др., 1972; Atanasov et. al., 1985). Според Саров и др. (2004; 2008) проявлението е

локализирано към пачка на агломератовите туфи от туфито-туфозната задруга на Рабовския вулкански подкомплекс от Нановишкия вулкански комплекс. Представена е преобладаващо от бомбено-блокови андезитови агломератови туфи, пепелни туфи и епикластити.

Намира се на около 800 m от северо-източния край на с. Груево, преди Свобода. В дерето на десен приток на р. Върбица се отбелязват мъхови ахати, опали, апофилити и ясписи. Ясписите са със светло зелен цвят и синкав оттенък, като опаловата компонента е в голямо количество. Освен такива се наблюдават и ясписи с петниста текстура, обусловена от участъци с различно оцветяване. То е представено от зелени и тъмножълти тонове. Късовете са от алувиално-делувиален тип.

Сушево (Su). Проявлението се отнася към Задругата на третия среднокисел вулканизъм представена от базалти, андезитобазалти, андезити и шошонити (Кожухаров и др., 1995). Според Йорданов и др. (2008) е локализирано към базични до среднокисели вулканити от Зорнишкия вулкански подкомплекс на Нановишкия вулкански комплекс. Представни са от андезитобазалти, андезити и латити – лавови и блокови потоци и лавобрекчи.

В конкретния случай се описват алувиални находки на яспис от дерета, свързани с десни притоци на река Върбица при съответните селища. От първото проявление са известни зелени ясписи, включително и хелиотроп, а от второто и кафяви такива. Подхранващи проявленията скали са туфогенни материали, свързани с третия среднокисел вулканизъм.

Момчилград (Mc). Проявлението попада в пачката среднокиселите туфи и туфити от задругата на третия среднокисел вулканизъм (Янев, 1981). Според Саров и др. (2004; 2008) се локализира към пачката на бомбено-блоковите туфи на Момчилградския вулкански подкомплекс от Нановишкия вулкански комплекс. Представена е от пъстри бомбено-блокови туфи и ксенотуфи.



Фиг. 12. Образец от проявление Момчилград (Мс)

Коренен тип проявление на ясписи. Представено е от зелени късове богати на опалова компонента под формата на силно напукани жилки сред средно кисели по състав вулканити (фиг. 12). Разкритието на коренния тип ясписи е в дерето на реката минаваща непосредствено под сметището на града, като се локализира в южния откос. В близост до коренното проявление се наблюдават късове със същия състав и изглед със значително по-големи размери (няколко десетки сантиметра). Отделни по-малки късове се намират и в самото речно корито, заедно с опали и халцедонови образувания.

Чуково (Ch). Подхранваща провинция на тези ясписи са разкритията по река Чуковска и нейните притоци, като този водосборен район около едноименното село е известен както с най-голямото разнообразие в цветови и текстурен план ясписи, които са описани частично (Пожаревски, 1989; Илиев, 1996), така и по отношение на тяхното количество. В района се разкрива Задругата на третия среднокисел вулканизъм, която е представена от две пачки: пачка на среднокисели туфобрекчи, туфи и туфити и тела и покрови от базалти, андезитобазалти, андезити и латити (Кожухаров и др., 1989; 1995). Задругата обхваща големи площи на запад от река Върбица, а на юг до към с. Подкова. Описаните от авторите на картния лист спояващи образувания във вид на опали (зелени, червени, охрени и млечнобели на цвят) в туфобрекчите са явно в повечето случаи ясписи. Според Саров и др. (2004; 2008) районът съответства на Пачка на лапилно-блокови туфи, която се разполага над Звезделската свита.

Районът на село Чуково (с новото село Прогрес на запад и бивша махала Пиявец на изток) е сред най-забележителните по цветовото разнообразие и текстурната красота на ясписи в България. Те са събирани главно по река Чуковска и нейните притоци. Основните

цветове са зелено, тъмножълто (светлокафяво) и червено, като се срещат едноцветни, двуцветни и трицветни ясписи, както и такива от пейзажен и брокатен тип.

Прогрес (Pr). В геолошко отношение е аналогично на проявление Чуково, поради непосредствената близост до него.

Представено е от алувиални разсипи на ясписи в долното течение на р. Чуковска след с. Прогрес, в реката непосредствено от двете страни на моста на шосето за Момчилград. Различават се различни по цвят ясписи – червен, жълт и зелен, като преобладават тези в червени и жълтокафяви тонове. Тук са отбелязани и силицизирани бледосиви на цвят плътни и финослоести ясписови образувания. Последните като цвetoва разновидност се описват за първи път. Размерността на късовете в проявлението е предимно около 5-10 cm.

Подхранваща провинция на тези ясписи са разкритията по река Чуковска и нейните притоци, като този водосборен район около едноименното село е известен както с най-голямото разнообразие в цвetoви и текстурен план ясписи, които са описани частично (Пожаревски, 1989; Илиев, 1996), така и по отношение на тяхното количество.

Пилявец (Pi). Според Кожухаров и др. (1995a; 1995b) в района се разкриват тела и покрови от базалти, андезитобазалти, андезити и латити, отнасящи се към Задругата на третия среднокисел вулканизъм. Според интерпретацията на Саров и др. (2004; 2008) районът съответства на Пачка на лапилно-блокови туфи, която се разполага над Звезделската свита. Отнася се към Звезделския вулкански, комплекспредставено от базични до среднокисели вулканити – предимно черни дребно- до среднопорфирни андезитобазалти, андезити – лавови покрови и проводящи канали.

Проявлението се разкрива под изоставената едноименна махала източно от с. Чуково в склона над р. Дермен дере. Откриват се предимно червени ясписови късове, като са отбелязани и такива с жълтокафяв и зелен цвят, а размерите на късовете е около 5-10 cm.

Юнаци (Yu). С това название, свързано с една махала южно от с. Чуково, е описана широка зона на проява на зелен яспис в долината по течението на Токмаклъдере (фиг. 13, 14). Проявлението е локализирано в Задругата на третия среднокисел вулканизъм, представен от пачка на среднокиселите туфи и туфити (Кожухаров и др., 1989). В друга интерпретация е свързано с базични до среднокисели вулканити на Звезделския вулкански комплекс – предимно черни дребно- до среднопорфирни андезитобазалти и андезити (Саров и др., 2004; 2008).



Фиг. 13. Коренно проявление Юнаци(Yu) – общ изглед



Фиг. 14. Зелен яспис под формата на жила във вместваща скала от коренно проявление Юнаци(Yu)

Каменец (Ka). Проявлението се отнася към пачка на среднокиселите туфи и туфити (Кожухаров и др., 1989), докато според Саров и др. (2004; 2008) то попада в поле на разпространение на базичните до среднокисели вулканити.

Описани са коренни, делувиални и алувиални ясписи в близост до село Каменец. По цвят съответстват на трите основни тона, познати от ареала на село Чуково (фиг. 15, 16). Вместващите и подхранващи находките на яспис скали са туфозни материали, също така свързани с третия среднокисел вулканизъм.



Фиг. 15. Пейзажен яспис във вместваща скала от коренно проявление Каменец (Ka).



Фиг. 16. Проявление Каменец(Ka) - общ изглед

Птичар (Pt). Проявлението се отнася към задругата на третия среднокисел вулканизъм, представена от базалти, андезитобазалти, андезити и шошонити (Кожухаров и др., 1989).

Според друга интерпретация, то се локализира в Момчилградски вулкански подкомплекс на Нановишкия вулкански комплекс, представен от среднокисели вулканити (MgSiO_3). Те са червеникави средно- до дребнопорфирни андезити, дацити кварцдацити, дацити – разливи и линейни канали, некове и лавобрекци от гърлов фациес (Саров и др., 2004; 2008).

Проявлението се намира над железопътната линия, минаваща през селото, в източна посока от бетоновия мост над десния приток на р. Върбица. Късовете от яспис са предимно ярко оцветени, пейзажни, наподобяващи силно материала намерен в проявление Каменец. Находките са от алувиален тип по поречието на реката, като не надвишават десетина сантиметра по големина и не са особено силно овализирани. В някои случаи ясписите са със значителна опалова компонента. Късовете са в район, изграден от среднокисели по състав магмени, вулканични скали, в които се отбелязват и халцедоновы образувания и аметистови геоди.

Върбица (Vb). Вероятни, подхранващи проявлението скали, които се разкриват в близост до него се отнасят към задругата на втория среднокисел вулканизъм и са представени от кисели и среднокисели туфи и туфити. Не е изключено подхранването да се осъществява и от базалти, андезитобазалти и латити от задругата на третия среднокисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1989). Според Саров и др. (2004;2008), вероятните подхранващи скали са от долната туфитотуфозна задруга на звезделския вулкански комплекс. Проявлението е от алувиален тип. Намира се при моста на р. Върбица преди разклона за с. Подкова. В близост до речното корито се намират предимно жълточервени до червени ясписи.

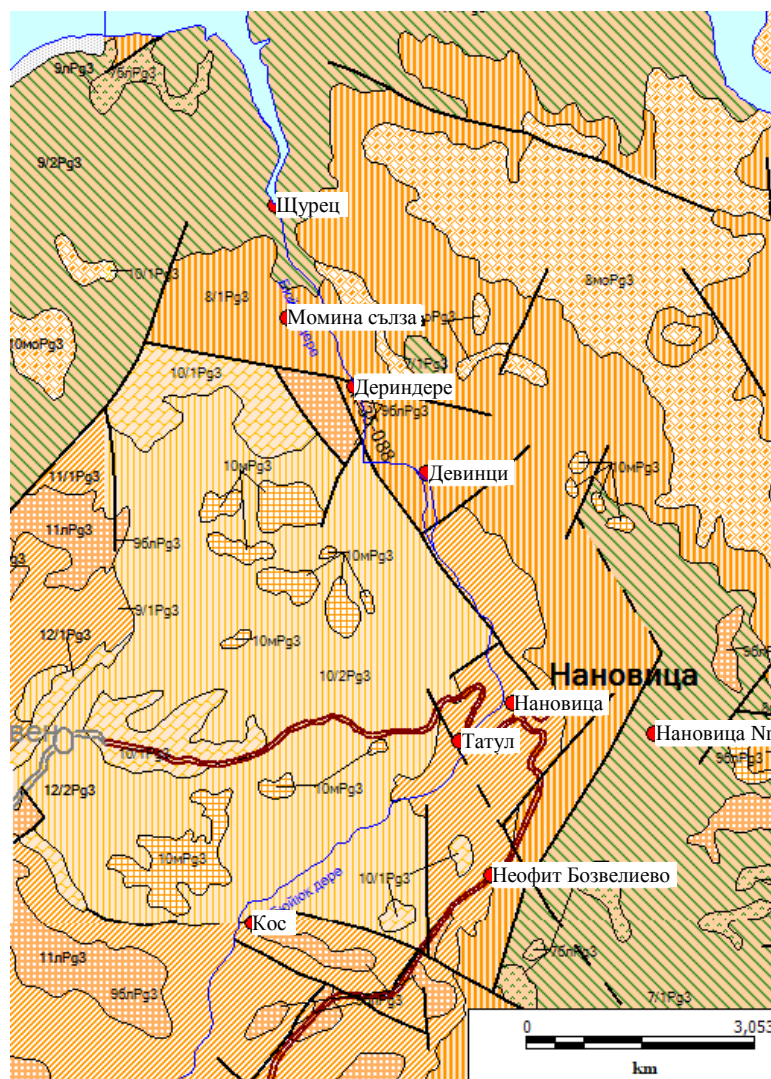
Великденче (Vk). Вместващите скали на проявлението са базалти, андезитобазалти и латити от задругата на третия среднокисел вулканизъм (Кожухаров и др., 1989) или спрямо друга интерпретация може да са базични и среднокисели вулканити от Звезделския вулкански комплекс (Саров и др., 2004; 2008). Проявлението е от алувиален тип и се намира в близост до разклона за с. Великденче преди с. Птичар. В близост до речното корито на р. Върбица се откриват предимно червени образци, но се намират и отделни късове от жълти и зелени ясписи.

Подкова (Pk). С това наименование е обозначен районът около големия мост над река Върбица в посока Маказа, недалеч от с. Подкова. Подхранващата територия на разсипа е голям, но районът обхваща доминантно ритмично пясъчливо-мергелната задруга с

горноеоценска-олигоценска възраст (Кожухаров и др., 1989). Според друга интерпретация проявлението се отнася към пачка на дебелослоестите пясъчници на флишоидната задруга от карбонатно-теригенния комплекс. (Йорданов и др., 2008) Представена е от дебелослоести жълтеникави полимиктови пясъчници и варовити пясъчници. Намерени са няколко къса разноцветен яспис. Образци от проявлението има в Регионалния природонаучен музей в Пловдив. Червен яспис от същия район, но от околностите на с. Фотиново има в Музея по минералогия, петрография и полезни изкопаеми на МГУ.

4.3.4. Долината на р. Бюйюкдере

По долината на р. Буйюкдере са описани следните проявления: Момина сълза, Бойник, Дериндере, Щурец, Девинци, Нановица, Неофит Бозвелиево, Татул, Кос (фиг. 17).



Фиг. 17. Схематична карта на проявленията по долината на р. Бюйюкдере (по Кожухаров и др., 1995)

аQh – Кватернер, алuviални образувания (русови и на заливните тераси); 13мPg3 – Палеоген (Олигоцен), риолити; 11лPg3 – базалти, андезитобазалти, андезити, латити, абсарокити, шошонити; 11/1Pg3 – пачка на среднокисели туфи и туфити; 10/1Pg3 – пачка от кисели и среднокисели туфи, туфити, туфовни пясъчници, туфовни варовици ± органогенни (рифови) варовици; 10мPg3 – риолити и трахириолити; 9блPg3 – базалти, андезитобазалти, андезити, латити, абсарокити и шошонити; 9лPg3 – дребнопорфирни латити; 9/2Pg3 – пачка на среднокисели туфи и туфити, органогенни (рифови) варовици (Арденски тип); 8моPg3 – трахириодацити, трахириолити, риолити и перлити; 8/1Pg3 – конгломератно-пясъчникова пачка или пачка от риолитови и риодацитови туфобрекчи, туфи, туфити и органогенни (рифови) варовици; 7/1Pg3 – пачка на среднокисели туфи и туфити, органогенни (рифови) варовици; 7блPg3 – андезити, андезитобазалти, латити, трахиандезитобазалти, шошонити; 6/2Pg3 – пачка от кисели туфи; 5бPg23 – Приабон, андезити и андезитобазалти.

Бойник (Bo). Проявлението се отнася към към Задругата на втория среднокисел вулканизъм представена от пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органогенни варовици (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995), докато според Саров и др. (2004;2008) проявлението се локализира в киселите вулканити от Светиилийския вулкански подкомплекс на Нановишкия вулкански комплекс. Представени са от масивни, разнопорфирни риолити, трахириолити и перлити.



Фиг. 18. Проявление Бойник (Bo) – общ изглед на жила



Фиг. 19. Проявление Бойник (Bo) – претърколен жилин къс от яспис

Свързва се съответно с коренно разкритие на яспис в северозападната част на Бойник планина, недалеч от язовир Студен кладенец (фиг. 18, 19). Едно от коренните проявления се намира на пътя в посока към ловното стопанство и представлява голяма тъмножълта до светлокафява жила с дебелина 1.60 m, разкритие от около 6 m и посока $\sim 140^\circ$. Кафявите късове от яспис са с дребнозърнеста текстура. Наблюдават се различни цветове опали, включително светлозелен празопал. Срещат се червенокафяви опалови късове с петнисто-флуидална текстура. Голям къс от жилата се намира от другата страна на пътя. Наблизо е локализирано второ коренно проявление с доминиращ тъмнозелен масивен яспис. В разсипното проявление в дерето се срещат късове от яспис с различен цвят. Вместващите и подхранващи находките на яспис скали са туфогенни материали, свързани с втория среднокисел вулканизъм.

Дериндере (Dd). Проявлението се отнася към към Задругата на втория среднокисел вулканизъм представена от пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органогенни варовици (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995) или се локализира в Зорнишкия вулкански подкомплекс на Нановишкия вулкански комплекс според Саров и

др. (2004;2008). То е представено от туфито-туфозната задруга, изградена предимно от бомбени андезитови агломератови туфи, пепелни туфи и епикластити.

В проявлението се намират късове от кафяв до тъмнокафяв и тъмнозелен яспис, като последните са в подчинено количество. Размерите са до 10 cm. Късовете са ръбати до слабо заоблени, следователно не са претърпяли продължителен транспорт. Основната текстурна разновидност е масивна, но се наблюдават и такива с „мъхов“ тип текстура. Друг тип срещана текстура е глобуларна с размери на овалните тела под милиметър. В тъмнозелен образец от яспис се наблюдава халцедонова жилка с размери до 2 mm. За кафявите, плътни разновидности се отбелязват, в отделни случаи, дендрити от гьотит с жълт (в кухините) до кафяв цвят. Характерно още е и наличието на опал по периферията на късовете.

Момина сълза (Ms). Проявлението се отнася към към Задругата на втория среднокисел вулканизъм представена от пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органогенни варовици (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995). Според Саров и др. (2004; 2008) то е локализирано в варовиково-пирокластична задруга представена от преобладаващо поточни в т.ч. резургентни кисели туфи и органогенни (рифови) варовици.

Момина сълза представлява коренен тип проявление на две цветови разновидности яспис (фиг. Непосредствено под селото, в разкриващите се скали бяха открити, две жилки с ясписов състав, съответно червена и зелена на цвят. Първата се разполага по-високо и по-близо до селото, като в горния си край е с размери от няколко сантиметра в ширина и десетина сантиметра дължина, с резки контакти спрямо вместицата скала. В долния си край жилката преминава в образуване с по-големи размери. На цвят е ярко червена. Втората жилка е в по-ниско ниво спрямо първата и е напукана, представена от зелени късове с предимно опалов състав. По размери надминава първата, като достига до около 15 cm дебелина . В района на с. Момина сълза се намират и отделни късове, отново със сходно оцветяване, като коренните находки. Освен тях се наблюдават и халцедонови образувания, както и отделни големи по размер опалови (или опализирани) късове. В речното корито също бяха намерени отделни ясписи от алувиален тип оцветени в жълто, червено и зелено, както и второ, но значително по-малко и слабо проявено коренно проявление.



Фиг. 20. Проявление Момина сълза (Ms) – общ изглед



Фиг. 21. Проявление Момина сълза (Ms) – жила от червен яспис във вместваща скала

Щурец (St). Проявлението се отнася към към Задругата на втория среднокисел вулканизъм, представена от пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органични варовици (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995). Според Саров и др. (2004; 2008) то е локализирано към Нановишкия вулканичен комплекс с неговия Зорнишки подвулканичен комплекс. Представено е от базиюни до среднокисели вулканици – разнорпорфирни андезитобазалти, андезити, латити – лавови потоци и проводящи канали.

Проявлението е от коренен тип разкритие на зелен яспис и се намира на около 1,5 km северно от разклона за Момина сълза. Разкрива се под формата на напукана жила в шарпа на пътя. Разрушен материал от нея се наблюдава дори и в коритото на р. Буйюкдере (фиг. 22). В ниските части в близост до реката се наблюдава зона отново със зелен до черен цвят. Ясписът от коренната жила е с масивна на места до мъхова текстура, като халцедон може да се наблюдава макроскопски в образците.



Фиг. 22. Коренно проявление Щурец (St) – общ изглед

Девинци (De). Проявлението се локализира в задругата на втория кисел вулканизъм представен от пачка на риолитови и риодацитови туфобрекчи, туфи, туфити и органиогенни (рифови) варовици (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995). Според Саров и др. (2004; 2008), разкритието се отнася към Нановишкия вулкански комплекс и неговия Момчилградски вулкански подкомплекс. Представено е от среднокисели до кисели вулканити – червеникави дребно- до среднопорфирни андезити, латити, кварцлатити и дацити – лавови потоци и линейни канали и некове. Събрани са късове от яспис в алувия на р. Буйюк дере. Срещат се масивни едноцветни жълтокафяви, червени, тъмночервени и тъмнозелени до бледозелени ивичести ясписи, като размерността на късовете е предимно между 5 и 10 cm. Подхранващият ареал на ясписите е много широк. Отбелязан е един артефакт от яспис с червен цвят.

Татул (Tt). Локализира се в задругата на втория кисел вулканизъм представен от пачка на риолитови и риодацитови туфобрекчи, туфи, туфити и органиогенни (рифови) варовици (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995). Според алтернативна интерпретация (Саров и др; 2004; 2008) се отнася към Нановишкия вулкански комплекс и неговия Момчилградски вулкански подкомплекс сред среднокисели до кисели вулканити – червеникави дребно- до среднопорфирни андезити, латити, кварцлатити и дацити – лавови потоци и линейни канали и некове. Откриват се червени късове от яспис, а проявлението е от алувиално-делувиален тип.

Нановица (Nn, Na). Проявлението се отнася към Задругата на втория среднокисел вулканизъм представена от пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органиогенни варовици (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995). Според друга интерпретация се локализира към Нановишкия вулкански комплекс с неговия Зорнишки подвулкански комплекс. Представено е от базични до среднокисели вулканити – разнопорфирни андезитобазалти, андезити, латити – лавови потоци и проводящи канали (Саров и др., 2004; 2008).

Към проявлението се отнасят два типа разкритие на ясписи – коренно (Nn) и от алувиално-делувиален тип (Na). Коренното проявление се намира над селото в североизточна посока (фиг. 23). Представлява най-голямото от описаните до момента коренни находища и е под формата на жилно тяло сред вместиращите скали. Представено е от пейзажен тип яспис, доминиращото оцветяване е в жълти багри, като червеното оцветяване е по-слабо изразено. Зеленото пигментиране се явява главно по границите на

тялото. Текстуриите са разнообразни, като се наблюдават масивни, ивичести, петнисти, в някои случаи хелиотроп.



Фиг. 23. Проявление Нановица (Nn) – коренно разкритие на пейзажен яспис

Неофит Бозвелиево (Ne). Локализира се към Задругата на втория среднокисел вулканизъм представена от две пачки (Горанов и др., 1995): 1 – андезити, андезитобазалти, латити, трахиандезитобазалти и шошонити, както и в непосредствено обкръжение 2 – пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органогенни варовици. Според Саров и др. (2008) спада към долна туфо-туфитна епикластична пачка (агломератови туфи), над които залягат лавобрекчи от базични до среднокисели вулканити. В различна интерпретация разкритието се отнася към варовиково-пирокластична задруга представена от преобладаващо поточни в т.ч. резургентни кисели туфи и органогенни (рифови) варовици (Саров и др., 2004; 2008).

Представено е от коренни и делувиален тип зелени, жълти и червени ясписи с разнообразно едноцветно, двуцветно и трицветно оцветяване. Вместващите и подхранващи находките на яспис са агломератови туфозни материали, свързани с втория среднокисел вулканизъм (фиг. 24).

Обозначавано на някои топографски и геоложки карти, както и информационни сайтове, или като село, или като махала Сълзица (Хамасча), или още Гарванци. Намира се в региона на с. Неофит Бозвелиево. По-разпространени са делувиалните ясписи, които могат да се намерят по овразите. Срещат се и жилки с халцедонов образувания. В района е събран и най-големият намерен къс от трицветен яспис. Сред късовете яспис са чести

случаите със зонално правилно и неиздържано двуцветно и трицветно оцветяване в зелено-червено-жълто. Сред тъмнозелените образци са отбелязани редица случаи на хелиотроп. Червените петна са или съвсем малки, локализирани около междузърнени граници и малки интерстиции, или като по-големи, достигащи по размери до първите сантиметри, продълговати петна, следващи флуидално ясписовите лещовидни образувания. В района са отбелязват и брекчиран тип ясписи.



Фиг. 24. Коренно проявление Неофит Бозвелиево(Ne) – тъмнозелен яспис във вместващата скала

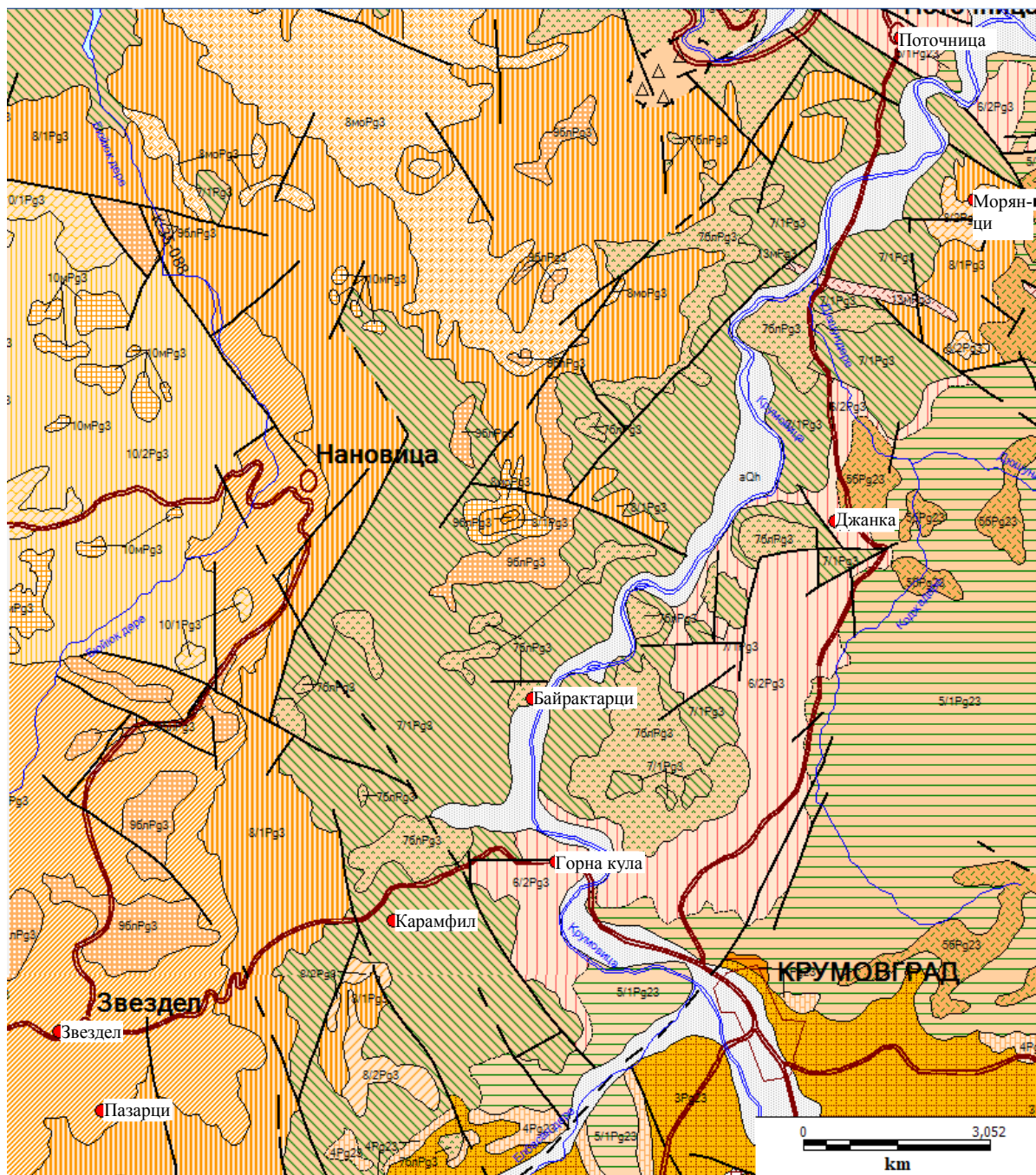
Кос (Ko). Представено е от алувиален тип червени ясписи в горното течение на река Буйюкдере при едноименното село. Вместващите ясписа скали са най-вероятно туфозни материали, свързани с третия среднокисел вулканизъм (фиг. 25).



Фиг. 25. Жила от жълтокафяв яспис във вместваща скала и претърколен къс от жълточервен яспис - проявление Кос (Ko)

4.3.5. Долината на р. Крумовица

По долината на р. Крумовица са описани следните проявления: Поточница, Морянци, Джанка, Байрактарци, Горна кула, Карамфил, Пазарци, Звездел (фиг. 26).



Фиг. 26 Схематична карта на проявленятия по долината на р. Крумовица (по Кожухаров и др., 1995)

aQh – Кватернер, алувиални образувания (русови и на заливните тераси); 10мPg3 – риолити и трахириолити; 10/2Pg3 – пачка от риолитови и риодацитови туфи и туфити; 10/1Pg3 – пачка на органични (рифови) варовици; 9блPg3 – базалти, андезитобазалти, андезити, латити, абсарокити и шюшонити; 8моPg3 – трахириодацити, трахириолити, риолити и перлитити; 8/2Pg3 – пачка на кисели туфи, туфити, алевролитити и органични (рифови) варовици; 8/1Pg3 – пачка от риолитови и риодацитови туфобрекчи, туфи, туфити и органични (рифови) варовици; 7блPg3 – андезити, андезитобазалти, латити, трахиандезитобазалти и шюшонити; 7/1Pg3 – пачка на среднокисели туфи и туфити, органични (рифови) варовици; 6/2Pg3 – пачка от кисели туфи; 5/1Pg23 – Горен Еоцен, среднокисели туфи, туфити, мергели, пясъчници и органични варовици.

Поточница (Ро). Проявлението се локализира в задруга на първия кисел вулканизъм. Представено е от пачка на киселите туфи (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995). Според Саров и др. (2004; 2008) се отнася към пачка на киселите витрокластични туфи от туфо-туфитната задруга на Зимовинския вулкански комплекс. Представена е от резедави неяснослоести витрокластични пепелни туфи и зоолити.

Проявлението е алувиален тип. В речното корито на р. Крумовица бяха отбелязани не голям брой, разнообразни по състав ясписови късове. Освен по своя състав те се различават и по цвят, като основно са в зелени и червени багри. В проявлението беше открит и къс, представляващ вместваща скала, процепена от ясписови жилки с не голяма мощност. Те са червени на цвят, а по своя състав и текстурни особености наподобяват находките от червен яспис от Морянци.

Морянци (Мо). Представено е от алувиален тип червени и кафяви ясписи по река Дюшун дере преди нейното вливане в река Крумовица. Има широк ареал на подхранване, но вероятно с превес на скалите от първия среднокисел вулканизъм.

Разположено е в руслото на р. Дюшун дере непосредствено на шосето при моста, който пресича реката. Представено е от червени (фиг. 27), жълтокафяви и рядко зелени образци от яспис. Подхранващият ареал на ясписите може да е много широк.



Фиг. 27. Червен яспис във вместваща скала от проявление Морянци (Мо)

Джанка (Dj). Локализира се към Задругата на първия среднокисел вулканизъм, представен от андезити и андезитобазалти (Горанов и др., 1995). В непосредствено обкръжение с по-широко развитие е пачка с туфи или се счита, че районът е в състава на Ирантепенския вулкански комплекс с лавобрекчи и лапилно-блокови туфи – неподелени

(Саров и др., 2008). Разположено е в руслото на р. Дюшун дере, източно от шосето на север след с. Джанка. Представено е от червени до кафяви масивни жилки от ясписово образование с наблюдавана мощност до 6 см с ясни контакти с вместващата скала (фиг. 28, 29). Представено е от коренен тип червени ясписоподобни жилки по долината на река Дюшун дере. В района се отбелязват и зелени ясписи.



Фиг. 28. Коренно проявление Джанка (Dj) – общ изглед



Фиг. 29. Коренно проявление Джанка (Dj) – червена жилка от яспис във вместващата скала от проявлението

Байрактарци (Ba). Изследван е районът около р. Крумовица между селата Горна кула и Долна кула, непосредствено при разклона за село Златолист (фиг. 30). Проявлението е локализирано към Задругата на втория среднокисел вулканизъм представена от пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органогенни варовици (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995). Според друга интерпретация се отнася към Кърджалийската вулкано-седиментна група, пирокластично-варовикова задруга – туфитна пачка (Саров и др., 2004; 2008). Тя е представена от кремаво-бежови или охрени финопепелни, предимно варовити туфити.



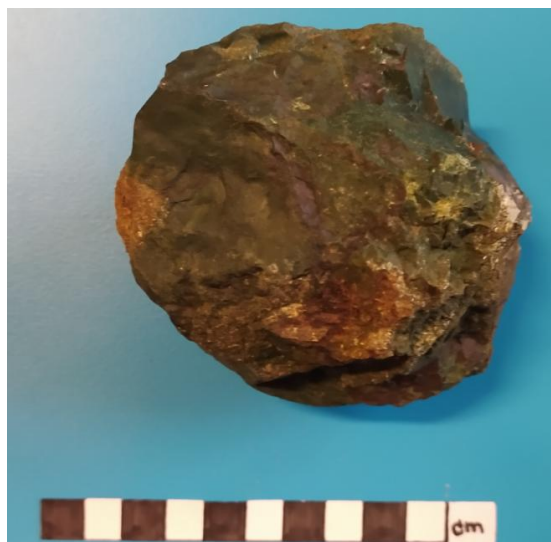
Фиг. 30. Проявление Байракатарци (Ba) –
тъмнозелен яспис във вместваща

В коренното разкритие ясписът е зелен и на цвят във вид на жилки с дебелина до няколко сантиметра. Те са с масивна текстура. Алувиалните късове яспис са с червен и кафяв цвят и са добре заоблени, което показва продължителен транспорт. В единичен къс се наблюдават микрожилки от микрозърнест кварц и халцедон с размери 1-2 mm и жилки от черен опал отново с подобни размери.

Горна кула (Gk). Представено е от алувиален тип червен яспис в долината на река Крумовица преди едноименното село. Разположено е в реката при моста на р. Крумовица на шосето преди град Момчилград. Представено е главно от образци с червен цвят с преобладаващи размери около 5-10 cm. Текстура е плътна до шуплеста, но е намерен и брекчиран къс. В късовете се наблюдават фини хематитови и кварцови жилки с дебелина до 1 mm. Подхранващият ареал на ясписите може да е широк, но най-вероятно свързан със Задругата на първия среднокисел вулканизъм (Горанов и др., 1995). Самите късове са силно заоблени, което показва продължителен транспорт.

Карамфил (Kr). Проявлението се локализира към Задругата на втория среднокисел вулканизъм представена от пачка на среднокисели туфи, туфити, туфобрекчи и органогенни варовици (Кожухаров и др., 1992; Горанов и др., 1995). Според Саров и др. (2004; 2008) попада във варовиково-пирокластична задруга представена от преобладаващо поточни в т.ч. резургентни кисели туфи и органогенни (рифови) варовици. Проявлението е от коренен тип и е локализирано по пътя за язовира. В изкуствен изкоп по протежението на пътя се разкриват жилки от силно изветрял яспис, с високо опалово съдържание и зелен цвят (фиг. 31). Жилките не са големи по размер, като в повечето случаи достигат едва до

няколко сантиметра, но на отделни места достигат и до 17-18 cm в трите измерения . В по-голямата си част са силно изветрели, като в централните си части са зелени, а по периферията и на контакта с вмествашите скали са бели на цвят. Отделни късове са свежи, като в тях подобна зоналност не се отбелязва. Освен ясписи в проявлението се наблюдават халцедонови кори и образувания както и аметисти от пукнатинно-жилен тип.



Фиг. 31. Образец от проявление Карамфил (Kr)

Пазарци (Pa). Проявлението е локализирано към Задругата на втория среднокисел вулканизъм – пачка на конгломерати, пясъчници, среднокисели туфи, туфити и органиогенни варовици (Горанов и др., 1995), а според Саров и др. (2004; 2008) попада във варовиково-пирокластична задруга представена от преобладаващо поточни в т.ч. резургентни кисели туфи и органиогенни (рифови) варовици.

В района при скалните пирамиди и около село Пазарци, сред вулканските задруги, се разкриват коренни (фиг. 32, 33) и алувиални проявления на ясписи, които представляват както научен интерес, така и декоративен колекционен и ювелирен гемологичен материал. Преобладават тъмнозелени на цвят ясписи, които в централната си част могат да са червени и жълти. Рядко се среща и хелиотроп.

В непосредствена близост с по-широк ареал на разпространение е Задругата на втория кисел вулканизъм с пачката на риолитови и риодацитови туфи, туфити и туфобрекчи, както и рифови варовици. Описаните от авторите на записката към геоложката картата, като яркооцветени в зелено, червено и жълто опали при някои от скалите явно съответстват на ясписи. По данните към геоложката карта в мащаб в 1:50000 районът

съответства на долната туфо-туфитна епикластична пачка представена предимно от агломератови туфи; 1ZvOl₁ (Костов и др., 2015а; 2015б).



Фиг. 32. Коренно проявление Пазарци (Pa) – общ изглед

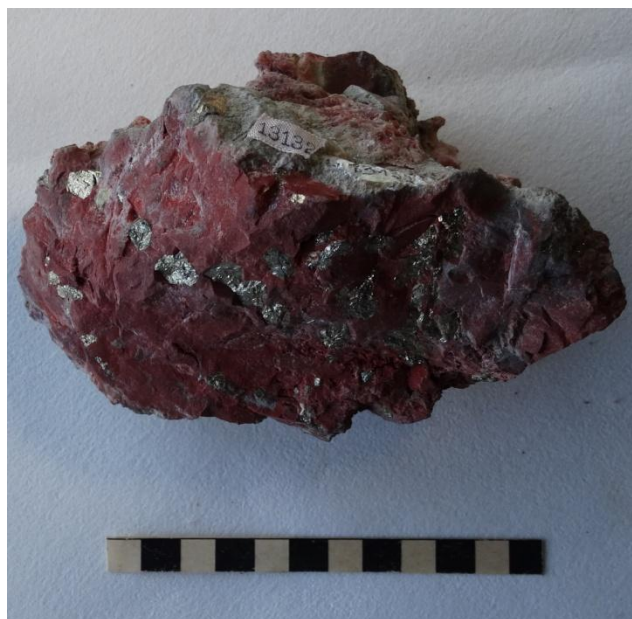


Фиг. 33. Коренно проявление Пазарци (Pa) – общ изглед от второ разкритие

Звездел (Zv). Ясписи с червен цвят (фиг. 34) се отбелязват в отвалите на бившия рудник Звездел. Проявлението най-вероятно е локализирано към Задругата на третия среднокисел вулканизъм – пачка на конгломерати, пясъчници, среднокисели туфи, туфити и органогенни варовици (Кожухаров и др., 1992). В непосредствена близост с по-широк ареал на разпространение е Задругата на втория кисел вулканизъм с пачката на риолитови и риодацитови туфи, туфити и туфобрекчи, както и рифови варовици. Описаните от авторите на записката към картата (Горанов и др., 1995) като яркооцветени в зелено, червено и жълто опали при някои от скалите явно съответстват и на ясписи.

Според друга интерпретация районът съответства на олигоценска долна туфо-туфитна епикластична пачка (агломератови туфи) в рамките на Звезделския вулкански комплекс (Саров и др., 2007; 2008). Следват във височина базични до среднокисели вулканити долна ефузия, горна туфо-туфитна епикластична пачка, базични до среднокисели вулканити горна ефузия и базични до среднокисели вулканити от субвулкански фациес.

В отвалите, северно от бившия рудник Звездел се откриват изключително само червени ясписи като жилки и на петна във вместващите скали. Локалитетът е споменат в опис на ясписовите проявления в Източните Родопи (Тодорова, Василева, 2007). Подхранващи находките на яспис са вулкански скали и туфозни материали, свързани с първия среднокисел вулканизъм при едноименния рудник.



Фиг. 34 Червен яспис от нах. Звездел(Zv) с пиритови кристали и халцедонови жилки, образец от Национален музей „Земята и хората”, инв. № 13132

5. Характеристика на ясписите и ясписоподобните агрегати

5.1. Минерален състав на ясписите

5.1.1. Текстурни и цветови особености

При ясписите оцветяването се дължи основно на пигментиращо вещество, което може да бъде в много малки количества. Най-често срещаните в района оцветявания, а именно червено, жълто и зелено или комбинация от тези цветове, се дължи доминантно на пигменти от хематит Fe_2O_3 , гьотит $\alpha\text{-FeOOH}$ и селадонитови фази $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

На цвят ясписите са едноцветни, двуцветни и пейзажни (пъстроцветни) ясписи, при които има комбинация от повече от два цвята. Разнообразното оцветяване на ясписите ги прави отличен материал за декоративни изработки, както и за ювелирни изделия. Това е причината те да са известен материал за добив още от дълбока древност (античност и средновековие), което важи и в днешно време.

Текстурата характеризира най-общо външния облик на ясписите и се дължи на различни фактори съпътстващи тяхното образуване. При ясписите се наблюдава голямо текстурно разнообразие, като по-често срещаните текстури са: ивичеста, флуидална, струевидна, петниста, лещовидна, инкрустационна, брекчевидна, концентрично-зонална, прожилкова и др. (Mihaylov, 2015). В работата си *Происхождение пестроцветной яшмы. Магматизм, метаморфизм и металогения* Игумнов (1963) предлага освен описаните по-горе текстури още ленточна, конкреционна, коломорфна и катакластична. В много случаи, в рамките на един образец могат да се наблюдават разнообразни комбинации от описаните по-горе текстури.

Масивна текстура. При тази текстурна разновидност, ясписите се характеризират с плътен облик. Това се дължи на сравнителното хомогенното разпределение на изграждащите го минерали и минерални пигменти. В тези случаи разпределението е хаотично без някаква ясно изразена ориентировка или групиране на минералите по ивици, зони и други. Подобен тип текстура е сравнително често срещана в ясписите от региона, като се наблюдава както при тези от алужиално-делужиален тип, така и при тези проявления от коренен тип.

Ивичеста текстура. Този тип текстура се характеризира с ритмичното редуване на ивици, обикновено с различно оцветяване, в ясписа (фиг. 35, 36). Тази текстурна

разновидност е присъща най-вече за така наречените пейзажни ясписи, които се характеризират с пъстроцветен облик. Ивиците могат да бъдат с различна дебелина, което позволява да се подели на финоивичеста и грубоивичеста. Освен по цвят ивиците се различават и по минерален състав, тъй като вече е извесно, че оцветяването на ясписите зависи от минералния състав на пигментиращото вещество. Ивиците мога да са паралелни, огънати или без някаква определена форма, но важно в случая е да се наблюдава редуване. В изучавания регион, ясписи с подобни текстури се намират в проявленията Каменеца, Вишеград, Чуково и др.

Флуидална текстура. Характеризира се с облик, наподобяващ форми на течение (фиг. 37, 38).

Струевидна текстура. Най-общо текстурата е представена от ивици, които в единия си край са силно доближени една до друга. По този начин обликът на скалата наподобява струя.

Брекчевидна текстура. Представлява текстура, характеризираща се с относително по-едри късове споени заедно от вещество обикновено със SiO_2 състав (фиг. 39, 40). Спайката и късовете може да се различават по минерален състав, оцветяване и текстурно-структурни особености.

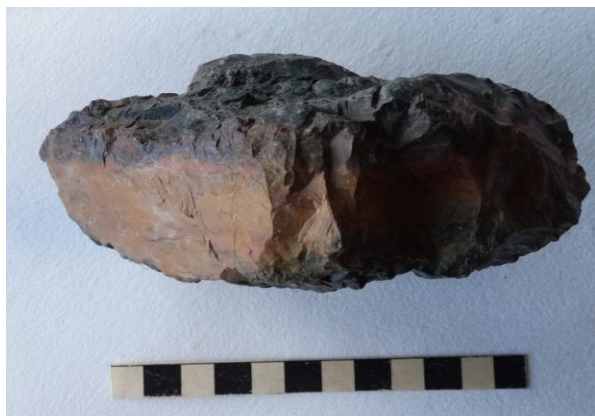
Петниста текстура. Този тип текстура представлява неравномерно разпределение на пигментите по зони в обема на ясписа (фиг. 41, 42). Това води до петнистия облик на скалата, като отделните участъци могат да се различават, както по оцветяване, характерно отново за пейзажните ясписи, така и по минерален състав или структурни особености. Оцветяването е пряко свързано с минералния състав. Така в рамките на един образец може да има пигментиране от хематит, гьотит, селадонитови фази и други минерали. Тяхното концентриране в зони с неправилна форма и неравномерно разпределение, предопределя подобен тип текстура. В други случаи пигментиращото вещество може да е с еднакъв минерален състав, но с различни текстурни особености, което се изразява по повърхността на образца, като петна с различна плътност, наситеност, отражение и други. Ясписи с подобен тип текстура се отбелязват в проявленията Каменеца.

Лещовидна текстура. Изразява се с късове предимно със заоблена форма сред основната маса, наподобяващи лещи. Тези късове могат да са с подобен състав с този на ясписа, но могат да се различават от него.

Инкрустационна текстура. Характеризира се с късове, оикновено с овална до неправилна форма, за които обаче е характерно, че са обвити от ивица с различен минерален състав и структурно-текстурни особености. В някои случаи може да е с халцедонов, опалов състав или инкрустация от същия материал, но с различно оцветяване.

Концентрично-зонална текстура. Концентрично-зоналната текстура представлява образувания наподобяващи коломорфни агрегати (фиг. 43). Техния облик е предимно бъбрековиден, като се наблюдават редуващи се ивици, различаващи се по цвят, минерален състав, текстурно-структурни особености или други белези. За да се отнесе една текстура към този тип е необходимо редуващите се ивици да са силно огънати, формиращи овални по форма тела. Пример за такава текстура от изучавания район са ясписите от кореното проявление Вишеград.

Прожилкова текстура. Характеризира се с наличието на жилки с различен минерален състав (фиг. 44). Обикновено са представени от халцедоновы жилки в различни секущи отношения една спрямо друга, както и спрямо основната маса на ясписа. Този тип текстура позволява да се проследи и реда на образуване на съответните жилки, което е полезно за получаването на различна генетична информация за самите ясписи. Подобни текстури в района са отбелязани в ясписи например от проявление Бориславци.



Фиг. 35. Ивичеста текстура – обр. от Национален музей „Земята и хората“, инв. № 7967,8; разм. 14/9.5/6.5 cm



Фиг. 36. Ивичеста текстура обр. от Национален музей „Земята и хората“, инв. № 7967,8; разм. 14/9.5/6.5 cm



Фиг. 37. Флуидална текстура обр. от Национален музей „Земята и хората“, инв. № 20426; разм. 18.5/14.5/14 cm



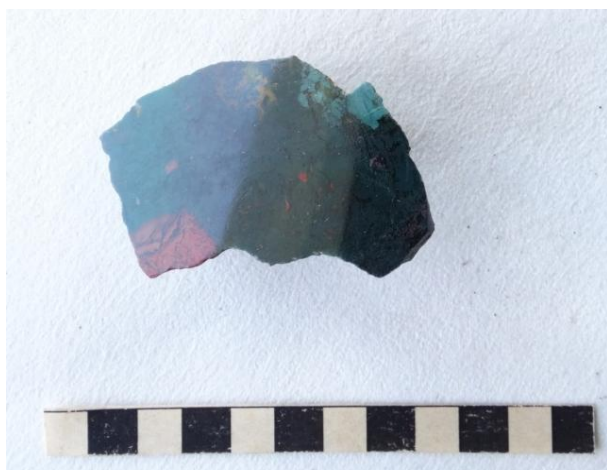
Фиг. 38. Флуидална текстура обр. от Национален музей „Земята и хората“, инв. № 20426; разм. 18.5/14.5/14 cm



Фиг. 39. Брекчевидна текстура обр. от Музей по минералогия. петрографич и полезни изкопаеми към СУ "Св. Климент Охридски", инв. № M5780; разм 14/13/7 cm



Фиг. 40. Брекчевидна текстура обр. от Музей по минералогия. петрографич и полезни изкопаеми към СУ "Св. Климент Охридски", инв. № M7303; разм. 15/10/4 cm



Фиг. 41. Петниста текстура обр. от Национален музей „Земята и хората“, инв. № 22487; разм. 7/3/3 см



Фиг. 42. Петниста текстура обр. от Национален музей „Земята и хората“, инв. № 22487; разм. 7/3/3 см



Фиг. 43. Концентрично-зонална текстура обр. от Национален музей „Земята и хората“, инв. № 6087; разм. 10/5/1 см



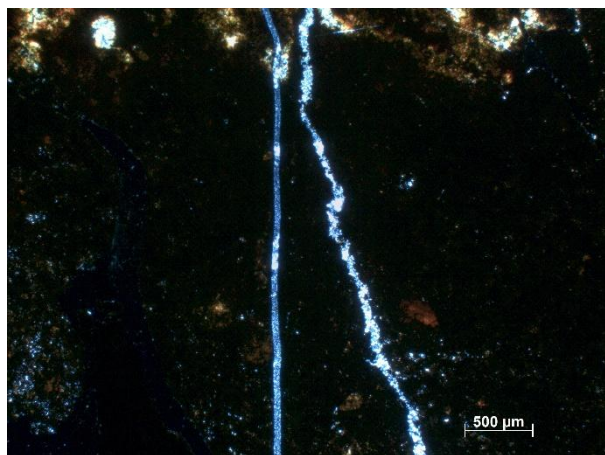
Фиг. 44. Прожилкова текстура обр. от Национален музей „Земята и хората“, инв. № 7967,7; разм. 9.5/9.5/5 см

5.1.2. Микроскопски изследвания в проходяща светлина

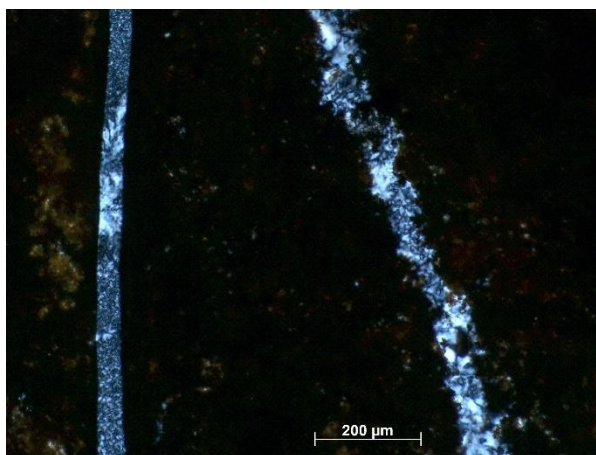
Долините на р. Рибен дол и р. Банска

Буково (Ви). Микроскопски в жълтите ясписи се наблюдават два вида жилки. Първият тип жилка е изграден от микрозърнест, на места до паралелновлакнест халцедон, като контакта на жилката с основната маса и пигмента не е рязък. Пигментът често прониква неравномерно по контакта на жилата с основната маса, а на места той включен в самия обем на жилката (фиг. 45, 46, 47) Дебелината и е около 50 μm , като варира по нейното протежение. Вторият тип жилки, най-вероятно образувана по-късно е изградена отново от халцедон, но със значително по-малки размери. Жилката е с резки граници и е лишена напълно от пигментиращо вещество. Установената дебелината и е около 44 μm , като тя е приблизително еднаква по цялото протежение на жилата. Наблюдават се и зърна от кварц (фиг. 48).

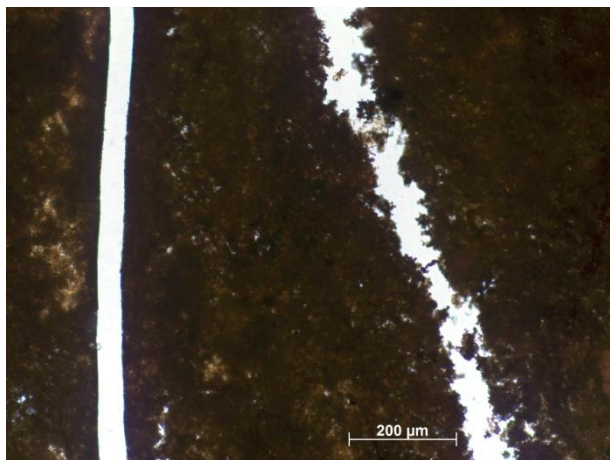
Основният пигмент на жълтия яспис е с гьотитов състав. На места се наблюдават участъци с кварцов състав. Той изглежда наложен върху кварцовите кристали (размерите на кристалите са от около 20 до около 150 μm). Наблюдава се в подчинано количество халцедонови сферолити. Пигментът е неравномерно разпределен в зони с по-ниска и в такива с по-висока концентрация. В тези зони, които са по-слабо пигментирани, гьотитът е прогледен и е под формата на много малки глобули. В наситените с пигмент зони гьотитът е непрогледен и трудно може да се съди за неговата форма.



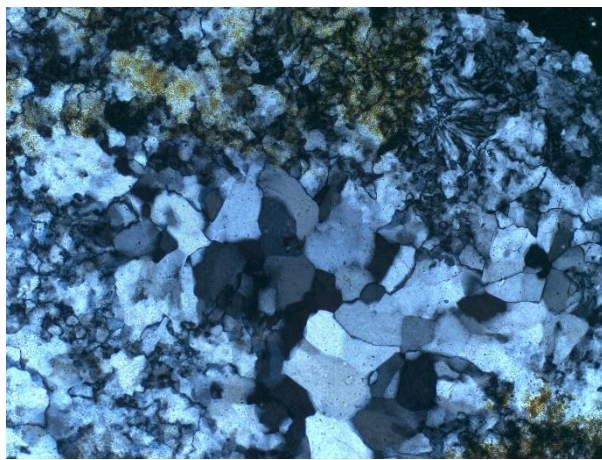
Фиг. 45. Ясписи с халцедонови жилки и пигмент с гьотитов състав, Nx, проявление Буково (Ви)



Фиг. 46. Ясписи с халцедонови жилки и пигмент с гьотитов състав, Nx, проявление Буково(Ви)



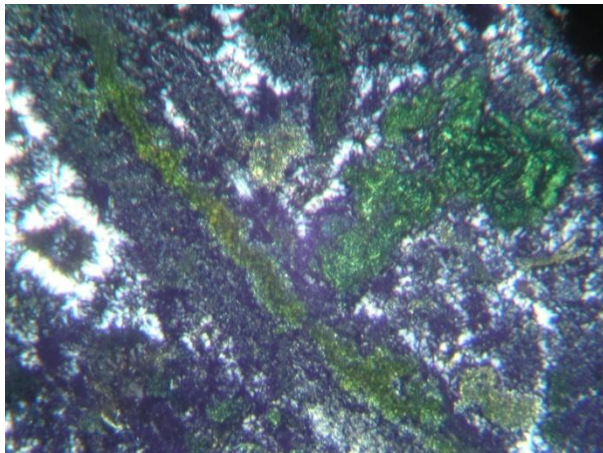
Фиг. 47. Ясписи с халцедонови жилки и пигмент с гьотитов състав, NII, проявление Буково (Bu)



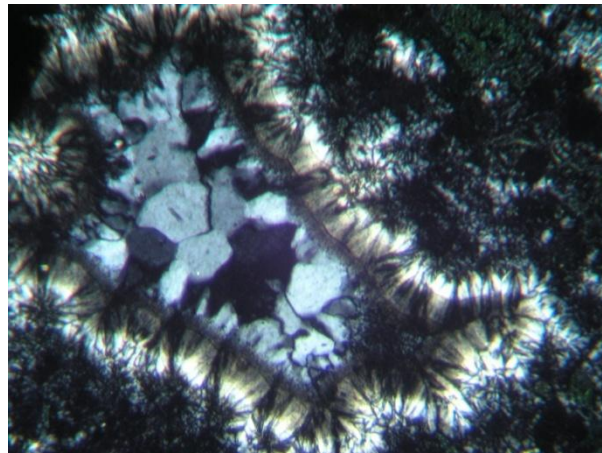
Фиг. 48. Кварцови зърна и пигмент с гьотитов състав в яспис, Nx, проявление Буково (Bu)

Долината на р. Арда

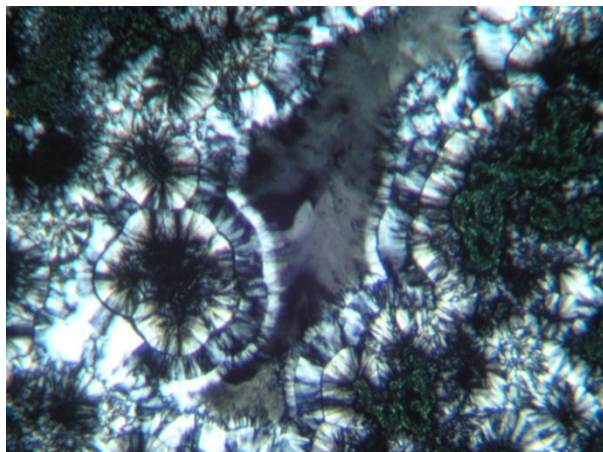
Вишеград (Vi). В препарата от хомогенно оцветена в зелено част от яспис се наблюдава предимно паболичновлакнест халцедон. Той често е съставна част на редица малки по размер (~1,5 mm) микроахати. Техните централни части обикновено са запълнени с кварцови зърна. Минералите от селадонитовата група в този образец се различават оптически, като основно се разграничават по цвят – тревистозелен и синьозелен (xN) (фиг. 49, 51). В повечето случаи пигментът запълва пространството между сферолитоподобни образувания. По-често пигментиращата фаза е под формата на коломорфни образувания, но понякога се явява и като дендритовидни агрегати или малки глобули. В образца е установен кварцин с помощта на компенсатор, като той се отличава от халцедона чисто оптически с повишаване на интерференционните цветове при паралелна ориентировка с оста „X“ на компенсатора (фиг. 52, 53). Цветовете са сини за разлика от жълтото оцветяване на халцедона дължащо се на понижаването на интерференционните цветове.



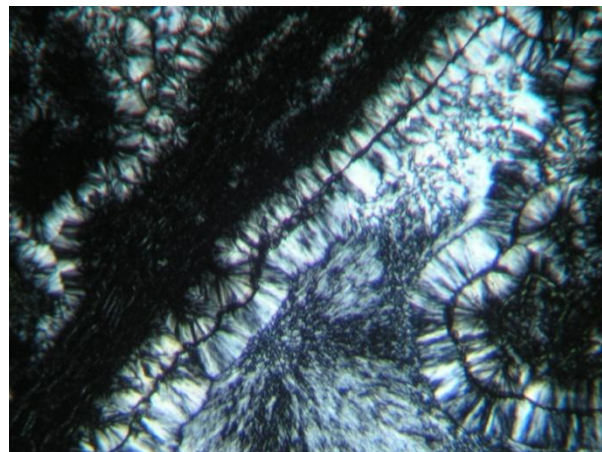
Фиг. 49. Халцедон и пигмент със селадонитов състав, Nx, проявление Вишеград (Vi), ширина 1.04 mm



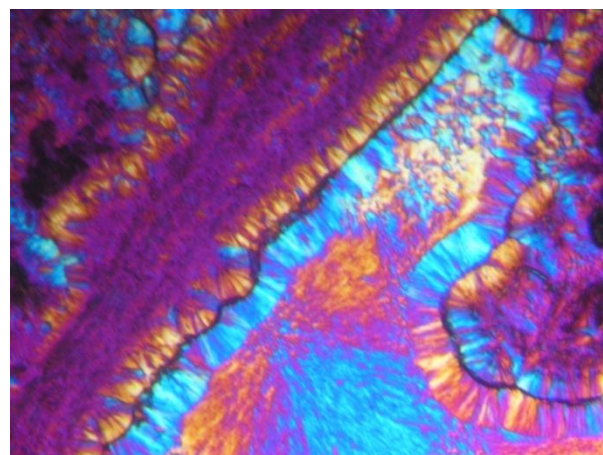
Фиг. 50. Микроахат с кварцово ядро и инкрустация от CH-WL, Nx, проявление Вишеград (Vi), ширина 1.04 mm



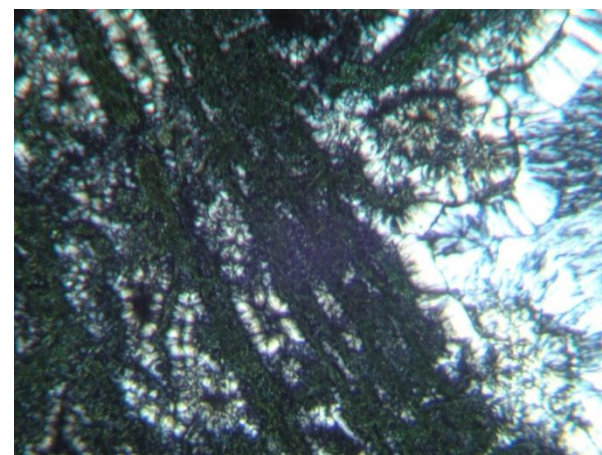
Фиг. 51. Микроахат: кварц (ядро), CH-WL и халцедонов сферолити, Nx проявление, Вишеград (Vi), ширина 1.04 mm



Фиг. 52. Халцедон и кварцин, микроахатово образуване, Nx, проявление Вишеград (Vi), ширина 1.04 mm



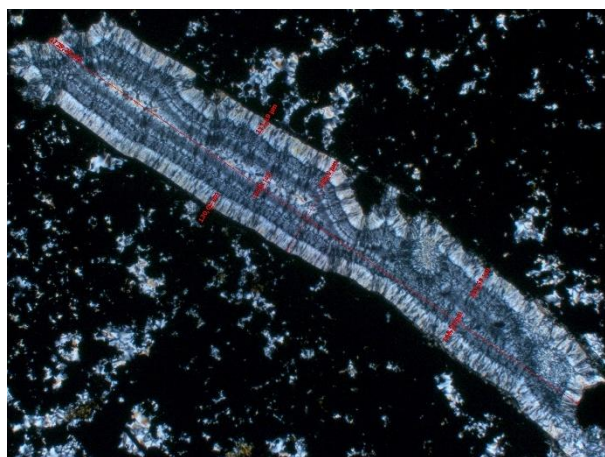
Фиг. 53. Халцедон (жълта ивица) и кварцин (синя ивица), микроахат; компенсатор, проявление Вишеград (Vi), ширина 1.04 mm



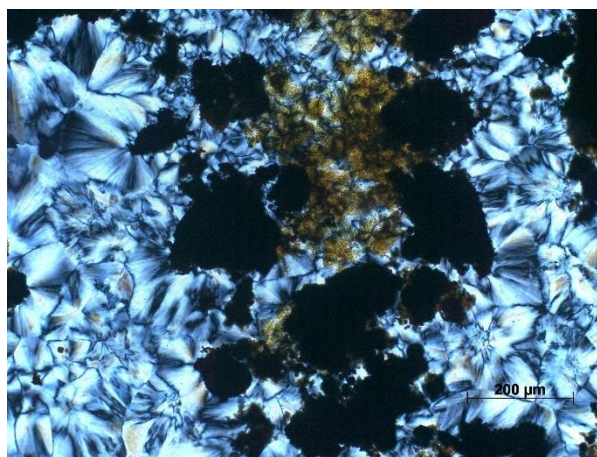
Фиг. 54. Ивици от халцедон, пигмент със селадонитов състав и микроахат (вдясно), Nx, проявление Вишеград (Vi), ширина 1.04 mm

Лисиците (Li). В препарата изготвен за наблюдение под поляризационен микроскоп се наблюдава силно напукан, тъмночервен яспис, основната маса, на който е изградена от параболичновлакнест халцедон, влизащ в състава и на отделни жили, примесен с непрозрачен пигмент от хематит (фиг. 55, 56). Последният е под формата на неправилни овални тела наложени върху халцедона. Пигментът в по-голямата си част е от хематит, но на места се забелязват и петна, оцветени в жълто най-вероятно от гьотит, или преход на хематита в гьотита, който е под формата на малки глобули. В повечето случаи е вместен в пространството между плътните, непрозрачни хематитови образувания. Характерна особеност на изледваните ясписи от проявлението, е че червенокафявите разновидности са изградени предимно от кварц, а жълтите ясписи са предимно от халцедон.

На едно място се забелязва микроахат, изграден от параболичновлакнест халцедон в периферните си части, прехождащ с рязки граници в паралелновлакнест халцедон. Централните части на обекта са заети от микрозърнест халцедон. Микроахатът е с издължена форма, грубо симетричен, като на места границите са огънати. Размерите му са 4730/760 μm . Границата между микроахатът и основната маса е рязка и е напълно лишена от пигмент, което предполага, че е образувана по-късно.



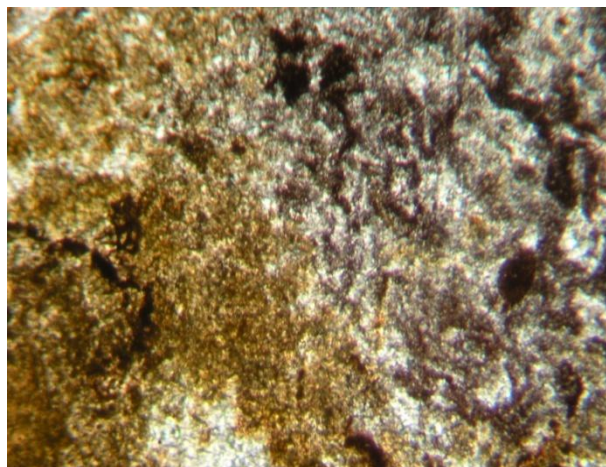
Фиг. 55. Микроахат изградено от халцедон; хематитов пигмент; Nx; проявление Лисиците (Li)



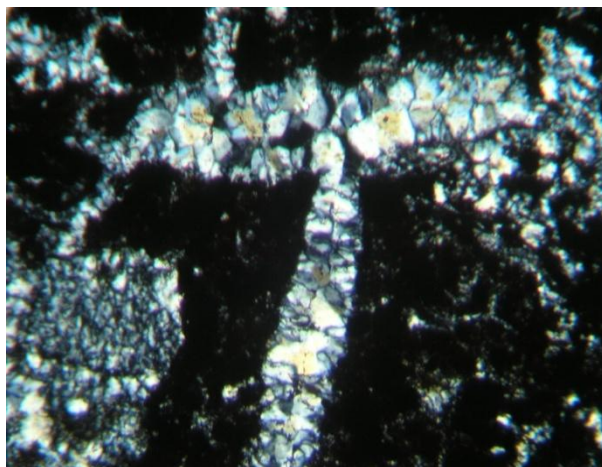
Фиг. 56. Параболичновлакнест халцедон, хематит и гьотит; Nx; проявление Лисиците (Li)

Бориславци (Bs). Ясписите са изградени предимно от микрозърнест халцедон, но на места се наблюдават и участъци с кварцови зърна. Пигментът е с хематитов състав, като той е почти непрогледен, както с анализатор, така и без. По форма хематитът най-често е във вид на фини мрежи, петна и удължени и огънати тела.

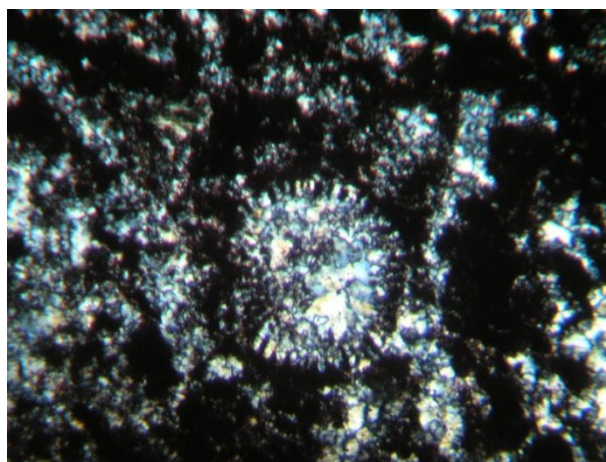
Пигментирането на засяга халцедоновите жилки освен, че прониква дискретно в тях под формата на фини иглести образувания (фиг. 58). Разпространението му сред основната маса от SiO_2 фази е с петнист характер. На няколко места хематитът е под формата на радиално разположени около център удължени тела (фиг. 59). В някои участъци в препаратата се наблюдава жълт пигмент най-вероятно с гьотитов състав (фиг. 49).



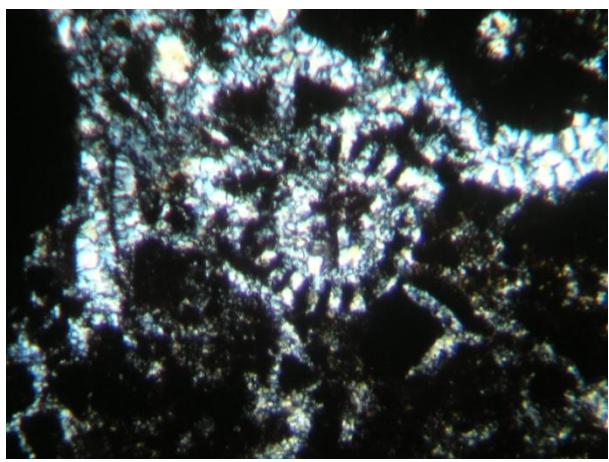
Фиг. 57. Гьотит и хематит, *NP*, ширина 1.04 mm, проявление Бориславци (Bs)



Фиг. 58. Халцедонове жилки, *Nx*, ширина 1.04 mm, проявление Бориславци (Bs)



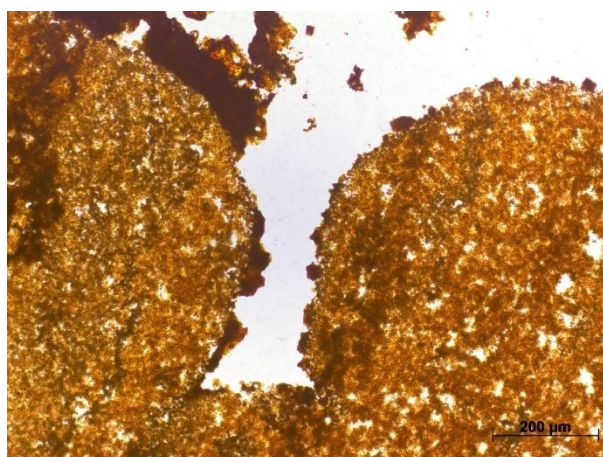
Фиг. 59. Халцедон и радиално ориентиран хематит, *Nx*, ширина 1.04 mm, проявление Бориславци (Bs)



Фиг. 60. Халцедон и радиално ориентиран хематит, *Nx*, ширина 1.04 mm, проявление Бориславци (Bs)

Маджари (Mdl). От проявлението е изготвен препарат от жълт яспис, изграден предимно от кварц и пигментиращо вещество – гьотит и в подчинено количество хематит. В нередки случаи кварцовите зърна обграждат ядро изградено от халцедон - по-често микрокристалинен, но в някои случаи и паралелновлакнест. На места пространството между отделните части на пигмента е заето изцяло от халцедон.. За пигмента е характерно, че без анализатор, в почти всички случаи, изглежда охрен на цвят, под формата на глобули

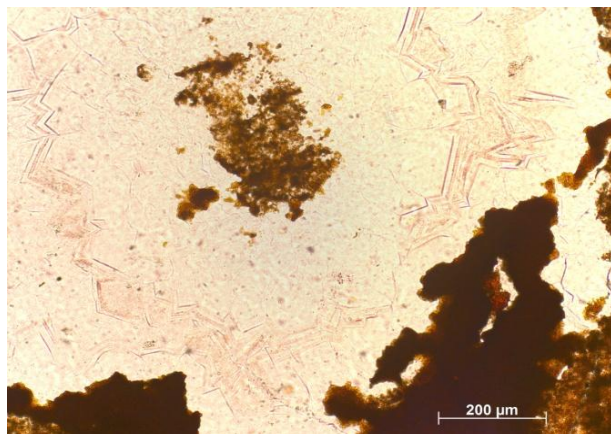
с микроскопични размери, но при кръстосани никули често се забелязва радиалнолъчест строеж (фиг. 61, 62). На местата, в които пигмента е хематитов, той се характеризира с наситен червен цвят и е непрогледен. Забелязва се и шриховка по кварцовите кристали. Пигмента оцветява образа ивичесто (по-светли и тъмни ивици), които обаче личат само без анализатор, докато при кръстосани николи сверичните образувания на пигментиращото вещество отново показват радиалнолъчест строеж. Препаратът се характеризира с две зони – с преобладаващо пигментиращото вещество и ивичест строеж и втора – със сферолити от пигментиран халцедон, които се намират главно сред кварцова основна маса, като овалните тела запазват белезите на ивичестия строеж на другата зона. В препарата се наблюдават различни микроахатови образувания (фиг. 63-66).



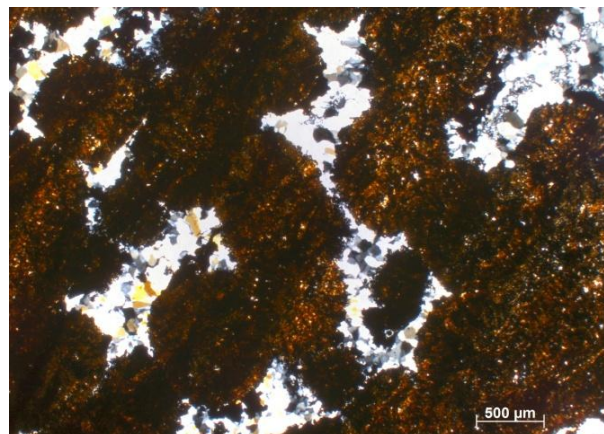
Фиг. 61. Пигмент по халцедонови сферолити под формата на глобули, NII, проявление Маджари (Md)



Фиг. 62. Пигмент по халцедонови сферолити под формата на глобули, Nx, проявление Маджари (Md)



Фиг. 63. Пигмент по халцедонови сферолити под формата на глобули, NII, проявление Маджари (Md)



Фиг. 64. Пигмент по халцедонови сферолити под формата на глобули, Nx, проявление Маджари (Md)

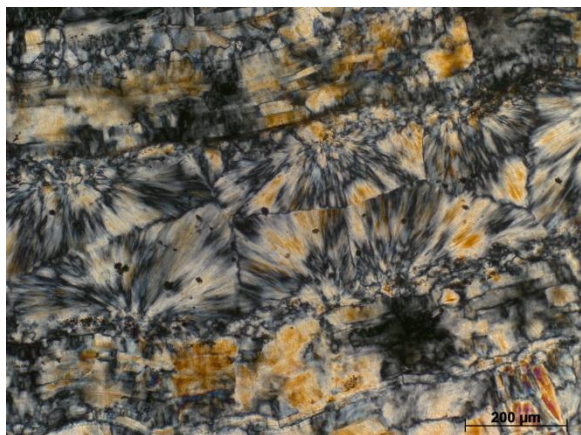


Фиг. 65. Пигмент, халцедон и кварц, Nx, проявление Маджари (Md)

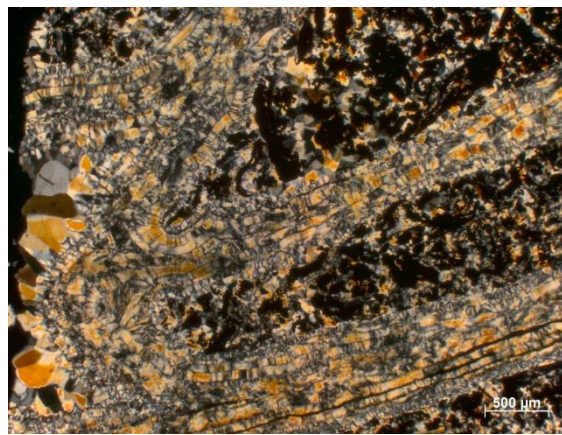


Фиг. 66. Пигмент, и микроахатово образуване, Nx, проявление Маджари (Md)

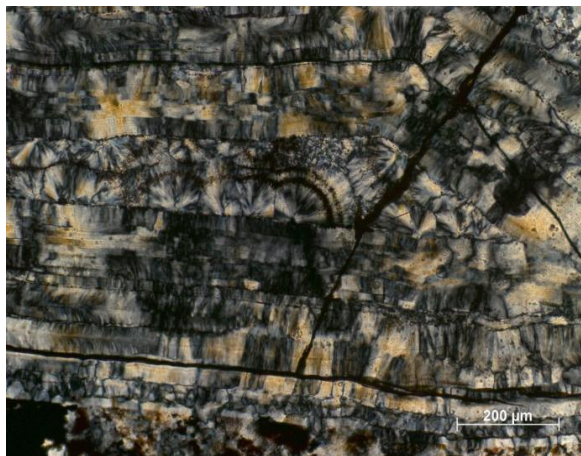
Пчелари (Pc2, Pc3). При наблюдение на червен (Pc2) и жълточервен яспис (Pc3) от проявлението се установи, че са играни предимно от халцедон, представен от различни структурни разновидности, като най-често срещаните са микрозърнест и паралелновлакнест (фиг. 67а, 67б, 67в). Наблюдават се и едри кварцови зърна в червения образец с размери от около 70-440 μm. Често се отбелязват и различни халцедонови жилки с приблизителни размери от 500 до 700 μm. Изградени са предимно от паралелновлакнест халцедон. Друга често срещана форма на халцедона са сферолитите, които биват пигментирани. Пигментиращото вещество и за двата образца е с хематитов и гьотитов състав в различно съотношение (фиг. 68-70). При по-голямо съдържание на хематитовия пигмент образецът е по-наситено червен, докато при по-високо съдържание на гьотитова фаза променя цвета си в жълточервен. Двата пигмента се срещат главно под формата на малки глобули, но се отбелязват и участъци изградени от иглести образувания най-вероятно с хематитов състав. Те нерядко са огънати.



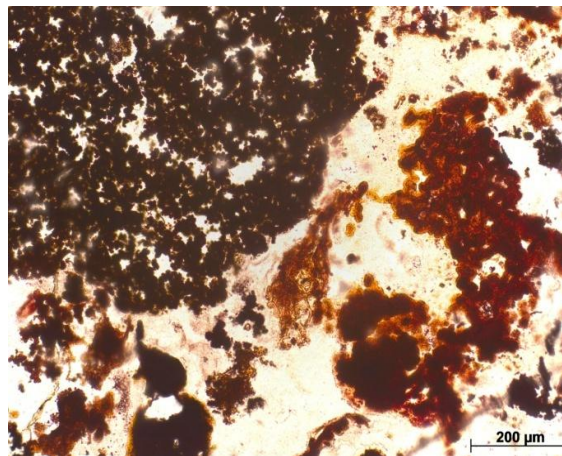
Фиг. 67а. Ивици изградени от различни структурни типове халцедон, Nх, проявление Пчелари (Pc2)



Фиг. 67б. Ивици изградени от различни структурни типове халцедон и пигментиращи фази, Nх, проявление Пчелари (Pc2)



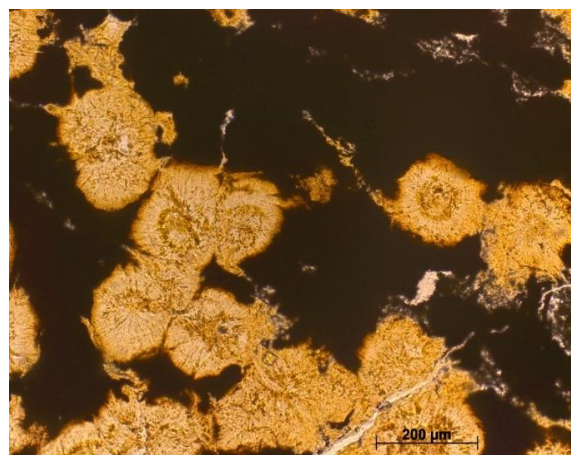
Фиг. 67в. Напукани ивици изградени от различни структурни типове халцедон, Nх, проявление Пчелари (Pc2)



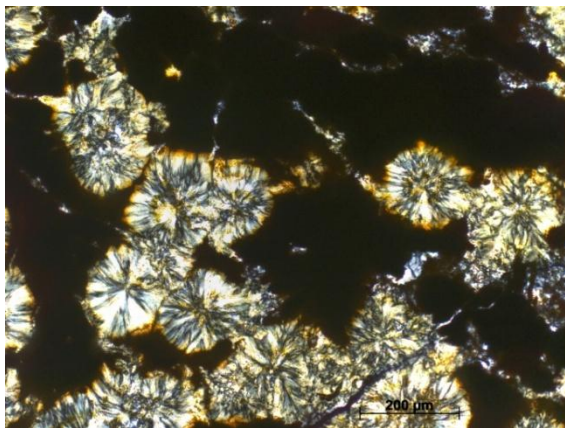
Фиг. 68а. Пигмент с хематитов състав и различните му форми на проява в препарата, NII, проявление Пчелари (Pc2)



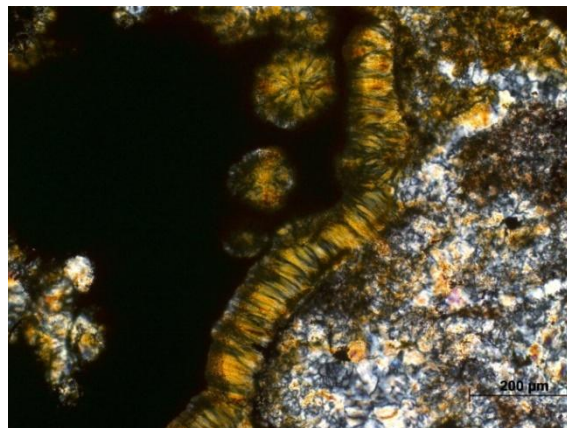
Фиг. 68б. Пигмент и неговите форми сред халцедонова и кварцова основна маса, Nх, проявление Пчелари (Pc2)



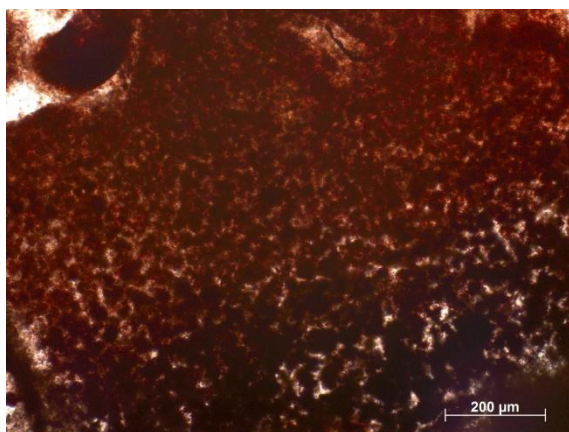
Фиг. 69а. Пигментиращи халцедонови сферолити и халцедониви жилки, NII, проявление Пчелари (Pc3)



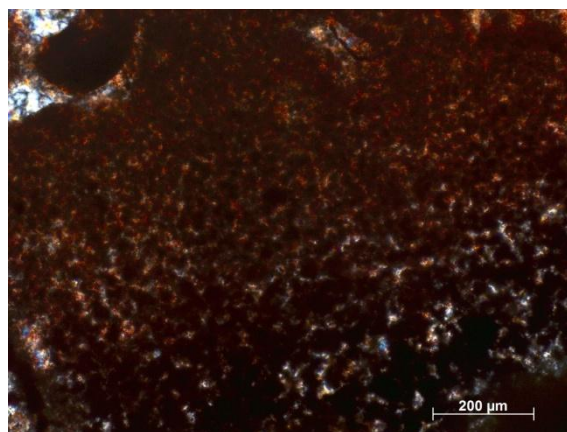
Фиг. 69б. Пигментирани халцедонови сферолити и халцедониви жилки, Nх, проявление Пчелари (Pc3)



Фиг. 69в. Халцедонови сферолити, ивица от СН-НЛГ, основна маса от кварц, Nх, проявление Пчелари (Pc3)

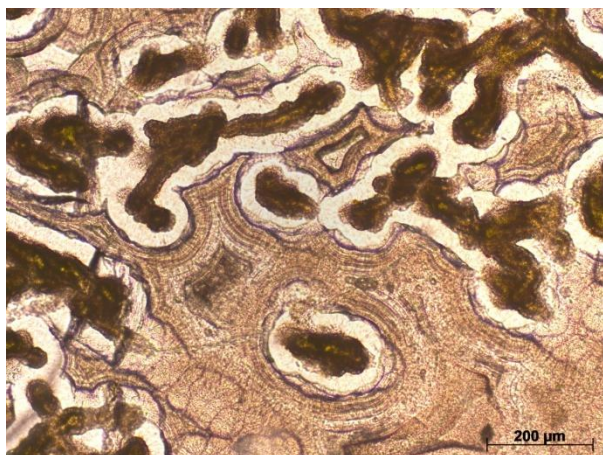


Фиг. 70а. Пигмент с хематитов състав, NII, проявление Пчелари (Pc3)

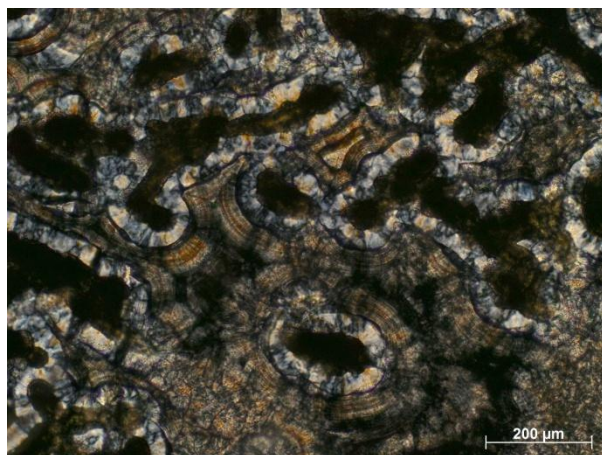


Фиг. 70б. Пигмент с хематитов състав, Nх, проявление Пчелари (Pc3)

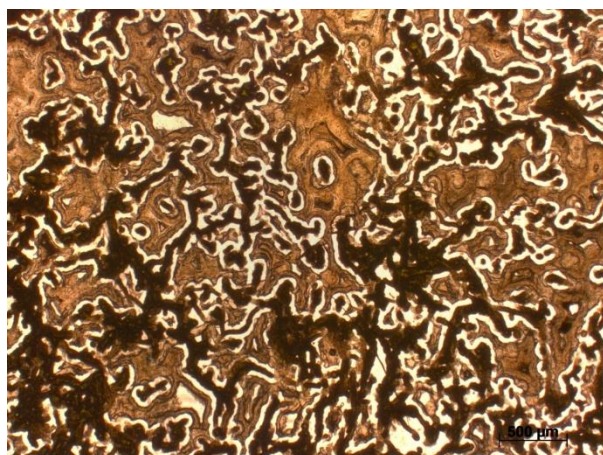
Студен кладенец (Sk1). В препаратa от проявление Студен кладенец се наблюдава контактна зона между скала и силицизирана маса. Последната е изградена предимно от микрозърнест халцедон явящ се под формата на инкрустации около овални тела, чието ядро е от изотропно при xN и зеленокафяво при NII вещество (фиг. 71-74). Освен по този начин, халцедон се наблюдава и под формата на различни по едрина микроахати изградени от разнообразни структурни разновидности на халцедона (фиг. 75, 76). Друга разновидност на SiO_2 в препаратa са по-рядко срещаните кварцови зърна, които са напукани. В участъка от вместващата скала се наблюдават различни зърна от К-фелдшпат с размери до около 700-1500 μm . Основната маса на препаратa е с ивичеста текстура.



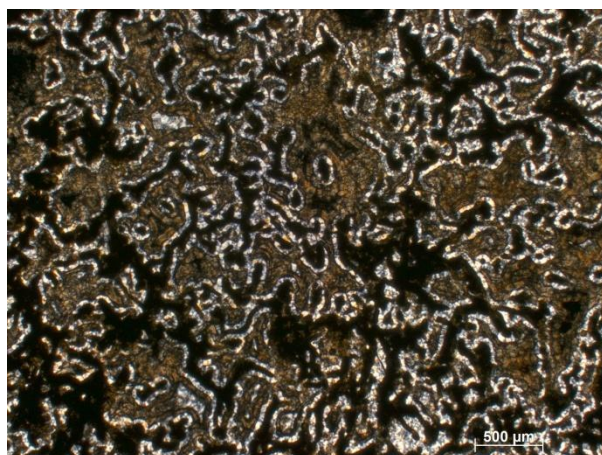
Фиг. 71. Овални тела с инкрустации от халцедон сред основната маса, NII, проявление Студен кладенец (Sk1)



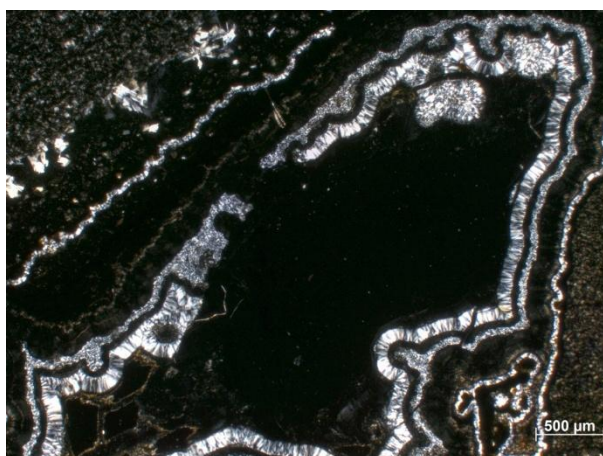
Фиг. 72. Овални тела с инкрустации от халцедон сред основната маса, Nx, проявление Студен кладенец (Sk1)



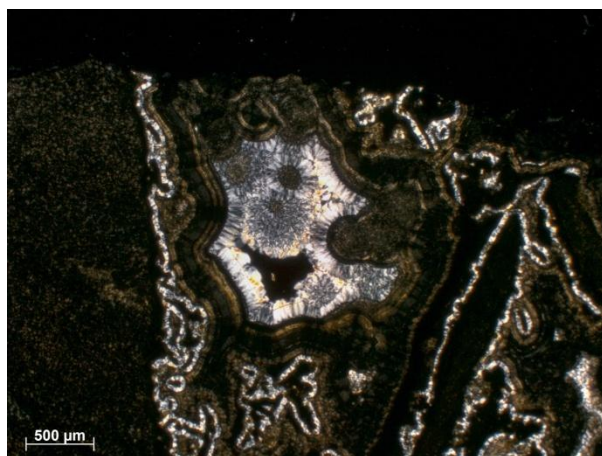
Фиг. 73. Заоблени тела с инкрустации от халцедон сред основната маса, NII, проявление Студен кладенец (Sk1)



Фиг. 74. Заоблени тела инкрустации от халцедон сред основната маса, Nx, проявление Студен кладенец (Sk1)



Фиг. 75. Микроахатово образуване изградено от различни ивици и структурни разновидности на халцедона, Nx, проявление Студен кладенец (Sk1)



Фиг. 76. Микроахатово образуване изградено от различни ивици и структурни разновидности на халцедона, Nx, проявление Студен кладенец (Sk1)

Аркама (Ar1). Препаратът изготвен от това проявление е от жълт яспис, основната маса на който е представена от микрозърнест кварц, с размери около 100 μm . Той е равномерно разпределен сред основната маса и е с относително еднакви размери (фиг. 77-82). Оцветяването е предимно в жълточервени тонове, при наблюдаване без анализатор. На места из основната маса се наблюдават значително по-големи кварцови кристали с разнообразни размери – от около 450 до около 1400 μm и значително по-правилна форма. Наблюдават се и по-големи зони изградени главно от халцедонови сферолити с размери от около 450-850 μm обща дължина и дължина в централните части от 150-400 μm . Характерно за тях е, че централната част на сферолитите е заета от микрозърнест халцедон, инкрустирана от паралелновлакнест халцедон. Наблюдават се рудни минерали, които са обгърнати от микрозърнест кварц, като отново са фино кородирани по стените.



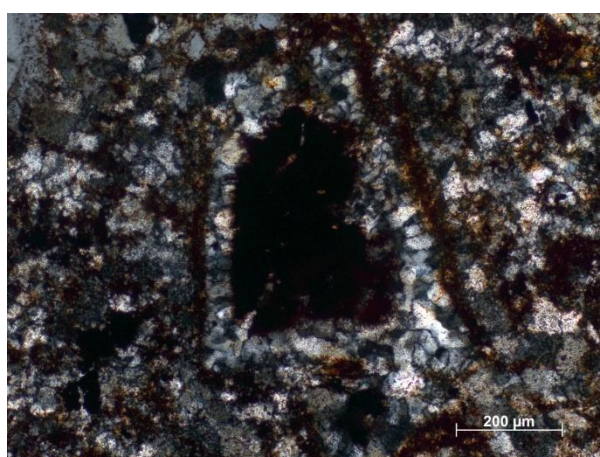
Фиг. 77. Кородиран руден минерал и отделни кварцови зърна, NII, проявление Арката (Ar1)



Фиг. 78. Кородиран руден минерал и отделни кварцови зърна, Nx, проявление Арката (Ar1)



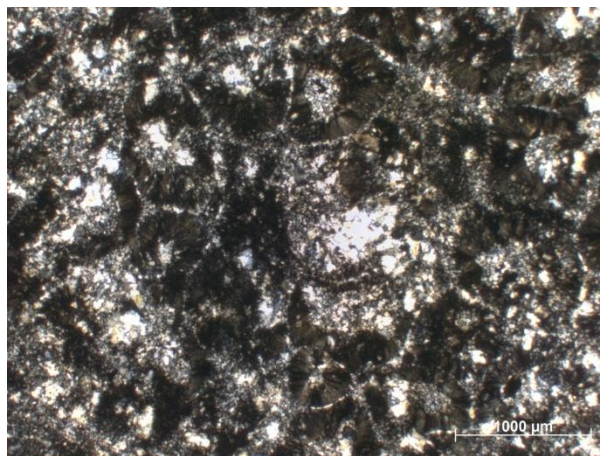
Фиг. 79. Руден минерал инкрустиран с кварц и пигмент, NII, проявление Арката (Ar1)



Фиг. 80. Руден минерал с кварц и пигмент, Nx, проявление Арката (Ar1)



Фиг. 81. Халцедон (ляво) и кварцова маса, отделни едри кварцови зърна, Nx, проявление Арката (Ar1)

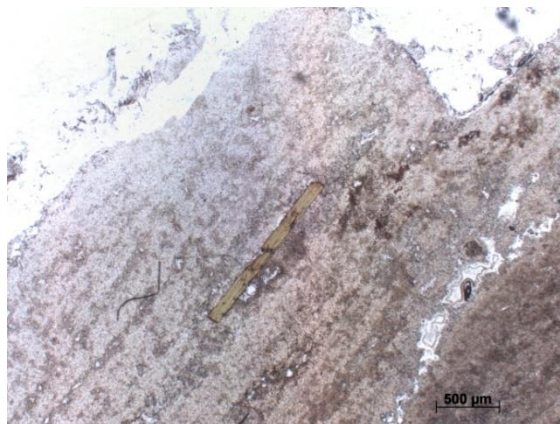


Фиг. 82. Зона с параболочно-влакнест халцедон, Nx, проявление Арката (Ar1)

Долно черковице (Dc1). Образецът от това проявление представлява ивичест агрегат изграден от биотит, плагиоклаз и халцедон, запълващ по-късни празнини. Биотитът (около 1300 μm) е разположен паралелно на ивиците и следва тяхната ориентировка в целия препарат. Неговите кристали са добре оформени и свежи (фиг. 83, 84). Плагиоклазът е неравномерно разпределен из основната маса с размери около 580-590 μm и ясно отчетливи полисинтетни срастъци. Халцедонът наблюдаван в препарата е предимно параболочно-влакнест, като в повечето случаи изгражда неправилни по форма тела. В други случаи е под формата на фини жилки следващи ориентировката на ивиците от основната маса. В халцедоновите тела понякога се наблюдават тъмни, изотропни ивици с предполагаем опалов състав. Наблюдават се и микроахати (фиг. 85, 86).



Фиг. 83. Биотит в основна маса и микроахатово образуване, Nx, проявление Долно черковице (Dc1)



Фиг. 84. Биотит сред ивичеста основна маса и микроахатово образуване, Nx, проявление Долно черковице (Dc1)



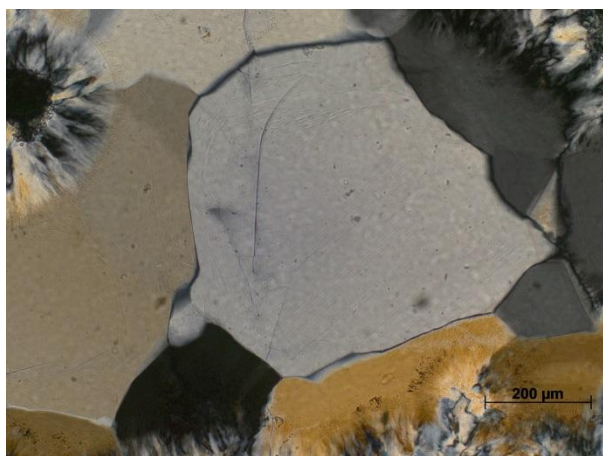
Фиг. 85. Микроахатово образуване от CH_M и $CH-WL$, N_x , проявление Долно черковище (Dc1)



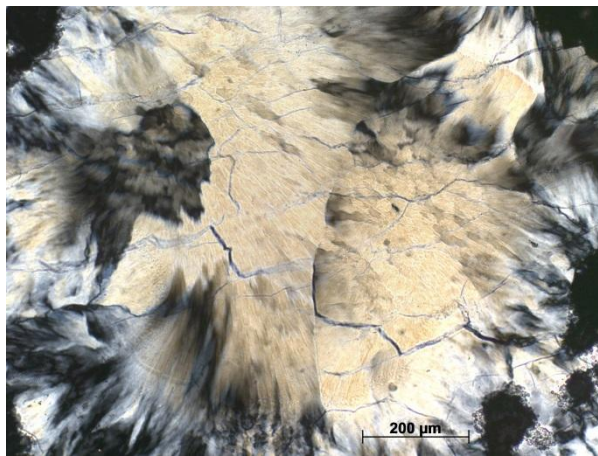
Фиг. 86. Микроахатово образуване сред основна маса от микрозърнест халцедон, N_x , проявление Долно черковище (Dc1)

Долината на р. Върбица

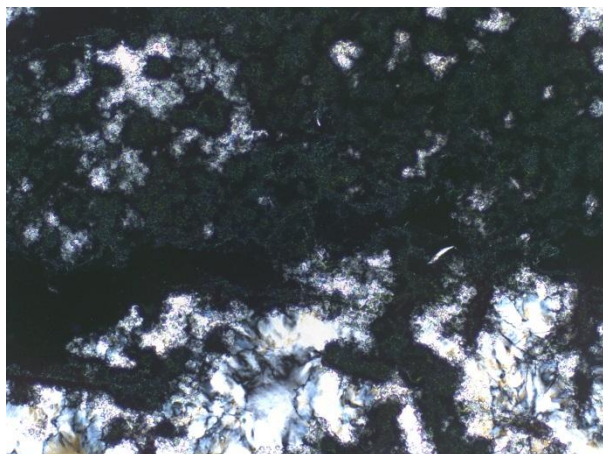
Юнаци (Yu). На отделни места се наблюдават кварцови зърна с приблизителни размери от 150 до 650 μm (фиг. 87), а основната минерална фаза, изграждаща ясписите от Юнаци е параболичновлакнест халцедон (фиг. 88). На отделни места се наблюдават и. Пигментът за ясписа е със селадонитов състав, под формата предимно на овални тела, които с анализатор показват тъмно сиво-синьо до зеленикави цветове (фиг. 89, 90). Без анализатор пигмента е тревно зелен, наподобяващ гелни образувания с висок релеф. На границите между пигмента и халцедоновата маса, първият е под формата на съвсем фини безцветни глобули.



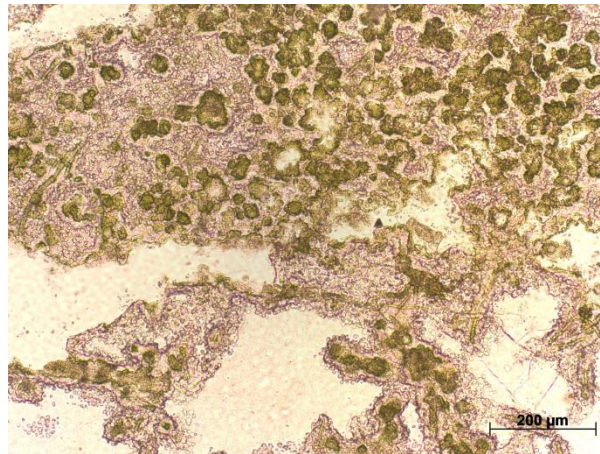
Фиг. 87. Кварц и $CH-WL$ халцедон, N_x , проявление Юнаци (Yu1)



Фиг. 88. Параболичновлакнест халцедон, N_x , проявление Юнаци (Yu1)



Фиг. 89. Пигмент със селадонитов състав, Nx, проявление Юнаци (Yu1)



Фиг. 90. Пигмент със селадонитов състав, NII, проявление Юнаци (Yu1)

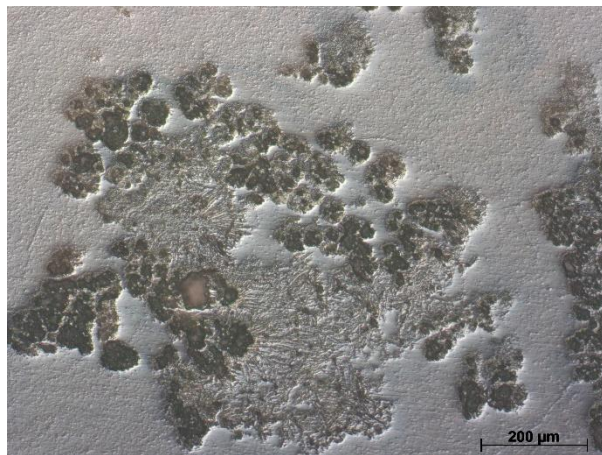
Каменец (Ka). В проходяща светлина беше наблюдаван коломорфен селадонит с призма на Номарски за определяне на морфологията на пигмента (фиг. 91-93). Ясписът е изграден предимно от халцедон от различни структурни разновидности. Предимно е параболичновлакнест и микрозърнест халцедон. Наблюдава се и пигмент със селадонитов и хематитов състав, концентриран в ивици. На места се наблюдават и малки участъци с пигментация от FeOON в халцедоновите сферолити. На няколко места в препарата се отбелязват и участъци с микроахатова структура изградени от една или повече халцедоновы генерации от различен структурен тип (фиг. 94, 95).



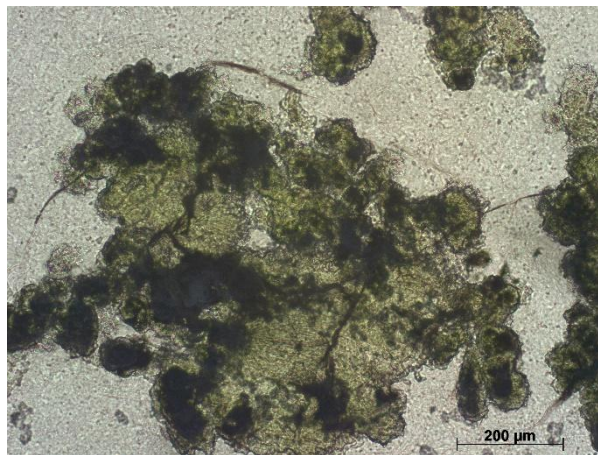
Фиг. 91а. Селадонитов пигмент, NII, проявление Каменец (Ka)



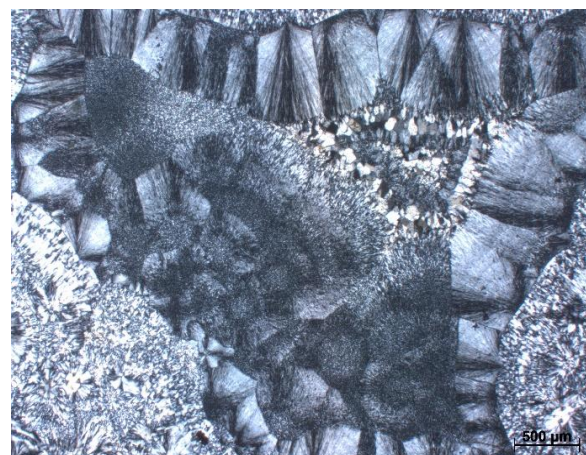
Фиг. 91б. Селадонитов пигмент наблюдаван с призма на Номарски, проявление Каменец (Ka)



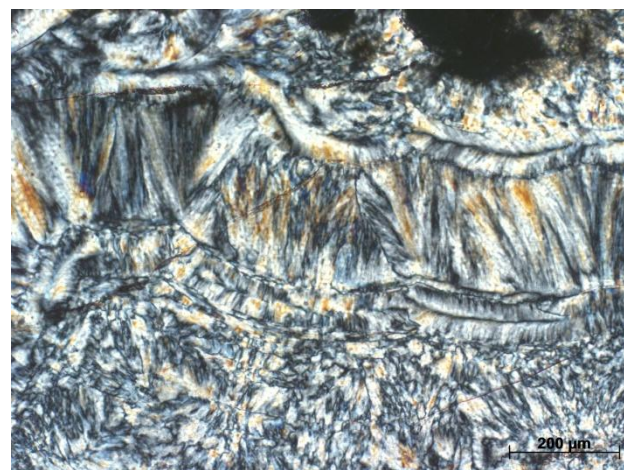
Фиг. 92. Селадонит-хематитова пигментация с призма на Номарски, проявление Каменец (Ka)



Фиг. 93. Селадонит-хематитова, NII, проявление Каменец (Ka)



Фиг. 94. Микроахат изграден от различни структурни разновидности на халцедона, Nx, проявление Каменец (Ka)



Фиг. 95. Различни структурни разновидности на халцедона, Nx, проявление Каменец (Ka)

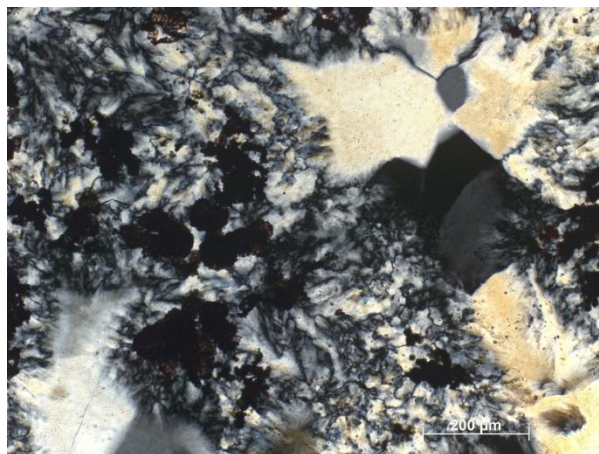
Чуково (Ch3a, Ch6, Ch7). При микроскопското наблюдение на червен (Ch3a), жълтокафяв (Ch6) и жълт (Ch7) яспис от проявлението се установи, че основната изграждаща образците SiO_2 фаза е халцедон, като най-разпространената негова структурна разновидност е микрозърнест халцедон, а в подчинено количество – параболичновлакнест с различна едрина (от 500 до около 1000 μm) (фиг. 96-100).

Халцедонът влиза в състава и на други образувания, като различни жилки, обикновено с дебелина около 100 μm , процепващи основната маса и пигментирани в различна степен сферолити. Тъй като препаратите изготвени от този образец са пигментирани от хематит и гьотит, в зависимост от тяхното съотношение се определя и съответния цвят за образца. За червената разновидност е характерно завишено съдържание на хематит, за кафявата

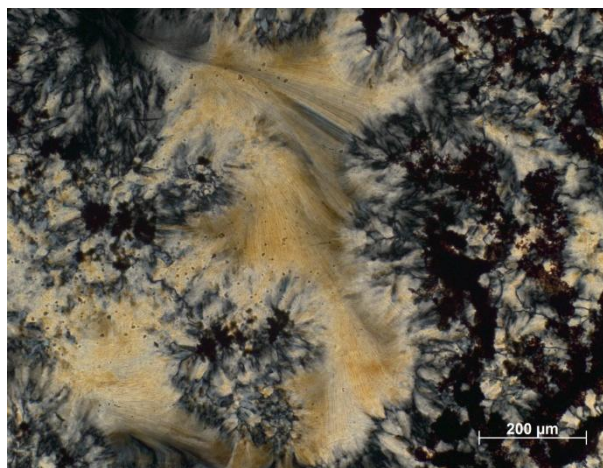
хематит и гьотит, а за жълтата – предимно гьотит (фиг. 101-103). Хематитът в изследваните образци е най-често под формата на малки глобули – форма характерна и за гьотитовия пигмент. Последният се явява по-често в образците под формата на гелни или коломорфни образувания (фиг 104, 105).



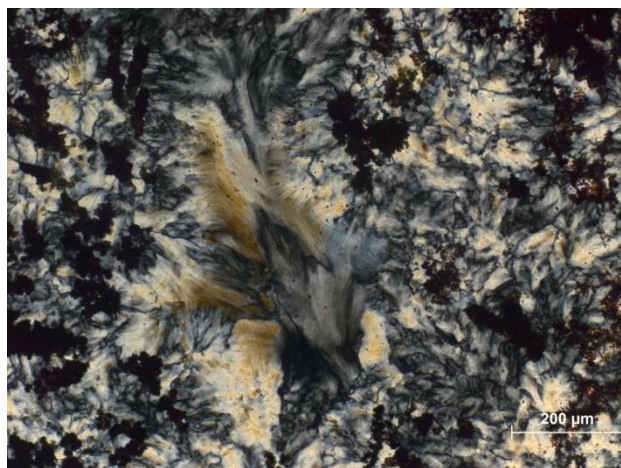
Фиг. 96. Параболичноvlakнест халцедон сред основна маса от същия структурен тип с по-дребни размери, Nx, проявление Чуково (Ch3a)



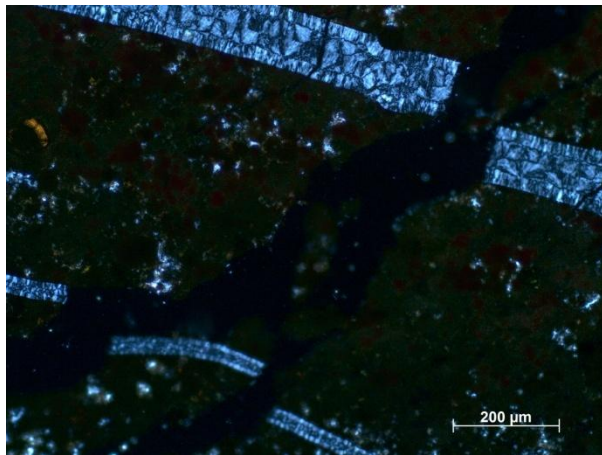
Фиг. 97. Параболичноvlakнест халцедон сред основна маса от същия структурен тип с по-дребни размери, Nx, проявление Чуково (Ch3a)



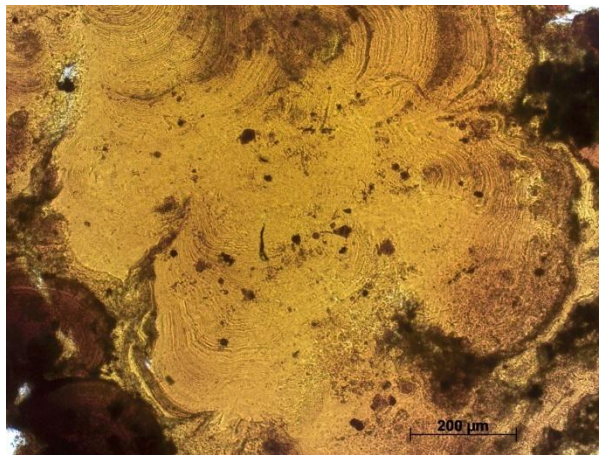
Фиг. 98. Параболичноvlakнест халцедон сред основна маса от същия структурен тип с по-дребни размери, Nx, проявление Чуково (Ch3a)



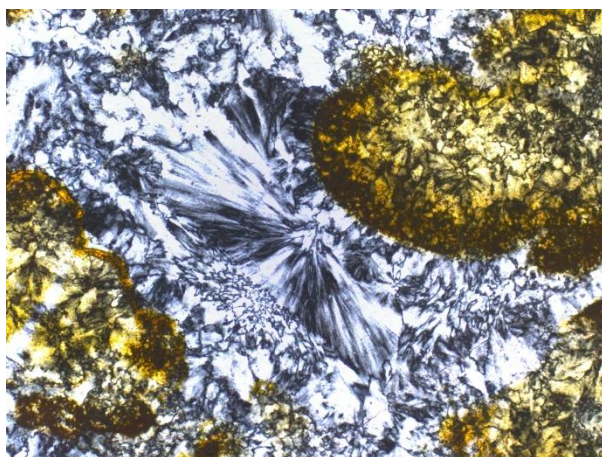
Фиг. 99. Параболичноvlakнест халцедон сред основна маса от същия структурен тип с по-дребни размери, Nx, проявление Чуково (Ch3a)



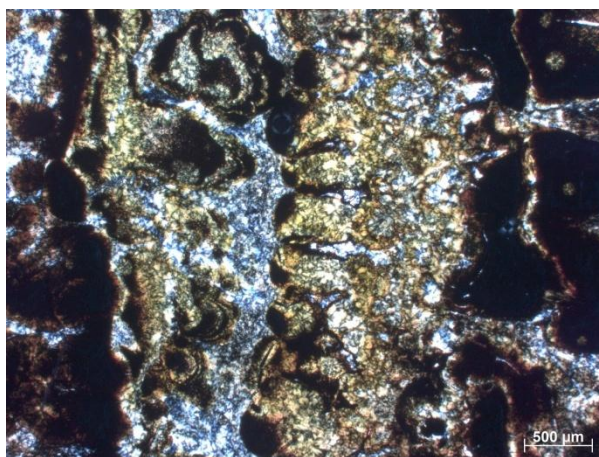
Фиг. 100. Разместени халцедонови жилки от различни структурни типове халцедон, Nx, проявление Чуково (Ch6)



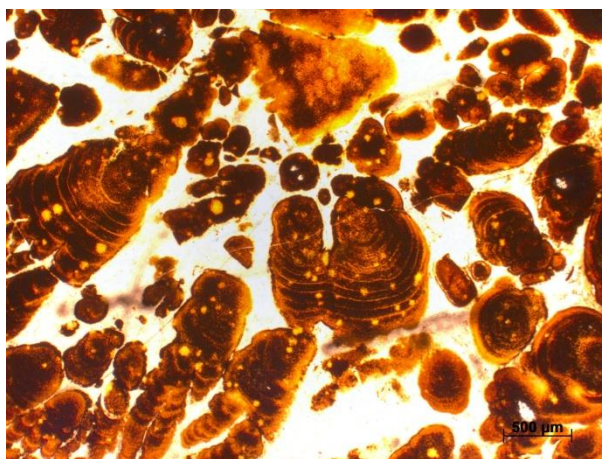
Фиг. 101. Пигмент с гьотитов състав под формата на коломорфно образуване, ПП, проявление Чуково (Ch6)



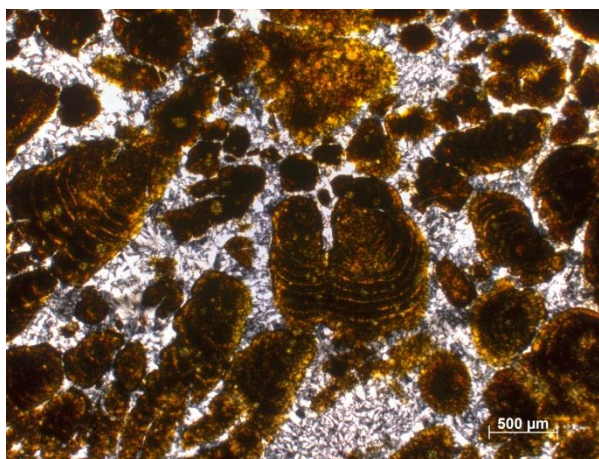
Фиг. 102. Пигментирани от гьотит сферолити, CH-W_{LF} в основната маса, Nx, проявление Чуково (Ch7)



Фиг. 103. Пигментация от гьотит под формата на гелни образувания сред маса от CH-W_{LF}, Nx, проявление Чуково (Ch7)

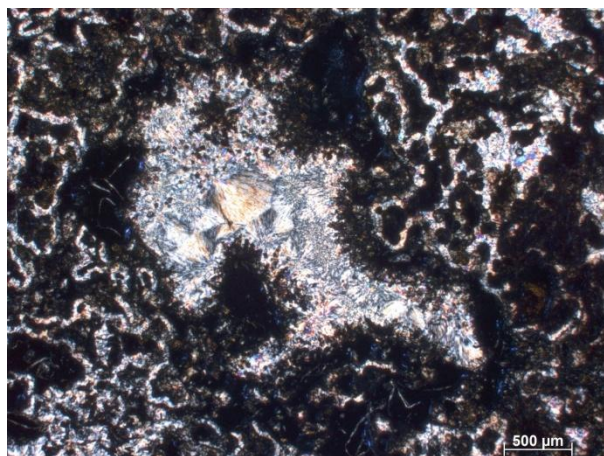


Фиг. 104. Пигмент с гьотитов състав под формата на коломорфни образувания, ПП, проявление Чуково (Ch7)

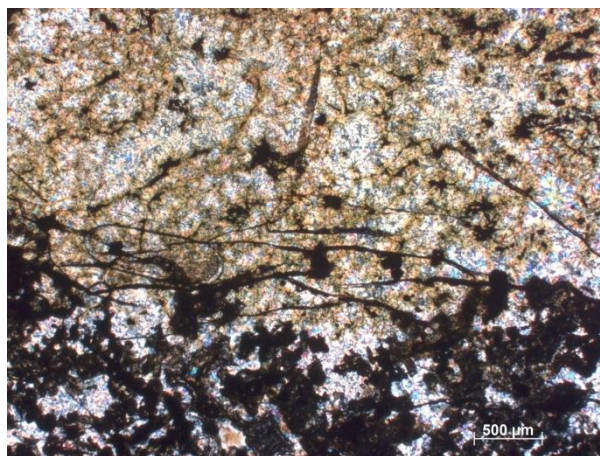


Фиг. 105. Пигмент с гьотитов състав под формата на коломорфни образувания, Nx, проявление Чуково (Ch7)

Пиявец (Pi5). Препаратът е изготвен от жълтокафяв яспис, изграден предимно от халцедон и пигментиращо вещество. Последното е най-вероятно смес от хематит и гьотит. В него се отбелязват и образувания наподобяващи микроахати изградени от параболичновлакнест халцедон, който е със значително по-големи размери от този в основната маса (фиг. 106). Пигментът около тези образувания е под формата на заоблени тела, които често са инкрустирани от ивици с халцедонов състав. В зоната на препарата, където ясписът е с предимно жълт цвят, пигментът е с различна структура и състав (фиг. 107). Преобладава гьотит, който е фино диспергиран сред основната маса от халцедон. Обикновено е концентриран около непрогледни (с Nx и NII) тела най-вероятно с хематитов състав, който в повечето случаи са удължени. С отдалечаването от тях, пигментът намалява като количество, като на места веществото дори липсва. На места се наблюдава и хематитов пигмент, отново следващ контура на непрогледни рудни тела. Контактът между двете зони е с преходен характер, като се наблюдават пукнатини, субпаралелни на контактната зона и по цялото и протежение. Пукнатини в останалата част от препарата почти липсват.



Фиг. 106. Микроахатово образувание от CH-W_{LF} сред маса от овални инкрустирани с халцедон тела, Nx, проявление Пиявец (Pi5)

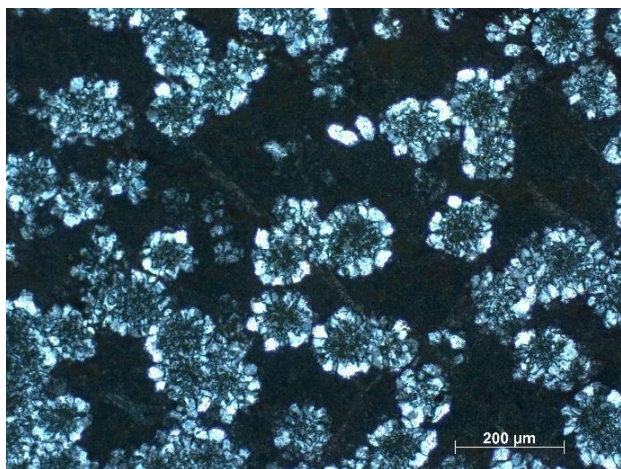


Фиг. 107. Форми на хематитов и гьотитов пигмент сред основната халцедонова маса, Nx, проявление Пиявец (Pi5)

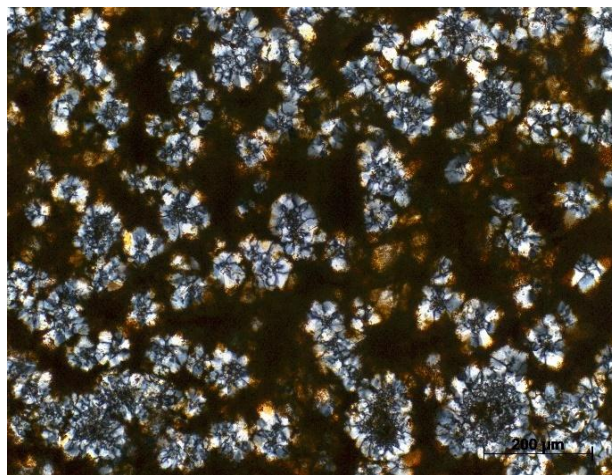
Долината на р. Бюйюкдере

Бойник (Bo). При микроскопското наблюдение в проходяща светлина стана ясно, че и двата ясписа – жълтокафяв (Bo1) и червен (Bo4) са изградени от халцедонови сферолити с относително еднакви размери (около 60 до 170 μm) и равномерно разпределение сред основната маса. И при двата се разграничават отделни зони. Сферолитите и за двата различни по цвят ясписа са изградени от микрозърнест халцедон по периферията, а ядрото им отново е от микрокристалинен халцедон, но със значително по-малки размери. Пространството между тези сферолити е заето от пигментиращото вещество, като в повечето случаи то прониква не много на дълбоко в сферолитите, като изглежда фино наложено върху тях. В централните си части, пигмента е непрогледен най-вероятно с гъотитов състав за жълтата разновидност, като в периферните, контактуващи с халцедона части, вече е прогледен оцветен в по-ярък жълт до охрен цвят. В зоните лишени от сферолити доминиращо е пигментиращото вещество, тъмнокафяво на цвят с анализатор, като то изглежда поресто с отделни празнини, по-голямата част от които са с ръбата форма. Освен това се наблюдават и две тънки халцедонови жили процепващи напречно цялата тази зона. Първата се губи преди контакта на двете зони. Втората следва различно направление, но е с по-голяма дебелина и е изградена от микрозърнест халцедон. При първата жила понякога на местата по-наситена на пигментиращо вещество, покриват жилата, докато втората е напълно лишена от допълнително оцветяване по цялата си дължина. Друга разлика между двете жили е, че първата сече пигмента с рязки граници на местата, в които не е оцветена от него, а втората сече с плавни граници, като се наблюдава фино проникване на пигмент в халцедона. За пробата от червен яспис (Bo4) основната маса може да се подели на две зони. В едната е изградена от халцедон (най-вероятно), които в сравнение с този изграждащ сферолитите е по-дребнозърнест, а в другата зона основната маса изглежда изотропна с анализатор и е възможно да е изградена от опал или вулканско стъкло, като последното е по-вероятно след проведените експерименти с катодолуменисценция. Пигментът е предимно с хематитов състав и е фино разпръснат из препаратата, като на места е под формата на иглести образувания. Обикновено запълва пространството между сферолитите. Наблюдава се и в централните части на сферолитите, като на тези места е най-вероятно с гъотитов състав. В сферолитите зоната изградена от по-едрозърнест халцедон е лишена от пигмент (фиг. 108-110). В зоната с изотропната

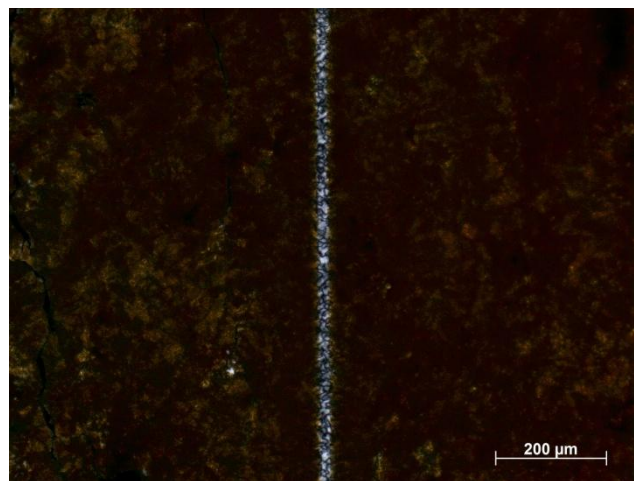
основна маса, тя показва по-висок релеф с призма на Номарски, докато в другата зона сферолитите и основната маса са с относително еднакъв релеф (фиг. 111).



Фиг. 108. Халцедонови сферолити в червен яспис, Nх, проявление Бойник (Bo4)



Фиг. 109. Халцедонови сферолити в жълт яспис, Nх, проявление Бойник (Bo1)



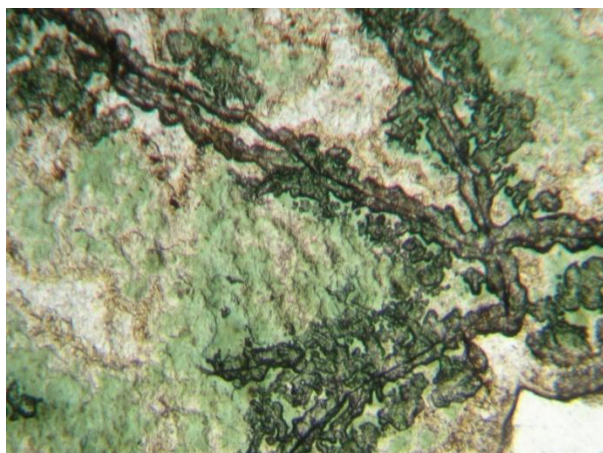
Фиг. 110. Халцедонова жила сред пигмента с гьотитов състав, Nх, проявление Бойник (Bo1)



Фиг. 111. Халцедонови сферолити в червен яспис, призма на Номарски, проявление Бойник (Bo1)

Момина сълза (Ms). Микроскопски с помощта на поляризационен микроскоп се установи, че са изградени предимно от CH-WL , като в зелената разновидност се наблюдават и други структурни типове. За ясписите от проявлението е характерно наличието на микроахати сред основната маса, като за зелената разновидност тяхното количество е по-голямо (фиг. 113). Изградени са от различно редуващи се разновидности на халцедона, а в някои случаи имат ядро от кварцови зърна. И в двата образца се наблюдава контакт с вместващата скала, която е изградена от сравнително едри плагиоклази, често с полисинтетни срастъци, както и зонални кристали. Характерно за тях е, че са силно напукани и променени, в някои случаи дори заместени от пигментиращото вещество,

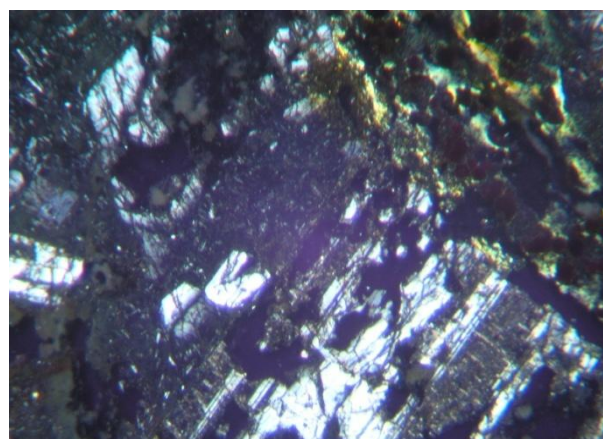
обикновено със селадонитов състав (фиг. 114, 115). Пигментацията на ясписите се дължи на минералите хематит, гьотит и минерал от селадонитовата група, като в зависимост от преобладаването на един или друг се определя основния цвят на ясписа (фиг. 112). Зелено оцветеният е с преимуществено съдържание на минерал от селадонитовата група, като той се явява под формата на коломорфни или гелни образувания. Характерно е, че в централните си части са наситенозелени, докато по периферията са с жълт оттенък. Хематитът се явява под формата на малки глобули сред селадонитовите фази, а когато е по-голямо количество пигментира ясписа в червен цвят и тогава е под формата на коломорфни образувания. Пигментът с вероятен гьотитов състав е най-слабо застъпен и обикновено се явява под формата на малки глобули. На контакта между ясписите и вместващата скала материалът е силно брекчиран (фиг. 116-119).



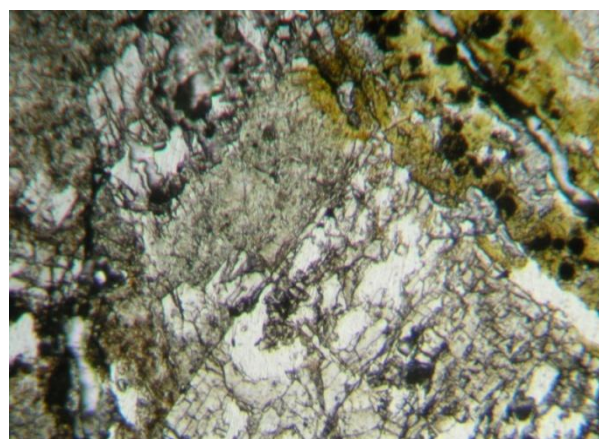
Фиг. 112. Дендритовидна пигментация от минерал от селадонитовата група, *Ms2*, проявление Момина сълза (*Ms2*), ширина 1.04 mm,



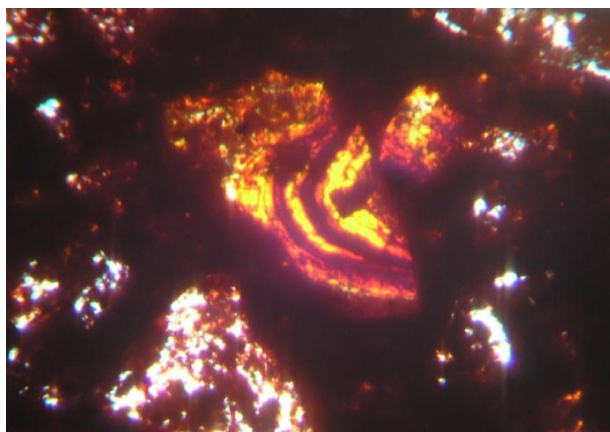
Фиг. 113. Микроахат с кварцово ядро и *CH-wL* халцедон, *Nx*, проявление Момина сълза (*Ms2*) ширина 1.04 mm



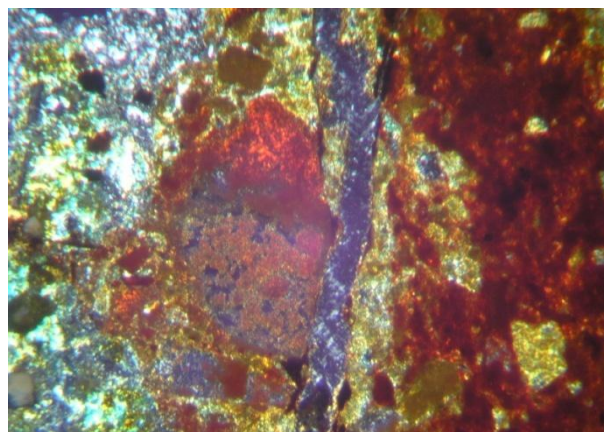
Фиг. 114. Напукан плагиоклазов кристал и контакт между зеленожълт пигмент и хематитови глобули, *Nx*, проявление Момина сълза (*Ms2*), ширина 1.04 mm



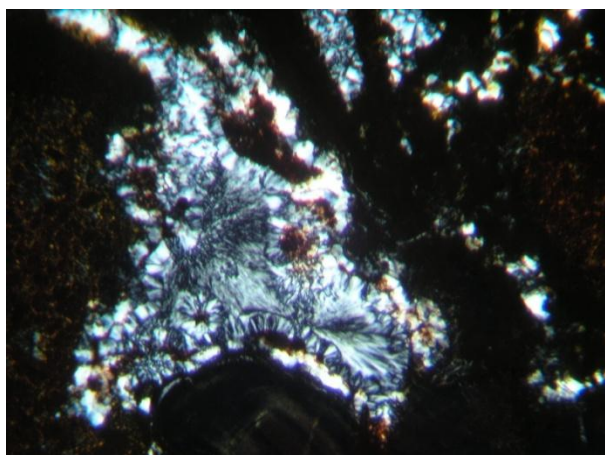
Фиг. 115. Напукан плагиоклазов кристал и контакт между зеленожълт пигмент и хематитови глобули, *Ms2*, проявление Момина сълза (*Ms2*), ширина 1.04 mm



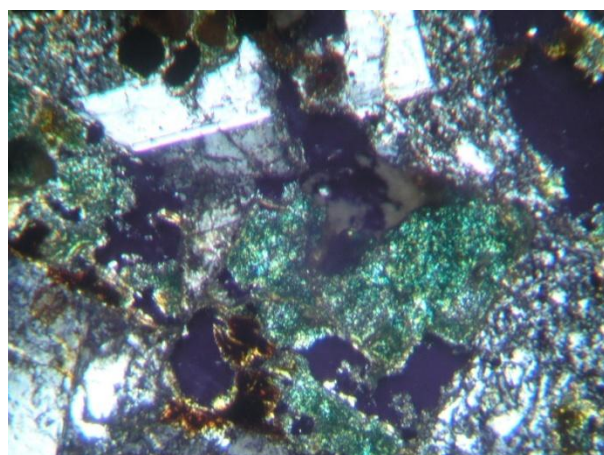
Фиг. 116. Хематит – коломорфно образуване, Nx, проявление Момина сълза (Ms1) ширина 1.04 mm



Фиг. 117. Халцедонова ивица секуща хематит и селадонитова фаза, Nx, проявление Момина сълза (Ms1) ширина 1.04 mm

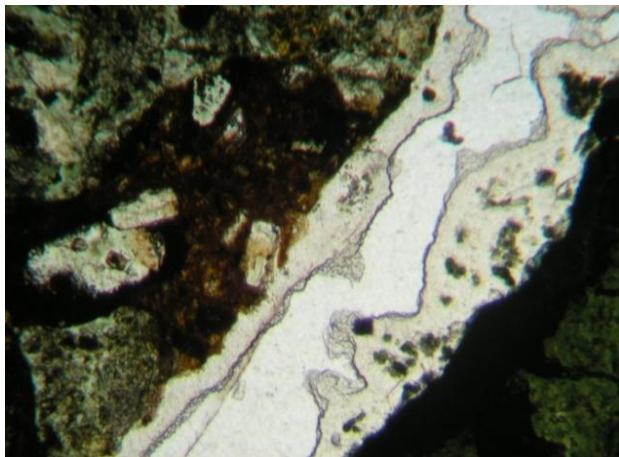


Фиг. 118. CH-WLF (ядро) и паралално влакнест халцедон в микроахат, Nx, проявление Момина сълза (Ms1), ширина 1.04 mm

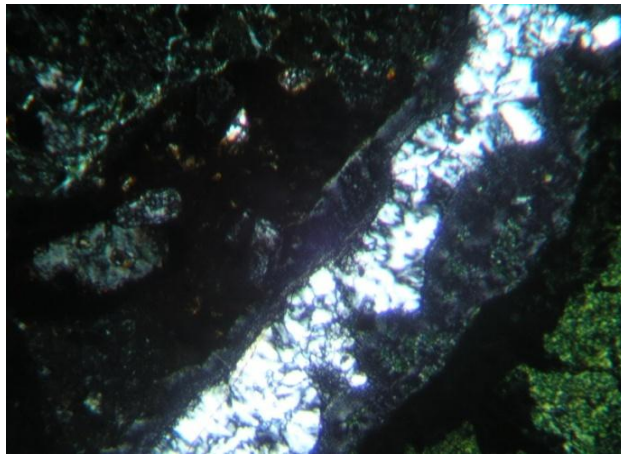


Фиг. 119. Заместване на плагиоклаз със зелена селадонитова фаза, Nx, проявление Момина сълза (Ms1), ширина 1.04 mm

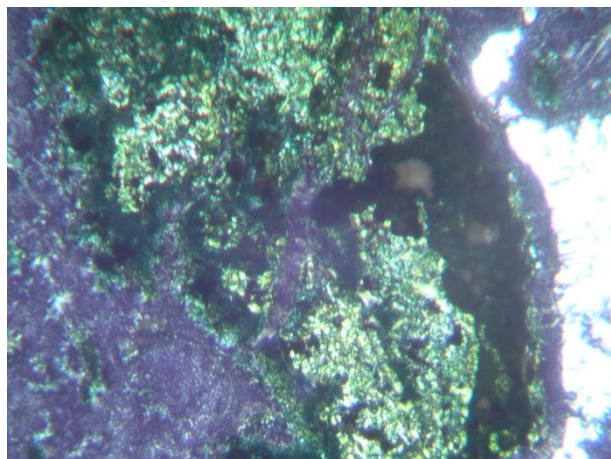
Щурец (St). При микроскопски наблюдения с поляризационен микроскоп стана ясно, че зеленият яспис е изграден предимно от параболочно-влакнест халцедон и микрзърнест халцедон в приблизително еднакви количества. Те влизат в състава на микроахати, чиято граница често е маркирана от изотропна при кръстосани николи ивица, която е безцветна при паралелни николи (фиг. 120, 121). Пигментиращото вещество е със селадонитов състав, като обикновено се явява под формата на коломорфни образувания, глобули или петна с неправилни очертания. (фиг. 122, 123). Цветово се разграничават тревистозелена разновидност на пигмента и такава със синьозеленикаво оцветяване.



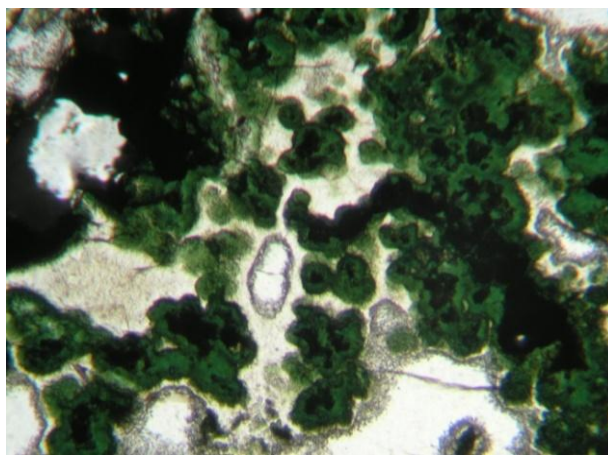
Фиг. 120. Халцедонова жила и пигмент от гьотит и селадонит, NII, ширина 1.04 mm, проявление Щурец (St)



Фиг. 121. Халцедонова жила и пигмент от гьотит и селадонит, Nx, ширина 1.04 mm, проявление Щурец (St)



Фиг. 122. Различни видове пигментация от минерали от селадонитовата група, Nx, ширина 1.04 mm, проявление Щурец(St)



Фиг. 123. Различни видове пигментация от минерали от селадонитовата група, NII, ширина 1.04 mm, проявление Щурец(St)

Неофит Бозвелиево (Ne). За образците е характерно оцветяване от хематит и гьотит под формата на глобули (фиг. 124,125). Преобладаващата изграждаща ги SiO_2 фаза е микрозърнест халцедон (фиг. 126, 127). Препаратите използвани за изследвания в проходяща светлина на обрзци са от всички цветови разновидности на ясписите от коренното проявление – зелен, жълт и червен яспис, включително и от вместиращата скала. Нерядко се срещат и кварцови зърна отново с относително дребни размери, а другите структурни разновидности на халцедона са в подчинено количество, като най-често срещания е параболичновлакнестият (фиг. 129, 130). За зелените разновидности е характерно, че халцедона се явява и под формата на сферолити и много рядко под формата на микроахатови образувания. Пигментиращото вещество е преимущественно със селадонитов състав, като винаги е фино диспергирано сред основната маса. В някои

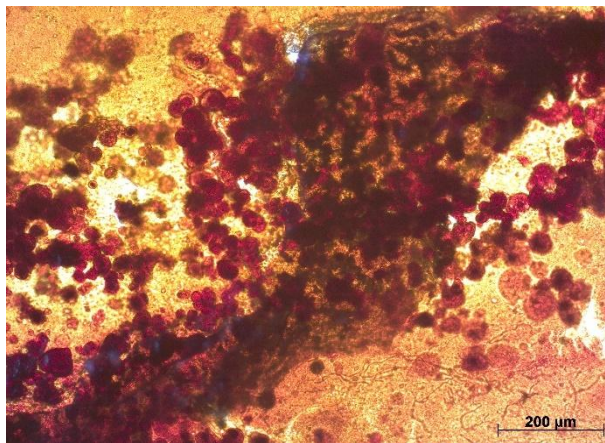
случаи е равномерно разпределено, докато в други се наблюдават ивици пигментирани от минерал със селадонитов състав, редуващи се с ивици наситени на рудни минерали и лишени от пигментиращо вещество. Сред основната маса се наблюдават и глобули от други пигментиращи фази, най-вероятно с хематитов състав (фиг. 131, 132).

За жълтите разновидности е характерно, че съдържат и кварцови зърна, като в тях се наблюдават фини иглести включения с предполагаем хематитов състав. Пигментът е предимно с гьотитов състав, фино диспергиран сред основната маса. На малко места пигмента е и под формата на глобули. В тези образци се наблюдават различни по големина жилки изградени от халцедон и по рядко халцедонов сферолити и на малко места микроахати изградени от различни структурни типове халцедон.

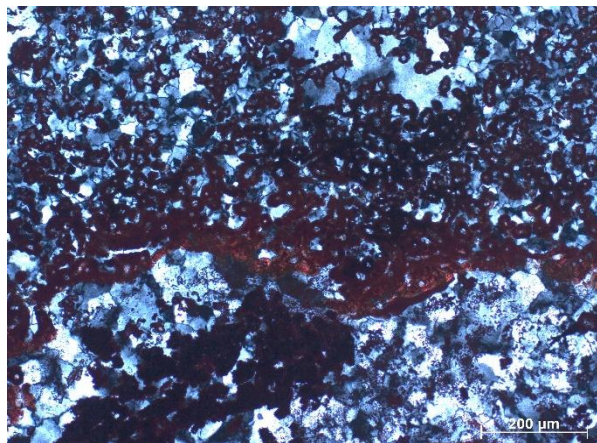
Червените ясписи са изградени предимно от микрозърнест кварц, като пигментът е с хематитов състав. Отново е фино диспергиран сред основната маса, но се отбелязват и участъци, в които е под формата на овални тела. Те обикновено се концентрират в ивици, а самите тела изглеждат кухи в централните си части.

В препаратата от вместващата скала се наблюдават скалообразуващите минерали, плагиоклаз, биотит, пироксен и акцесорен апатит (фиг. 132, 135). Сред основната маса, изградена от вулканско стъкло и дребнокристалинен материал, се отбелязват и рудни минерали (фиг. 128). Плагиоклазите са напукани, в някои случаи заместени от минерал най-вероятно със селадонитов състав, като кристалите на Ca/Na фелдшпати са с ясни очертания. Размерите на зърната варират от 500 μm до 3000 μm . Биотитът е сравнително свеж, а размерите му са варират в граници аналогични на тези на плагиоклазите. Пироксените са със сравнително по-малки размери като те са в интервала от 600 до 1700 μm .

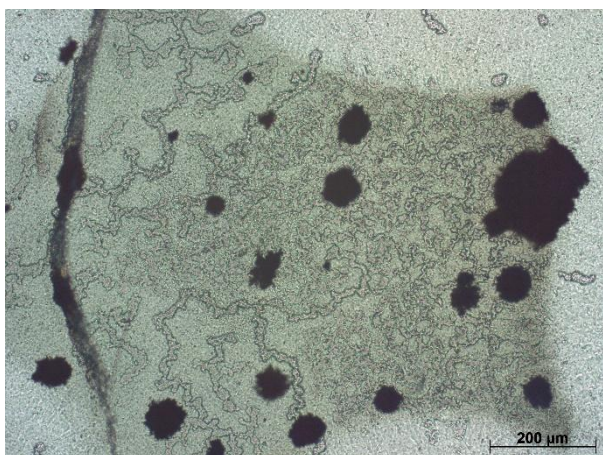
В скалата се наблюдават и микроахатови образувания, в които често присъстват ивици от безцветно вещество, което при кръстосани никули е изотропно. Около подобни образувания се срещат и сферолитоподобни тела.



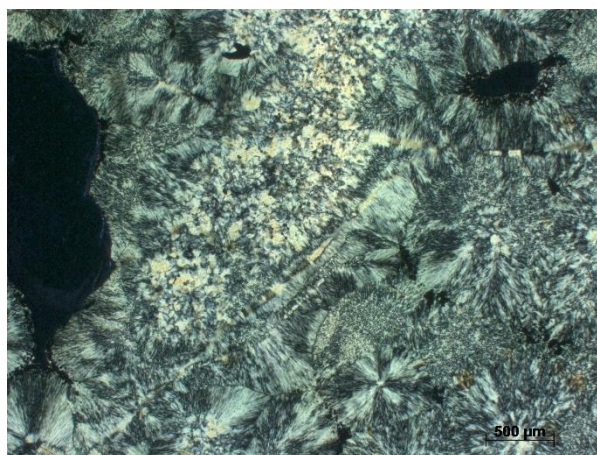
Фиг. 124. Пигментация от фино диспергиран гъотит и ивица от хематитови глобули, NII, проявление Неофит Бозвелиево (Ne2)



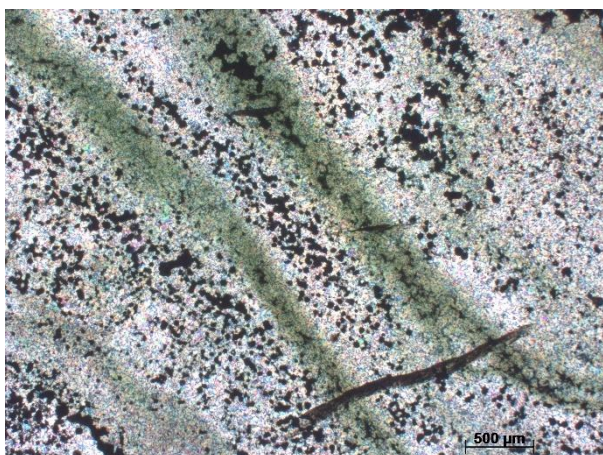
Фиг. 125. Кухи хематитови глобули сред основната маса от микрозърнест кварц в червен яспис, Nx, проявление Неофит Бозвелиево (Ne3)



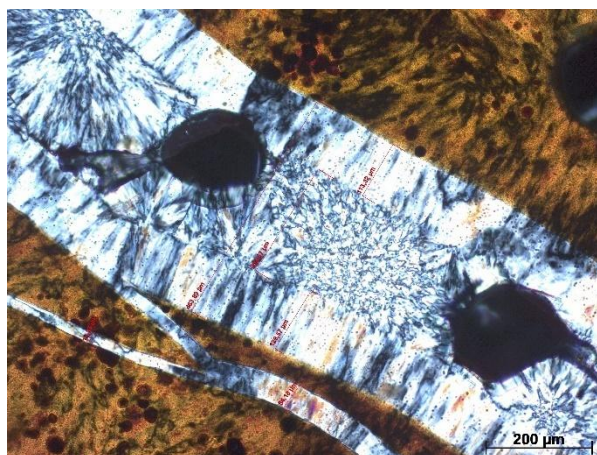
Фиг. 126. Пигментиран участък от минерална фаза от селадонитовата група и пигмент с хематитов състав, NII, проявление Неофит Бозвелиево (Ne1)



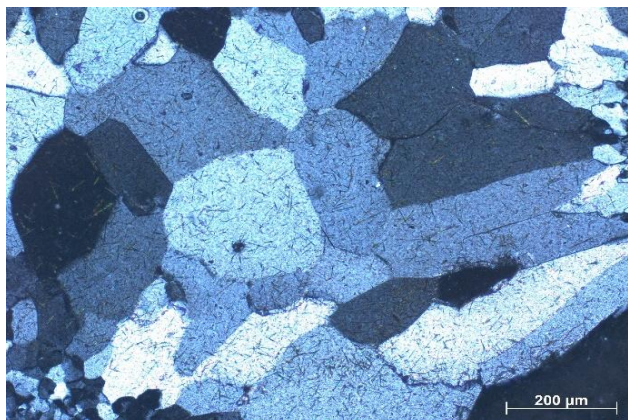
Фиг. 127. Халцедон от различни структурни типове (параболичновлакнест и микрозърнест), Nx, проявление Неофит Бозвелиево (Ne1)



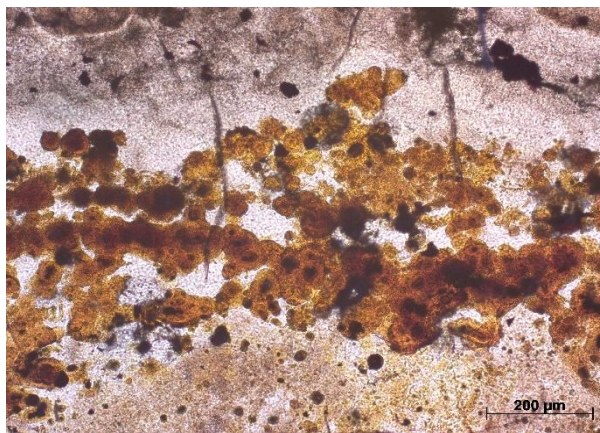
Фиг. 128. Ивици с редуване на и рудни минерали, Nx, проявление Неофит Бозвелиево (Ne1)



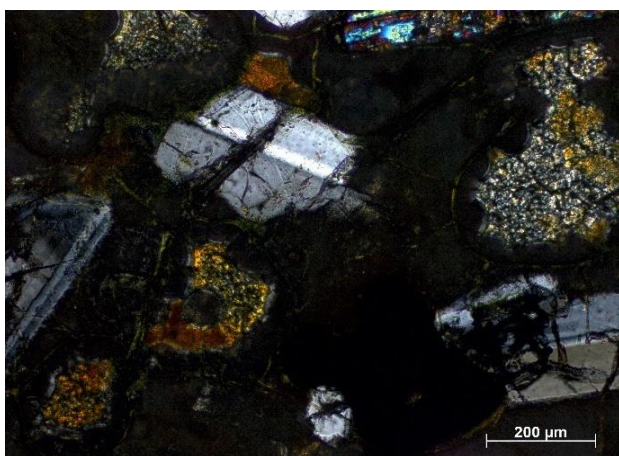
Фиг. 129. Халцедонова жилка в жълт яспис изградена от CH-WLF и CH-HLF (периферия), Nx, проявление Неофит Бозвелиево (Ne2)



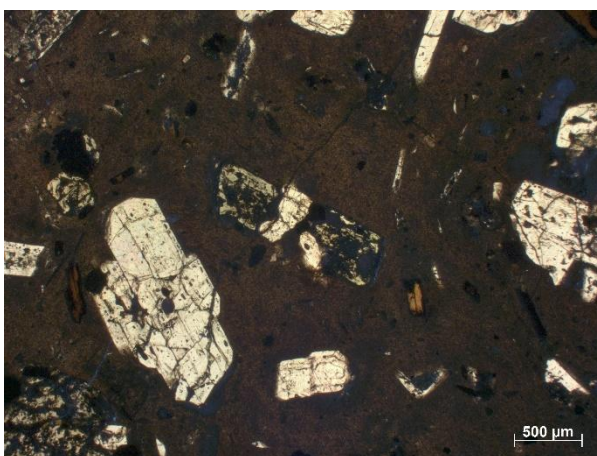
Фиг. 130. Кварцови зърна в жълт яспис с иглести включения с вероятен хематитов състав, Nx, проявление Неофит Бозвелиево (Ne4)



Фиг. 131. Пигмент с гьотитов състав в жълт, Nx, проявление Неофит Бозвелиево (Ne4)



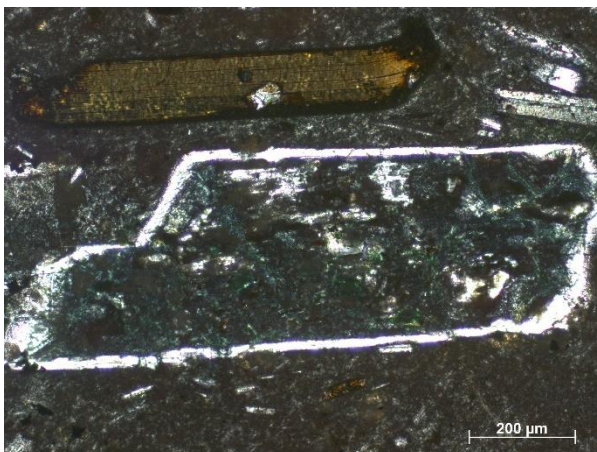
Фиг. 132. Участък със сферолитови образувания, и скалообразуващи минерали, Nx, проявление Неофит Бозвелиево (Ne3)



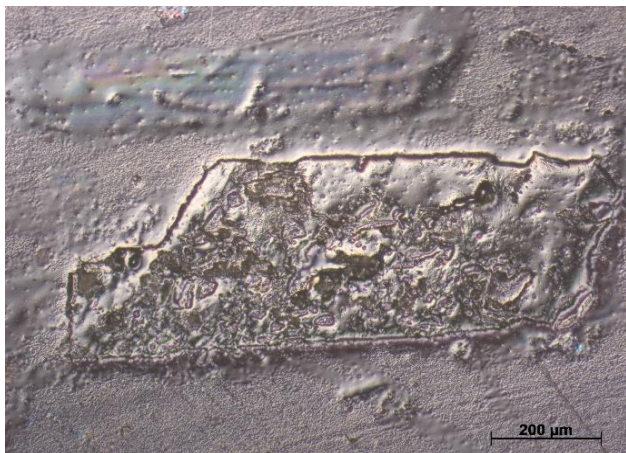
Фиг. 133. Скалообразуващи минерали (Pl, Amp, Bt) и основна маса във вместващата скала, NП, проявление Неофит Бозвелиево (Ne3)



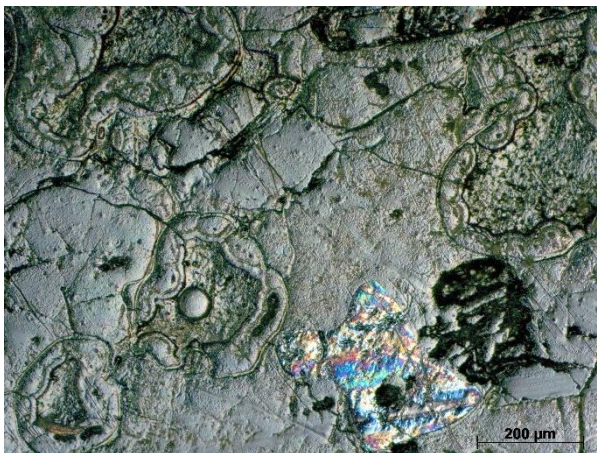
Фиг. 134. Скалообразуващи минерали (Pl, Amp, Bt) и основна маса във вместващата скала, Nx, проявление Неофит Бозвелиево (Ne3)



Фиг. 135. Плагиоклаз заместен от селадонитова фаза, над него биотит, Nx, проявление Неофит Бозвелиево (Ne3)

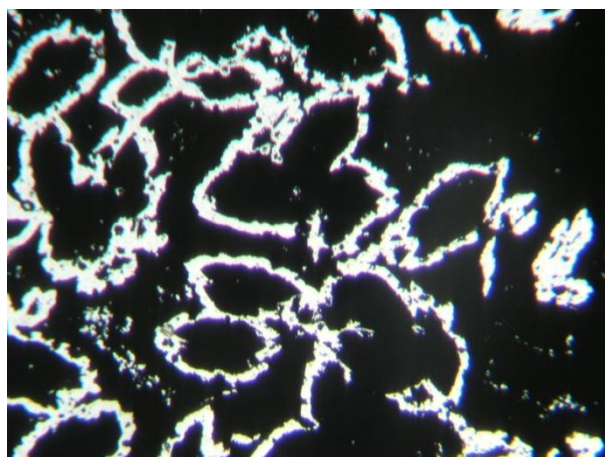


Фиг. 136. Морфология на плагиоклаз заместен от селадонитова фаза, призма на Номарски, проявление Неофит Бозвелиево (Ne3)

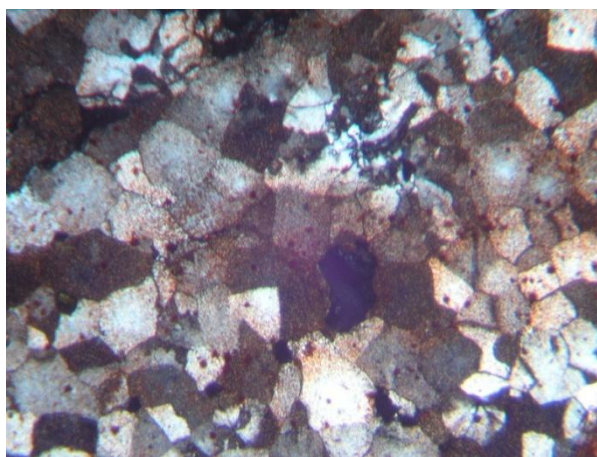


Фиг. 137. Морфология на участък със сферолитови образувания, и скалообразуващи минерали, призма на Номарски, проявление Неофит Бозвелиево (Ne3)

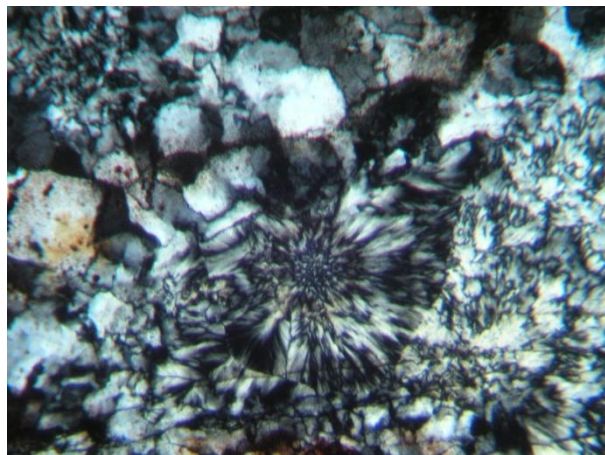
Татул (Tt1). При микроскопското наблюдение на препарат от червен яспис от проявлението се установи, че основната SiO_2 фаза за образаца е от микрозърнест халцедон, а в подчинено количество – кварцови зърна. На места се наблюдава под формата на инкрустации за пигмента, който е с овална форма и е непрогледен (фиг. 138). В други случаи изгражда жилки от паралелновлакнест халцедон и по-рядко и само в отделни участъци се наблюдава параболичновлакнест халцедон. Освен споменатите овални форми за пигмента нерядко той е финодиспергиран сред основната маса, като в този вид по-често се среща сред кварцовите зърна (фиг. 139-141) .



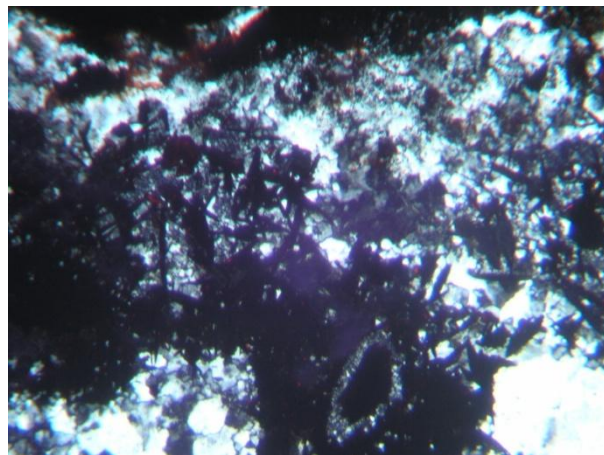
Фиг. 138. Халцедон, инкрустиращ овални рудни минерали, Nx, проявление Татул (Tt1), ширина 1.04 mm



Фиг. 139. Участък с кварцови зърна и финодиспергиран хематит сред тях, Nx, проявление Татул (Tt1), ширина 1.04 mm

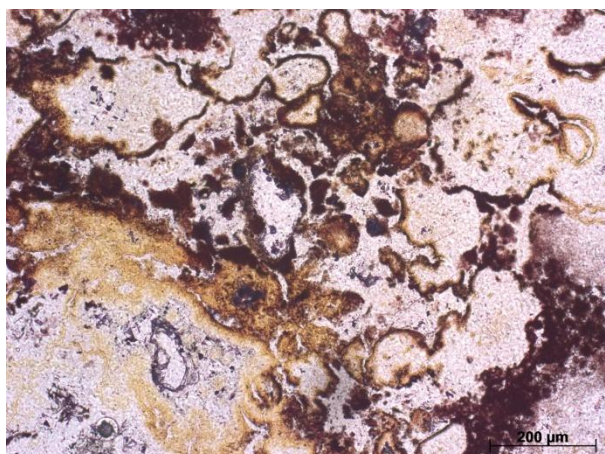


Фиг. 140. Параболичноvlakнест халцедон, Nx, проявление Татул (Tt1), ширина 1.04 mm

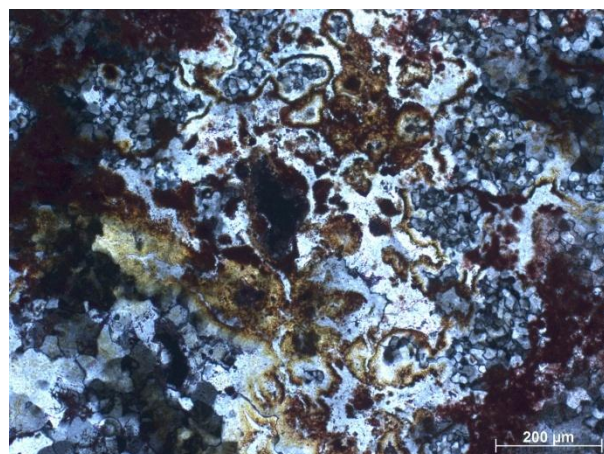


Фиг. 141. Халцедон и излест хематит, Nx, проявление Татул (Tt1), ширина 1.04 mm

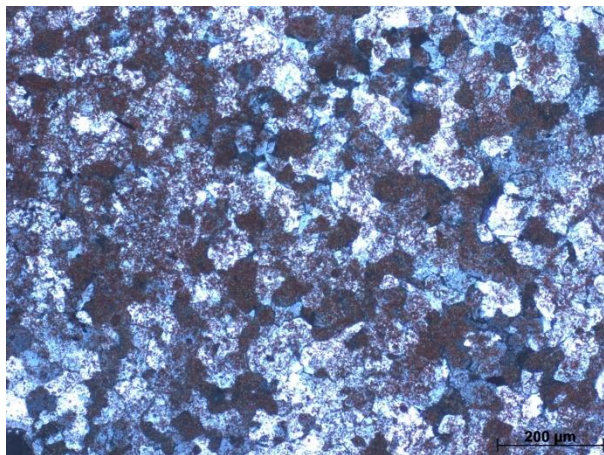
Кос (Ko1). Препаратът е изготвен от червен яспис изграден предимно то микрозърнест кварц. Пигментиращото вещество е с хематитов състав и е фино разпръснато сред основната маса (фиг. 142-144). На местата, в които пигментните частици са по-едри се тяхната морфология е ясно изразена, най-често под формата на глобули. На едно място се отбелязва и участък с пигментиране от гъотит. На места липсва пигментиране в основната кварцова маса. В препарата се наблюдава и секуща основната маса кварцова жилка като границите ѝ с останалата част от препарата са резки (фиг. 145).



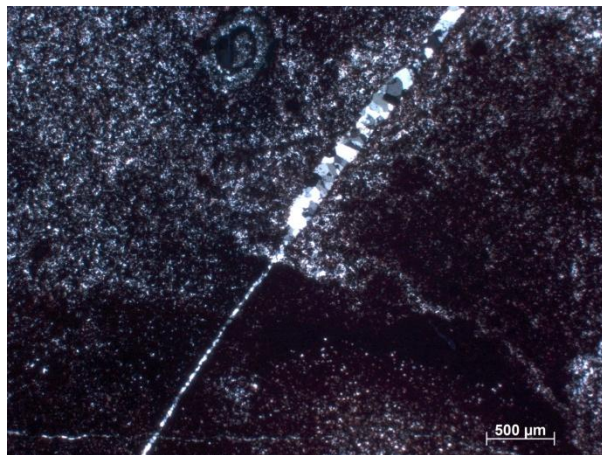
Фиг. 142. Хематитови глобули и коломорфни образувания от гъотит сред основна кварцова маса, NII, проявление Кос (Ko1)



Фиг. 143. Хематитови глобули и коломорфни образувания от гъотит сред основна кварцова маса, Nx, проявление Кос (Ko1)



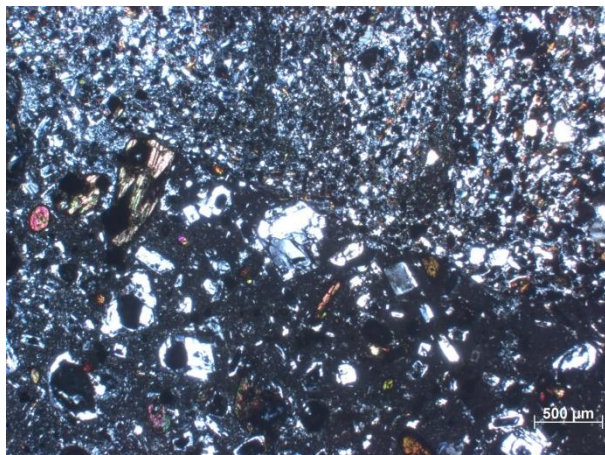
Фиг. 144. Хематитова пигментация сред основна кварцова маса, Nx, проявление Кос (Ko1)



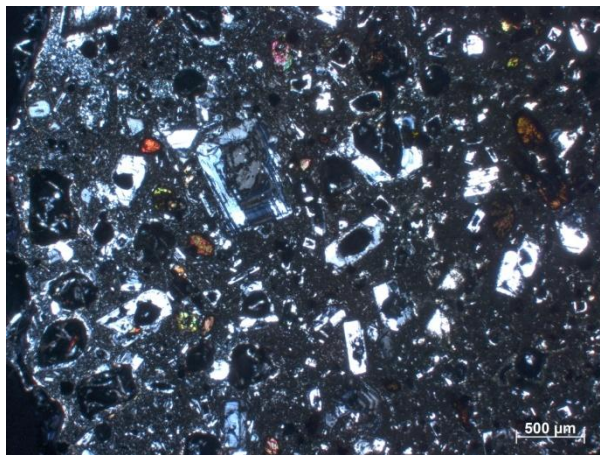
Фиг. 145. Кварцова жила след основна маса от по-дребнозърнест кварц, Nx, проявление Кос (Ko1)

Долината на р. Крумовица

Джанка (Dj). В препаратът използван за микроскопски изследвания в проходяща светлина се наблюдава контакт между вулканска скала и ясписовото образувание. Скалата е изградена предимно от плагиоклази (зонални и незонални), биотит, амфибол, и вулканско стъкло в основната маса (фиг. 146-149). Размерите за плагиоклаза са от няколко десетки микрона до $\sim 1000 \mu\text{m}$ в отделни случаи, като преобладават такива с размери от $\sim 300\text{-}400 \mu\text{m}$. Плагиоклазите са напукани и често разядени в централните си части. Амфиболите, в някои случаи, особено при по-едрите кристали, също са напукани, но при тези с по-малки размери се отбелязват и значително по-свежи кристали. Те са с размери от $\sim 100 \mu\text{m}$ до $1400 \mu\text{m}$, като най-разпространени са такива с размери $\sim 200 \mu\text{m}$. Биотитът е отново от няколко десетки микрона до $\sim 1000 \mu\text{m}$ в отделни случаи, преобладаващи са такива с размер от $\sim 300 \mu\text{m}$, като не е свеж, с разнищени краища на люспите, често разяден. Съдържанието плагиоклаз:амфибол:биотит е приблизително 50:30:20. Контактът между силицизираната част и вулканската скала е рязък. Ясписовото образувание е изградено предимно от халцедон.



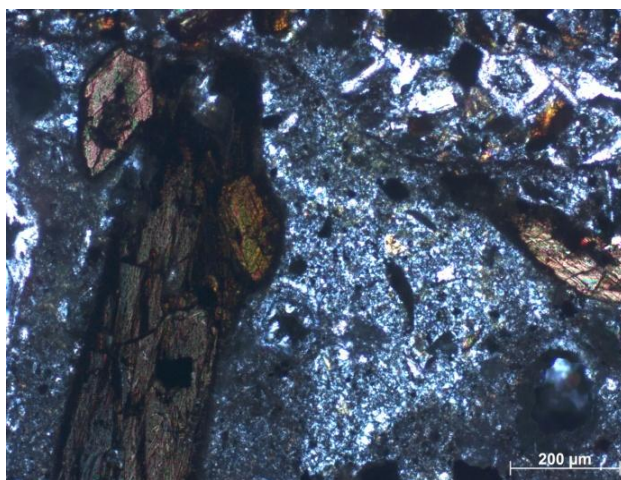
Фиг. 146. Контакт между вместваща скала и ясписово образуване, Nx, проявление Джьнка (Dj2)



Фиг. 147. Зонални плагиоклази, амфиболи, рудни минерали и основна маса, Nx, проявление Джьнка (Dj2)



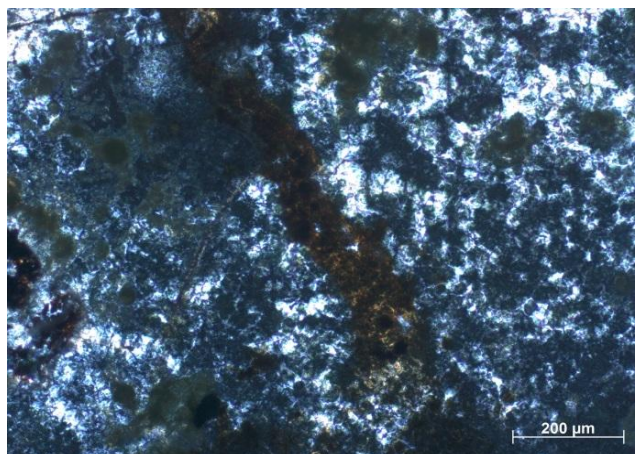
Фиг. 148 Биотит и плагиоклази, Nx, проявление Джьнка (Dj2)



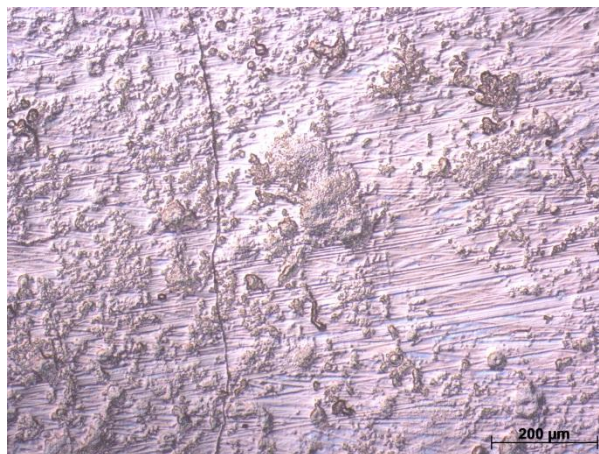
Фиг. 149. Биотит, амфибол и халцедон, Nx, проявление Джьнка (Dj2)

Пазарци (Pa). В препарата използван за изследвания в проходяща светлина се наблюдава вулканска скала и контакта ѝ със зелен яспис (фиг. 150, 151). Скалата е изградена предимно от плагиоклази и основна маса от вулканско стъкло. Сред нея се наблюдават и микроахати, границите на които са огънати и са маркирани от халцедонов ивици. Ядрото е запълнено с масивен халцедон. Плагиоклазите са с предимно с правилна форма (фиг. 152, 153). Размерите им варират в широки граници, като едни от най-малките са с размери от порядъка на $\sim 100 \mu\text{m}$, а най-едрите достигат до $\sim 1400 \mu\text{m}$. Преобладаващите са с размери от порядъка на около $600\text{--}650 \mu\text{m}$. В плагиоклазите се наблюдава вулканско стъкло, което е под формата на капковидни образувания, зонално разположени в кристалите обикновено по-близо до периферната им част (фиг. 155). В много редки случаи се забелязва и контакт между ахатоподобните образувания и плагиоклазите. Контактът (фиг. 154) между скалата и ясписа е сравнително рязък и

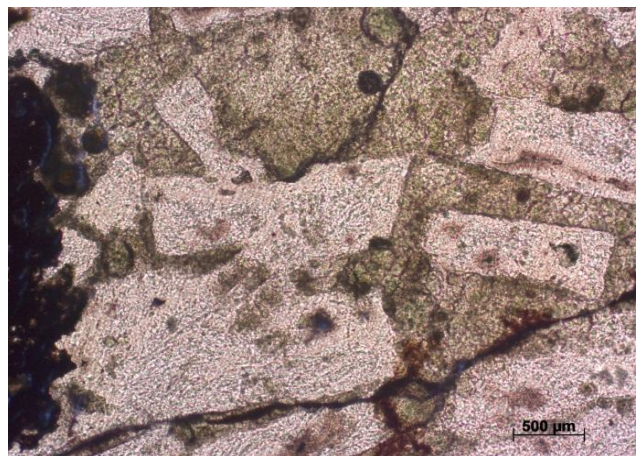
обикновено е маркиран от тъмна непрогледна ивица при кръстосани николи. На места по контакта се наблюдават подобни на микроахати. Микроахатите са с правилна форма, наподобяваща формата на плагиоклазовите кристали. Формата се подчертава ясно от пигмента, който е с вероятен селадонитов състав под формата на глобули. В основната маса на ясписа се наблюдават халцедонови жилки, секущи микрокристалинния халцедон. На места с кръстосани николи се отбелязват и непрогледни тела с предимно ръбата форма, които обаче не са видими с паралелни николи. Пигментът е предимно със селадонитов състав, но на места, обикновено в близост до контакта, се наблюдават хематит и гьотит.



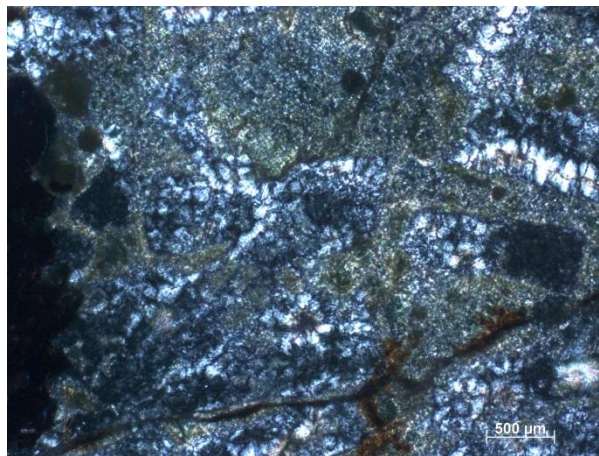
Фиг. 150. CH_M (основна маса); селадонит и гьотит (пигменти), Nx , проявление Пазарци (Pa1)



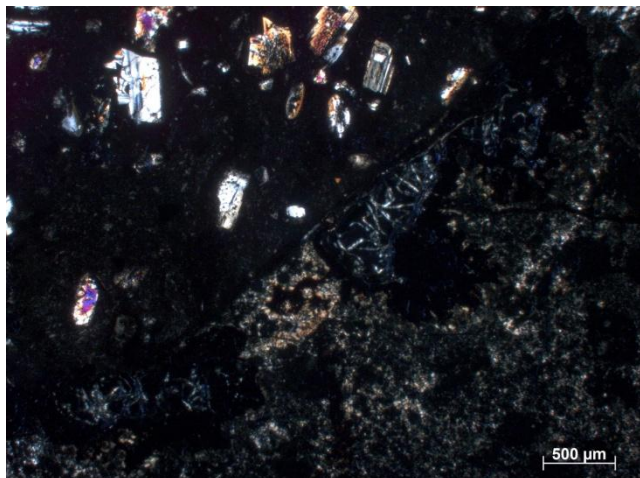
Фиг. 151. Морфология на пигмента със селадонитов състав, призма на Номарски, Nx , проявление Пазарци (Pa1)



Фиг. 152. Форми на плагиоклаз сред селадонит, NII , проявление Пазарци (Pa1)



Фиг. 153. CH_M приемащ форми на плагиоклазови кристали, Nx , проявление Пазарци (Pa1)

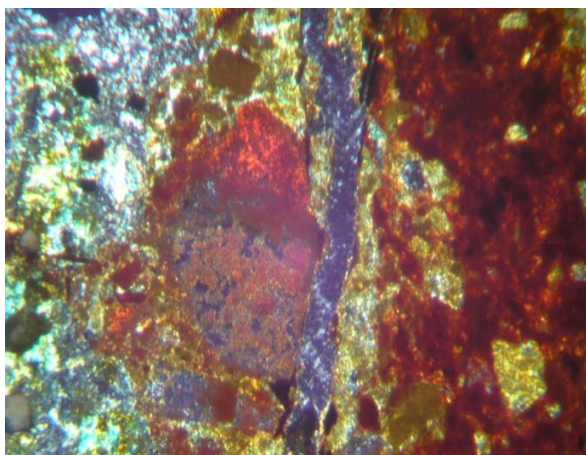


Фиг. 154. Контакт между вместващата скала и ясписа, Nx, проявление Пазарци (Pa1)

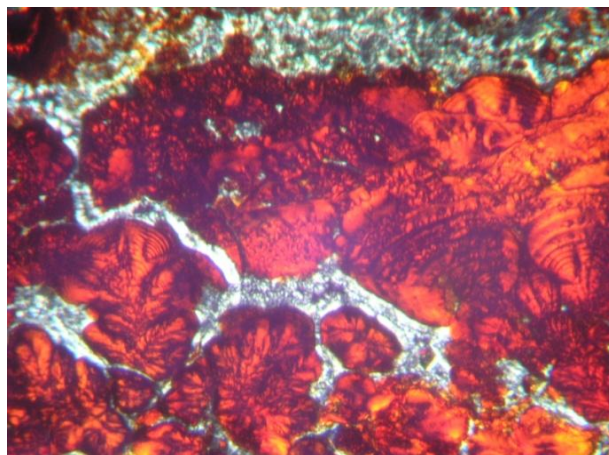


Фиг. 155. Зонален плагиоклаз с капковидни включения, Nx, проявление Пазарци (Pa1)

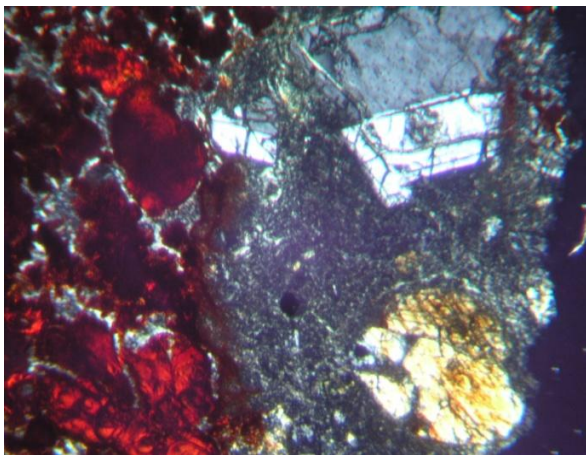
Поточница (Po1). Микроскопски се устнови, че ясписовата част от контактната зона между червен яспис и вместваща скала е изградена предимно от параболичновлакнест халцедон. Често той се явява под формата на инкрустация за коломорфни агрегати от пигментиращото вещество с хематитов състав. Освен под тази форма, халцедонът изгражда и различни жили процепващи основната маса (фиг. 156, 157). Често в централните части на жилките се наблюдава изотропно вещество при кръстосани николи. По-рядко срещана форма на халцедона е във вид на микроахати. Скалната част от препаратата е изградена предимно от плагиоклази, но се наблюдават още пироксени и биотитови люспи, като пироксените са с по-дребни, а биотитът е сравнително по-едър (фиг. 158-161). Последният изглежда свеж. Наблюдават се и различни рудни минерали.



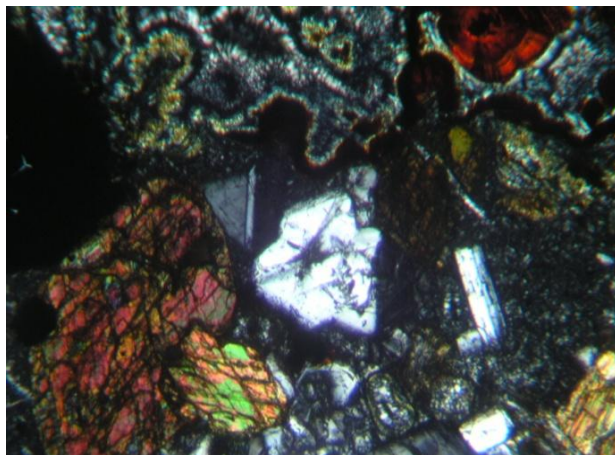
Фиг. 156. CH_M жилка процепваща пигментиращото вещество, Nx, проявление Поточница (Po1), ширина 1.04 mm



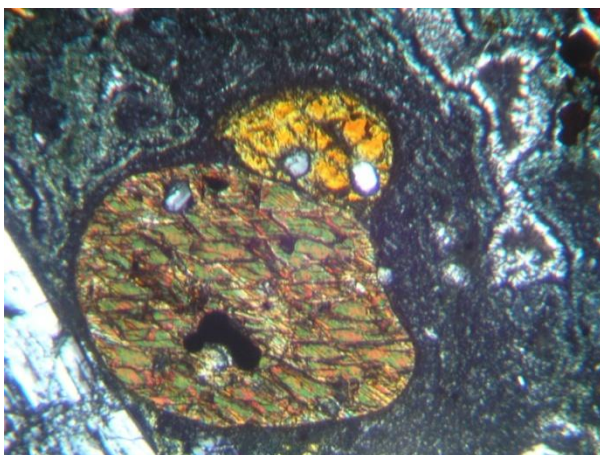
Фиг. 157. CH_M инкрустиращ пигментиращото вещество, Nx, проявление Поточница (Po1), ширина 1.04 mm



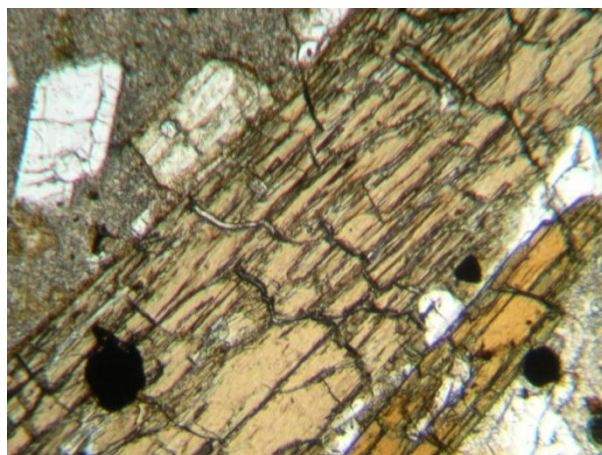
Фиг. 158. Контакт между ясписовата част и скалата – пигментиращо вещество, Pl, Px и основната скална маса, Nx проявление Поточница (Po1), ширина 1.04 mm



Фиг. 159. Микроахати сред основната маса, пигментиращо вещество, Pl, Px и основната скална маса, Nx, проявление Поточница (Po1), ширина 1.04 mm



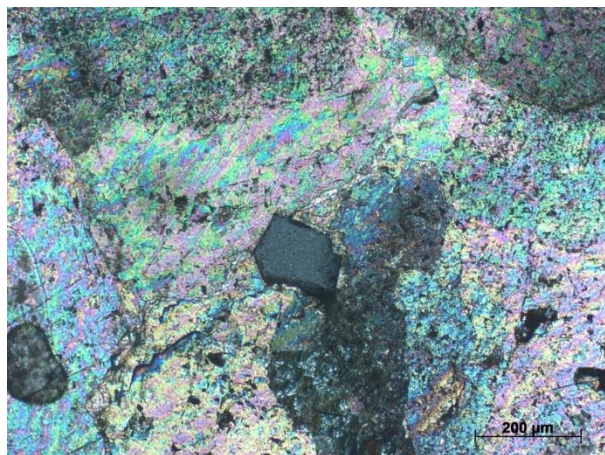
Фиг. 160. Пироксенови зърна и микроахат сред основната маса, Nx, проявление Поточница (Po1), ширина 1.04 mm



Фиг. 161. Биотитови люспи (кафяво) и плагиоклазов кристал (безцветен), NII, проявление Поточница (Po1), ширина 1.04 mm

Звездел (Zv1, Zv4). За червени образци от проявлението при рудник „Звездел“, микроскопски се установи, че основната SiO_2 фаза за тези образци е кварц, чиито зърна достигат размери от 150-200 μm . На отделни места се отбелязва и халцедон, предимно параболичновлакнест с едрина около 100 μm . Кварцът влиза в състава не само на основната маса на образците, но и в различни жилки, които я процепват, като дебелината им е обикновено от порядъка на 50 μm . Наблюдават се и карбонатни минерали – калцит и сидерит (последният доказан рентгенографски) (фиг.162, 163). Често се срещат и рудни минерали, чиито размер варира в широки граници (от 500-1500 μm), но по-често са с овална форма, нерядко разядени по периферните си части. Друго характерно за тях е, че обикновено в централните части се наблюдават включения от други минерали (фиг. 165).

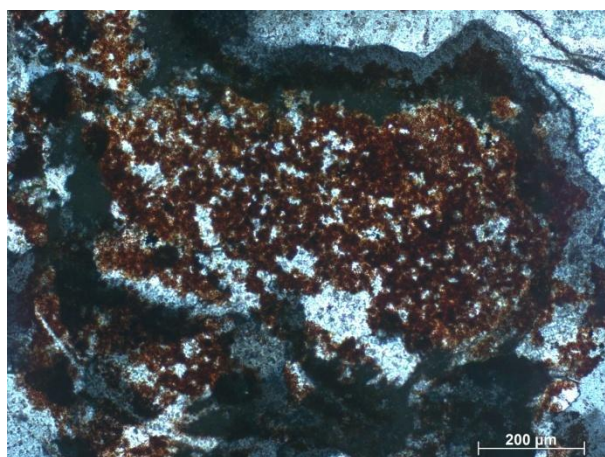
Пигментът за образците е с хематитов състав, като най-често се среща под формата на глобули, които се концентрират в участъци, обикновено инкрустирани от тънк халцедонови ивици. В други случаи хематитът е фино диспергиран сред основната маса, като в участъците изградени от халцедон се забелязва, че неговата концентарция нараства. Среща се още и под формата на иглести образувания с размери – от порядъка на 10-20 μm (фиг. 166-169).



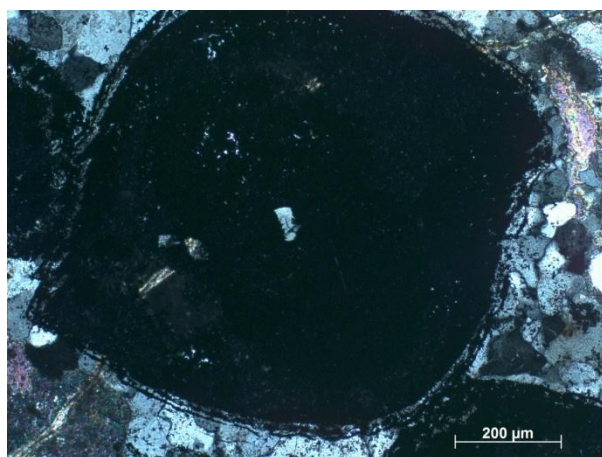
Фиг. 162. Калцит и кварцово зърно (в центъра), Nx, проявление Звездел (Zv1)



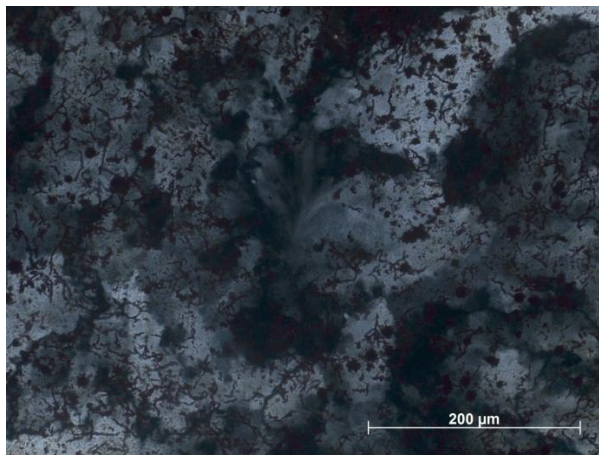
Фиг. 163. Калцит и овални рудни минерали сред кварцова основна маса, Nx, проявление Звездел (Zv1)



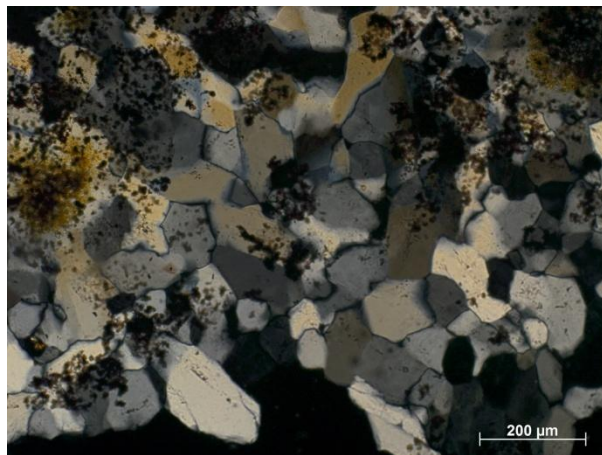
Фиг. 164. Форма на пигмента с хематитов състав сред основната маса, Nx, проявление Звездел (Zv1)



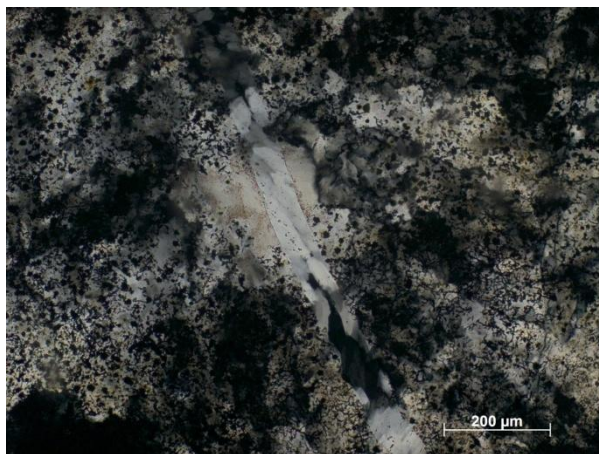
Фиг. 165. Овално зърно от руден минерал с включения сред кварцо, Nx, проявление Звездел (Zv1)



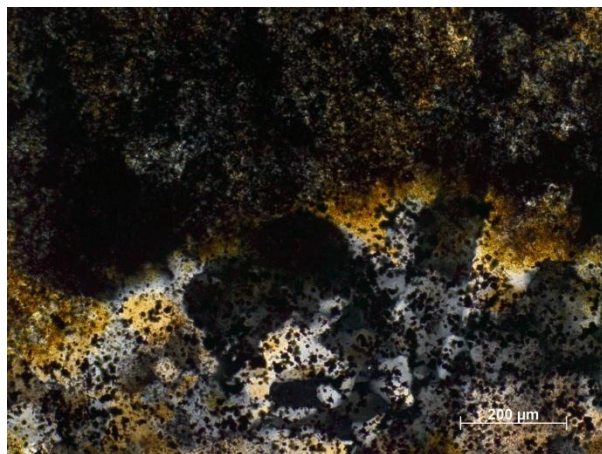
Фиг. 166. Хематитов пигмент сред основната маса и кварцова жилка, Nx, проявление Звездел (Zv4)



Фиг. 167. Микроглобули с хематитов-гьотитов състав сред кварц, Nx, проявление Звездел (Zv4)



Фиг. 168. Иглести образувания и глобули с хематитов състав сред кварцова и CH-WLF маса, Nx, проявление Звездел (Zv4)



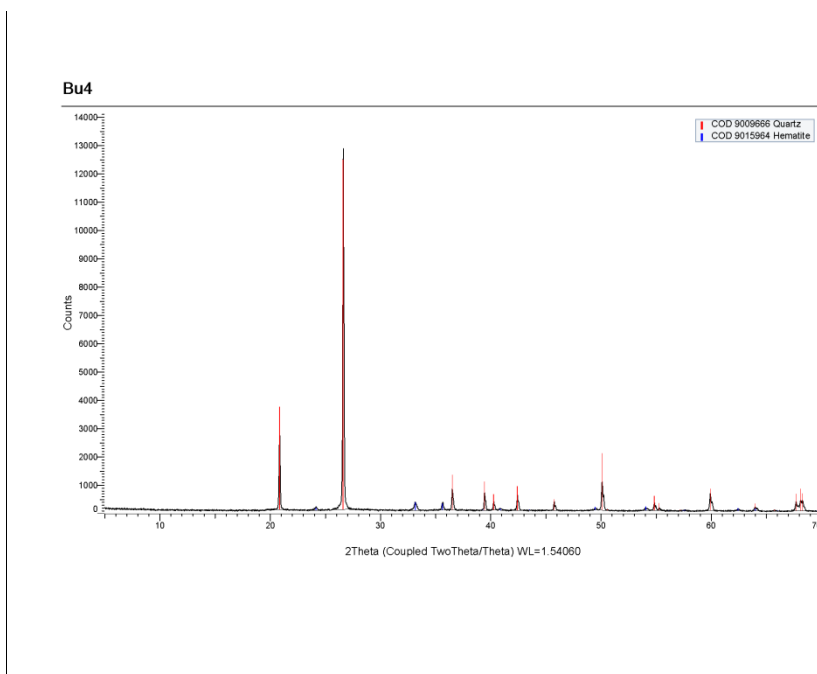
Фиг. 169. Зони с различно насищане на пигментация предимно с хематитов състав, Nx, проявление Звездел (Zv4)

5.1.3. Прахова рентгенова дифракция

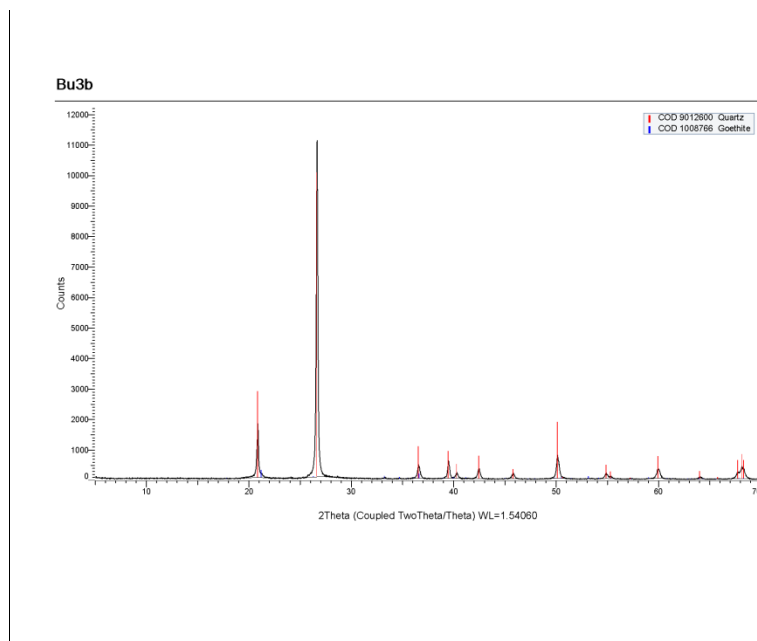
За прахова рентгенова дифракция бяха подготвени прахови проби от различно оцветени ясписи, ясписоподобни образувания, както и от други представляващи интерес образци свързани с ясписовите проявления образци, като кори и придружаващи ясписите минерали.

Буково (Бу). С помощта на рентгенодифракционен анализ бяха определени минералните фази за пет броя проби от проявлението. Те са представени от два кафяви, един тъмночервен и един жълт образец. Проба беше изготвена и от бяла на цвят кора. За пробата от светлокафяв яспис (Bu1) се установи кварц и гьотит, за разлика от другия кафяв образец (Bu2), за който пигмента отново е с гьотитов състав, но преобладаващата SiO_2 фаза е от халцедон (фиг.170, 171). Това се отразява и в степента на кристалинност за

пробите като в първия случай коефициента C_1 е по-висок – 1.67 Bu1 и 0.94 за Bu2. Тъмночервеният яспис (Bu4) е играден от кварц и хематит с коефициент на кристалинност C_1 – 2.13, докато жълтокафявият (Bu3b) е пигментиран от гьотит, а SiO_2 фазата е халцедон. За него коефициента C_1 е 0.41. Образецът от бяла кора (Bu3a) е изграден от халцедон и опал-Т и е със стойности за C_1 – 1.78, като е лишен от пигментиращо вещество. Прави впечатление, че образците в жълтокафявата гама са изградени предимно от халцедон и са с по-ниска степен на кристалинност в сравнение с тези от кафявочервената гама, които са изградени предимно от кварц.

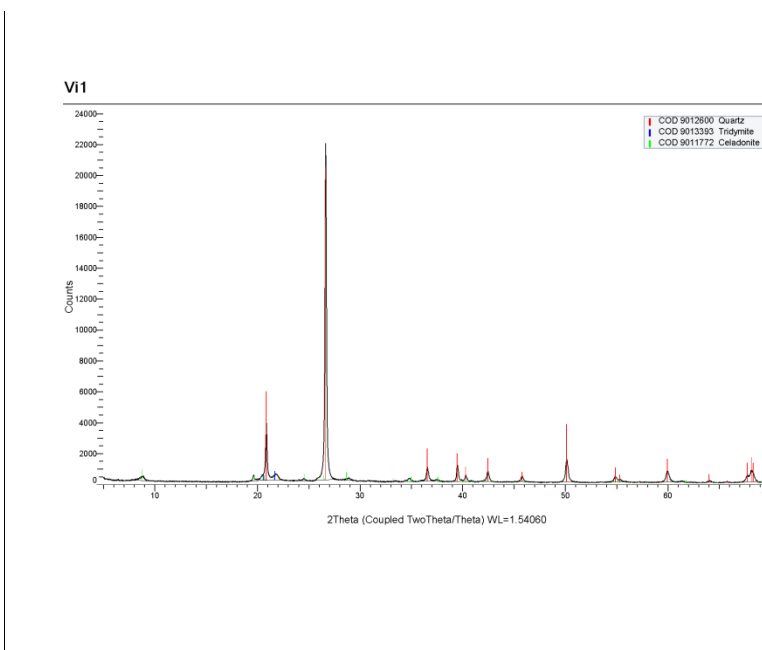


Фиг. 170. Дифрактограма на червен яспис, проявление Буково(Bu4)



Фиг. 171. Дифрактограма на жълтокафяв яспис, проявление Буково (Bu3b)

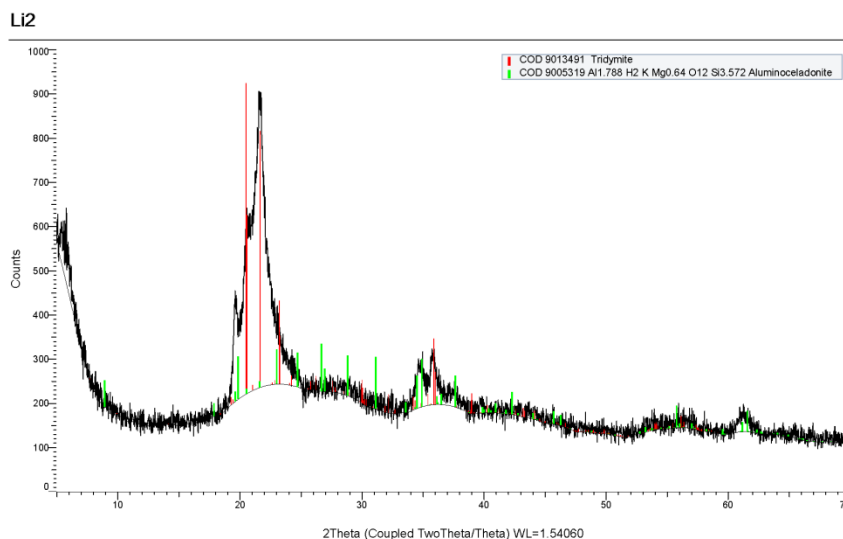
Вишеград (Vi). Рентгенографски за прахова проба от проявлението бяха установени минералните фази халцедон и опал-Т, а пигмента е представен от минерал от селадонитовата група (фиг. 172). Степента на кристалинност (C_1) е сравнително висока – 2.00, като кристалната фаза е 82%, а аморфната – 18%. Халцедоновите пикове са ясно изразени за разлика от тридимитовите, което оказва подчиненото количество на последния. Аморфната фаза пробите е значително застъпена като количество и с помощта на рентгенодифракционен анализ бяха установени халцедон, опал-Т и селадонит, а в отделни случаи зеолит, покрит от халцедона. Отбелязва се и опаловата разновидност хиалит.



Фиг. 172. Дифрактограма на зелен яспис, проявление Вишеград (Vi1)

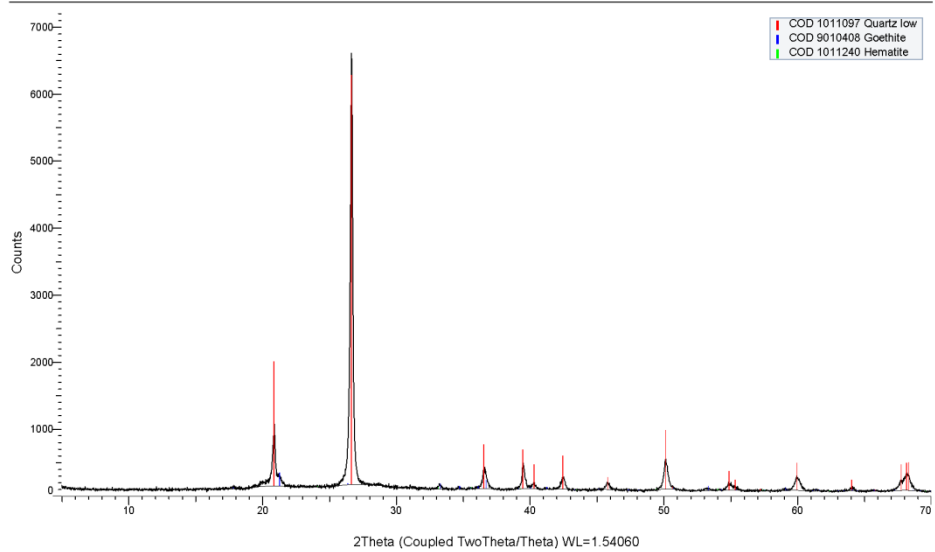
Лисиците (Li). Пробите за рентгенодифракционни изследвания включват всички видове оцветяване на ясписите, включително и от бяла кора, подобна на тази от коренно проявление Буково (фиг. 173, 175). Тъмночервеният яспис (Li5) е изграден от кварц и опал Т със коефициент на кристалинност C_1 – 0,23; аморфна фаза 32,8 и кристална 67,2. Пигментът е с хематитов състав. В пробата се установиха и калиеви и Ca/Na фелдшпати. Зелената проба (Li2) е изградена от опал Т, а пигмента е от фаза от селадонитовата група. Коефициентът на кристалинност C_1 не може да се определи поради липсата на пикове на кварц/халцедон при ъглите $2\theta = 68^\circ$. Аморфната фаза за тази проба е 52.8%, а кристалната – 47.2%. За пробите от кафяв яспис (Li1, Li3) пигмента е с гьотитов състав, като първата е

изградена от опал, а втората от кварц. За последната коефициента C_1 е висок – 6.65, кристална фаза е 63.4%, а аморфна – 36.6%. За пробата Li1 кристалната фаза е 50.5, а аморфната – 49.5%. За двете проби от жълт яспис от проявлението (Li4, Li6), пигментът е отново предимно с гьотитов състав, като в пробата Li4 се отбелязва и малко хематит. За двете проби SiO_2 фазата е представена от халцедон, като в Li6 се отбелязва и опал-Т. За пробата от бяла кора (Li6 кора) от проявлението бяха установени халцедон и опал-СТ. Степента на кристалинност отразена с коефициента C_1 е 1.29, кристалната фаза е 70,3%, а аморфната – 29.7%. Пигментиращо вещество в пробата липсва.



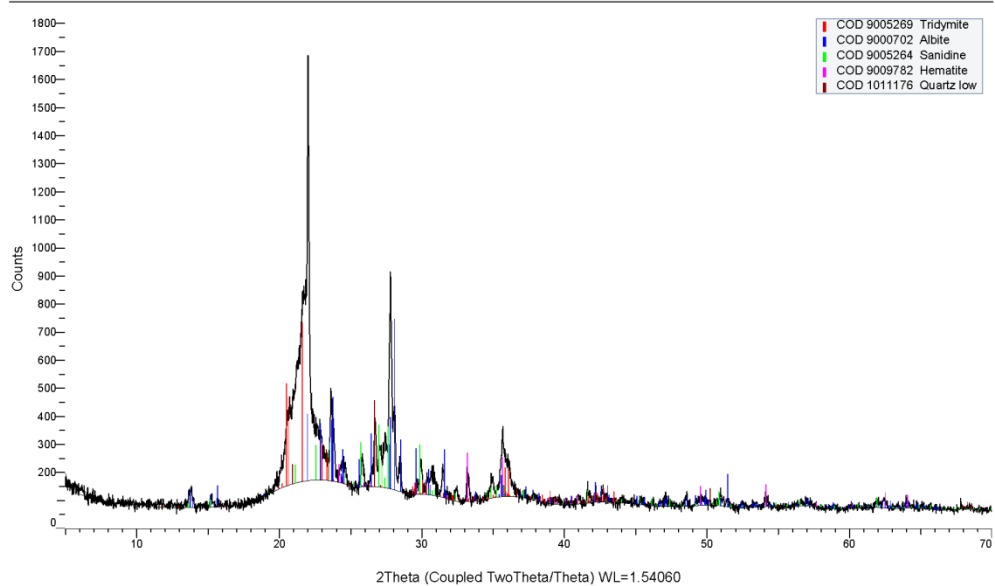
Фиг. 173. Дифрактограма на зелен яспис, проявление Лисиците (Li2)

Li4



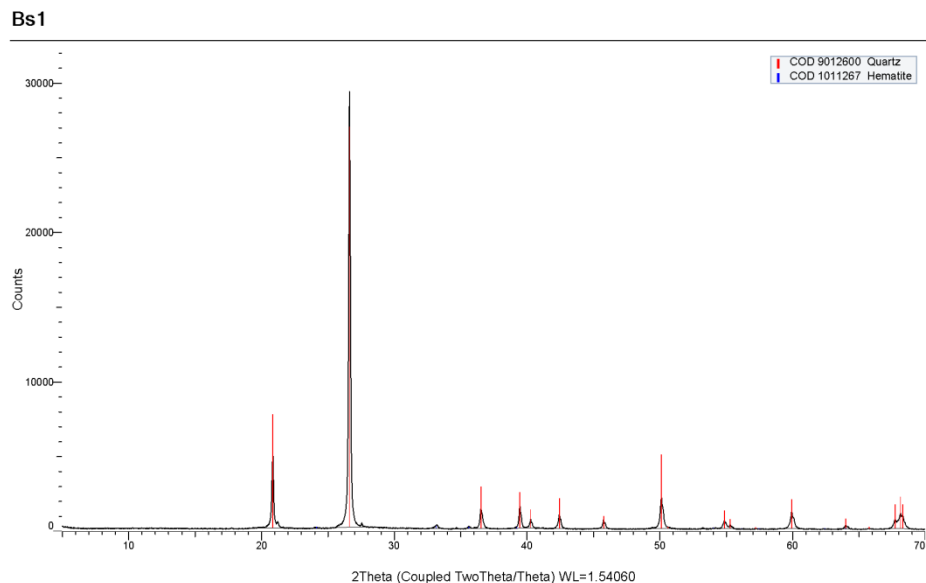
Фиг. 174. Дифрактограма на жълт яспис, проявление Лисиците (Li4)

Li5

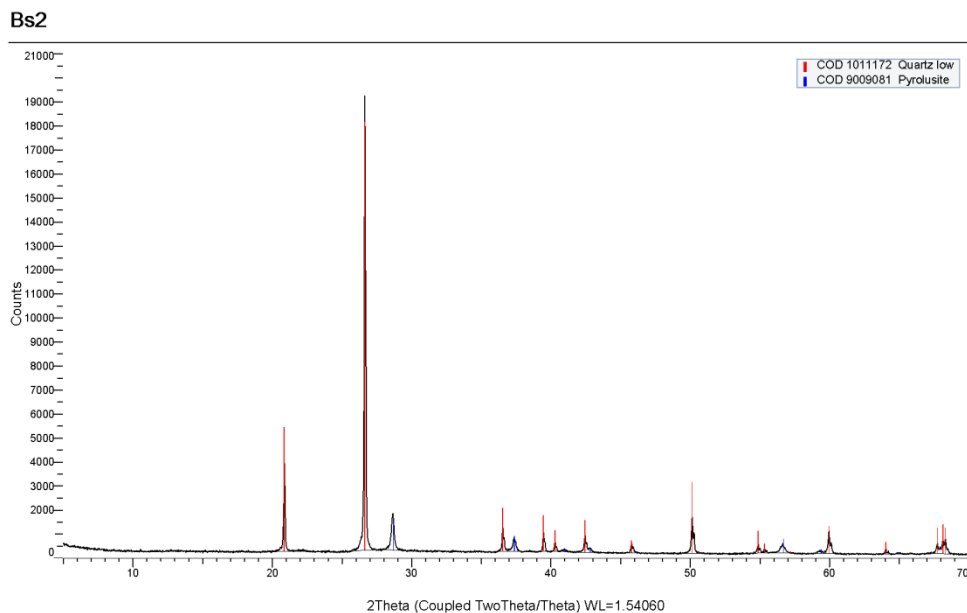


Фиг. 175. Дифрактограма на червен яспис, проявление Лисиците (Li5)

Бориславци (Bs). С помощта на рентгенодифракционен анализ се определиха проби от червен яспис (Bs1) и сиво оцветен образец (Bs2) (фиг. 176, 177). За първата се установи, че SiO_2 фазата е халцедон, а пигментът е с хематитов състав. Коефициентът на кристалинност C_1 е сравнително висок – 2.56, като кристалната фаза е 86.4%, а аморфната – 13.6%. За сиво оцветената проба се установи кварц, а пигментацията се дължи най-вероятно на минерала пиролузит. Коефициентът C_1 за пробата е 3.78, като кристалната фаза е 80.3%, а аморфната – 19.7%.

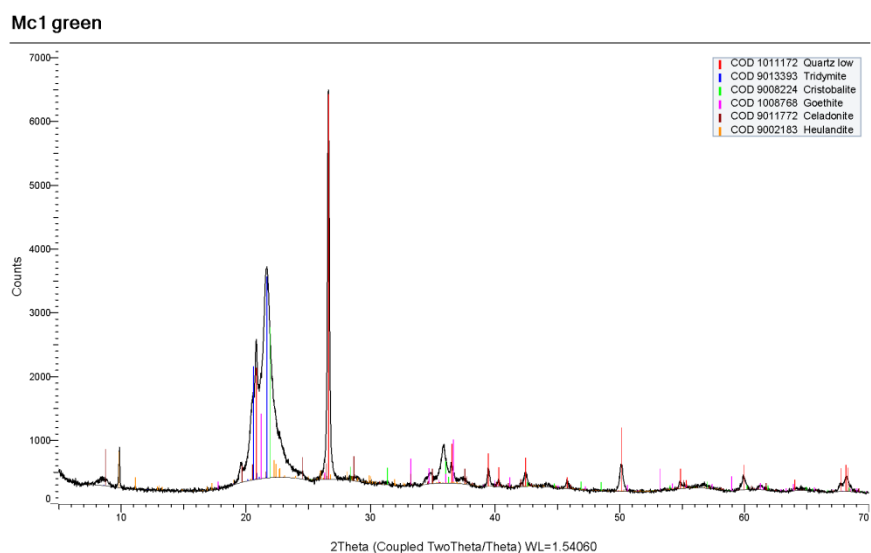


Фиг. 176. Дифрактограма на червен яспис, проявление Лисиците (Bs1)

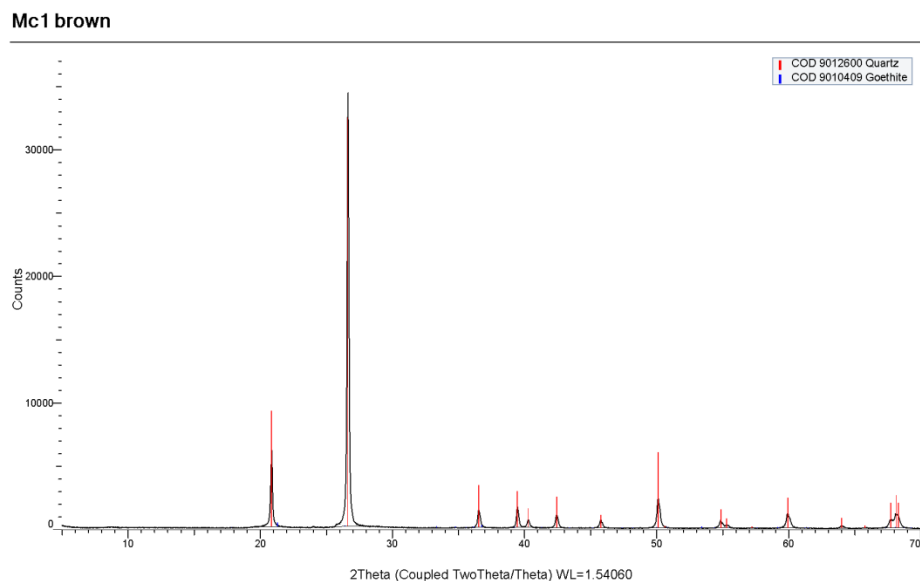


Фиг. 177. Дифрактограма на сиво оцветен образец от проявление Бориславци (Bs2)

Момчилград (Mc). Пробите за рентгенодифракционен анализ са от хомогенно оцветената в зелено част от образеца, както и от участък пигментиран в кафяво (фиг. 178, 9. За зелената част се установи, че SiO_2 фазата е представена от кварц, но има и значително количество опал-СТ. Коефициентът на кристалинност C_1 е 0.66, кристалната фаза е 68.5%, а аморфната – 31.5%. Пигментацията се дължи на минерал от селадонитовата група. В допълнение бяха установени още зеолит (хейландит) и малко гьотит. За кафяво оцветената част се установиха халцедон и гьотит. Кристалната фаза за пробата е 88.1%, аморфната – 11.9%, а коефициентът на кристалинност C_1 – 1.02.

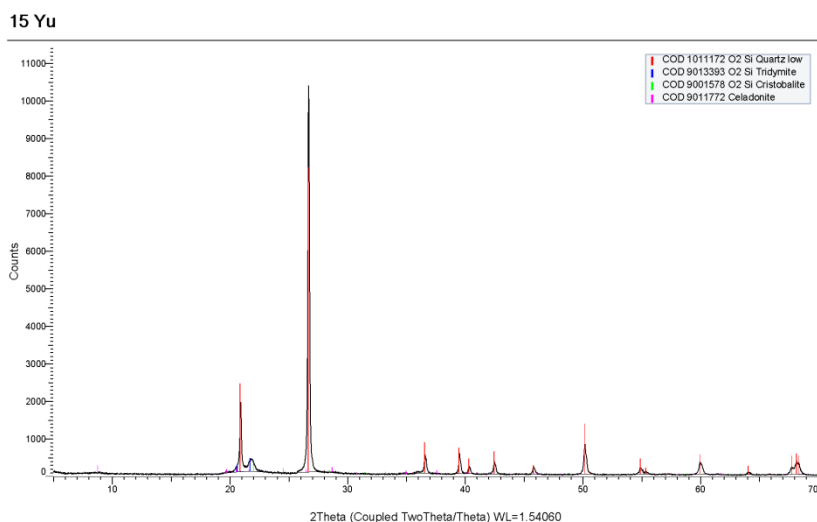


Фиг. 178. Дифрактограма на зелено оцветената част на образец от проявление Момчилград (Mc1g)



Фиг. 179. Дифрактограма на кафявооцветена част от образеца от проявление Момчилград (Mc1b)

Юнаци (Yu). След сравнение на относителните интензитети при $d, \text{\AA} = 2.45, 2.28$ и 2.23 по време на изследванията посредством прахова рентгенова дифракция за проба от зелен яспис, се установи, че изграждащата SiO_2 фаза за ясписа е халцедон (фиг. 180). Освен нея в пробата беше установен още опал-СТ. Стойността за коефициента на кристалинност C_1 е 0.31. Процентното съдържание на кристална фаза за пробата е 81.5%, а на аморфната – 18.5%. Пигментиращото вещество за този образец е със селадонитов състав.

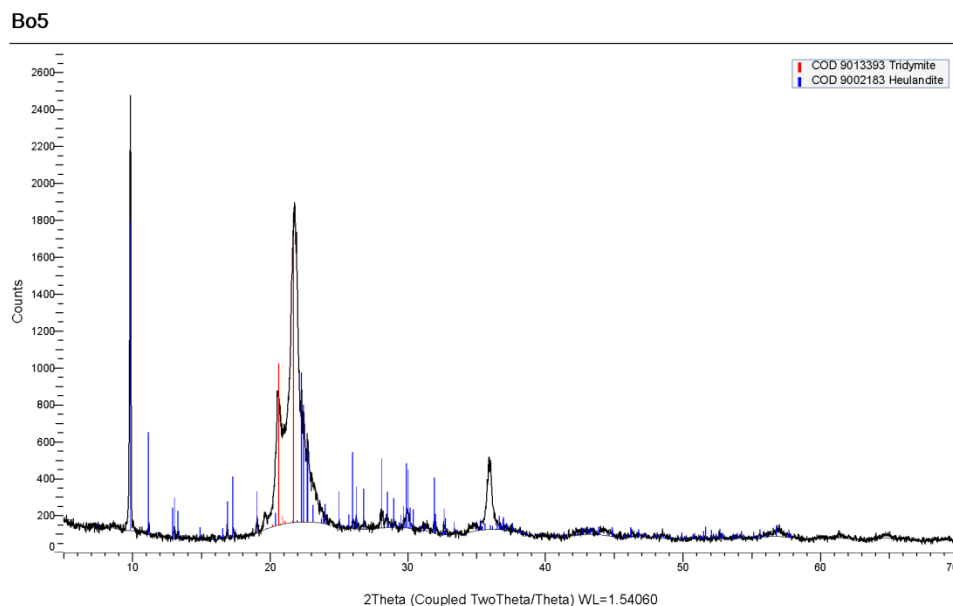


Фиг. 180. Дифрактограма на зелен яспис, проявление Юнаци (Yu1)

Каменец (Ka). Чрез прахова рентгенова дифракция се изследваха проби от жълт, зелен и червен яспис от проявлението. С метода се установи, че и за трите проби доминиращата SiO_2 фаза е кварц, но заради силните пикове при $d, \text{\AA} = 2.28$ (102) може да се предположи, че в подчинено количество се среща и халцедон. Коефициентът на кристалинност C_1 за пробите е както следва: Ка6 (зелен) – 0.20; Ка7 (жълт) – 0.10 и Ка12 (червен) – 1.43. Кристалната фаза в този ред на пробите е: 51.4%, 57.5%, 46.8%, а аморфната – 48.6%, 42.5%, 53.2%. Пигментиращите фази са хематит за червената разновидност, гьотит за жълтата и минерал от селадонитовата група за зелено оцветения образец.

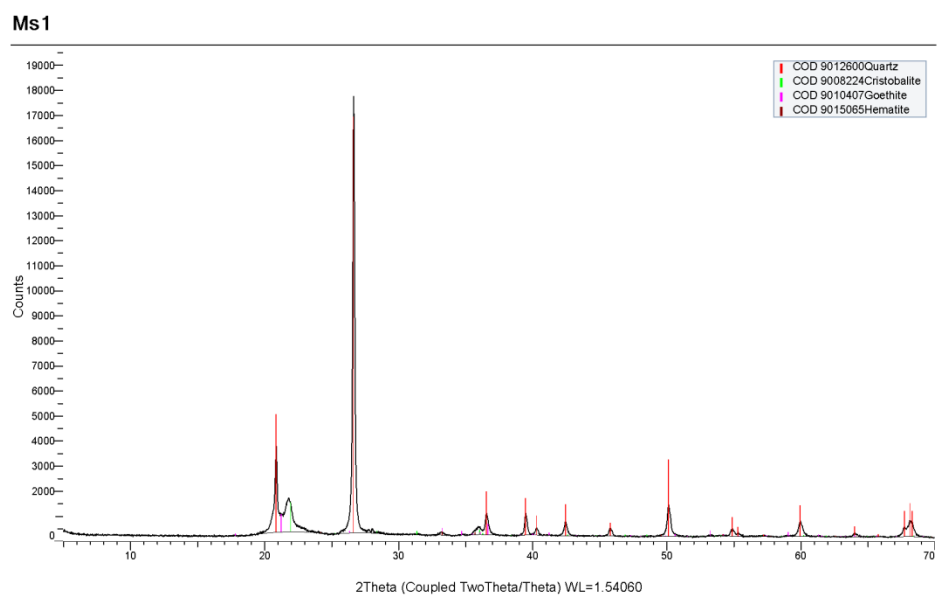
Бойник (Bo). За анализ посредством прахова рентгенова дифракция от коренното проявление бяха изготвени проби от жълт, червен и зелен яспис (фиг. 181). За пробите Bo3 (тъмночервен), Bo2 (зелен) и Bo5 (тъмнозелен), се установи, че основната SiO_2 фаза е опал-Т. Това е и причината да не може да бъде определен коефициентът за степен на

кристалинност C_1 . За този ред проби кристалната фаза е съответно 63%, 64.9% и 69.9%, а аморфната фаза – 37%, 35.1% и 30.1%. За жълтата проба Bo1 се установи кварц и опал-Т, а за тъмночервената Bo4 халцедон и опал-СТ. В пробата Bo5 се установи и минерал от золиговата група най-вероятно хейландит. Пигмента за червенооцветените е хематит, за жълтия – гьотит, а за зелените най-вероятно минерал от селадонитовата група.

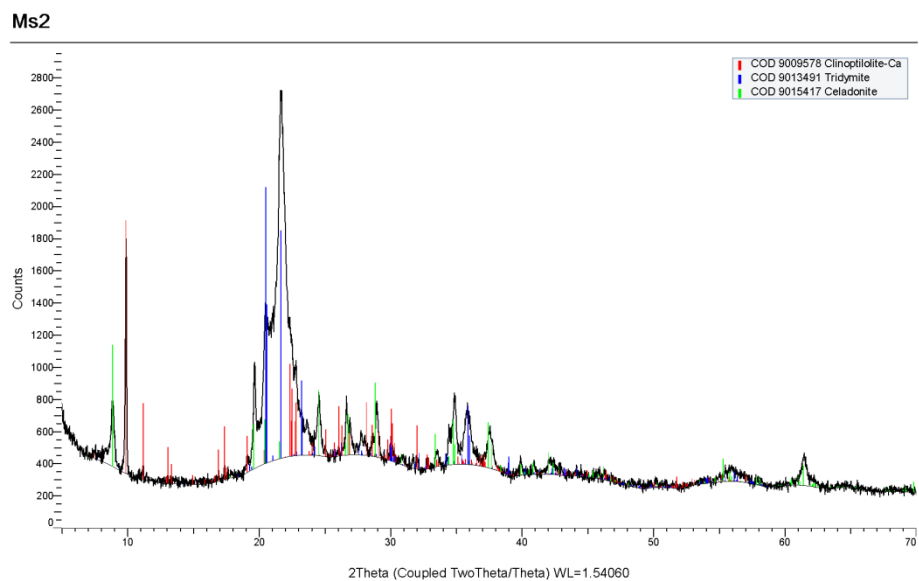


Фиг. 181. Дифрактограма на зелен яспис изграден от опал-Т и хейландит, проявление Бойник (Bo5)

Момина сълза (Ms). За зелената проба от проявлението посредством прахова рентгенова дифракция се установи, че е изградена главно от опал-Т, като това направи невъзможно определянето на коефициента на кристалинност C_1 . Кристалната фаза като съдържание в пробата е 59.4%, докато аморфната фаза – 40.6%. За червената проба се установи съдържание на опал-С, както и на халцедон (фиг. 182). Коефициентът на кристалинност за нея е $C_1 = 0.78$, кристалната фаза – 81.1%, а аморфната – 18.9%. Пигментите са хематит и гьотит съответно за червената проба и минерал от селадонитовата група за зелено оцветения образец. За последната беше установено и присъствието на минерал от золиговата група, най-вероятно клиноптилолит (фиг. 183).

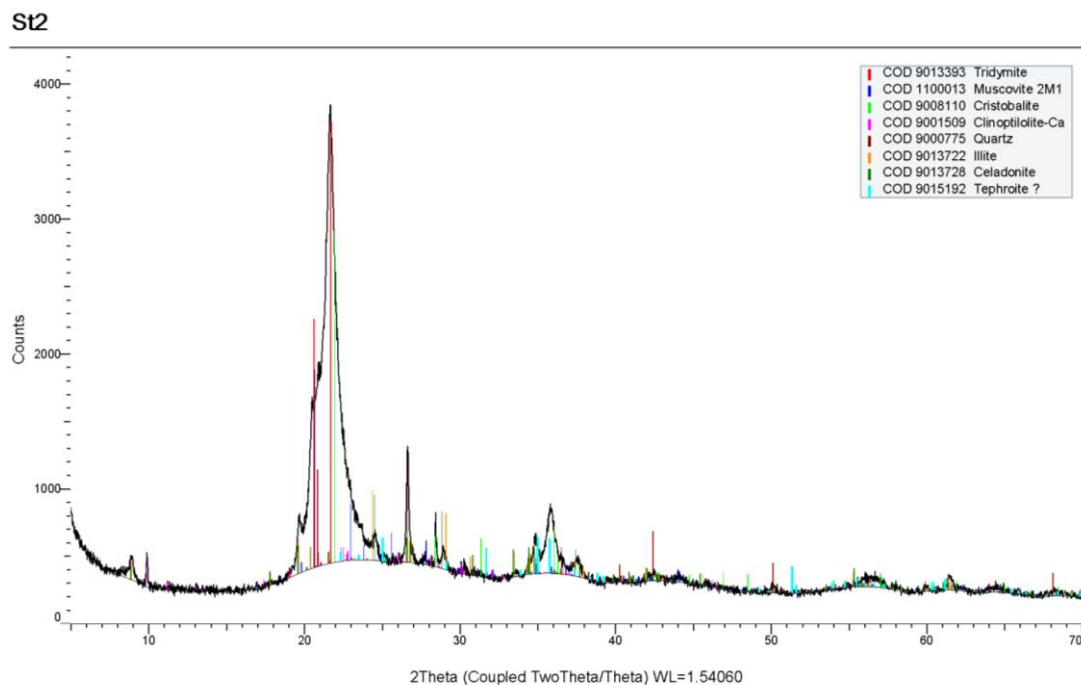


Фиг. 182. Дифрактограма на червен яспис от проявление Момина сълаза (Ms1)



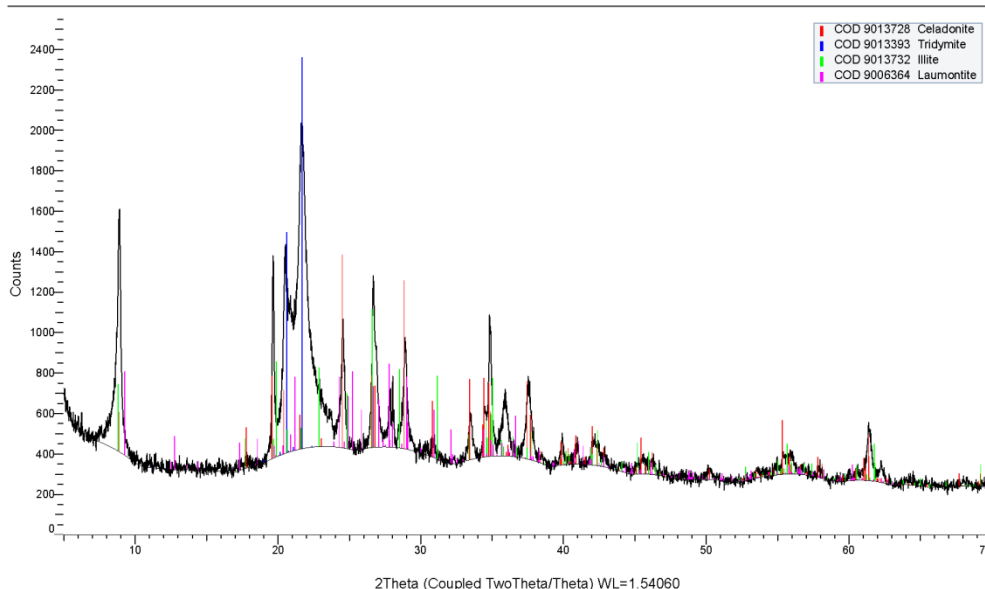
Фиг. 183. Дифрактограма на зелен яспис от проявление Момина сълаза (Ms2)

Щурец (St). В района на проявлението са установени два вида ясписи – зелени и черни. Зелените ясписи са изградени главно от опал-Т (фиг. 184, 185). Коефициентът на кристалинност не беше възможно да бъде определен поради тази причина. Процентното съдържание на кристалната фаза в пробата е 66.7%, а аморфната – 33.2%. Пигментирането на образца се дължи на минерал от селадонитовата група. В образца още бяха определени илит и минерал от зеолитовата група, най-вероятно ломонтит. Черните ясписи са изградени от кварц и опал-СТ. Черното оцветяване се дължи най-вероятно на манганов минерал, като най-вероятно това е минерала тетроит (рентгенографски определен). Освен описаните до тук бяха определени още илит, зеолитов минерал (клиноптилолит) и минерал от селадонитовата група. Коефициентът на кристалинност C_1 за пробата е 0.26, а съдържанието на кристална фаза – 61.8%, аморфна – 38.2.



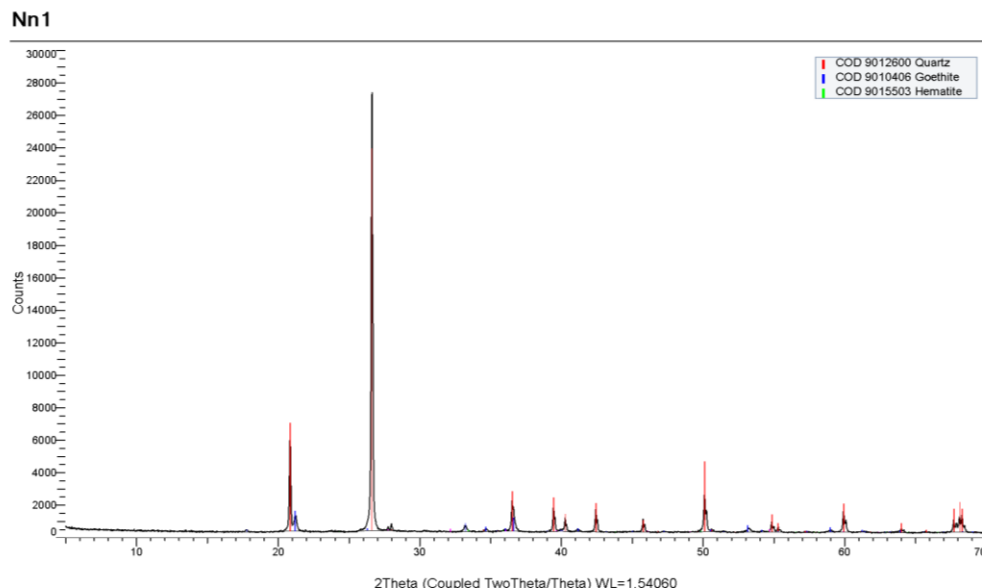
Фиг. 184. Дифрактограма на черно оцветен образец от проявление Щурец (St2)

St1



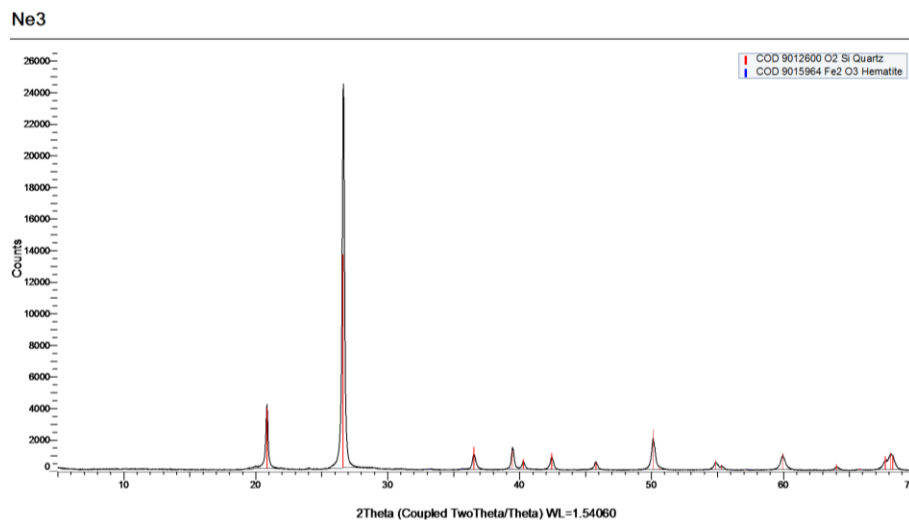
Фиг. 185. Дифрактограма на черно оцветен образец от проявление Щурец (St1)

Нановица (Nn, Na). За прахова рентгенова дифракция от проявлението са изготвени проби от зелен (артефакт), тъмножълт яспис и от коренното проявление (фиг. 186). За артефакта (aNa) основната SiO_2 фаза беше определена като халцедон, като коефициентът на кристалинност C_1 за нея е 1.15, кристалната фаза, като процентно съдържание – 67.1%, а аморфната – 32.9%. Пигментацията на образца се дължи на минерал от селадонитовата група. За вълтокафявата проба (Nn1) от коренното проявление се установи, че е изградена предимно от кварц, като пигментацията в тъмножълти тонове се дължи на комбинация от хематит и гьотит, като първият е в подчинено количество. Тук коефициентът на кристалинност C_1 е със стойност 4.28, кристалната фаза е 85.6%, а аморфната – 14.4%.



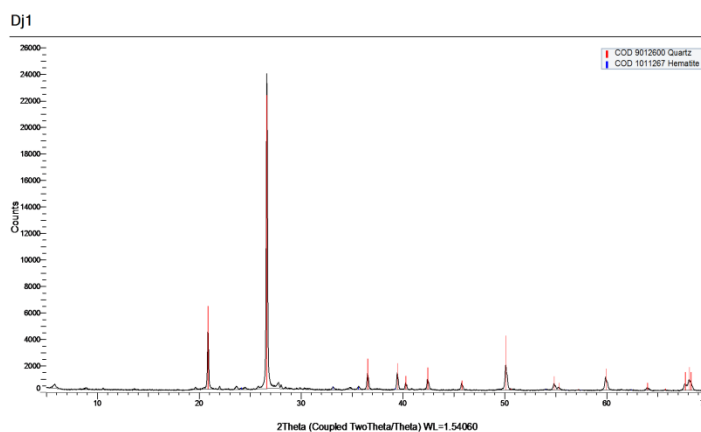
Фиг. 186. Дифрактограма на тъмножълт яспис от коренно проявление Нановица (Nn1)

Неофит Бозвелиево (Ne). Чрез прахова рентгенова дифракция се установи, че за образците (зелен (Ne1), жълт (Ne2) и червен (Ne3) яспис) основната SiO_2 фаза е халцедон (фиг. 187), като степента на кристалинност представена от коефициента C_1 е близка и за трите проби. За зеления (Ne1) – 0.70, жълтия (Ne2) – 1.00 и за червения (Ne3) – 1.05. В този ред кристалната фаза за образците е съответно 86.1%, 87.8% и 82.6%, а аморфната – 13.9%, 12.2% и 17.4%. Пигментите са съответно хематит за червената проба, гьотит за жълтата и минерал от селадонитовата група за зелено оцветения.

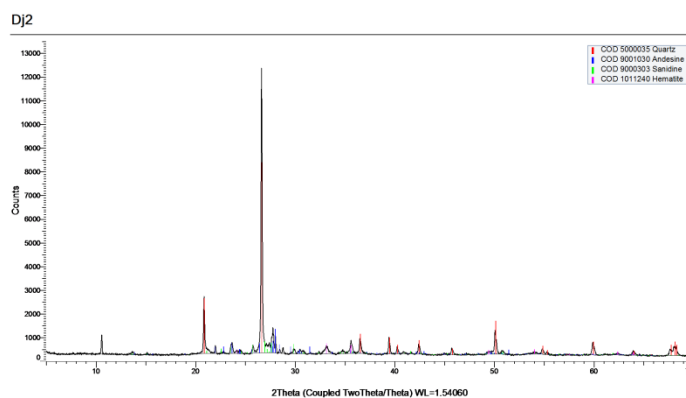


Фиг. 187. Дифрактограма на червен ясписи от проявление Неофит Бозвелиево (Ne3)

Джанка (Dj). При проведените рентгенодифракционни изследвания на тъмночервен (Dj1) и червенокафяв (Dj2) яспис (фиг. 188, 189) от коренното проявление се установи, че основната SiO_2 фаза е кварц, но заради почти еднаквите стойности на относителните интензитети при $d=2.45 \text{ \AA}$ (I_{110}) и $d=2.28 \text{ \AA}$ (I_{102}) може да се съди, че има и халцедон в състава на ясписите. Стойностите за степен на кристалинност са сравнително близки – 3.06 за тъмночервената и 4.08 за червената проба. По стойност са близки и съдържанията на кристална фаза – 84.6% за тъмночервения и 76% за червенокафявия, а съдържанията на аморфната фаза са съответно 15.4% и 24%. Пигментът е с хематитов състав.

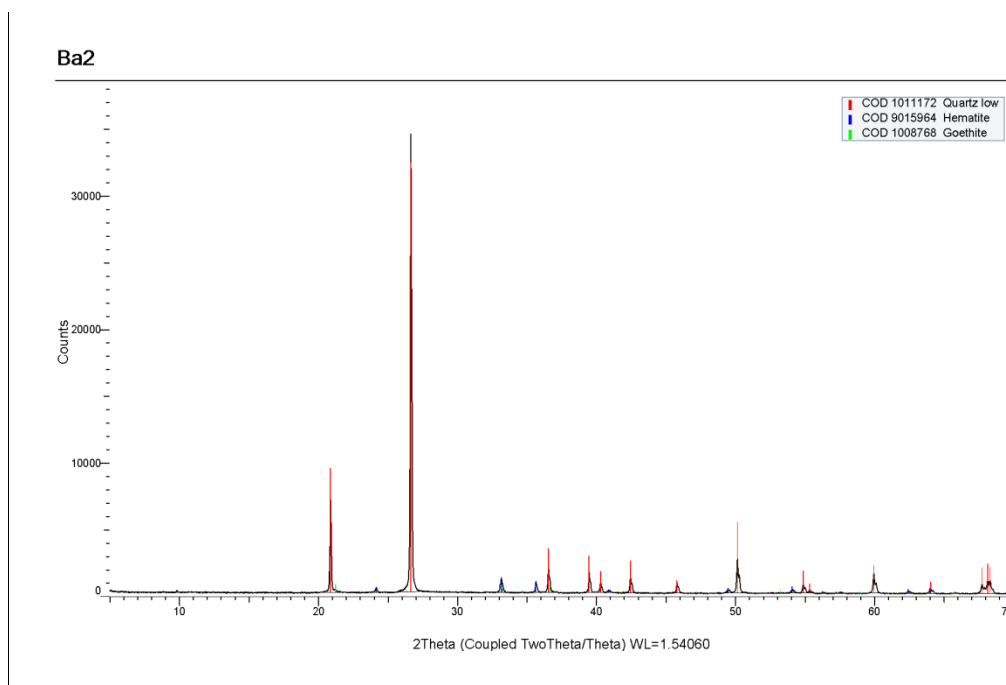


Фиг. 188. Дифрактограма на червенокафяв яспис от проявление Джанка (Dj1)

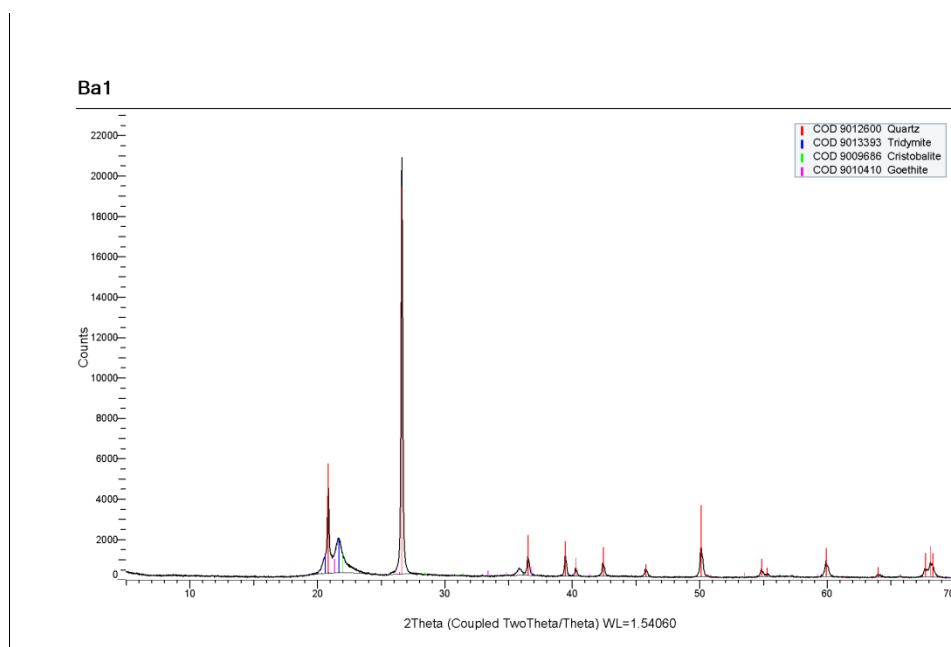


Фиг. 189. Дифрактограма на тъмночервен яспис от проявление Джанка (Dj2)

Байрактарци (Ba). От проявлението, за прахова рентгенова дифракция са изготвени проби. от образци от алувиален тип, (жълта – Ba1 и червена – Ba2) и една проба от коренното разкритие на зелен яспис под формата на зелена жилка (Ba3) (фиг 190, 191). Алувиалните проби показват различие в изграждащата ги SiO₂ фаза, като червеният е предимно кварцсъдържащ, докато жълтият – халцедон, като при него се определя и опал-СТ. В този ред коефициентите на кристалинност C₁ са съответно 3.66 и 1.50, съдържанието на кристална фаза е 88% и 79.9%, а на аморфна – 12% и 20.1%.

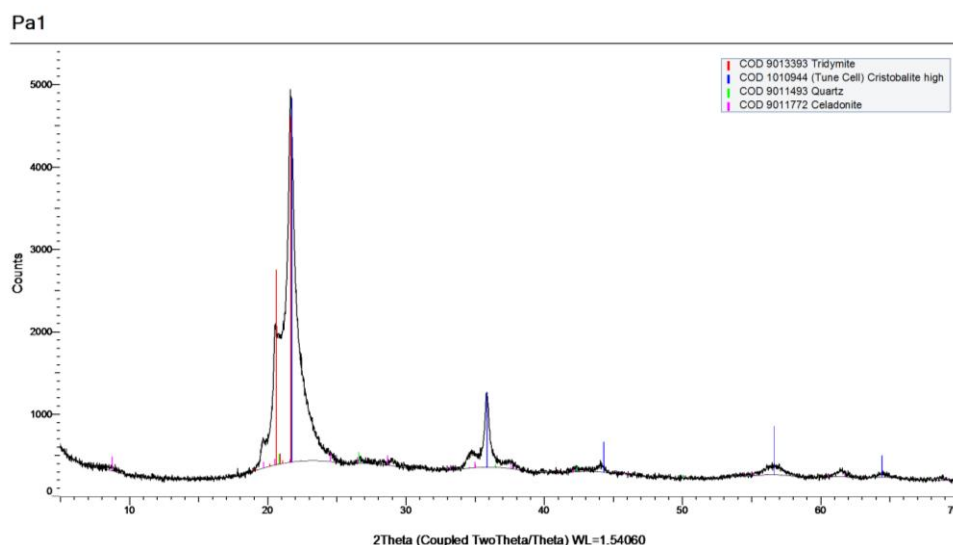


Фиг. 190. Дифрактограма на червена разновидност на яспис от проявление Байрактарци (Ba2)



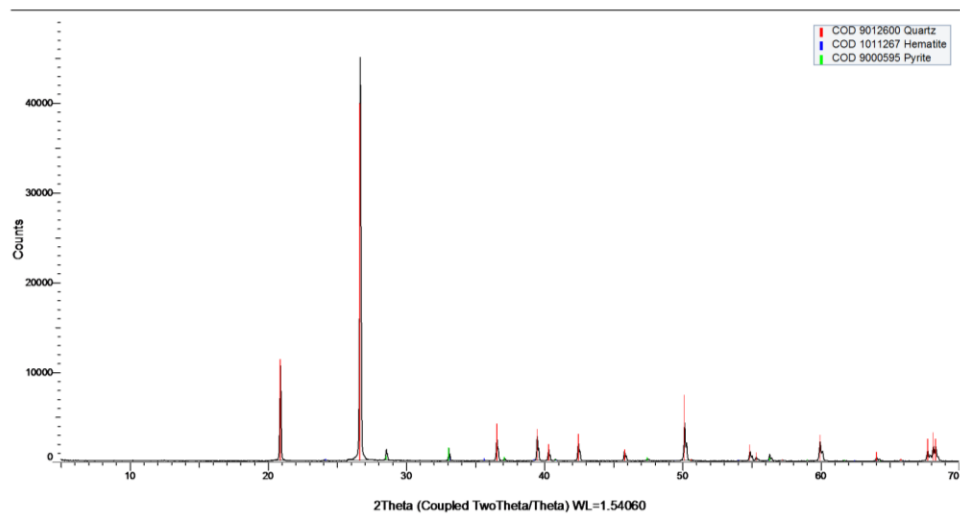
Фиг. 191. Дифрактограма на жълта разновидност на яспис от проявление Байрактарци (Ba1)

Пазарци (Pa). От коренното проявление на ясписи при с. Пазарци са изготвени прахови проби от зелен (Pa1) и червен яспис (Pa2). В двата образца доминиращата SiO₂ фаза е кварц (фиг. 192, 193). Заради близките по стойности пикове при d , Å = 2.45 и 2.28 за проба Pa1 се приема, че съдържа и халцедон в подчинено количество. В нея се установява и аморфен опал, във вид на аморфно хало на дифрактограмата. Стоиностите за коефициентът на кристалинност C_1 за пробите е съответно 2.15 за Pa1 и 6.38 за Pa2. За зелената проба процентното съдържание на кристална фаза е 74.4%, а за червената – 92%. Респективно стойностите за аморфната фаза за пробите е 25.6% и 8%. Пигментиращото вещество за зелената проба е със селадонитов състав, а за червената с хематитов. Освен описаните до тук, в проба Pa2 се установява и руден минерал – пирит.



Фиг. 192. Дифрактограма на зелен яспис от корено проявление Пазарци (Pa1)

Pa2



Фиг. 193. Дифрактограма на червен яспис от корено проявление Пазарци (Pa2)

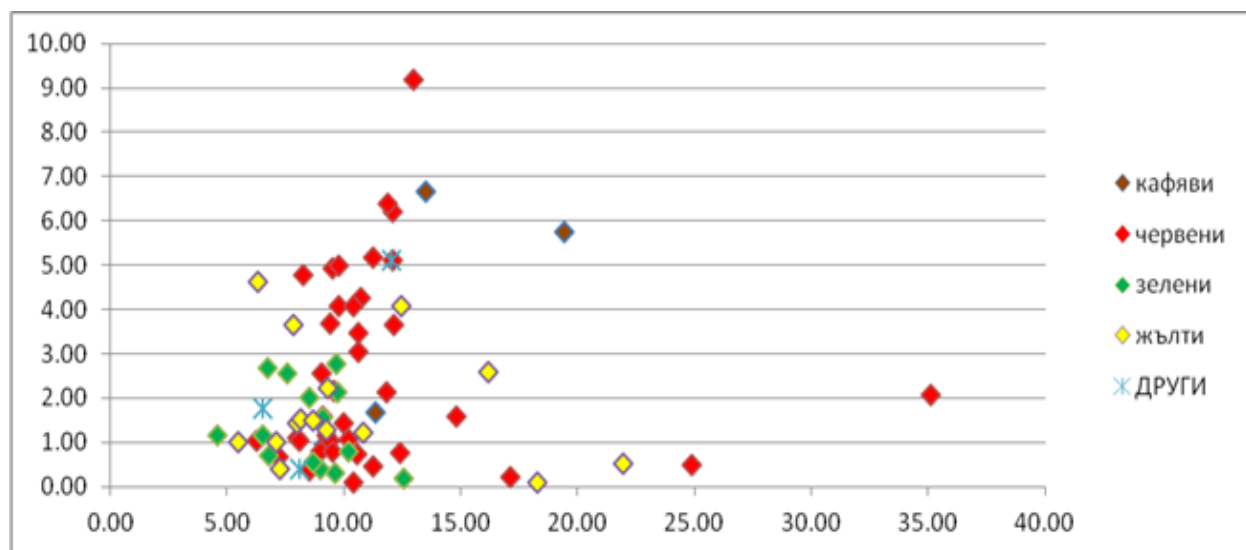
Определяне на кварц (микрозърнест кварц и халцедон) в изследваните проби от ясписи и ясписоподобни скали. За определянето на доминиращия тип кварц (микрозърнест кварц и халцедон) в съответните проби, удачен метод се явява предложението от Яковлева (1978) и Барсанов (1979). Той се основава на сравнение на интензитетите на пиковите при точно определени междуплоскостни разстояния. Авторите изтъкват, че дифрактограмите на кварцина, халцедона и кварца са със сравнително еднакви интензитети и разположение на характеристичните пикове. За това се налага да се изработи система за реазграничаването на тези кристални фази на SiO_2 . Това става възможно, като се обърне внимание на закономерността в съотношението на интензитетите на отраженията съответстващи на кристалографски индекси (110), (201) и (111), което дава възможност да се разграничи с голяма надеждност микрозърнестия кварц от халцедона. За разлика от кварца, интензитетът на отраженията на халцедона при (110), почти винаги са по-слаби от интензитета при (102). За микрозърнестият кварц картината е точно обратната – интензитетът на отражението при (102) е по-силен от този при (110).

Тези зависимости в интензитетите на отраженията при съответните пикове за $d, \text{\AA} = 2.45, 2.28$ и 2.23 , бяха използвани за съставянето на представената таблица. Данните от рентгенографските изследвания в голяма част се потвърдиха с голяма точност за пробите, от които бяха изготвени и дюншлифи. Това дава възможност да се разчита на предложението метод, като сигурен способ за определянето на съдържанието на кварц или халцедон в дадена проба от яспис.

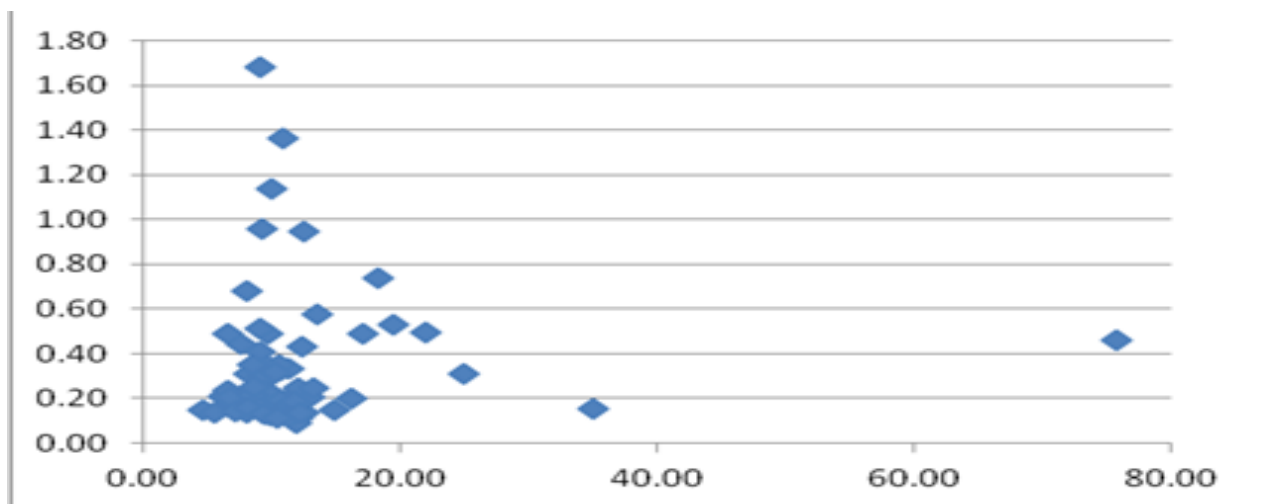
Определяне на степента на кристалинност по рентгенографски данни. Определянето на степента на кристалинност за даден образец от яспис или ясписово образувание, е решаващо за разбирането на различни генетични въпроси, както и за изясняване на проблема със схващането за понятието за яспис, като цяло. За решаването на проблема, Плюснина (1983) предлага достъпен метод с използването на рентгенографски данни от съответните проби от ясписи и сродни скали, като цитира Мурата и Норман (Murata, Norman, 1976). Те представят степента на кристалинност за дадена проба по данните от дифрактограмите за съответните проби. Обръща се особено внимание на рефлексите на кварца в областта $2\theta = 66-69^\circ$. Плюснина извършва редица изследвания върху кварц и халцедон в интервала $2\theta = 66-69^\circ$ и $2\theta = 34-44^\circ$, като обръща внимание на индекса на кристалинност, който се изразява с формулата $C_1 = 10.a/b$. В представената формула a представлява абсолютната стойност на рефлекса при (212). C_1 представлява съотношението между a и b умножено по 10, като b е стойността на рефлека отчетена над

фона. Необходимо е да се отбележи, че за различните дифрактометри коефициента на кристалинност варира, спрямо геометрията на апарата и другите основни негови параметри, както и от условията на провеждане на експериментите. Интерпретацията на резултатите от праховите проби за ясписи е представена на диаграмата за отношението между коефициентите C_1 и K_1 . (фиг. 194). Коефициентът K_1 представлява съотношението между стойностите на рефлексите при (110) и (102).

За опаловите разновидности може да се въведе относително разделение на няколко вида опал-съдържащи ясписи разделени по процентното съдържание на аморфната фаза в препаратата. Определя се коефициентът C_2 представляващ отношението между аморфна към кристална фаза. Наблюдава тенденция, според която изучените проби могат да се разделят в три групи: при стойности в интервала 0.01-0.42 те могат да се определят като ясписи; за стойности са в интервала 0.43-0.49 могат да се обозначат, като яспис-опали; за стойности между 0.50 и 1.00 – опали (фиг. 195) (Mihaylov, 2017)



Фиг. 194. Зависимост между коефициентите на кристалинност C_1 и K_1 при различни цветове ясписи



Фиг. 195. Зависимост между коефициентите на кристалинност C_2 и K_1

Резултатите са представени в табличен вид (таблица 2) с цел улесняване забелязването на различни видове зависимости, като цветови, по съдържание на различни минерални фази, степен на кристалинност, преобладаващо количество халцедон, кварц или опал и други.

Таблица 2. Резултати от проведената прахова рентгенова дифракция на проби от ясписи и ясписоподобни образувания

Проба /цвят	I110	I102	I111	I110/ I102	2I111/I102	I102/I11 1	SiO2	C1= 10. I212 a/b			K1 = 10. I110/I102	K2 = 10. 2I111/I102	Аморфна фаза [%]	Кристална фаза [%]	C2 ат/kg
								a	b	C1					
По долините на р. Рибен дол и р. Банска															
Bu1	100	88	28.9	1.14	0.66	3.04	Q	26	156	1.67	11.36	6.57	16.8	83.2	0.20
Bu4	100	84.7	42.3	1.18	1.00	2.00	Q	68	319	2.13	11.81	9.99	15.8	84.2	0.19
Bu3b	72.6	100	24.5	0.73	0.49	4.08	Ch	8	194	0.41	7.26	4.90	17.2	82.8	0.21
Bu3a	65.4	100	18	0.65	0.36	5.56	Ch+O-T	38	214	1.78	6.54	3.60	19.1	80.9	0.24
Bu2	91.7	100	45.1	0.92	0.90	2.22	Ch	19	202	0.94	9.17	9.02	16.8	83.2	0.20
Sm1	94.1	100	40.3	0.94	0.81	2.48	Ch	335	910	3.68	9.41	8.06	11.6	88.4	0.13
Ta1	95.1	100	39.1	0.95	0.78	2.56	Ch	77.7	158	4.92	9.51	7.82	22.4	77.6	0.29
Ta3	100	61.7	32.8	1.62	1.06	1.88	Q	26.8	103	2.60	16.21	10.63	16.8	83.2	0.20
Ta2	100	89	47.9	1.12	1.08	1.86	Q	30.3	58.6	5.17	11.24	10.76	24.9	75.1	0.33
По долината на р. Арда															
Vi1	85.4	100	42.8	0.85	0.86	2.34	CH+O-T	131	655	2.00	8.54	8.56	18	82	0.22
Li1	-	-	-	-	-	-	O	-	-	-	-	-	49.5	50.5	0.98
Li5	100	58.4	11.6	1.71	0.40	5.03	Q+O-T	1.7	74.8	0.23	17.12	3.97	32.8	67.2	0.49
Li4	92.7	100	19.6	0.93	0.39	5.10	Ch	20	156	1.28	9.27	3.92	23	77	0.30
Li2	-	-	-	-	-	-	O-T	-	-	-	-	-	47.2	52.8	0.89
Li3	100	74	23	1.35	0.62	3.22	Q	31. 2	46.9	6.65	13.51	6.22	36.6	63.4	0.58
Li6	84.2	100	33.0	0.84	0.66	3.03	Ch+O-CT	32	249	1.29	8.42	6.60	29.7	70.3	0.42
Li6	64.1	100	28.4	0.64	0.57	3.52	Ch+O-T	51	740	0.69	6.41	5.68	15.6	84.4	0.18
Kt3	67.6	100	28.9	0.68	0.58	3.46	Ch O-CT	500	187 4	2.67	6.76	5.78	16.9	83.1	0.20
Kt1	85.3	100	30	0.85	0.60	3.33	Ch O-CT	43	118 5	0.36	8.53	6.00	25.9	74.1	0.35
Kt2	71.3	100	28.6	0.713	0.57	3.50	Ch	242	240 0	1.01	7.13	5.72	12.3	87.7	0.14
Bk1	100	97.8	25.2	1.02	0.52	3.88	Q+O-	54	502	1.08	10.22	5.15	23.9	76.1	0.31

Проба /цвят	I110	I102	I111	I110/ I102	2I111/I102	I102/I11 1	SiO2	C1= 10. I212 a/b			K1 = 10. I110/I102	K2 = 10. 2I111/I102	Аморфна фаза [%]	Кристална фаза [%]	C2 ат/кг
								a	b	C1					
							CT								
Md1	78.6	100	37.9	0.79	0.76	2.64	Ch + Q	111	304	3.65	7.86	7.58	17.2	82.8	0.21
Pc1	100	94.3	42.3	1.06	0.90	2.23	Q	114	329	3.47	10.60	8.97	13.7	86.3	0.16
Pc2	100	76.9	27.6	1.30	0.72	2.79	Q/Ch	177	193	9.17	13.00	7.18	16.9	83.1	0.20
Pc3	63	100	25.9	0.63	0.52	3.86	Ch	103	222	4.64	6.30	5.18	17.2	82.8	0.21
Sk1	100	40.2	14.3	2.49	0.71	2.81	Ch+Q + O-CT	4.5	92.9	0.48	24.88	7.11	23.8	76.2	0.31
Ar1	96	100	39.3	0.96	0.79	2.54	Q>Ch	58	267	2.17	9.60	7.86	16.7	83.3	0.20
Dc1	-	-	-	-	-	-	O-T	-	-	-	-	-	21.2	78.8	0.27
Mv1	100	96.1	43.4	1.04	0.90	2.21	Q	436	106 9	4.08	10.41	9.03	10.2	89.8	0.11
Br1	81.3	100	31.9	0.81	0.64	3.13	Ch+O-C	71	686	1.03	8.13	6.38	13.9	86.1	0.16
Bs1	90.7	100	40.3	0.91	0.81	2.48	Ch	210	821	2.56	9.07	8.06	13.6	86.4	0.16
Bs2	100	75.4	38.4	1.33	1.02	1.96	Q	229	606	3.78	13.26	10.19	19.7	80.3	0.25
По долината на р. Върбица															
Su1	77.4	100	92.6	0.77	1.85	1.08	Ch	25	483	0.52	7.74	18.52	20.5	79.5	0.26
aVu	100	13.2	40.6	7.58	6.15	0.33	O-T	-	-	-	75.76	61.52	31.6	68.4	0.46
aVuR	72.3	100	28	0.72	0.56	3.57	Ch+O	21	305	0.69	7.23	5.60	15.9	84.1	0.19
aVu3	100	45.6	27	2.19	1.18	1.69	Q+O-T	11	210	0.52	21.93	11.84	33.2	66.8	0.50
Mc1	100	90.3	33.3	1.11	0.74	2.71	Q+O- CT	29	437	0.66	11.07	7.38	31.5	68.5	0.46
Mc1	78.8	100	33.1	0.79	0.66	3.02	Ch	78	764	1.02	7.88	6.62	11.9	88.1	0.14
Pr1	100	83.2	43.4	1.20	1.04	1.92	Q	166	324	5.12	12.02	10.43	19.8	80.2	0.25
Pr2	80	100	29.6	0.80	0.59	3.38	Ch	97	680	1.43	8.00	5.92	11.8	88.2	0.13
Pr3	100	82.8	37.1	1.21	0.90	2.23	Q	541	872	6.20	12.08	8.96	10	90	0.11
Pr4	100	51.4	16.2	1.95	0.63	3.17	Ch + O- T	29	50.4	5.75	19.46	6.30	34.6	65.4	0.53
Ch1	100	92.4	68.8	1.08	1.49	1.34	Q + Ch	60	493	1.22	10.82	14.89	57.7	42.3	1.36
Ch2	90.1	100	71.4	0.90	1.43	1.40	Ch	7	169	0.41	9.01	14.28	62.7	37.3	1.68
Ch3a	92.7	100	60.8	0.93	1.22	1.64	Ch	41	350	1.17	9.27	12.16	49	51	0.96

Проба /цвят	I110	I102	I111	I110/ I102	2I111/I102	I102/I11 1	SiO2	C1= 10. I212 a/b			K1 = 10. I110/I102	K2 = 10. 2I111/I102	Аморфна фаза [%]	Кристална фаза [%]	C2 ат/кг
								a	b	C1					
Ch3b	86.8	100	44.7	0.87	0.89	2.24	Ch	17	313	0.54	8.68	8.94	23.6	76.4	0.31
Ch4	80.9	100	54	0.81	1.08	1.85	Ch	11	279	0.39	8.09	10.80	40.4	59.6	0.68
Ch5	91.2	100	69.9	0.91	1.40	1.43	Ch	54	340	1.59	9.12	13.98	29.1	70.9	0.41
Ch6	-	-	-	-	-	-	O-T + Ch	-	-	-	-	-	35.2	64.8	0.54
aCh	80	100	33.5	0.80	0.67	2.99	Ch	33	301	1.10	8.00	6.70	14.8	85.2	0.17
Pi1	90	100	42	0.90	0.84	2.38	Ch	22	277	0.79	9.00	8.40	15.8	84.2	0.19
Yu1	96.3	100	39	0.96	0.78	2.56	Ch; CT	5	160	0.31	9.63	7.80	18.5	81.5	0.23
Ka6	100	79.7	70.8	1.25	1.78	1.13	Q>Ch	5	254	0.20	12.55	17.77	48.6	51.4	0.95
Ka7	100	54.7	35	1.83	1.28	1.56	Q>Ch	4	407	0.10	18.28	12.80	42.5	57.5	0.74
Ka12	100	100	59.3	1.00	1.19	1.69	Q + Ch	19	133	1.43	10.00	11.86	53.2	46.8	1.14
Pk1	100	80.1	38.2	1.25	0.95	2.10	Q	472	115 5	4.09	12.48	9.54	11.9	88.1	0.14
По долината на р. Буйокдере															
Ms2	-	-	-	-	-	-	O-T	-	-	-	-	-	40.6	59.4	0.68
Ms1	95.1	100	34	0.95	0.68	2.94	Ch+O-C	44	564	0.78	9.51	6.80	18.9	81.1	0.23
Bo1	81.8	100	21.8	0.82	0.44	4.59	Q + O-T	18	119	1.51	8.18	4.36	23.5	76.5	0.31
Bo4	94	100	40.3	0.94	0.81	2.48	Ch+O- CT	20	194	1.03	9.40	8.06	22.8	77.2	0.30
Bo3	-	-	-	-	-	-	O-T	-	-	-	-	-	37	63	0.59
Bo2	-	-	-	-	-	-	O-T	-	-	-	-	-	35.1	64.9	0.54
Bo5	-	-	-	-	-	-	O-T	-	-	-	-	-	30.1	69.9	0.43
St1	-	-	-	-	-	-	O-T	-	-	-	-	-	33.2	66.8	0.50
St2	100	35.2	15.4	2.84	0.88	2.29	Q+O- CT	6	233	0.26	28.41	8.75	38.2	61.8	0.62
De1	46.2	100	22.3	0.46	0.45	4.48	Ch	83	708	1.17	4.62	4.46	12.8	87.2	0.15
De2	93.1	100	36.2	0.93	0.72	2.76	Ch	150	672	2.23	9.31	7.24	12.4	87.6	0.14
De3	100	67.4	24.2	1.48	0.72	2.79	Q Ch	109	682	1.60	14.84	7.18	13	87	0.15
aNa	65.6	100	28.4	0.66	0.57	3.52	Ch	34	296	1.15	6.56	5.68	32.9	67.1	0.49

Проба /цвят	I110	I102	I111	I110/ I102	2I111/I102	I102/I11 1	SiO2	C1= 10. I212 a/b			K1 = 10. I110/I102	K2 = 10. 2I111/I102	Аморфна фаза [%]	Кристална фаза [%]	C2 ам/кг
								a	b	C1					
Nn1	100	74.3	39.7	1.35	1.07	1.87	Q	496	115 8	4.28	13.46	10.69	14.4	85.6	0.17
Tr1	97.8	100	46.1	0.98	0.92	2.17	Ch	475	950	5.00	9.78	9.22	11.2	88.8	0.13
Tr2	-	-	-	-	-	-	O-T	-	-	-	-	-	42.2	57.8	0.73
Ne1	67.8	100	34.2	0.68	0.68	2.92	Ch	50	714	0.70	6.78	6.84	13.9	86.1	0.16
Ne2	55.1	100	31.1	0.55	0.62	3.22	Ch	76	758	1.00	5.51	6.22	12.2	87.8	0.14
Ne3	62.7	100	41	0.63	0.82	2.44	Ch	211	200 9	1.05	6.27	8.20	17.4	82.6	0.21
Ko1	82.7	100	40.3	0.83	0.81	2.48	Ch	91	191	4.76	8.27	8.06	17.4	82.6	0.21
По долината на р. Крумовица															
Po1	100	94.8	37.6	1.05	0.79	2.52	Q+O- CT	37	497	0.74	10.55	7.93	26	74	0.35
Mo1	100	80.7	51.8	1.24	1.28	1.56	O-C + Q	15	200	0.75	12.39	12.84	30	70	0.43
Mo2a	100	28.5	64.3	3.51	4.51	0.44	Q	61	296	2.06	35.09	45.12	13.5	86.5	0.16
Mo2c	75.9	100	29.8	0.76	0.60	3.36	Ch+O-T	26. 5	104	2.55	7.59	5.96	30.8	69.2	0.45
Mo2b	96.7	100	62	0.97	1.24	1.61	Ch+O-T	20. 3	73.3	2.77	9.67	12.40	32.9	67.1	0.49
Dj1	100	94	38.9	1.06	0.83	2.42	Q	145	474	3.06	10.64	8.28	15.4	84.6	0.18
Dj2	97.6	100	60.3	0.98	1.21	1.66	Q	113	277	4.08	9.76	12.06	24	76	0.32
Ba1	86.7	100	36.1	0.87	0.72	2.77	Ch+O- CT	85	567	1.50	8.67	7.22	20.1	79.9	0.25
Ba2	100	82.4	40.7	1.21	0.99	2.02	Q	323	883	3.66	12.14	9.88	12	88	0.14
Gk1	100	93.1	38.5	1.07	0.83	2.42	Q	92	216	4.26	10.74	8.27	24.7	75.3	0.33
Kr1	90.9	100	42.9	0.91	0.86	2.33	Ch+O- CT	54	345	1.57	9.09	8.58	33.9	66.1	0.51
Pa1	97.1	100	41.5	0.97	0.83	2.41	Q/Ch + O	56	261	2.15	9.71	8.30	25.6	74.4	0.34
Pa2	100	84	76	1.19	1.81	1.11	Q	737	1156	6.38	11.90	18.10	8	92	0.09
Zv1	100	82.6	38.1	1.21	0.92	2.17	Q	106	207	5.12	12.11	9.23	15.2	84.8	0.18
Zv2	100	80.8	37.8	1.24	0.94	2.14	Q	345	958	3.60	12.38	9.36	10.3	89.7	0.11

5.2. Кварц и други разновидности на SiO_2

При изцяло кварц-съдържащите проби се наблюдава най-високото съдържание на кристална фаза, определена по метода предложен от Плюснина (1983). Най-ниското процентно количество в пробите е 75.1%, а най-високото – 92%. Респективно процентното съдържание на аморфна фаза в пробите е 24.9% (най-високо) и 8% (най-ниско). За пробите изградени предимно от кварц и коефициента на кристалинност C_1 , също варира в доста тесни граници. С изключение на една проба показваща силно различаващи се и завишени стойности, за останалите коефициента е в интервала 9.76-12.38, като преобладават тези със стойности около 10.

При ясписите изградени изцяло от халцедон, съдържанието на кристална фаза също е сравнително високо, по-ниско от това при образците изградени изцяло от кварц и варира в по-тесни интервали. Най-ниската стойност за съдържание на кристална фаза в пробите е 77.6%, докато най-високата – 88.4%. Аморфната фаза в най-ниското си процентно съдържание е респективно 11.6%, а в най-високото – 22.4%. Коефициента на кристалинност в тези проби се отличава с доста по-ниски стойности от пробите, които са изградени преимуществено от кварц. Най-ниската стойност е 0.79, а най-високата – 5. Преобладават пробите с коефициент на кристалинност C_1 със стойности около единица. Вариацията на тези проби е почти с единица по-голяма от тази при изцяло квацсъдържащите проби. Впечатление прави, че обикновено пробите изградени изцяло или преимуществено от халцедон са по-често свързани със съдържание на различни разновидности на опала, за разлика от тези, в които основната SiO_2 фаза е кварц.

Жълтите ясписи са 18, като 3 от тях са изградени напълно от кварц, 8 напълно от халцедон и 7 проби изградени от комбинирани кварц, халцедон и/или опал. От последните 3 са пробите съдържащи опал-Т и една съдържаща опал-СТ. От изследваните образци няма проба, която да е изградена само от разновидности на опала без да е в комбинация с кварц или халцедон.

За трите на брой проби изградени изцяло от кварц, процентното съдържанието на кристална фаза е високо и в сравнително по-тесни граници от съдържанията при червените. Най-ниската стойност е 83.2%, а най-високата – 88.1%. За аморфната фаза най-ниското съдържание е 11.9%, а най-високото 16.8%. Коефициентът на кристалинност C_1

също е с по-ниски стойности от този при червено оцветените проби изградени от кварц. Най-ниската стойност е 2.60, а най-високата 4.28.

Пробите изградени изцяло от халцедон при жълтите разновидности показват сходни стойности за съдържание на кристална фаза с тези при червенооцветените. Най-ниското процентно съдържание е 77%, а най-високото – 88.2%, като преобладават пробите със съдържание около 88%. Респективно за аморфната фаза най-ниската стойност е 11.8%, а най-високата – 23%. Коефициента на кристалинност C_1 за тези проби варира от 0.41 до 4.64, като преобладават пробите със стойности между 1 и 1.5.

Пробите оцветени в различните нюанси на червено и жълто, най-общо са обозначени като кафяви и са седем на брой – три изцяло изградено от кварц, една изцяло изградена от халцедон, две от комбинация между халцедон и опал-Т, една от опал-Т и една изцяло от аморфен опал.

От зелено оцветените образци няма такива, които са изградени изцяло от кварц. Шест са изцяло изградени от халцедон, а петнадесет – от различни комбинации между кварца, халцедона и/или опала. От последните 8 броя са изградени изцяло от опал-Т, три са комбинация между опал-Т и халцедон, а четири са опал-СТ, в комбинация с кварц или халцедон.

Пробите изградени изцяло от халцедон показват изключително вариращо съдържание на кристална фаза, като най-ниското е 37.7%, а най-високото – 87.2. Преобладават стойностите между 70 и 80%. Най-ниската стойност за аморфната фаза е 12.8%, а най-високата – 62.7%. Коефициентът на кристалинност C_1 също варира в сравнително широки граници, като най-ниската стойност за него е 0.41, а най-високата – 1.17. По този показател зелените ясписи се подреждат на последно място по степен на кристалинност.

Забелязва се известна зависимост при сравнение на пробите от ясписи, съдържащи кварц и/или халцедон по процентно съдържание на кристална фаза спрямо проби от вместващите скали, в които са поместени. При пробите, съдържащи кварц в минералния състав, се забелязва известно нарастване на съдържанието на кристална фаза намиращи се в скали с андезитов, андезитобазалтов или латитов състав. Проби от ясписи с ниско съдържание на кристална фаза обикновено са свързани със средни по състав туфи, туфити

и туфобрекчи. Подобна зависимост се наблюдава и в пробите доминиращо съдържащи халцедон. При проби, изградени изцяло от кварц или изцяло от халцедон, също се наблюдава такава зависимост, но поради ограниченото им количество тя е по-слабо изразена. За пробите, съдържащи различни разновидности опал, не се наблюдават подобни зависимости.

Зависимост се установява и спрямо пигментиращото вещество за ясписите и вместиците ги скали. Оцветените в червено ясписи обикновено са привързани към скали със средни по състав скали – предимно туфи, туфити и туфобрекчи. При пробите пигментирани в жълто от гьотит обикновено вместиците скали са или андезити, андезитобазалти или латитите, но в нередки случаи също могат да са средно кисели туфи, туфити и туфобрекчи. За образците оцветени в зелено се забелязва, че вместиците скали са предимно андезити, андезитобазалти, базалти и латити, като това важи за почти всички зелени ясписи.

5.3. Опал

За разлика от останалите разновидности на кварца, опалът е аморфен. Терминът „аморфен“ при опала се счита за остарял и се предлага да отпадне, като бива заместен от синонима му „некристален“ (Flörke et al., 1991). Некристалните фази се определят с широката дифузна ивица с максимален интензитет около $22^\circ 2\theta$ ($\text{CuK}\alpha$). Преходът от макрокристалните разновидности на силициевия диоксид към микрокристалните и некристални разновидности бива съпроводен с увеличаване на структурната неопределеност, на примесни и електронно-дупчести дефекти, на двойници, дислокации и включения.

Наблюдава се и присъствие на „пакети“ от различни минерални фази в, например тридимит и кристобалит в опал. Отделят се три основни групи по отношение на отношение на групата на микрокристалните и некристалните разновидности: α -кварц и могоанит (с размери на зърната около 100-200 nm); опали с примесени „пакети“ от тридимит и/или кристобалит; рентгеноаморфни фази с високо съдържание на вода (опал-А) и с ниско съдържание на вода (Костов, 1996; 2000; Костов и др., 2020).

Опал-А. Според съвременните изследвания опал-А или още „аморфен опал” не се съдържа в ахатите, а само в съвременните SiO_2 синтери, където бързо се трансформира в опал-СТ). В света са познати само единични случаи на опал-А съдържащи ахати, въпреки разпространеното мнение, че неговото съдържание в ахатите може да достигне до 10% (Götze, 2011; Костов и др., 2020).

Опал-СТ и опал-С. Опал-СТ (опал кристобалит-тридимит) се отбелязва като т.нар. леписфери, сфероидални агрегати, представени от фини взаимосвързани пакети на кристобалит и тридимит, понякога свързани и с аморфен опал. Описани са също и влакнести, плочести и масивни разновидности (Flörke et al., 1990; Nagase, Akizuki, 1997; Götze, 2011). За района на Източните Родопи са изследвани някои опалови силицити, които са с опал-СТ състав (Ilieva, Mihailova, 2002; за люсатит срв. Marková, 1978).

Опал-Т. Тази модификация на опала се отбелязва в силицизираната или опализираната дървесина (Mitchell, Tuffs, 1973). Като неподреден SiO_2 с тридимитова структура в глинести скали бива описан по-късно (Eversull, Ferrell, 2008). Микрокристалните опали от SiO_2 -съдържащи скали, геоди и бентонитови глини от Източни Родопи са анализирани чрез Раманова спектроскопия, рентгенова прахова дифракция, електронна микроскопия, както още термогравиметричен и диференциален термичен анализ. Сравнението на рентгеновата дифракция и спектроскопските данни за серия от микрокристални опали показва, че една част от тридимит- подобни структурни единици може да бъде регистрирана, като се използва относителния интензитет на Рамановата ивица около 350 cm^{-1} . Опалите, показващи интензивна, но със слабо разрешение Раманова ивица, центрирана в близост до $330\text{-}360\text{ cm}^{-1}$, съдържат по-голяма част от наноразмерните пространствени области с атомни подредби от тридимитов тип, за разлика от тези с подредбите на кристобалита (Ilieva et al., 2007; срв. Ilieva, Mihailova, 2002)

В изследваните проби разновидности на опала са различно разпределени сред образците от ясписи, но въпреки това е възможно да се наблюдават различно изразени зависимости. Забелязва се, че опалът е свързан най-вече със зелено оцветените разновидности на яспис, независимо, че тези образци са с най-малко количество спрямо другите два цвята. Дори при това положение най-много проби съдържащи опал под една или друга форма са свързани със зелено пигментираните образци. Те са последвани от

червено оцветените, а жълто пигментираните ясписи изглежда са най-бедни на тези SiO_2 фази.

При пробите изготвени от зелени опал-съдържащи ясписи се забелязва, че във всички препарати се регистрира тридимит под формата на опал-Т. Това е най-разпространената разновидност на опала в тези образци, като четири от дванадесетте проби с опал, са изградени изцяло от тази разновидност. Следващата по съдържание разновидност е опал-СТ, като образци изградени или съдържащи само аморфен опал липсват. Процентното съдържание на кристална фаза за пробите изградени изцяло от опал-Т варира в границите от 52.8% до 69.9%, като обикновено са концентрирани около горната граница. За останалите образци, в които се отбелязва комбинация между разновидностите на опала и кварц и/или халцедон, съдържанието на кристална фаза е респективно завишено и е в интервала 66.1-83.1%.

За червено оцветените ясписи, опалът и неговите разновидности са най-често съпътстваща SiO_2 фаза в комбинация с кварц или халцедон. Единствено в една проба се регистрира само опал-Т. При тези ясписи по-разпространената разновидност е опал-СТ, изграждащ 5 от 11 проби. След него е опал-С в три проби и накрая е опал-Т в две от пробите. По съдържание на кристална фаза пробите попадат в интервал от 63% (опал-Т) до 86.1%. Прави впечатление, че образци със по-високо съдържание на кристална фаза, около и над 80%, са такива изградени едновременно от опал и халцедон, докато в други изградени от кварц и опал са със занижено количество на кристалната фаза – около или малко над 70% .

При жълтите ясписи се съдържа частично опал-Т или опал-СТ, но липсват случаи на проби съдържащи само аморфен опал или изградени изцяло от някоя от разновидностите на опала. Тези проби са само четири на брой, като процентното съдържание на кристална фаза в тях е в интервала 66.8-84.4%. Двете от пробите изградени от кварц в комбинация с опал се приближават до долната граница на интервала, а другите две от халцедон с опал – до горната.

5.4. Желязо-съдържащи минерали: хематит, гьотит и селадонитови фази

В изследваните проби от яспис и ясписоподобни образувания, главните желязосъдържащи минерални фази се явяват пигментиращо вещество и са неотменна част от минералния състав на образците. В най-общия случай те са три на брой, придаващи различно оцветяване. Присъствието на хематит пигментира ясписа в червено, на гьотит в жълтите тонове, а наличието на минерали от селадонитовата група – в зелено. В някои случаи се наблюдава присъствие на повече от един пигмент в пробата за прахова рентгенова дифракция. Пример са кафяво или охрено оцветените ясписи, за които рентгенографски се установи, че в повечето случаи са комбинация от съставната SiO_2 фаза и различно съотношение между хематит и гьотит едновременно. За проби от зелени ясписи с извичеста текстура, най-често редуване на зелени и жълти ивици, се регистрират едновременно минерали със селадонитов състав и гьотит в подчинено количество. Такива резултати се наблюдават за проба от проявление Морянци. Същото важи и за образци с петниста текстура, какъвто е случая със зеленооцветен яспис от Момчилградско, при който се наблюдават кафяво оцветени и неправилни по форма участъци в обема на зелено оцветен яспис.

Хематитът $\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$, най-ясно разграничим в червено оцветените проби от ясписи, е микрокристалинен и се явява под формата най-разнообразни индивиди и агрегати. Той се отнася към тригоналната сингония, тригонално-скаленоедричен клас на симетрия (32/m), пространствена група $R\bar{3}C$. Характеристичните пикове на хематита са при d , Å (I/I_0) = 2.69 (100), 1.69 (60) и 2.51 (50). В изследваните образци хематитът се явява като разширени пикове, което се дължи най-вероятно на малкото му количество и размери сред основната силикатна маса. Ниският интензитет на пиковите е вследствие на силно изразените пикове на съответната съставна SiO_2 фаза.

Хематитът се разграничава ясно в образците от проявления Пазарци, Звездел, Лисиците, Буково, Бойник, Момина сълза, Байрактарци и Бориславци. Морфологията на хематита като пигментираща минерална фаза в яспииите е разнообразна. Често може да се среща пигмент с различна морфология в рамките на един образец. Най-често пигментът е финно диспергиран сред масата от SiO_2 -фази. Това е характерно за образците от проявления Пиявец, Бойник, Звездел, Неофит Бозвелиево. Също често срещан е случая, когато той се

среща под формата на глобули. Такъв е в образците от проявленията Бориславци, Момина сълза и Кос. В други случаи пигментиращото вещество е под формата на удължени, непрогледни образувания, както и иглести, когато са с правилна форма и по-малки размери – проявления Пчелари, Пиявец, Бориславци. В последното се наблюдава и пигментиращо вещество с иглест характер, като удължените тела са разположени радиално около център. Хематитът може да бъде също и коломорфен (показание Поточница).

Гьотитът $\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$ е минералната фаза пигментираща ясписите в различни нюанси на жълтия цвят. Както при хематита, той също е с изключително малки размери, а количеството му в пробите е сравнително малко спрямо основата SiO_2 фаза изграждаща образеца. Пиковите и при този минерал са със слаб интензитет и са силно уширени. Причината за това е същата, която важи и за хематита. Минералът е от ромбичната сингония, бипирамиден клас на симетрия $(2/m2/m2/m)$, пространствена група $Pbnm$. Характеристичните пикове за гьотита се появяват при d , $\text{\AA}(I/I_0) = 4.18$ (100), 2.69 (30), 2.452 (25).

Гьотитът се отбелязва като основна пигментираща фаза в проявленията Буково, Лисиците, Бойник, Байрактарци, Момчилград. Най-разпространената морфология на гьотита като пигмент в образците от ясписи е под формата на глобули или фино диспергиран сред основната маса от SiO_2 -фази. Под формата на глобули гьотитът се среща в образци от проявления Буково и Лисиците. Финно диспергиран е при образците от проявления Бойник и Неофит Бозвелиево. Под формата на иглести образувания се среща в ясписите от проявление Пчелари, а под формата на коломорфни бубрековиди образувания – в проявление Чуково.

С названието селадонит в официалния регистър на минералните видове на Международната минералогическа асоциация фигурират вече 6 отделни минерални вида: алуминоселадонит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Al}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, селадонит $\text{KMgFe}^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, хромселадонит $\text{KMgCr}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, фероалуиноселадонит $\text{KFe}^{2+}\text{AlSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, фероселадонит $\text{KFe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ и манганиселадонит $\text{KMgMn}^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Глауконитът $\text{K}_{0.8}(\text{R}^{3+}, \text{R}^{2+})_2, \text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ се използва като серийно название с илита за слоисти силикатни минерали от супергрупата на слюдите. Те са диоктаедрични междуслонно-дефицитни слюди (Rieder et al., 1998; за различията и параганезите при

глауконит и селадонит срв. Hendricks, 1941; Foster, 1969; Buckey, 1978; Коссовская и др., 1984; Дриц, Коссовская, 1986; Стефанов, 1986; Odin et al., 1988; Parron, Amouric, 1990; Вакуленко и др., 1992; Duplay, Buatier, 2000; Wilson, 2013).

Кристалната структура на селадонита е уточнена, включително с помощта на електронография (Звягин, 1957; Жухлистов и др., 1979; Ципурский, Дриц, 1986). Отбелязват се факторите в кристалохимичните особености, водещи до вариациите в съставите при редиците илит-алумоселадонит и глауконит-селадонит (Drits et al., 2010). Кристалохимичните параметри на селадонита и глауконита са близки, но се различават предимно по непълното запълване от силиции на тетраедрите при селадонита, а тривалентните катиони запълват по-малко от 0.2 формулна единица, но с по-висока стойност при глауконита (Білоніжка, 2012).

Такива силикати включват смесенослоести слюди-сметити, съдържанието на които обикновено варира в широки граници. Налице е постепенен преход от сметити чрез междинни фази към селадонит-съдържащи фази и „глауконит“, а сколитът следва да се разглежда като разновидност на алуминиева хидрослюда (илит). При описание на данните от рентгенофазовия анализ на ясписи в редица публикации се отбелязват примеси от илит или слюда. Липсват уточняващи минералния вид, химични и кристалоструктурни данни. Това важи и за резултатите от описание на скалообразуващи минерали във вместиращите скали.

Селадонитът се асоциира предимно с вулкански скали във случаите когато не е със седиментен генезис. Приема се, че той се отличава от глауконитовата група минерали по някои морфологични особености, а също така и по сравнително тесния пик при 10 Å по данни от рентгенофазовия анализ (Chamley, 1989). За селадонита в конкретния случай се очертават пет стадия на формиране, като първоначалния е свързан с подводно изветряне на лавата и отлагане на SiO₂ последван от образуване на сапонит във все още окислителна микросреда. Следва формиране на селадонит с редуциране на пористостта и вторичен генезис на глинести фази, богати на магнезий и обеднени на алуминий. Последният стадий се характеризира с образуване на калцит и зеолити (сред другите глинести минерали могат да се включат нонтронит и понякога хлорит или хлорит-сметит). Обикновено минералът е широко разпространен сред вулкански средни до базични по

състав скали, в асоциация със zeoliti в пренит-пумпелиитов фациес, а не в зеленошистен фациес (Wise, Eugster, 1964). Подобна е асоциацията при селадонитовите жилки сред вулканитите (кератофирите) на полуостров Крим (Четвериков, Фиолетова, 1935; Квальвасер, 1953; Сабич-Заболоцкий, 1954).

Минералът селадонит се под формата на жилки се среща и в туфи, туфити, спилити и андезит-базалти при хребета Карагач от Карадагската вулканска група, като често се развива в залбандите на ясписови жилки (Супрычев, Макаров, 1968). В асоциация с него са описани кварц (халцедон, карнеол, аметист и цитрин), опал, хлорити, zeoliti (аналцим, стилбит и хейландит), пренит, калцит и железни хидрооксиди. Параганетично е описан и тъмнокафяв “идингсит” (променен и псевдоморфозиран оливин в смес най-често от монтморилонит с хлорит, кварц и гьотит). Образува още включения в калцита (Четвериков, Фиолетова, 1935), както и финозонални ритмични радиално-влакнести селадонит-халцедонови сферолити със синкавозелен цвят, като в него е установено съдържание на до 0.28 тегл.% V_2O_5 (Супрычев, Макаров, 1968). Освен нискотемпературното му образуване при около 100 °C за минерала се отбелязва, че е характерно метасоматично заместване на тъмнооцветени Al-съдържащи силикатни минерали (Сабич-Заболоцкий, 1954). Описан е още в базалтите от Волините (Лазаренко, 1956) и Прибужието (Малкова, 1956), в туфолави от Среден Урал (алуминоселадонит с дефицит на калий; Симакова, Леонова, 2014), а железист сапонит и селадонит, съвместно с калцит с хидротермален генезис, са отбелязани от вулканитите при р. Нижна Тунгуска в Сибир (Кудряшова, 1962). Отбелязва се още и при Zonguldak в Турция (Bayramgil et al., 1952), а по-редкия азбестовиден селадонит се среща при Ингулецкото находище в Криворожкия басейн (Макаров, Макарова, 1970).

При прегледът на данните от химичните анализи на селадонитите от различни образувания в Криворожкия басейн на Украйна (Лазаренко, Павлишин, 1976; Лазаренко и др., 1977; *Минералы*, 1992), приведени към съвременната номенклатура, се установява, че два от тях, свързани с кварцити, съответстват на селадонит, а останалите – на фероселадонит. Селадонитът се среща в приповърхностните части в континентални заливни базалти на Базалтовата група на река Колумбия, като е характерно, че той запълва везикули и замества вместваща основна маса. Включените стъкла в базалтите при

разтваряне могат да осигурят достатъчно К за образуването на селадонит, докато разтварянето на основната маса осигурява необходимите Mg и Fe (Baker et al., 2012).

Друг вид изследвания, използвани за диагностиката на селадонита, са спектроскопски изследвания чрез Мьосбауерова спектроскопия (Murad, 2006) и електронен парамагнитен резонанс (ЕПР) (Калиниченко и др., 1973; Матяш и др., 1980). По данни на ЕПР спектроскопия, формите на присъствие на йони Fe^{3+} в минерали от групата на глауконита позволява диференцирането им при променени и непроменени разновидности (Щербакова и др., 1975). Минералните фази от групата на глауконит-селадонита са се използвали и като пигменти (Ospitali et al., 2008).

При по-новите изследвания, като типични минерали на метавулканистите от зоолитовия фациес и на ахатите в същите метавулканистите, се приемат високосилициевите ферислюди с представител селадонит. Тук се включва освен халмиролиза и окислителна диагенеза (селадонит), още и метаморфизъм на потъване при ясписите, отъждествяван с нискотемпературен пренит-пумпелиитов фациес (Спиридонов и др., 2000).

По данни на посочените автори се приема, че аналогично с повишението на температурата и отчасти на налягането, по-слабо структурно подредените хидрослюди (илити) се заместват от мусковит; илит-сметитите – от мусковит и хлорит, 7Å хлоритите и коренситът – от смесено-слоисти коренсит-хлорити и последващи нормални 14Å хлорити, фероселадонитът – от селадонит и след това алуминоселадонит, джулголдит се замества от пумпелиит-(Fe) и след това пумпелиит-(Al), а също така нараства степента на графитизация на въглерод-съдържащите вещества, като лигнитните и кафяви въглища се заместват от черни, гагатни и антрацитни въглища, а дори и от графитоид.

С помощта на оптикомикроскопски изследвания, селадонитът и фероселадонитът са отбелязани във вместиращи ясписите вулкански скали (метатрахандезитобазалти) от района на Груево в Източните Родопи (непубликувани данни на Е. Спиридонов; Костов и др., 2020). В проявлението със зоолитов фациес се свързват ахатовите прожилкови образувания с халцедон, кристобалит, клиноптилолит и морденит. В споменатите образувания е описан и флуорапофилит, на места с псевдоморфози от кварц (Костов, 1985).

Глауконитът у нас е отбелязан в обобщението на Бончев (1923) и в публикации по минералогията на седиментни скали (Алексиев, 1958; Атанасов, 1962; Костов и др., 1964). Според Бончев (1923) селадонитът, с характерния си тъмнозелен до синкавозелен землест цвят, е с непостоянен химичен състав, поради което няма фиксирана химична формула. Според автора, минералът се среща в областите на променени андезитови скали и туфи заедно с делесит, като пръв запълва шуплите или празнините им (около Дивотино и Бучино, Люлин, Витоша, Средна гора и Източни Родопи). Представеният от него химичен анализ на селадонит от неизвестно находище съответства по съвременната номенклатура на фероселадонит.

Установено е, че селадонитът от сенонските вулкани в Средногорската област асоциира с кварц (включително халцедон), опал, хематит, зеолити (морденит, хейландит), пренит, пумпелиит, хлорит, калцит и самородна сяра (Радонова, Караджова, 1966). Смята се, че той се образува при повишен редукционен потенциал при нискотемпературни условия след хематита и кварца, но преди зеолитите и калцита. Нискотемпературният хидротермален произход на селадоните е възприет от повечето изследователи, но неговото образуване се обвързва и с образуването на пропилитите и алунитовите вторични кварцити. Определен е съставът на селадонит от киселите пирокластични скали на първия и втория олигоценски излив в Източните Родопи, като неговото широко разпространение сред зеолитизирания пирокластичен материал, особено през първата фаза на вулканска активност, се свързва с хидротермална дейност (Yanev et al., 2006).

За основна причина за зеленото оцветяване на ясписа от българските проявления се възпрема съдържанието на селадонит-съдържащи пигментиращи фази, регистрирани чрез рентгенодифракционен фазов анализ.

В случаите на монохроматно и полихроматно оцветени ясписи, цветът е тъмнозелен, като във втория случай, при зонални жилни или лещовидни агрегати и образци, тези зелени фази заемат обикновено външната зона. С помощта на оптикомикроскопски изследвания се установява, че селадонитовите фази са представени от финовлакнести и мъхести агрегати, като този тип агрегати се среща и при т. нар. зелени „мъхести“ ахати. В някои случаи, в селадонит-съдържащи проби от яспис или вместираща ясписа скала се

отбелязват зонални състави или присъстват поне два различни селадонит-съдържащи минерални вида.

За изясняване на конкретния минерален вид от известните в номенклатурата селадонитови фази следва да се провеждат по-детайлни химични и спектроскопски анализи.

За пробите от Неофит Бозвелиево (Ne1) селадонитовите фази са: селадонит, алуминоселадонит, фероселадонит и фероалуиноселадонит. За пробата от проявление Пазарци (Pa1) са алуминоселадонит и фероселадонит, а за пробата от Каменец (Ka1) това са селадонит и фероселадонит. Във вместищата ясписа скала от Неофит Бозвелиево (rNe3) се установяват също алуминоселадонит и фероалуиноселадонит, т.е. в този случай при ясписите може да се предположи запазване на фазите, но с привнос на Mg и при недостиг на алкални елементи.

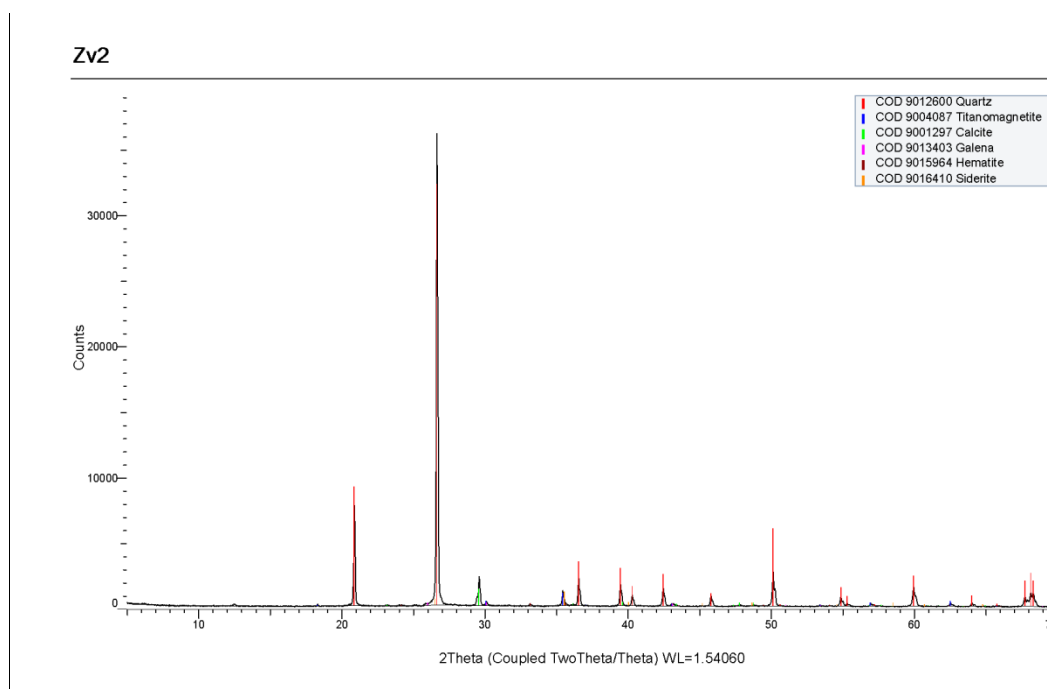
Морфологията на минералите от селадонитовата група също е сравнително разнообразна. Те са под формата на малки глобули (проявления Вишеград, Юнаци, Каменец и Пазарци). Коломорни образувания от минералите от същата група се отбелязват в образци от проявленията Момина сълза, Щурец, Вишеград. В последното проявление се отбелязва и дендритовиден селадонит.

Хелиотропът е разновидност на ясписа с предимно тъмнозелен цвят и малки червени петна (Костов и др., 2020). От проучените проявления хелиотроп е установен във Вишеград, Студен кладенец, Сушево, Чуково, Неофит Бозвелиево, Морянци и Пазарци.

5.5. Други минерали

Галенит PbS. Галенитът се установява само в една от изледваните проби от яспис от проявлението при рудник „Звездел“ (фиг. 196). Той е от кубична сингония, хексоктаедричен клас на симетрия ($4m\bar{3}2/m$) и пространствена група $Fm\bar{3}m$. Определя се по трите му силни пика при $d, \text{\AA}$ (I/I_0) = 2.969 (100), 3.429 (84), 2.099 (57). В пробата е в сравнително малки съдържания, за което се съди по пиковите, чиято форма е уширена, а интензитетът му е слаб. Пиковите му са близки до тези определени в титаномagnetити, но поради

установяването му други методи и по литературни данни може да се съди с голяма достоверност, че фазата присъства в съответната прахова проба.



Фиг. 196. Дифрактограма на червен яспис от рудник „Звездел“ с галенит, магнетит и карбонати, проявление Звездел (Zv2)

Пирит FeS_2 . Рудният минерал пирит се установи в една проба от червен яспис от коренно проявление Пазарци. Той е от кубична сингония ($m\bar{3}$) и пространствена група $Pa\bar{3}$. Характеристичните му пикове са при d , Å (I/I_0) = 1.6332 (100), 2.709 (85), 2.423 (65). В пробата минералната фаза се явява на дифрактограмата с ясни симетрични пикове с относително силни спрямо другите минерални фази интензитети. Това говори, че най-вероятно фазата е добре кристализирала заради правилната форма на пиковите, а количеството и е сравнително голямо (фиг. 197).

Магнетит (титаномангнетит $Fe^{2+}(Fe^{3+},Ti)_2O_4$). В изследваните проби е много рядко срещан минерал. Определен е като такъв по най-добро съвпадение на интензитет и позиция на пиковите. Заради малкото му количество не е възможно да се твърди с особена голяма достоверност, че става въпрос за тази разновидност на магнетита без по-подробни изследвания. Такава фаза е определена само в проба от рудник „Звездел“, който

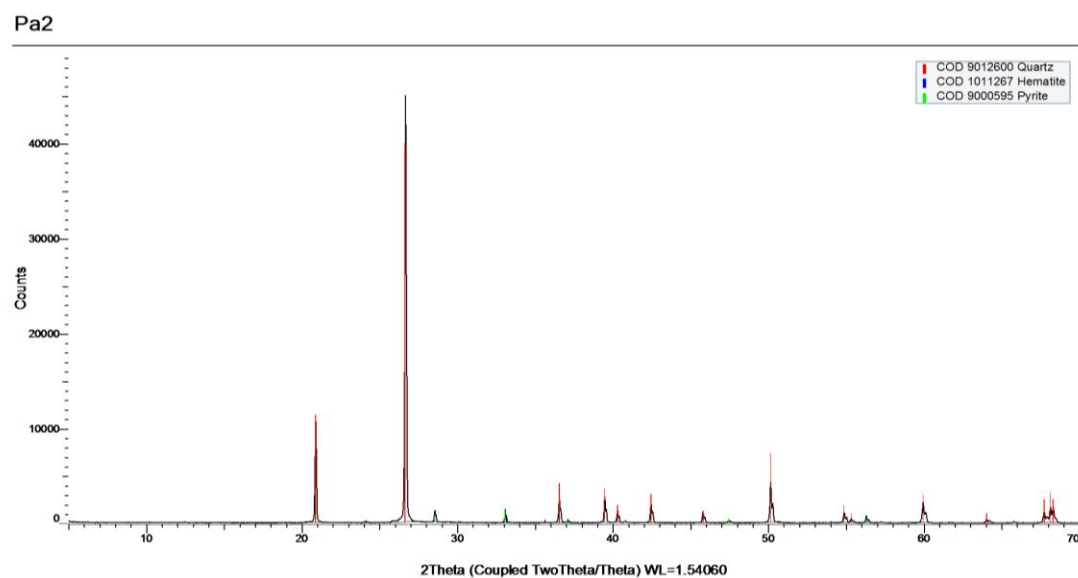
представлява и проявление на червено оцветени ясписи с най-разнообразни минерални парагенези – карбонати, рудни минерали и др.

Пиролузит $\beta\text{-MnO}_2$. Пиролузитът е от тетрагонална сингония, дитетрагонално-бипирамиден клас на симетрия $(4m/2m/2m)$ и пространствена група $P4/mnm$. Характеристичните му пикове са при $d, \text{\AA}$ $(I/I_0) = 3.14 (100), 1.63 (50), 2.41 (50)$. В изследваната проба пиролузитът е представен от ясни, симетрични пикове с относително силен интензитет в сравнение със SiO_2 фазата. Това предполага, че неговото количество не е малко в пробата. Изследванията потвърждават, че присъствието на този манганов минерал е причината за сивото оцветяване на ясписа. Пиролузитът също се среща относително рядко (фиг. 198). Определен е в образец от проявление Бориславци за сиво оцветен яспис. Поради нехарактерното си оцветяване беше изготвена проба за фазов анализ с цел определяне на предполагаем манган съдържащ минерал, който би играл ролята на пигмент за образуването.

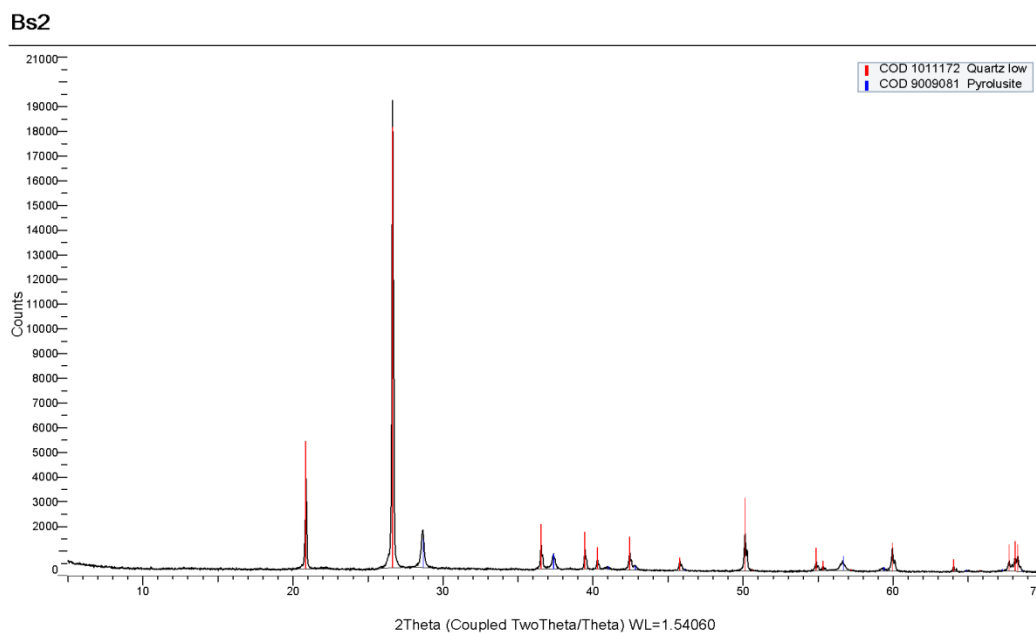
Романешит $(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})_2(\text{Mn}^{+4}, \text{Mn}^{+3})_5\text{O}_{10}$. С цел доизясняването на въпроса със сивото оцветяване на ясписите, беше подготвена и друга проба от подобен образец от проявление Татул (фиг. 199). Пробата от този образец е по-сложна по състав в сравнение с тази от Бориславци. В нея присъстват опал-Т, гьотит, романешит и предполагаем грутелит – отново манганов минерал. Романешитът е от моноклинна сингония, призматичен клас на симетрия $(2m)$ и пространствена група $C2/m$. Неговите основни три пика са при $d, \text{\AA}$ $(I/I_0) = 2.41 (100), 2.19 (85), 3.48 (60)$. На дифрактограмата романешитът е под формата на малки неясни пикове със слаб интензитет. Въпреки това може да се съди, че в пробата макар и в подчинено количество присъства тази фаза.

Тефроит $(\text{Mn}_2\text{SiO}_4)$. Подобна на предишните две проби е ситуацията с образец от коренното проявление Щурец, където освен зелен яспис, в ниските части близо до руслото на реката се установи и черно оцветено ясписоподобно образуване. От него също беше изготвена проба с цел изясняване причината за пигментация, освен общия минерален състав (фиг. 200).

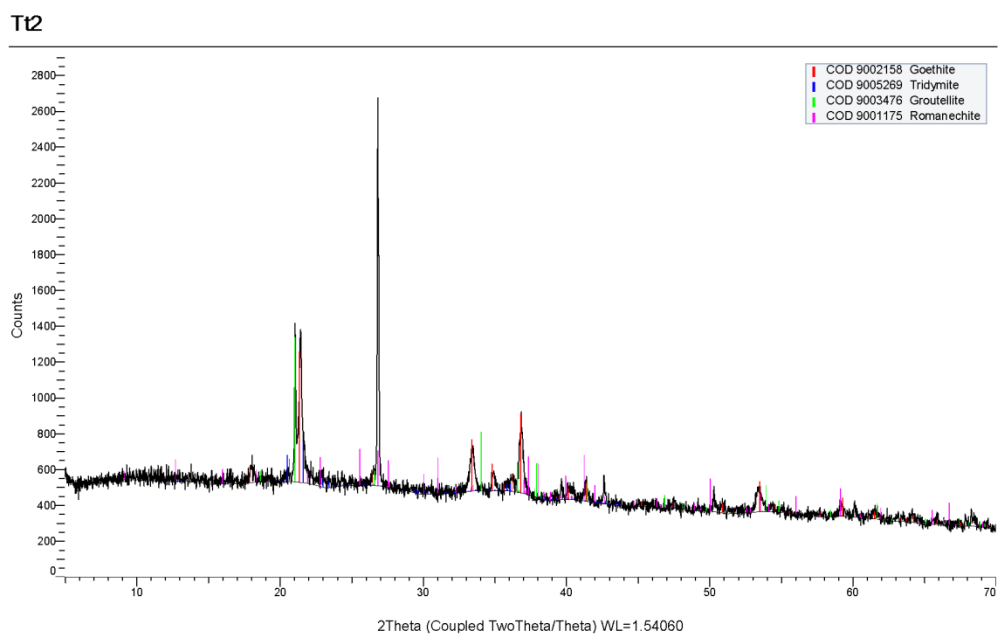
Пирохроит $Mn^{2+}(OH)_2$ – Пиохроитът е регистриран рентгенографски в комплексните ахат-ясписови минерализации на проявление Вишеград (Gotze. et. al., 2017; Костов и др., 2020).



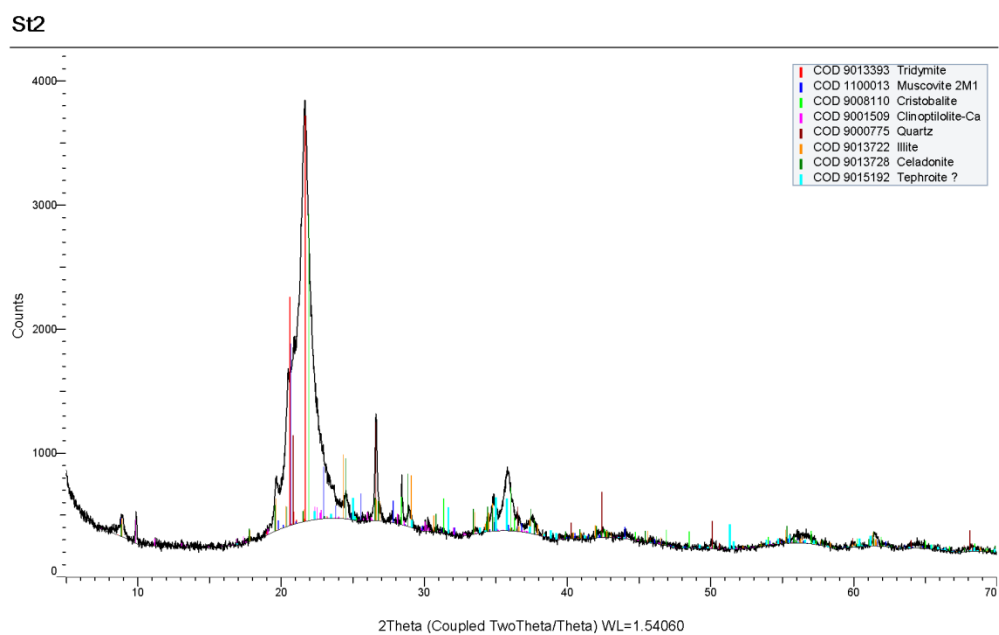
Фиг. 197. Дифрактограма на яспис съдържащ пирит, проявление Пазарци (Pa2)



Фиг. 198. Дифрактограма на черно оцветен яспис съдържащ пиролузит, проявление Бориславци (Bs2)



Фиг. 199. Дифрактограма на черно оцветен яспис съдържащ романешит, проявление Татул (Tt2)



Фиг. 200. Дифрактограма черно ясписоподобно образувание съдържащо предполагаем тефроит, проявление Щурец (St2)

Пробата отново е по-сложна от тази при с. Бориславци, като в нея се установиха кварц, опал-СТ, слюдести минерали, илит, селадонит, минерал от зоолитовата група с най-вероятен клиноптилолитов състав и тефроит. Последният е от ромбична сингония, бипирамиден клас на симетрия ($2/m2/m2/m$) и пространствена група $R\bar{3}m$. Характерните за него пикове се намират при d , Å (I/I_0) = 2.56 (100), 2.86 (85) и 3.61 (85). В изследваната проба тефроитът не е особено добре изразен, което може би се дължи на неговото подчинено, спрямо останалите минерални фази, количество. Въпреки това в случая този минерал най-вероятно е отговорен за съответното оцветяване на пробата.

Карбонатни минерали. Карбонатните минерали не са характерни за ясписите и ясписоподобните образувания. Такива фази са установени само в проба от червен яспис от рудник „Звездел”. В нея присъстват две разновидности на карбонатните минерали – калцит и сидерит, като първият е със съдържание на манган, което е определено посредством катодолуминесценция.

Калцит $CaCO_3$. Калцитът в пробата от рудник „Звездел” е определен по неговите най-силни пикове при d , Å (I/I_0) = 3.035 (100), 2.95 (18) и 2.28 5(18). Той е от тригонална сингония, дитригонално-скаленоедричен клас на симетрия ($32/m$) и пространствена група $R\bar{3}c$. В пробата е с ясно изразени пикове със сравнително силен интензитет, което най-вероятно се дължи на относително голямото му количество в изследвания образец.

Сидерит $Fe^{2+}CO_3$. Сидеритът от същата проба е в подчинено количество спрямо другия карбонатен минерал. Пиковете му са със слаб интензитет и често са близко до пикове принадлежащи на други минерални фази от образца. Въпреки това са сравнително силни и може да се предположи присъствието на този карбонатен минерал. Сидеритът е в структурно отношение се отнася към същата сингония, клас на симетрия и пространствена група, както калцита, но характеристичните му пикове са при d , Å (I/I_0) = 2.79 (100), 1.743 (80), 3.59 (60).

Зоолитови минерали – Зоолитови минерали, на места с илит, са отбелязани по рентгенодифракционен метод само в проби от зелен яспис както следва: в западното Средногорие – неидентифициран зоолит в проявление Белопопци; в Източните Родопи при проявление Сушево – хейландит (?), морденит и илит; проявление Бойник – светложелен

яспис с хейландит, апофилит и илит; проявление Щурец – зелен яспис с илит и ломонтит; проявление Щурец (фиг. 200) – черна зона в зелен яспис с илит, клиноптилолит и неидентифициран черен минерал – тефроит (?); проявление Момина сълза – зелен яспис с Са-клиноптилолит и илит; проявление Карамфил – зелен яспис с хейландит.

5.6. Минерален състав на ясписоподобните образувания

В ясписоподобните образувания освен основната изграждаща образците SiO_2 фаза, пигментиращото вещество отговорно за съответното оцветяване, бяха определени и други по-рядко срещани минерали. Към тях се отнасят някои скалообразуващи минерали – различни фелдшпати (плагиоклази или калиеви), като албит, олигоклаз, андезин, санидин, анортотлаз, както и слюдести минерали. Освен тях определени рентгенографски бяха и някои рудни минерали като галенит, пирит, титаномagnetит, пиролузит, романешит и тефроит. В редки случаи се отбелязват и карбонатни минерали като калцит и сидерит. В някои образци, предимно пигментирани в зелено има глинести минерали – главно илит, както и минерали от zeолитовата група – хейландит, клиноптилолит и ломонтит. Само в отделни зелени проби се наблюдават предполагаеми минерали от хлоритовата група.

Скалообразуващите минерали, предимно фелдшпатите, се срещат най-често в проби от ясписоподобни образувания, което показва тяхната по-слаба степен на слификация спрямо ясписите. Такива са пробите от проявления Лисиците, Долно Черковище, Джанка и Прогрес. Поради сходството в пиковите на минералите от групата на плагиоклазите, както и на тези от групата на калиевите фелдшпати е трудно да се разграничат отделните разновидности с голяма степен на достоверност. При условията използвани за фазов анализ е по-коректно да се говори общо за присъствието на Na/Ca-фелдшпати и K-фелдшпати.

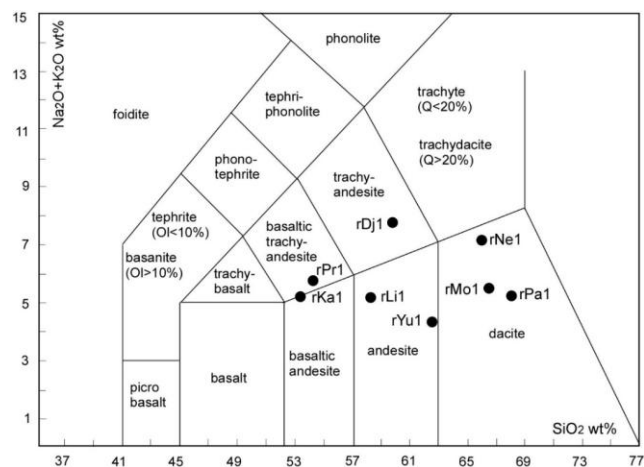
6. Геохимични особености на вместващите скали

Ясписите от Източните Родопи са локализирани сред разнообразни вулканити, пирокластити, туфити и туфогенни материали отнасящи се към задругите на първи, втори и трети среднокисел вулканизъм. Извършените химични анализи на представителни образци от вместващите скали показват, че те се отнасят към средните субалкални,

средните с нормална алкалност и киселите вулканити. На алкално-силициевата класификационна диаграма скалите от района на селата Каменец и Прогрес (образци rKa1 и rPr1) попадат в полето на базалтовите трахиандезити, които според съотношението $\text{Na}_2\text{O}-2.0 \leq \text{K}_2\text{O}$ (Le Bas et al., 1986) са шошонити, вулканитите от район Джанка (обр. rDj1) са трахиандезити (латити). Вулканитите от район Лисиците Юнаци (образци rLi1 и rYu1) попадат в полето на андезитите, а тези от Морянци, Неофит Бозвелиево и Пазарци (образци rMo1, rNe1 и rPa1) са дацити (табл. 3, фиг. 201).

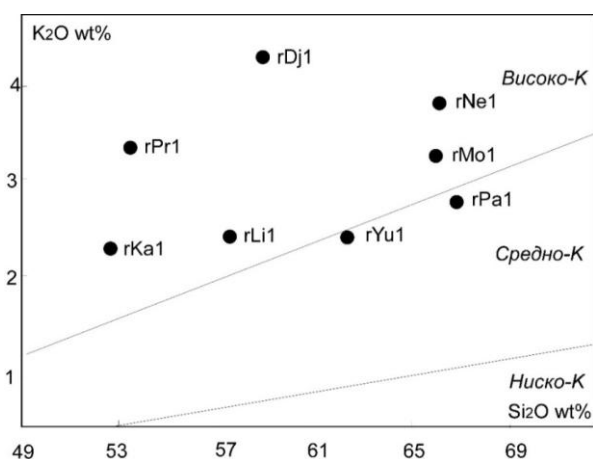
Таблица 3. Химичен състав (wt %) на вместващи скали; $K/Na = K_2O/Na_2O$

Образец	rKa1	rPr1	rLi1	rYu1	rDj1	rMo1	rNe1	rPa1	rZv1	rBo1
Оксиди	Базалтов трахиандезит (шошонит)		Андезити		Трахи- андезит (латит)	Дацити			Туфи	
SiO ₂	52.60	53.22	57.23	62.29	58.82	65.91	66.04	66.83	57.52	68.02
TiO ₂	1.03	1.07	0.82	0.77	0.78	0.52	0.78	0.82	0.99	0.54
Al ₂ O ₃	17.77	17.39	16.38	15.04	18.28	14.92	16.37	15.14	17.15	13.20
Fe ₂ O ₃	10.65	11.25	6.94	6.69	6.16	4.66	3.88	4.08	5.18	3.96
MnO	0.15	0.19	0.09	0.07	0.14	0.08	0.05	0.04	0.08	0.01
MgO	2.87	1.87	4.37	2.46	1.84	1.78	1.20	0.99	2.16	1.10
CaO	7.76	6.79	7.12	5.45	4.48	5.01	4.20	4.63	5.22	4.26
Na ₂ O	2.68	2.45	2.56	1.83	3.34	2.18	3.39	2.56	2.48	1.33
K ₂ O	2.30	3.30	2.43	2.40	4.26	3.24	3.76	2.72	2.88	1.20
P ₂ O ₅	0.31	0.68	0.31	0.28	0.14	0.12	0.17	0.21	0.29	0.20
SO ₃	0.17	0.19	0.19	0.15	0.05	0.05	0.05	0.05	0.17	0.16
ЗПН	1.76	2.09	1.82	2.08	1.64	1.25	1.04	1.84	6.25	5.63
Total	100.05	100.49	100.26	99.51	99.93	99.72	100.93	99.91	100.37	99.61
K/Na	0.86	1.35	0.95	1.31	1.28	1.49	1.11	1.06	1.16	0.90



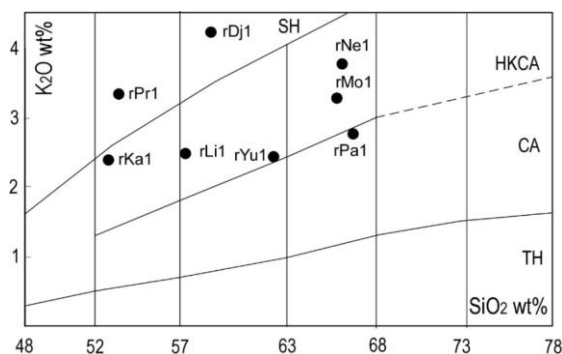
Фиг. 201. Алкално-силициева класификационна диаграма по (Le Bas et al., 1986) с разположение на фигуративните точки на вместващи скали

Съдържанията на главните петрогенни оксиди на шохонитите се обвързват добре с литературните данни (Le Maitre, 1976). Пирокластитите са средни и кисели по състав, съответно андезитови и дацитови пепелни туфи. За изследваните вместващи скали са характерни приблизително равните количества Na_2O и K_2O , с лек превес на K_2O над Na_2O . Съотношението $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ е между 0.86 и 1.49 (табл. 3). На диаграмата за разпределение на вулканитите на ниско, средно- и висококалиеви, вулканитите попадат в полето на висококалиевите, като само образци rYu1 и rPa1, съответно от райони Юнаци и Пазарци са среднокалиеви (фиг. 202).



Фиг. 202. Диаграма $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ за разделяне на вулканитите на ниско-К, средно-К и високо-К (по Le Maitre et al., 1989)

Изследваните вулкански скали от райони Каменец, Лисиците, Юнаци, Морянци и Неофит Бозвелиево (образци rKa1, rLi1, rYu1, rMo1, rNe1) са с висококалиево калциево-алкална сериалност, скалите от района на Прогрес и Джанка (образци rPr1 и rDj1) са с шошонитова сериалност и само образец rPa1 е с калциево-алкална сериалност в близост до граничната линия с висококалиево калциево-алкалната серия.



Фиг. 203. Диаграма на Peccerillo, Taylor (1976). Сери: Сери: TH – толеитова; CA – калциево-алкална; HKCA – висококалиево калциево-алкална, SH – шошонитова

Проведени бяха и EDS анализи с помощта на електронен микроскоп за получаване на спектри за характерни минерали от вместващите скали. Резултатите от изследванията са представени и интерпретирани в табличен вид (табл. 4). Извършени са изследвания на плагиоклази, калиеви фелдшпати, амфиболи и пироксени. От рудните минерали най-разпространените фази са магнетит, титаномagnetит и в една от пробите предполагаем хром-магнетит. От акцесорните в две проби се установи апатит.

Плагиоклази $(Na,Ca)(Si,Al)_4O_8$. Плагиоклази са определени във вместващите скали или в препарати от контактните зони скала-яспис. В таблица 22 са представени резултатите за минералите от тази група. По стойностите за тегловните проценти на основните за групата елементи Ca, Na, Al, Si и O се забелязва, че по-голямата част от опробваните минерали се доближават най-много до теоретичния състав на лабрадора. В две от пробите се регистрира съдържание на Mg, в една се регистрира минимално количество Ti, в седем – Fe. Всичките са с достатъчно ниски стойности, че да могат да се определят като елементи примеси. В петнадесет от пробите се регистрира наличие на K. Присъствието на този елемент може да се дължи на алкалния състав на основната маса за скалните образци, доказан посредством катодолуминесцентния метод.

Таблица 4. EDS изследвания със SEM за плагиоклазовата група (в оксиди)

Проба	rNe3	rNe3	rNe3	rNe3	rNe3	Mo4	Mo4	Mo4	Mo4	Mo4	Mo4	Mo4	Ne3	Ne3	Pa1	Pa1	Pa1	Pa1	Pa1	Dj2	Dj2	Dj2	Dj2
Позиция	M1-4 цент.	M3-1	M3-2	M4-2 периф.	M6-9	M1-3	M5-3	M5-4	M5-5	M5-6	M7-4	M7-5	M3-2	M3-4	M3-2	M3-3	M4-3	M4-4	M4-9	M1-10	M2-1	M2-2	M2-3
SiO ₂	55,19	55,12	52,93	59,66	61,89	47,65	54,06	55,46	56,14	53,65	55,64	62,01	67,69	71,05	45,43	59,78	45,44	52,67	46,66	52,58	54,45	55,30	54,43
TiO ₂					1,96																		
Al ₂ O ₃	29,79	28,42	29,61	27,10	23,49	32,92	28,83	28,56	29,21	29,50	27,82	22,88	1,73	1,31	34,10	24,37	33,29	30,15	34,71	28,40	28,36	31,11	30,01
FeO					2,25										0,44	0,51			0,66		0,38	0,44	0,38
CaO	11,82	10,51	12,40	8,76	5,75	16,91	11,93	11,31	11,94	12,39	11,04	5,75	8,05	8,69	18,42	6,60	17,72	13,37	18,87	11,61	10,96	13,35	12,48
Na ₂ O	5,44	6,06	4,92	6,97	6,74	2,80	5,49	5,78	5,66	4,99	5,45	6,06	11,98	12,49	1,91	7,36	2,19	4,57	1,92	5,57	5,92	5,05	5,30
K ₂ O	0,42	0,50	0,30	0,68	1,78					0,73	0,99	3,85				1,11		0,28		0,23	0,27	0,22	0,19
An	53,33	47,62	57,25	39,49	28,66	76,94	54,56	51,95	53,83	55,59	50,00	26,99	27,08	27,77	84,20	31,07	81,72	60,85	84,45	52,86	49,83	58,68	55,97
Ab	44,41	49,68	41,10	56,86	60,78	23,06	45,44	48,05	46,17	40,51	44,66	51,48	72,92	72,23	15,80	62,70	18,28	37,64	15,55	45,89	48,71	40,17	43,01
Or	2,26	2,70	1,65	3,65	10,56	0,00	0,00	0,00	0,00	3,90	5,34	21,52	0,00	0,00	0,00	6,22	0,00	1,52	0,00	1,25	1,46	1,15	1,01
	lab	andes	lab	andes	olig	byt	lab	lab	lab	lab	andes	olig	olig	olig	byt	andes	byt	lab	byt	lab	andes	lab	lab

След преизчисление на съдържанието на албит/анортит се установява, че плагиоклазите отговарят на битовнит (Ап от 81,72% до 84,45%) лабрадор (Ап от 51,95% до 60,85%), андезина (Ап от 31,07% до 50,00%) и олигоклаз (Ап от 26,99% до 28,66%). В киселите по състав вулканити (дацити) са установени зонални плагиоклази с лабрадор (Ап 53,33%) в централните части и андезин (Ап 39,49%).

Калиеви фелдшпати $(K,Na)(Si,Al)_4O_8$. Макар и само на две места, минерали от групата на калиевите фелдшпати също бяха определени за скални образци от проявленията на ясписи. Получените резултати от изследваните калиеви фелдшпати се доближават най-много до състава на санидина (табл. 5). В пробите се наблюдава пренебрежимо количество желязо.

Таблица 5. Резултати от EDS изследвания със сканиращ електронен микроскоп за минерали от групата на К-фелдшпати (оксиди)

Проба	rNe3	Dj2
Позиция	M2-5	M1-4
SiO ₂	74,24	65,04
TiO ₂	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,82	18,62
FeO	0,68	0,81
CaO	0,00	0,00
Na ₂ O	3,72	2,98
K ₂ O	12,98	11,97
BaO	0,00	0,00
An	0,00	0,00
Ab	30,34	27,45
Or	69,66	72,55

Амфиболи. Изследвани са амфиболи от дацити и трахиандези. Амфиболите в дацитите отговарят на феричермакит. В един от изследваните амфиболи се наблюдава зоналност, като в централните части отговаря на феричермакит, докато в периферните – на ферихорнбленда. В амфиболите от трахиандезитите също се наблюдава зоналност в изследвания амфибол, като в периферната си част отговаря на грунерит, докато в централната на феричермакит (табл. 6).

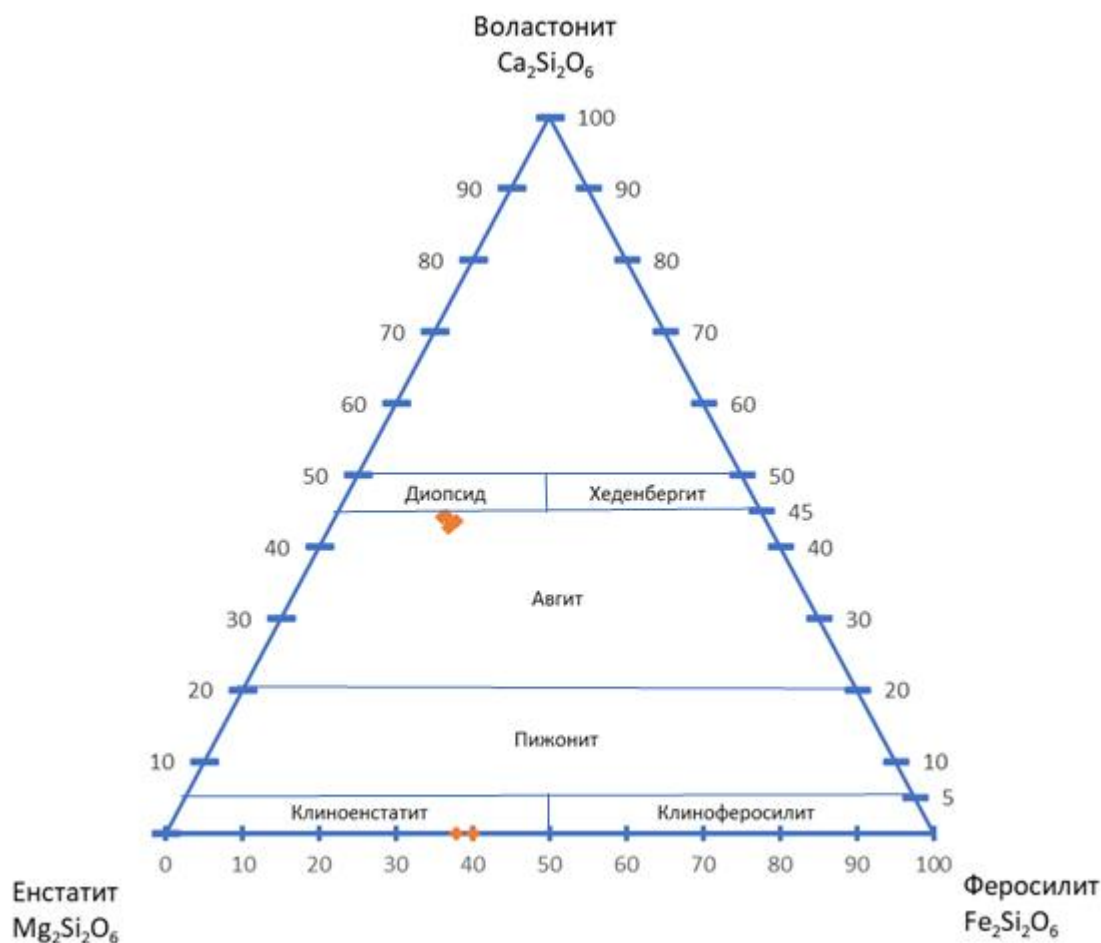
Таблица 6. Резултати от EDS изследвания със сканиращ електронен микроскоп за минерали от групата на амфиболите (в оксиди)

Проба	Mo4	Mo4	Mo4	Mo4	Mo4	Dj2	Dj2	Dj2
Позиция	M4-1	M4-2	M4-3	M5-1	M5-2	M1-1	M1-2	M1-3
SiO ₂	54,8	42,24	41,88	42,98	46,84	46,7	43,94	54,52
TiO ₂	2,11	2,53	2,46	2,22	3,31	3,84	4,87	0
Al ₂ O ₃	7,85	9,87	10,37	9,6	10,15	10,49	9,73	8,35
FeO	11,48	14,15	14,18	13,96	28,13	29,48	30,21	14,54
Fe ₂ O ₃	12,75	15,73	15,75	15,51	31,26	32,76	33,57	27,35
MgO	9,87	14,06	14,05	14,68	13,69	13,47	12,54	3,18
CaO	9,56	11,54	11,73	11,86	17,51	18,17	17,35	1,07
Na ₂ O	1,61	2,28	2,15	2,15	1,96	1,84	1,8	0,46
K ₂ O	0,55	0,55	0,65	0,57	0,64	0,66	0,82	1,39
Формула, група, подгрупа, вид								
Група	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl	OH,F,Cl
Подгрупа	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Mg-Fe-Mn
Вид	ferro-hornblende	ferri-tschermakite	ferri-tschermakite	ferri-tschermakite	ferri-tschermakite	ferri-tschermakite	ferri-tschermakite	grunerite
Формула	(K _{0,093} Na _{0,018})Σ 0,111 (Ca _{1,362} Na _{0,397} F e _{0,241})Σ2 (Fe _{ii} 2,257Mg _{1,957} Al _{0,519} Ti _{0,211} FeII I _{0,055})Σ4,999 (Si _{7,289} Al _{0,711})Σ8 O22 ((OH) ₂)Σ2	(Na _{0,341} K _{0,092}) Σ0,433 (Ca _{1,619} Na _{0,238} Fe _{0,144})Σ2,001 (Mg _{2,744} FeIII ₂ , 026Fe _{ii} 0,23)Σ5 (Si _{5,529} Al _{1,523} Fe _{0,699} Ti _{0,249}) Σ8 O22 ((OH) ₂)Σ2	(Na _{0,328} K _{0,108}) Σ0,436 (Ca _{1,642} Na _{0,216} Fe _{0,142})Σ2 (Mg _{2,736} FeIII ₂ , 067Fe _{ii} 0,197)Σ5 (Si _{5,471} Al _{1,596} Fe _{0,691} Ti _{0,242}) Σ8 O22 ((OH) ₂)Σ2	(Na _{0,335} K _{0,094})Σ 0,429 (Ca _{1,65} Na _{0,206} Fe 0,143)Σ1,999 (Mg _{2,842} FeIII _{1,97} 8Fe _{ii} 0,18)Σ5 (Si _{5,582} Al _{1,469} Fe 0,731Ti _{0,217})Σ7,99 9 O22 ((OH) ₂)Σ2	(Na _{0,332} K _{0,083})Σ 0,415 (Ca _{1,901} Na _{0,053} F e _{0,046})Σ2 (FeIII _{2,639} Mg _{2,06} 8Fe _{ii} 0,293)Σ5 (Si _{4,746} Fe _{1,789} Al 1,212Ti _{0,252})Σ7,99 9 O22 ((OH) ₂)Σ2	(Na _{0,317} K _{0,084})Σ 0,401 (Ca _{1,932} Na _{0,037} F e _{0,032})Σ2,001 (FeIII _{2,715} Mg _{1,99} 2Fe _{ii} 0,292)Σ4,999 (Si _{4,634} Fe _{1,853} Al 1,227Ti _{0,287})Σ8,00 1 O22 ((OH) ₂)Σ2	(Na _{0,297} K _{0,106})Σ 0,403 (Ca _{1,891} Na _{0,058} F e _{0,051})Σ2 (FeIII _{2,812} Mg _{1,90} 2Fe _{ii} 0,286)Σ5 (Si _{4,47} Fe _{1,991} Al ₁ ,167Ti _{0,373})Σ8,00 1 O22 ((OH) ₂)Σ2	(K _{0,249})Σ0,24 9 (Fe _{1,304} Ca _{0,16} 1Na _{0,125})Σ1,5 9 (Fe _{ii} 3,295Al _{1,0} 39Mg _{0,666})Σ5 (Si _{7,657} Al _{0,34} 3)Σ8 O22 ((OH) ₂)Σ2

Пироксени. Според класификацията на Morimoto (1983) пироксените са клиноенстатити и авгити, като последните са разположени в близост до полето на диопсида (фиг. 199).

Таблица 7. Резултати от EDS изследвания със сканиращ електронен микроскоп за фази от групата на пироксените (в оксиди)

Проба	rNe3	rNe3	rNe3	rNe3	rNe3	rNe3
Позиция	M3-8	M3-9	M4-5	M4-8	M4-9	M4-10
SiO ₂	52,82	50,45	46,04	36,75	36,71	51,38
TiO ₂	0,00	0,00	0,91	6,84	6,87	0,00
Al ₂ O ₃	1,87	2,07	4,72	14,40	14,41	1,88
FeO	9,32	9,50	9,64	17,62	16,73	10,57
MgO	15,53	15,00	14,31	13,92	14,48	14,69
CaO	22,74	22,32	20,35	0,00	0,00	22,09
Na ₂ O	0,64	0,58	0,57	0,96	1,07	0,62
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	8,21	8,19	0,00
Формула (O6)						
Si	1,922198	1,899717	1,799127	1,461258	1,458051	1,91373
Ti	0	0	0,026746	0,204558	0,205228	0
Al	0,080199	0,09186	0,217369	0,67478	0,6745	0,082523
Fe(ii)	0,283608	0,299126	0,314997	0,585839	0,555632	0,329204
Mg	0,842551	0,842062	0,833664	0,825151	0,857396	0,815705
Ca	0,886568	0,900417	0,851947	0	0	0,881463
Na	0,045153	0,042341	0,043183	0,074003	0,082391	0,04477
K	0	0	0	0,416411	0,414936	0
Нормализирана						
Si	1,893662	1,864513	1,760814	1,377895	1,372885	1,88202
Ti	0	0	0,026176	0,192889	0,193241	0
Al	0,079009	0,090158	0,212741	0,636285	0,635103	0,081156
Fe(ii)	0,279398	0,293583	0,308289	0,552418	0,523177	0,323749
Mg	0,830042	0,826457	0,815911	0,778078	0,807316	0,802189
Ca	0,873406	0,883732	0,833805	0	0	0,866858
Na	0,044483	0,041557	0,042263	0,069781	0,077579	0,044028
K	0	0	0	0,392655	0,390699	0
Wo	43,16994	43,32255	41,82192	0	0	42,67167
En	41,02659	40,51483	40,92439	56,84535	58,60676	39,48832
Fs	13,60481	14,12542	15,13386	38,05653	35,76145	15,6727
Ac	2,198657	2,037203	2,119829	5,098124	5,63179	2,167315



Фиг. 204 Диаграма на пироксените според класификацията на Morimoto (1983)

Anatim $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. Минерал от апатитовата група беше определен за две от скалните проби, като присъствието на тази минерална фаза в скалите беше потвърдена и с катодолуминесцентния метод. От трите най-често срещани разновидности на този минерал, пробите се приближават най-много към състава на флуор-апатита (таблица 8).

Таблица 8. Резултати от EDS изследвания със сканиращ електронен микроскоп за апатит (в оксиди)

Проба	rNe3	Pa1
Позиция	M4	M2
CaO	58,11	80,93
P ₂ O ₅	38,77	40,69
F	3,12	2,66
Формула		
Ca	10,42864	12,24446
P	5,498012	4,864643
F	1,652668	1,187862

7. Геохимични особености на ясписи

За химични изследвания също бяха подготвени деветнадесет на брой проби от различно оцветени ясписи. Резултатите са представени в табличен вид и са подредени по проявления от север на юг и от запад на изток, по реките Банска и Рибен дол, Арда, Върбица, Буюнукдере и Крумовица. За резултатите от проби от ясписи са показани и съответните цветове в таблица 9.

Таблица 9. Резултати от OES ICP анализи на ясписи (в тегловни %, Fe_2O_3 – сумарно желязо)

№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	tFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	зпн	Σ	Cu	Pb	Zn
Vi6	84,54	3,2	7	0,01	0,61	0,25	<0,05	0,08	0,02	3,1	98,8	-	-	-
Bs1	94,92	0,35	2,99	0,01	<0,03	0,07	<0,05	0,08	0,01	1,17	99,7	-	-	-
Pi1	88,21	2,78	3,42	<0,03	0,32	1,68	0,07	0,33	0,05	3,09	99,9	-	-	-
Ch16	88,28	0,03	9,47	0,01	<0,03	<0,03	<0,05	<0,05	<0,03	1,76	99,7	19,1	33,7	15
Ch22	91,89	1,83	2,32	0,02	0,53	0,33	0,25	0,79	0,03	1,56	99,5	19,5	<10	<10
Ch38	96,15	0,08	2,41	<0,01	<0,03	<0,03	<0,05	0,06	<0,03	0,85	99,7	10,8	13,5	<10
Ch43	97,1	0,08	1,38	<0,01	<0,03	<0,03	<0,05	<0,05	<0,03	0,99	99,8	10,1	14,9	<10
Pr4	69,46	0,58	23,92	0,32	0,3	0,15	<0,05	0,6	<0,02	4,37	99,8	-	-	-
Ka6	85,15	1,7	6,91	0,05	1,1	0,42	0,24	1,78	0,06	2,19	99,7	19,8	<10	20
Ka7	87,01	0,03	10,72	0,01	<0,03	<0,03	<0,05	<0,05	<0,03	1,78	99,8	14,8	13,5	14
Ka11	95,46	0,13	2,44	<0,02	<0,03	0,03	<0,05	0,06	<0,02	1,41	99,7	-	-	-
Yu2	94,88	0,61	1,52	<0,02	0,29	0,07	<0,05	0,56	<0,02	1,65	99,7	-	-	-
Bo1	85,42	0,11	11,54	0,02	0,05	0,15	<0,05	0,06	<0,02	2,34	99,8	-	-	-
Ms1	89,39	0,2	8,12	0,01	0,17	0,04	<0,05	0,09	0,01	1,63	99,8	-	-	-
Ms2	81,32	3,46	8,38	0,03	1,33	0,49	<0,05	2,64	0,09	2,73	100,5	-	-	-
Nn1	90	0,09	8,61	0,01	0,05	<0,03	<0,05	0,07	<0,01	1,59	100,5	-	-	-
Ne4	94,9	0,47	1,72	<0,02	0,31	0,06	<0,05	0,6	<0,02	1,53	99,7	-	-	-
Zv1	95,02	0,09	2,9	<0,02	<0,03	0,15	<0,05	0,03	<0,02	1,39	99,7	-	-	-
Ba1	94,06	1,47	1,83	0,02	0,69	0,57	<0,05	0,33	0,07	1,49	100,6	-	-	-

Най-големите вариации са при Fe и други примесни елементи за ясписите. Прави впечатление при сравнение с рентгенофазовите данни, че сумата за SiO₂ нараства за пробите, които не съдържат опал и неговите разновидности. Друга ясно различима зависимост се отбелязва при сравнение на цветовете разновидности на ясписите. Разликата между зелените и оцветените в жълто или червено е в съдържанието на оксидите за Al, K и Mg. Това завишаване на стойностите за зелено оцветените

разновидности, най-вероятно се дължи на пигментиращата фаза със селадонитов състав. Загубите при нагряване и влагата за тези проби също са завишени.

За жълтите и червените ясписи резултатите за съответните оксиди са предимно в тесни граници, като изключение правят стойностите за сумарна концентрация на желязни оксиди. Две от пробите показват ниско съдържание на този оксид в интервала 2.99-3.42 (Bs1 и Pi1), а други две, завишени стойности – 8.12 и 8.61 (Ms1 и Nn1). Не личи това да е обвързано с оцветяването.

По отношение на изследваните елементи-примеси в ясписи се установява, че медта е с високи стойности за зелените образци от района на Момчилград. В тях се отчита минимално съдържание на олово. Стойностите на медта намаляват в образците от жълт яспис, а най-малки са при тези с червен цвят. Цинкът е с леко завишени стойности при пробите яспис от проявление Каменец.

Проведени бяха и EDS анализи с помощта на електронен микроскоп за получаване на спектри за характерни минерали от ясписи, ясписободобни образувания. Резултатите от изследванията са представени и интерпретирани в табличен вид. Получените данни са приведени към състав отговарящ на съответната минерална фаза като за различните минерали е представен и теоретичния им състав за сравнение. Посредством метода се определиха минералите характерни за ясписите – изграждащите ги SiO_2 фази: кварц, халцедон и различните разновидности на опала; пигментиращите вещества – хематит, гьотит и различни разновидности на минералите от селадонитовата група.

Кварц и халцедон $\alpha\text{-SiO}_2$. Кварцът и халцедонът в изследваните проби по този метод не могат да бъдат разграничени като разновидности. Представени са заедно, а разграничаването им осъществено с рентгенодифракционни анализи и микроскопски изследвания. Теоретичният състав на кварца и халцедона включва като тегловни проценти Si – 47.74% и O – 53.26%. От представените резултати в четири образца присъства Na, в един Mg, шест с Al и един с Cr, като всички те се явяват като елементи примеси за съответните фази. Сравнени с теоретичния състав пробите не се различават значително от него (таблица 10)

Таблица 10. Резултати от EDS изследвания със SEM за SiO₂ фази (в оксиди)

Проба	Позиция	Минерал	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO
rNe3	M1-1	Ch			2,07	90,69				
rNe3	M2-1	Q			11,13	124,81				
rNe3	M3-3	Ch			3,47	99,72				
rNe3	M1-1	Ch				101,15				
rNe3	M3-2	Ch			2,64	99,78				
Ch7	M1-1	Ch				96,62				
Ch7	M2-4	Ch				96,47				
Ch7	M2-1	Ch				97,41				
Ne1	M1	Ch				95,93				
Ne1	M1	Ch				98,02				
Ne1	M1	Ch				97,03				
Ne1	M2	Ch	0,38			99,42				
Ne1	M3	Ch				97,41				
Ne1	M3	Ch				96,34				
Ne1	M3	Ch				96,24				
Ne1	M3	Ch				97,04				
Mo4	M1	Q				101,39				
Mo4	M1	Ch			1,65	103,08			3,36	
Mo4	M2	Q				101,40				
Mo4	M2	Q	0,50	0,31	1,61	103,14				
Mo4	M4	Q	0,41		1,24	100,75				
Mo4	M4	Q	0,42		1,31	101,25				
Mo4	M7	Q			1,25	102,66				
Mo4	M7	Q	0,46		1,82	102,47				
Mo4	M7	Q			1,35	102,73				
Ne3	M1	Ch				95,57				
Ne3	M1	Ch				95,92				
Ne3	M2	Ch				95,66				
Ne3	M3	Ch				95,89				
Bo4	M1	Ch				96,13				
Bo4	M1	Ch				95,11				
Bo4	M1	Ch				95,26				
Bo4	M1	Ch				96,08				
Bo4	M1	Ch	0,58			89,97				
Bo4	M1	Ch				91,71				

Ne4	M1	Ch	54,64							
Ne4	M1	Ch	55,18							
Ne4	M2	Ch	0,58		0,99	94,49				
Ne4	M3	Ch	0,31			101,24				
Ne4	M3	Ch	0,50			98,41				
Ne4	M4	Ch				93,43				
Ko1	M1	Ch				130,41				
Ko1	M3	Ch	0,59		1,02	88,88		3,16		2,84
Ko1	M4	Ch				94,25		1,25		1,12
Pa1	M1	Ch	0,36		1,67	128,32				
Pa1	M1	Ch	0,43		0,72	125,47				
Pa1	M2	Ch	0,60		2,11	128,42				
Pa1	M2	Ch			1,02	130,09				
Pa1	M2	Ch	0,38		3,24	128,69				
Pa1	M3	Ch			1,24	130,00				
Pa1	M3	Ch	0,57	15,54	3,12	49,66	21,70	10,03		9,02
Pa1	M4	Ch				130,31				
Ne2	M1	Ch				126,76				
Ne2	M2	Ch				80,39		9,65		8,68
Pi5	M1	Ch				130,15				
Ka1	M1	Ch				125,86				
Ka1	M1	Ch	0,73		1,53	127,11				
Ka1	M2	Ch				127,52				

Хематитът $Fe^{3+}_2O_3$ в изследваните проби се явява много рядко като самостоятелна минерална фаза. Тъй като за ясписите той е пигментиращо вещество и е диспергиран из основната маса изградена от SiO_2 фази, в повечето случаи резултатите включват Si, O и Fe. Най-вероятно това се дължи на микроскопичните размери на пигментиращата фаза, което затруднява точната интерпретация на резултатите. В таблица 11 са представени резултати от EDS анализите на хематит в образец от проявление Кос. В него SiO_2 -фазата, от основната маса, е най-слабо засегната и по съдържание на Fe_2O_3 резултатите се приближават най-много до стойностите от теоретичния състав на хематита.

Таблица 11 EDS анализи на хематит (в оксиди)

Проявление	Теоритичен състав по webmineral.com	Ko1	Ko1	Ko1
Позиция		M2	M2	M3
Na ₂ O				1,88
SiO ₂		5,18	11,50	0,36
Fe ₂ O ₃	100,0	81,89	74,54	77,03

Гъотит $Fe^{3+}O(OH)$. Подобно на предходното пигментиращо вещество е гъотитът, често включен в основната маса от SiO₂ фази. Ефектът е подобен, но се усложнява допълнително от съдържанието на OH-групи в състава, която не може да бъде установена посредством EDS анализи. В таблица 12 са представени данни от споменатите анализи на гъотит от находища Неофит Бозвелиево и Пиявец със състав приближаващ се до теоретичния за гъотита. В представените анализи SiO₂-фаза от основната маса е най-незначително засегната, което позволява по-точното определяне на състава на гъотита.

Таблица 12. EDS анализи на гъотит (в оксиди)

Проявление	Теоритичен състав по webmineral.com	Ne2	Pi5	Pi5	Pi5
Позиция		M2	M1	M2	M2
Al ₂ O ₃		0,22	0,22		
SiO ₂		3,34	3,34	1,43	1,69
Fe ₂ O ₃	89,86	85,34	85,34	97,07	82,86
P ₂ O ₅			0,16		
SO ₃			0,23		
H ₂ O	10,14	-	-	-	-

Селадонитова група. Минералите от групата са характерни за зелено оцветените разновидности на ясписите и се явяват разпространен пигмент. В пробите от такива образци се установиха при сравнение със съответния теоретичен състав следните видове: селадонит, алуминоселадонит, феоалуиноселадонит и фероселадонит. Теоретичният състав за всяка разновидност е представен в таблица 13 с резултатите за селадонит-съдържащите проби.

Таблица 13. EDS анализи на селадонитови фази (в тегловни %); но – неопределен; данните са приравнени към 100% с допълване на съдържанието на теоретичното количество H₂O (средно аритметично съдържание на четирите основни вида селадонитови минерала). В проба Ne3-M3-M4 е установено 0.34% Ti (0.56% TiO₂). *Възможен примес от Al-съдържаща фаза; теоритичният състав на минералите е по webmineral.com.

Проба		Минерал	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Si	H	O	K2O (K2O+Na2O+CaO)	MgO	tFe2O3	Al2O3	SiO2	H2O	Σ
Теоретичен състав		Cel	9.11	-	-	4.53	14.59	-	26.19	0.47	44.75	10.98	7.52	21.29	-	56.02	4.20	100
		AlCel	9.66	-	-	4.51	3.45	6.67	27.76	0.50	47.45	11.64	7.47	4.44	12.60	59.40	4.45	100
		FeAlCel	9.13	-	-	-	13.04	6.30	26.23	0.47	44.83	11.00	-	16.78	11.90	56.12	4.21	100
		FeCel	9.74	-	-	-	13.92	-	27.99	0.50	47.84	-	-	-	-	-	-	-
rNe3	M3-4	FeAlCel	1.75	2.17	1.94	0.40	12.05	8.74	25.90	0.44	46.28	7.55	0.64	16.79	16.09	54.03	4.34	100
rNe3	M4-1	AlCel	3.41	0.75	1.95	0.74	5.53	5.42	38.09	0.44	43.71	6.90	1.08	6.96	9.01	71.70	4.34	100
Ne1	M1-3	Cel	3.36	-	-	1.74	11.45	1.22	32.16	0.44	49.77	4.11	2.92	16.59	2.34	69.71	4.34	100
Ne1	M1-4	Cel	3.71	-	-	1.88	14.45	1.26	32.60	0.44	45.81	4.26	2.97	19.71	2.20	66.52	4.34	100
Ne1	M2-3	AlCel	1.77	0.06	0.47	1.46	6.51	4.13	43.24	0.44	41.97	2.30	2.12	7.74	6.60	76.98	4.34	100
Ne1	M2-4	FeAlCel	3.48	0.31	0.46	2.39	20.20	6.20	22.07	0.44	44.50	5.40	4.07	29.68	8.01	48.50	4.34	100
Ne1	M3-4	AlCel	0.44	0.74	1.47	5.76	18.19	4.70	22.66	0.44	45.64	3.55	9.47	25.78	8.80	48.05	4.34	100
Ne1	M3-5	AlCel	0.56	0.81	1.48	6.74	15.66	4.79	21.23	0.44	48.34	4.00	11.64	23.31	9.42	47.29	4.34	100
Pa1	M1-3	AlCel	2.01	0.20	-	1.22	5.34	2.07	41.08	0.44	47.74	2.28	1.86	7.01	3.59	80.73	4.34	100
Pa1	M1-4	FeCel	3.10	0.59	-	1.58	10.33	2.48	40.95	0.44	40.62	3.80	2.20	12.37	3.92	73.38	4.34	100
Pa1	M1-5	AlCel	2.01	0.13	-	1.23	6.32	1.96	38.73	0.44	49.27	2.47	1.95	8.63	3.53	79.08	4.34	100
Ka1	M1-4	FeCel	3.38	0.14	3.84	0.71	16.01	0.79	34.39	0.44	40.34	8.47	1.04	20.14	1.31	64.71	4.34	100
Ka1	M1-6	FeCel	2.12	0.40	-	1.02	9.31	0.91	36.29	0.44	49.62	3.03	1.66	13.06	1.69	76.22	4.34	100
Ka1	M1-9	FeCel	2.84	0.32	-	1.27	10.98	0.86	35.14	0.44	48.25	3.74	2.05	15.25	1.57	73.04	4.34	100
Ka1	M2-3	Cel	5.57	0.57	-	2.57	18.19	1.39	23.79	0.44	47.57	7.84	4.47	27.26	2.75	53.34	4.34	100
Ka1	M2-4	Cel	6.70	0.14	-	2.24	23.03	1.21	24.78	0.44	41.56	7.99	3.55	31.43	2.19	50.60	4.34	100
Vi6	M1-3	Cel	7.77	но	но	3.70	15.14	но	27.09	0.44	46.30	9.73	6.28	20.10	но	59.74	4.34	100
Vi6	M1-4	Cel	7.41	но	но	3.53	15.20	но	27.24	0.44	46.64	9.30	6.01	20.25	но	60.28	4.34	100
Vi6	M2-2	Cel	7.16	но	но	3.40	15.86	но	28.20	0.44	45.38	8.75	5.65	20.59	но	60.85	4.34	100
Vi6	M2-3	Cel	7.05	но	но	3.78	13.98	но	26.59	0.44	48.62	9.18	6.62	19.24	но	60.80	4.34	100
St2	M1-4	Cel	8.00	но	но	3.13	17.30	но	26.71	0.44	44.85	9.85	5.25	22.64	но	58.10	4.34	100
St2	M2-2	Cel	8.22	но	но	3.01	19.05	но	27.02	0.44	42.69	9.79	4.92	24.16	но	56.98	4.34	100
Ms2	M1-3	Cel/AlCel	4.33	но	но	2.01	8.02	1.39	35.49	0.44	48.76	5.15	3.27	10.17	2.58	74.69	4.34	100

8. Мьосбауерова спектроскопия

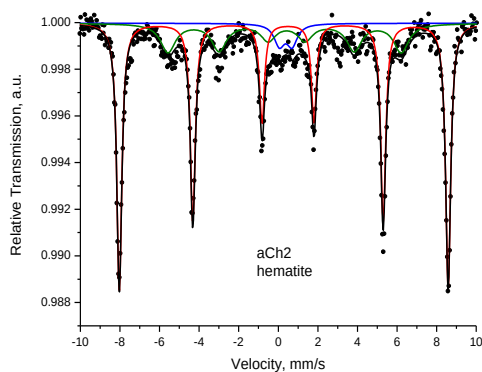
Изследвани са девет броя проби от яспис с различен цвят (два с червен, един жълт до жълтокафав и шест със зелен цвят). Образците са от коренни проявления и артефакти, последните от райони с висока концентрация. Такива са образците около Момчилград (Чуково – aCh; Юнаци – Yu1; Момчилград – Mc1; Върхари – aVu), около с. Нановица (aNa), с. Карамфил (Kr1), с. Щурец (St1), Крумовградско. За сравнение са използвани и подобни по оцветяване ясписи от коренни проявления (Пиявец (Pi), Неофит Бозвелиево (Ne) и Пазарци (Pa). Района е изграден предимно от материали от долната и горната туфотуфитна епикластична пачка, както и базични до среднокисели вулканити – горна ефузия, с олигоценска възраст (Йорданов и др., 2008). Данните от проведената прахова рентгенова дифракция на ясписи показват сходен и сравнително еднороден фазов състав: при зелените разновидности – кварц ($\pm$ халцедон, опал) със селадонит $K(MgFe^{3+})[Si_4O_{10}](OH)_2$, при жълтите – кварц ($\pm$ халцедон) с гьотит $\alpha\text{-FeOOH}$, а при червените – кварц ($\pm$ халцедон, опал) с хематит $\alpha\text{-Fe}_2O_3$.

Експерименталният Мьосбауеров спектър на червен яспис (хематит-съдържащ; образец aCh2) представлява комбинация от секстети и дублет (фиг. 205; таблица 14). Математическата обработка е извършена чрез използване на модел с два секстета и един дублет. Получените параметри на секстетните компоненти отговарят на хематит $\alpha\text{-Fe}_2O_3$ и гьотит $\alpha\text{-FeOOH}$. Дублетният компонент има параметри на Fe^{3+} йони в съединение, имащо парамагнитно или суперпарамагнитно поведение. Разграничение по двете алтернативи (парамагнитна фаза/суперпарамагнитни частици) може да бъде направено след измерване на спектри при температурата на течения азот.

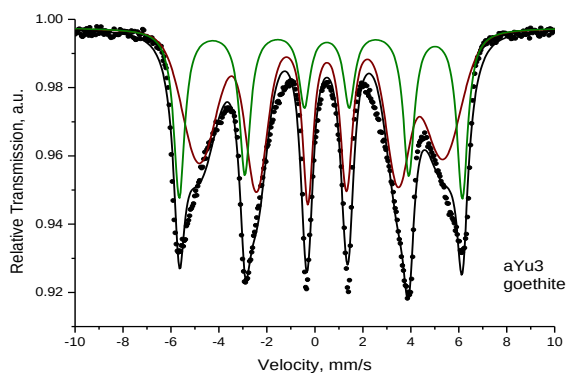
Таблица 14. Стойности на определените Мьосбауерови параметри

Образец, цвят	Компоненти	δ , mm/s	Δ , mm/s	B, T	Γ , mm/ s	Γ_{exp} , mm/s	G, %
aCh2 червен	Sx1 – Fe ³⁺ , хематит	0.38	-0.22	51.6	-	0.31	69
	Sx2 – Fe ³⁺ , гьотит	0.37	-0.11	36.6	-	0.92	26
	Db1 – Fe ³⁺	0.38	0.65	-	-	0.64	5
aVu3 жълт	Sx1 – Fe ³⁺ , гьотит	0.37	-0.25	36.7	-	0.55	36
	Sx2 – Fe ³⁺ , гьотит	0.39	-0.25	31.6	1.1	0.47	64
aNa8 зелен	Sx1 – Fe ³⁺ , хематит	0.37	-0.18	51.6	-	0.40	19
	Sx2 – Fe ³⁺ , гьотит	0.39	-0.10	36.5	-	0.80	14
	Db1 – Fe ³⁺ , селадонит	0.35	0.40	-	-	0.39	47
	Db2 – Fe ²⁺ , селадонит	1.03	2.22	-	-	0.82	20

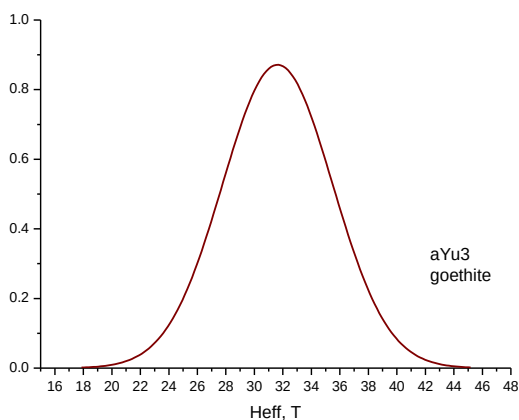
Експерименталният Мьосбауеров спектър на жълт яспис (гьотит-съдържащ; образец aYu3) е съставен от широки секстетни линии с разпределение на магнитното поле (фиг. 206-212). За обработка на спектъра е използвана комбинация от два секстета, като единият е с разпределение на магнитното поле (Sx2). Параметрите на секстетите са типични за гьотит (Fe³⁺ йони в октаедрично обкръжение), като секстета с намаляващо вътрешно магнитно поле (Sx2) вероятно се дължи на изоморфно заместване на желязото с елемент, например Al. По-ниската стойност на вътрешно магнитното поле е показател за редукция на степента на магнитни взаимодействия, следствие на магнитното разреждане на химическата система с диамагнитните йони на Al³⁺. При това заместване в структурата на гьотита се получава наличие на желязни йони с различен брой желязни и алуминиеви най-близки съседи, чиито желязни ядра съответно се намират в различно вътрешно магнитно поле. Представена е функцията на разпределението на вътрешното магнитно поле за Sx2 (фиг. 207). Аналогични спектри също са докладвани за твърди разтвори от редицата α -FeOOH – α -AlOOH (Fysh, Clark, 1982). Алтернативно обяснение на широките спектрални линии е проявата на размерен ефект на частиците на гьотита, т.е. наличие на разпределение на гьотитните частици по размер. Те могат да бъдат от финодисперсни до ултрадисперсни (от ~70 nm до ~10 nm). Ефектът е познат като ефект на колективно магнитно възбуждане. Измерване на ниско температурни спектри може да потвърди или отхвърли неговото наличие.



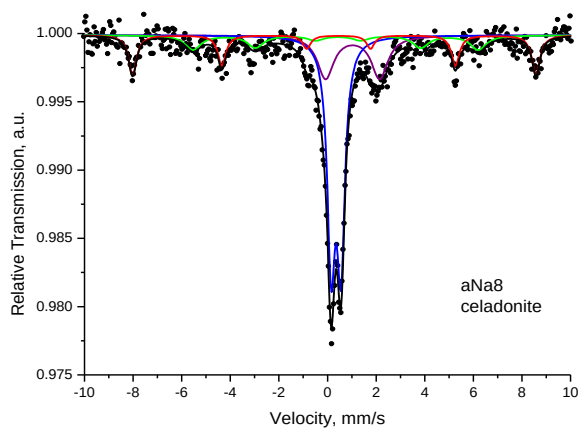
Фиг. 205. Мьосбауеров спектър на образец aCh2 (червен яспис, хематит-съдържащ)



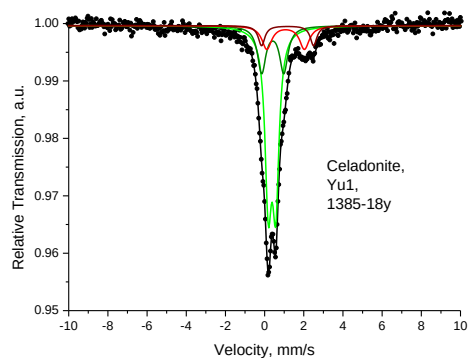
Фиг. 206. Мьосбауеров спектър на образец aYu3 (жълт яспис, гьотит-съдържащ)



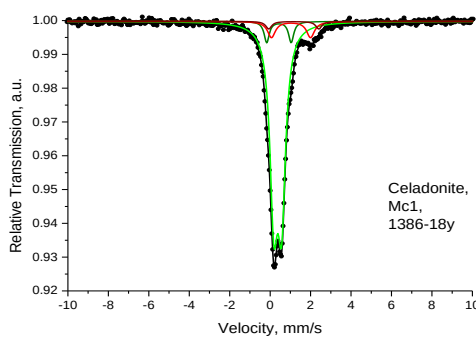
Фиг. 207. Функция на разпределение на вътрешното магнитно поле за Sx2 от спектъра на образец aYu3 (жълт яспис, гьотит-съдържащ)



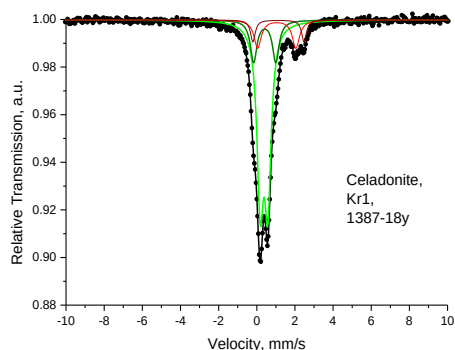
Фиг. 208. Мьосбауеров спектър на образец aNa8 (зелен яспис, селадонит-съдържащ)



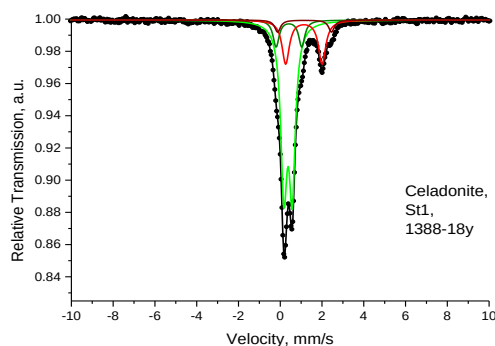
Фиг. 209. Мьосбауеров спектър на образец Yu1



Фиг. 210. Мьосбауеров спектър на образец Mc1



Фиг. 211. Мьосбауеров спектър на образец Kr1



Фиг. 212. Мьосбауеров спектър на образец St1

При изучаване чрез Мьосбауерова спектроскопия на гьотит във вид на жълта охра от супергенната зона на Сахаринското никелово проявление се установява, че спектърът (секстет, секстет с дублет или само дублет) не е постоянен. Той се мени в пробите както от една точка в друга на един и същи хоризонт, а също така и при прехода на различни такива (Бобковский, Яловой, 1987). Върху спектрите на гьотит влияние може да оказват два фактора - степен на заместване на желязото от немагнитен елемент (в случая, алуминий до 16%) и степен на дисперсност (кристалинност). Изясняването на двата фактора може да се постигне чрез съвместно провеждане на изследвания чрез Мьосбауерова спектроскопия и рентгенодифракционен анализ, тъй като по въпроса има противоречия откриващи се в литературата по отношение на алумино-съдържащите и финодисперсните гьотит и хематит (Ткачева, Умнова, 1982). При увеличение на съдържанието на алуминий при 8 мол% се отбелязва стеснение на параметрите на В от 37.5 Т до 24.2 Т и изменение в геометрията на пиковете на секстета в спектъра (втора и пета линия са с по-висок интензитет от първа и шеста линия). При по-високи стойности от 18 мол% алуминий се появява дублет. От интерпретацията на резултати от прахова рентгенова дифракция се установява, че при гьотита с увеличаване на изоморфното заместване Fe-Al намаляват параметрите на елементарната клетка, свързани и с междуплоскостните разстояния на рефлексите 110 и 111. Те намаляват и се уширяват; като заместването е повлияно и от по-високата дисперсност на пробата. Дублетът в спектрите на гьотита с висока степен на изоморфна примес се обяснява с нарушаване на спиновете на антиферомагнитните подрешетки. Мьосбауеровите спектри на гьотит α -FeOOH и лепидокрокит γ -FeOOH се различават съществено – при първия минерал се отчита секстет, а за втория е характерен квадруполен дублет. По-нови изследвания както за хематита, така и за гьотита показват, че

параметрите от Мьосбауеровите спектри зависят повече от структурни фактори, отколкото от алуминиевото съдържание и степента на кристалинност (Vandenberghe et al., 2000).

Експерименталният Мьосбауеров спектър на зелен яспис (селадонит-съдържащ; образец aNa8) представлява комбинация от секстети и дублети. Математическата обработка е извършена като е използван модел с два секстета и два дублета. В резултат на обработката са получени параметри на секстетните компоненти отговарящи на $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (хематит) и $\alpha\text{-FeOOH}$ (гьотит). Параметрите на двата дублета отговарят на Fe^{3+} и Fe^{2+} октаедрично координирани йони, най-вероятно внедрени в структурата на минерала селадонит. Съотношението на относителните тела на дублетните компоненти е $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}=2.35$. По-сложните модели (напр. в: Daynyak, Drits, 1987) за обработка не са приложими, заради ниското съдържание на желязо в образеца, наличието на други желязосъдържащи фази (хематит и гьотит). Възможните позиции на Fe^{3+} в структурата на селадонита са подробно описани (Drits et al., 1997).

Експерименталните Мьосбауерови спектри на образците от зелени ясписи от коренните проявления, представляват комбинация от дублети (фиг. 208-212). Математическата обработка е извършена чрез използване на модел с четири дублета. В резултат са получени параметри на дублетните компоненти (таблица 15). Дублетите означени Db1 и Db2 с изчислени стойности на $\delta = 0.38\text{-}0.43 \text{ mm/s}$ отговарят на Fe^{3+} октаедрично координирани йони в структурата на минерали от групата на селадонита. Дублетите с Db3 и Db4 с $\delta = 1.03\text{-}1.17 \text{ mm/s}$ отговарят на Fe^{2+} . В структурата на групата минерали селадонит са налични две основни, различаващи се позиции на желязото: cis-OH (M2) и trans-OH (M1) (Daynyak, Drits, 1987; Bowen et al., 1989). Според (Bowen et al., 1989) дублетите с ниски стойности на Δ (в случая Db1 и Db3) отговарят на по-симетричната позиция cis-OH (M2), докато тези с високи стойности на Δ (в случая Db2 и Db4) отговарят на trans-OH (M1).

Таблица 15. Стойности на определените Мьосбауерови параметри в проби от зелен яспис със селадонит-съдържащи фази

Проба	Компоненти	δ , mm/s	Δ , mm/s	Γ_{exp} , mm/s	G, %	$G(\text{Fe}^{3+})/$ $G(\text{Fe}^{2+})$
Yu1	Db1 – Fe^{3+} , cis-OH (M2)	0.38	0.38	0.41	59	4.00
	Db2 – Fe^{3+} , trans-OH (M1)	0.41	1.13	0.51	21	
	Db3 – Fe^{2+} , cis-OH (M2)	1.07	1.92	0.60	13	
	Db4 – Fe^{2+} , trans-OH (M1)	1.17	2.66	0.40	7	
Mc1	Db1 – Fe^{3+} , cis-OH (M2)	0.38	0.39	0.47	83	8.09
	Db2 – Fe^{3+} , trans-OH (M1)	0.43	1.21	0.30	6	
	Db3 – Fe^{2+} , cis-OH (M2)	1.03	1.93	0.47	8	
	Db4 – Fe^{2+} , trans-OH (M1)	1.17	2.48	0.36	3	
Kr1	Db1 – Fe^{3+} , cis-OH (M2)	0.38	0.40	0.42	66	4.55
	Db2 – Fe^{3+} , trans-OH (M1)	0.41	1.16	0.41	16	
	Db3 – Fe^{2+} , cis-OH (M2)	1.05	2.00	0.45	12	
	Db4 – Fe^{2+} , trans-OH (M1)	1.13	2.68	0.29	6	
St1	Db1 – Fe^{3+} , cis-OH (M2)	0.38	0.40	0.36	65	3.00
	Db2 – Fe^{3+} , trans-OH (M1)	0.42	1.23	0.34	10	
	Db3 – Fe^{2+} , cis-OH (M2)	1.13	1.75	0.42	19	
	Db4 – Fe^{2+} , trans-OH (M1)	1.16	2.58	0.33	5	

Установява се, че общото съдържание на желязо е във възходящ ред в пробите Yu1-Mc1-Kr1-St1. За това се съди от интензитета на спектрите. Основния фактор е количеството на желязото в образците. Съотношението на относителните тела на дублетните компоненти дава приблизителна оценка за отношението на $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в образците. Доминиращият минерален вид от групата на селадонит-съдържащите фази за съответните проби е както следва: Yu1 – селадонит; Mc1 – селадонит; Kr1 – селадонит; St1 – фероселадонит. За последната проба се отчита и най-високото сумарно съдържание на желязо, а по-високите стойности на съотношението $G(\text{Fe}^{3+})/G(\text{Fe}^{2+})$ може да се дължат на зоналност и частично присъствие на фази и от селадонит. Параметрите на съответните компоненти и на съотношението $G(\text{Fe}^{3+})/G(\text{Fe}^{2+})$ са близки за пробите Yu1 и Kr1.

В по-ранно публикуваните Мьосбауерови спектри на проби от яспис от Източните Родопи се отбелязват някои близки данни. Те са с ниска разрешима способност, без

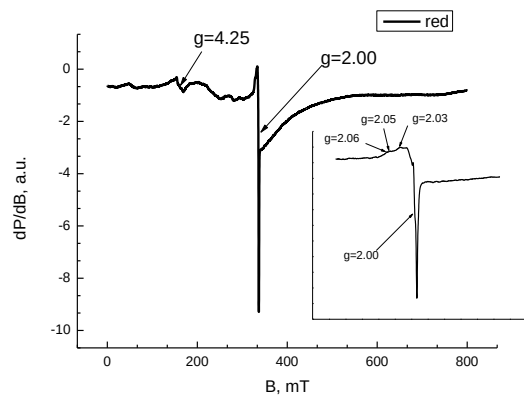
съответни параметри и са били използвани предимно за диагностика на примесната минерална фаза в кварцовата матрица (Атанасов, Йорданов, 1986).

В Мьосбауеровия спектър на червената проба от яспис доминира присъствието на хематит, в жълтата проба – на гьотит, а в зелената проба – на селадонит с дублети от желязо с различна валентност. Преобладаващо е Fe^{3+} , а съдържането на Fe^{2+} е в подчинено количество в структурно положение. В. Брокатовя тип ясписи, характеризиращи се с петниста текстура от жълт и червен цвят, съотношението на хематит и гьотит може да бъде различно. Присъствието в Мьосбауеровите спектри на зелен яспис на секстети от Fe^{3+} , свързани с хематит и гьотит показва наличието на тези минерали в SiO_2 матрицата, дори когато те не се отбелязват визуално и могат да се възприемат като наченки на хелиотроп. Увеличението на тяхното съдържание води до образуване на макроскопски различим хелиотроп.

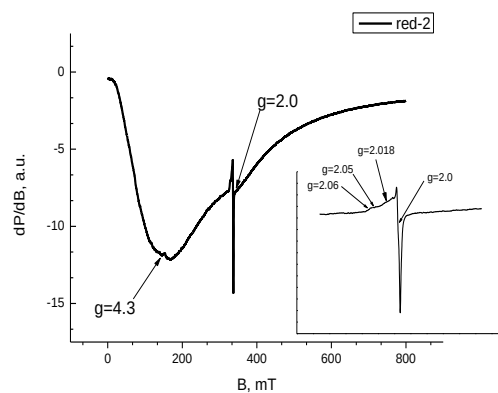
9. Електронен парамагнитен резонанс

В спектрите на електронен парамагнитен резонанс на ясписите се различават следните основни видове сигнали (фиг. 213-217): сигнал с голяма ширина и интензитет при $g \sim 10$; сигнал при $g=4.3$, дължащ се структурно Fe^{3+} ; широк сигнал ~ 1000 G при $g \sim 2.3-2.1$, дължащ се на примесно Fe; сигнал при $g \sim 2.1-2.0$; сигнал при $g=2$, дължащ се на сумарното присъствие на дупчести центрове в SiO_2 матрица (Костов и др., 2020).

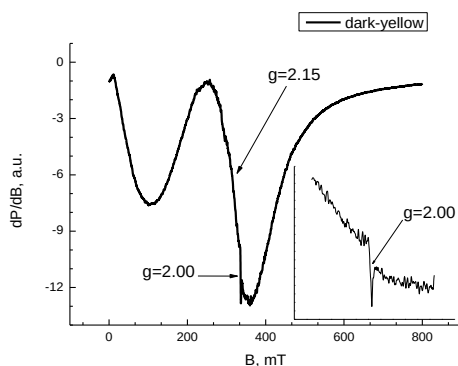
Резултатите са отразени в таблица 16, като са добавени данни от по-ранни ЕПР изследвания на халцедон (Плюснина, Костов, 1988) и яспис (Nemantha Kumar et al., 2010). Интерпретацията на ЕПР спектрите е направена съобразно съществуващата систематика и методика на описание на електронно-дупчести центрове в поликристални проби на кварц (Костов, Бершов, 1987; Лютоев, 2004). Получените ЕПР спектри на ясписи могат да се сравнят с други такива – например, на разноцветни ясписи от проявления в същия район в Момчилградско в Източните Родопи (Костов, Паздеров, 2016).



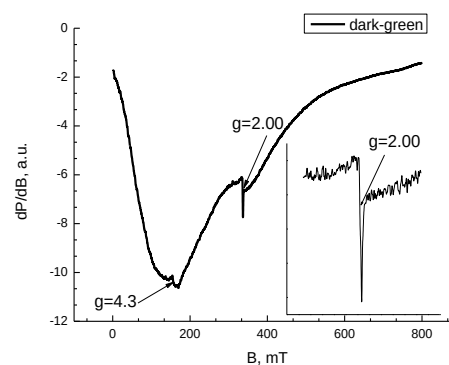
Фиг. 213. ЕПР спектър на зелен яспис (aVu1); втори по-малък спектър – детайл в областта на $g=2$



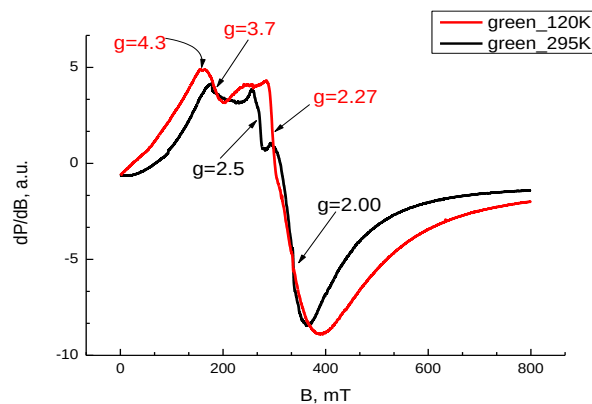
Фиг. 214. ЕПР спектър на червен яспис (aCh2); втори по-малък спектър – детайл в областта на $g=2$



Фиг. 215. ЕПР спектър на жълт яспис (aVu3); втори по-малък спектър – детайл в областта на $g=2$



Фиг. 216. ЕПР спектър на тъмнозелен яспис (aNa8); втори по-малък спектър – детайл в областта на $g=2$



Фиг. 217. ЕПР спектър на зелен яспис (aVu4); горна линия – при температура 120 K

Таблица 16. ЕПР характеристики (g фактор) и относителен интензитет (в условни единици) на сигнали в ЕПР-спектрите ($g_q - g=2$ фактор от значение за SiO_2 фазата)

Проба, цвят	$g \sim 10$	$g=4.3$	$g \sim 2.3-2.1$	$g \sim 2.1-2.0$	$g_q=2$
aVu1 червен	-	0.6	-	9.4	2.7
aCh2 червен	+	0.3	-	8.5	1.1
aVu3 жълт	+	-	+	3.0	0.8
aNa8 тъмнозелен	+	0.5	-	1.6	0.4
aVu4 зелен	-	+	+	0.8	+
Pi1 червен	+	++	-	+	+
Ne1 зелен	-	+	-	+	+
Ne2 жълт	-	+	+	+	+
Ne3 червен	-	+	-	++	++
Pa1 зелен	-	-	-	+	-
X* безцветен	н.о.	н.о.	+	-	+
XX** червен	+	+	-	+	+

*Безцветен до синкав халцедон от района на Момчилград (Плюснина, Костов, 1988; н.о. – не е определено); **Червен яспис от Тайван (Hemantha Kumar et al., 2010).

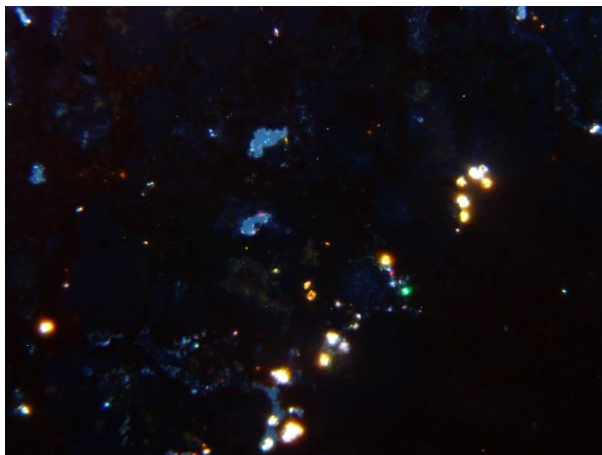
Първият от описаните сигнали – широк сигнал, се отбелязва в проби оцветени във всички характерни за ясписите цветове. Поради тази причина той не може да се използва като типоморфен спектроскопски признак. Сигналят при $g=4.3$ се свързва със структурно желязо в тетраедрична координация в кварцовата матрица. Той не е свързан с някоя от примесните минерални фази. Широкият сигнал в диапазона на $g \sim 2.3-2.1$ не е характерен за червените хематит-съдържащи ясписи. Може да се дължи на примес от гьотит. Сигналят при $g \sim 2.1-2.0$ присъства във всички проби от яспис (най-добре различим за червени хематит-съдържащи проби). Неговият интензитет може да се корелира с интензитета на сигнала свързан със сумарно налагане на общото количество дупчести дефекти в SiO_2 матрица. По данни от ЕПР спектри от синтетичен хематит и гьотит, двата минерала имат само един сигнал, различаващ се по ширина. Той се центрира при $g \sim 2$. Магнетитът дава широки линии в различни диапазони на магнитното поле (Guskos et al., 2002). Той може да е причина за поява на широкия ЕПР сигнали и/или този ~ 1000 G при $g \sim 2.3-2.1$, дължащ се на примесно Fe. Визуално магнетитът е установен в проби от червен яспис от района на Звездел.

10. Катодолуминесценция

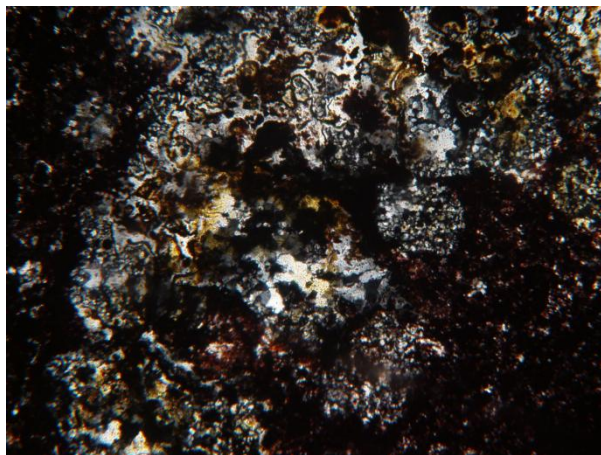
Целта на проведените изследвания е изясняване на минералния състав и уточняване на условията на образуване на ясписите и скалите, които ги вменстват. Особено внимание се обърна на вида луминесцентно лъчение на халцедона и другите фази на SiO_2 в препаратите, показващи този ефект. За скалите и техните скалообразуващи минерали също се придоби полезна информация, както и за основната маса на скалите, като бяха снети и спектри от тези образци, представляващи интерес за работата (Михайлов, 2018). Направени са микрофотографски снимки и спектрални анализи. Микрофотографиите са заснети при паралелни и кръстосани николи, както и при характеризиращо катодолуминесцентно лъчение (CL). В препаратите изготвени от жълти и червени ясписи, повечето агрегати показаха характерната за кварца и другите SiO_2 фази, синьовиолетова луминесценция в интервала $\sim 500 \text{ nm}$. Такъв е случаят при пробите от проявленията Кос, Чуково и Бойник (фиг. 218-223).

В препарата изготвен от жълт яспис от проявление Пиявец беше наблюдавана и не толкова често срещаната за SiO_2 фазите луминесценция характеризираща се с жълти тонове около 580 nm (фиг. 224-227). Подобен ефект е рядко срещан и до момента няма много публикации, които да описват детайлно това явление. Предполага се, че се получава за проби от кварц или халцедон с хидротермален произход и за криптокристалини агрегати (Götze et al., 2015). Обикновено тези SiO_2 фази се свързват с късни минералообразователни процеси. В някои случаи, жълтите емисии са в комбинация със сини такива, което позволява отделянето на няколко генерации от съответната SiO_2 фаза. Това предполага кристализация от нискотемпературни вадозни разтвори.

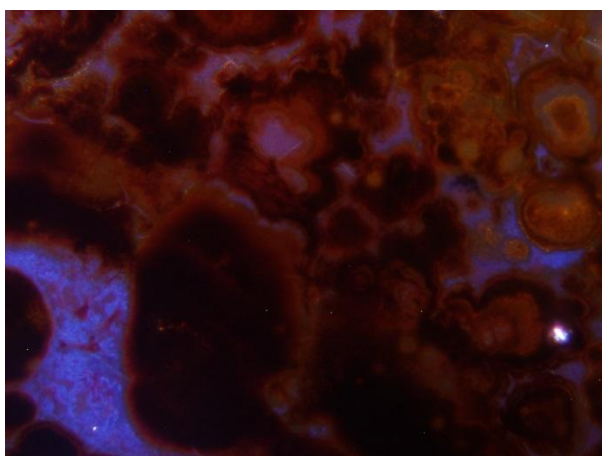
За някои от пробите е характерно, че сигналът е изключително слаб, а в някои случаи напълно липсва. Предполага се, че причината за това е високото съдържание на желязо в пробите, което възпрепятства луминесцентното лъчение. Прави впечатление, че това най-често се случва за проби, пигментирани в зелен цвят от минерала селадонит. Такива са дюншлифите, изготвени от образци от проявленията Неофит Бозвелиево и Каменец.



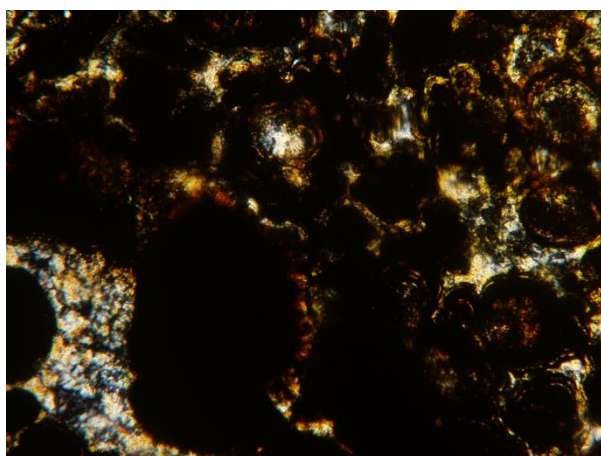
Фиг. 218. Халцедон показващ ефекти в синьовиолетовата област ,проявление Кос (Ko), CL, ширина 2.4 mm



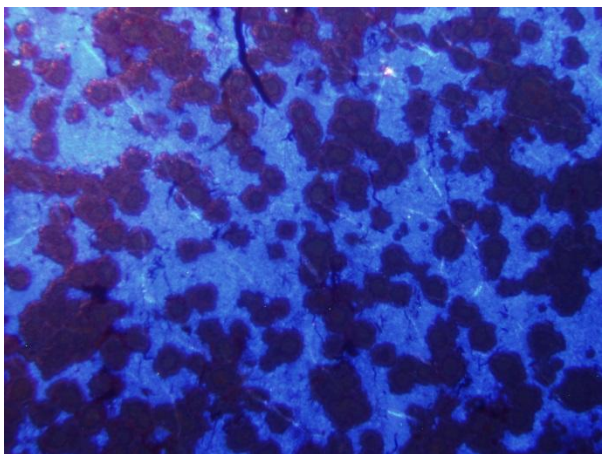
Фиг. 219. Халцедон и пигментиращо вещество, проявление Кос (Ko), Nx, ширина 2.4 mm



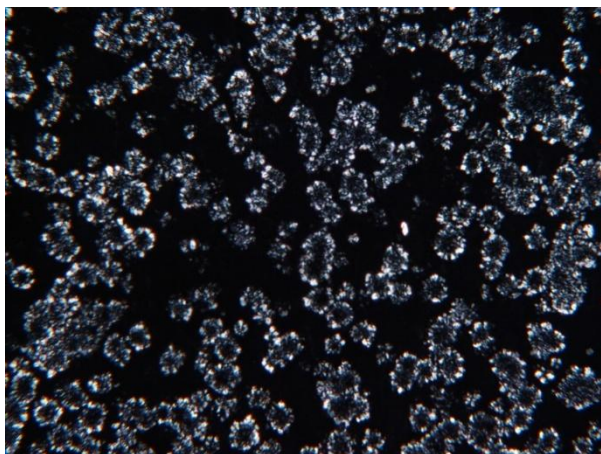
Фиг. 220. Халцедон с ефекти в синьовиолетовата област, проявление Чуково (Ch), CL, ширина 2.4 mm



Фиг. 221. Халцедон и пигментиращо вещество гьотитов състав, проявление Чуково (Ch), Nx, ширина 2.4 mm

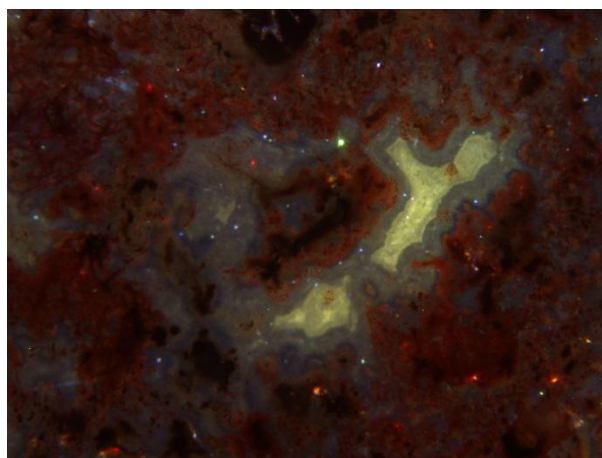


Фиг. 222. Халцедонови сферолити показващи ефекти в синьовиолетовата област, проявление Бойник (Bo), CL, ширина 2.4 mm

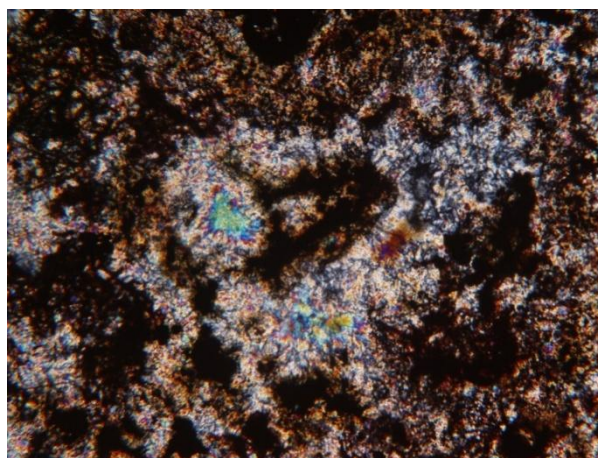


Фиг. 223. Халцедонови сферолити и пигментиращо вещество хематитов състав, проявление Бойник (Bo), Nx, ширина 2.4 mm

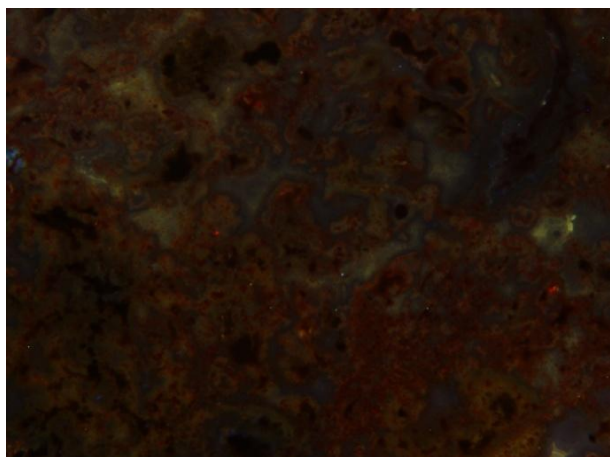
Друг яспис, при който не беше наблюдавана катодолуминесценция, е този от проявление Чуково. За разлика от предишните два препарата, този е оцветен в жълто и се характеризира с голяма наситеност на пигмента с гьотит-хематитов състав. В някои от образците се наблюдават различни генерации от изграждащите ги SiO_2 фази, като обикновено техният брой не надвишава три. Тези генерации се различават сравнително отчетливо една от друга по различната наситеност на оцветяването им. Такова явление се наблюдава в шлиф, изготвен от образец от проявление Чуково, където халцедонът поместен в пространството между пигментиращото вещество показва зони с различно оцветяване.



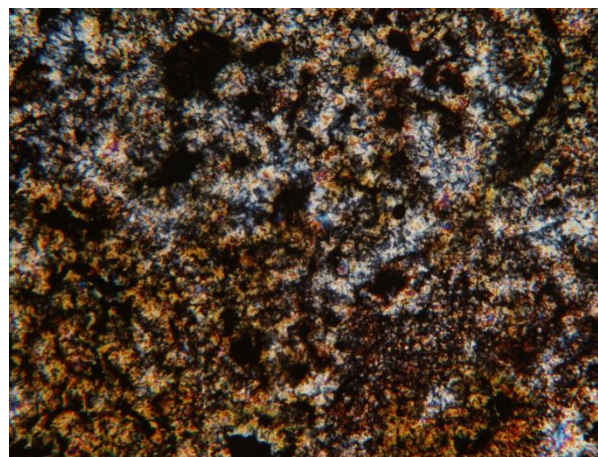
Фиг. 224. Халцедон (микроахат) с ефекти в жълтозелената област и пигментиращо, проявление Пиявец (Pi), CL, ширина 2.4 mm



Фиг. 225. Халцедон (микроахат) и пигментиращо, проявление Пияшец (Pi), Nx, ширина 2.4 mm

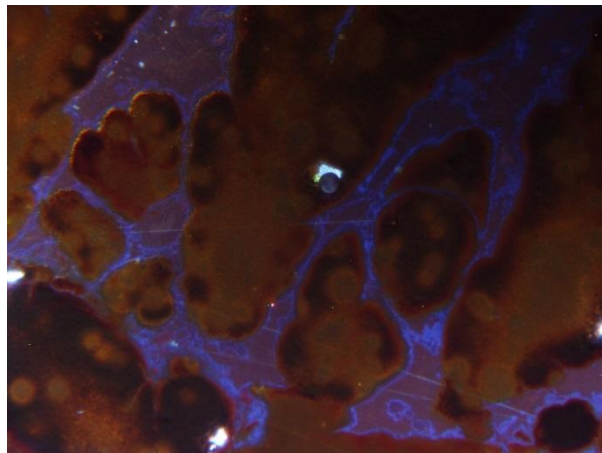


Фиг. 226. Халцедон (микроахат) с ефекти в жълтозелената област и пигментиращо, проявление Пияшец (Pi), CL, ширина 2.4 mm

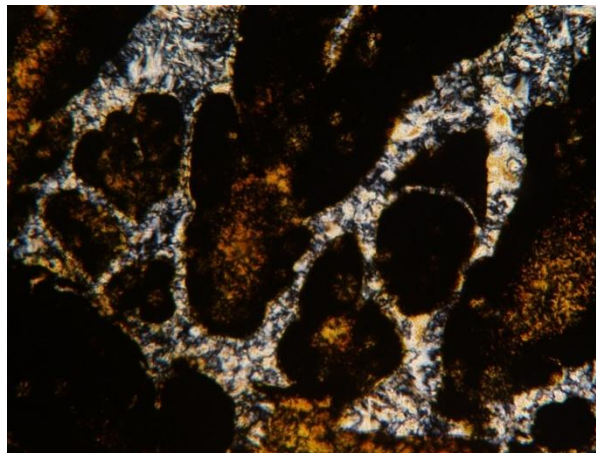


Фиг. 227. Халцедон (микроахат) и пигментиращо, проявление Пияшец (Pi), Nx, ширина 2.4 mm

Най-широката зона е оцветена във виолетово, като е с най-наситени цветове, последвана от ивица, оцветена в синьовиолетови тонове. Тя отделя широката зона от друга по-тясна, поместваща се в най-близките до пигмента периферни части (фиг 228, 229). Като наситеност на оцветяването, интензивността на луминесцентното лъчение попада между това на основната зона и на ивицата, която ги разделя.

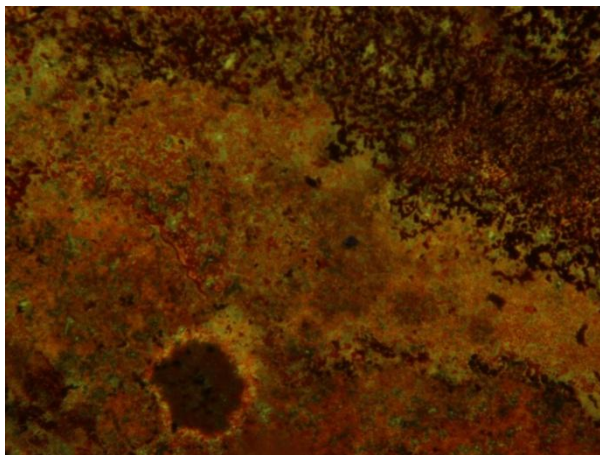


Фиг. 228 Различни генерации от халцедон, проявление Чуково (Ch), CL, ширина 2.4 mm

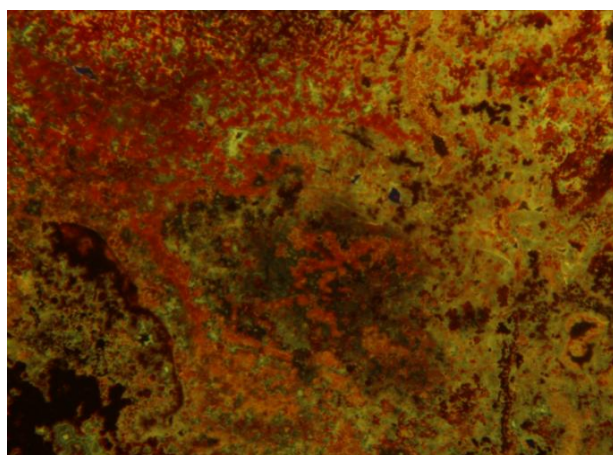


Фиг. 229. Халцедон и пигментиращо вещество от коломорфен гьотит, проявление Чуково (Ch), Nx, ширина 2.4 mm

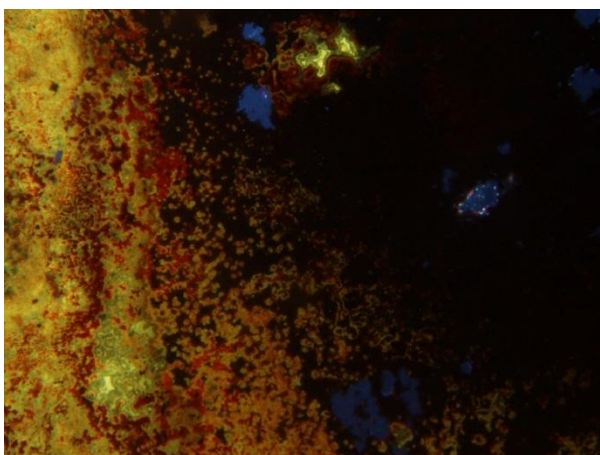
Друг характерен ефект беше наблюдаван за проба от проявление Неофит Бозвелиево. При продължително облъчване на наблюдаваната SiO_2 фаза и снемането на спектри през различни интервали от време (при стъпка 5 s) се определи дали има лъчение в интервала около 450 nm (фиг. 230-235). По този начин стана ясно, че образците се характеризират с центрове дефицитни на кислород. Това е характерно не само за кристалните SiO_2 фази, но и за аморфните вещества с аналогичен състав. Катодолуминесцентни спектри бяха снети от образца. Освен това се предполага, че този ефект се дължи на бърза кристализация при температури по-ниски от 200°C, като изходното вещество е било под формата на гелни разтвори. Кварцът и халцедонът от ахатите се различават по катодолуминесценция от тези в кристалинните скали (Götze et al., 1998; 2001; 2015). Чрез катодолуминесценция се различават поне три емисии: жълта около 450 nm, синя около 500 nm с нисък интензитет и червена с висок интензитет при 650 nm. Последната показва отношения между хидроксилните или алкални компоненти и липсата на O_2^{3-} центрове и E'_1 центрове. Интензитетът на емисиите се засилва значително при „бомбардиране“ с електронен сноп.



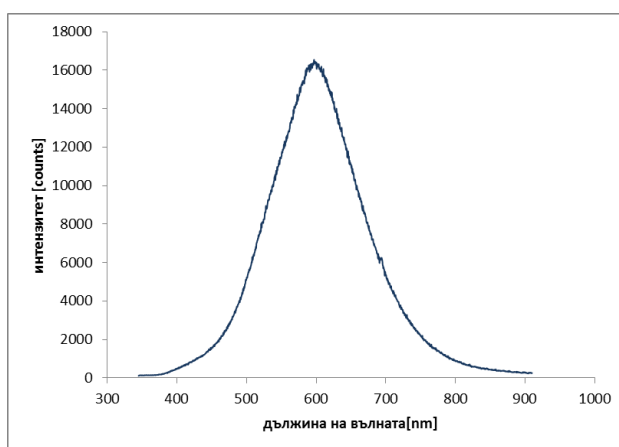
Фиг. 230. Халцедон след продължително облъчване, проявление Неофит Бозвелиево (Ne), CL, ширина 2.4 mm



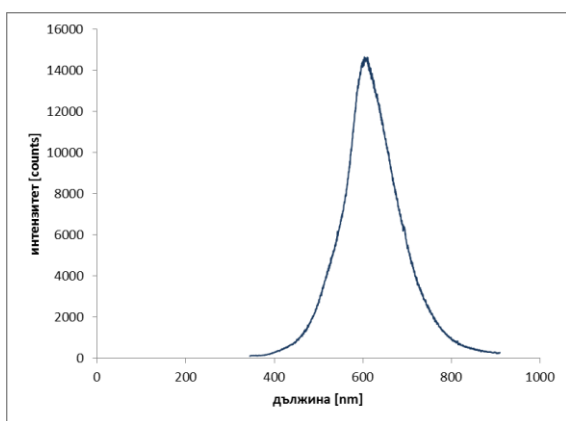
Фиг. 231. Халцедон след продължително облъчване, проявление Неофит Бозвелиево (Ne), CL, ширина 2.4 mm



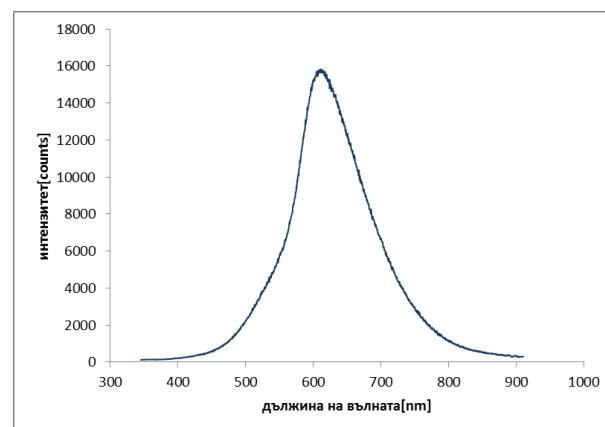
Фиг. 232. Халцедон след продължително облъчване, проявление Неофит Бозвелиево (Ne), CL, ширина 2.4 mm



Фиг. 233. Спектър за халцедион в жълтата област, условия 14kV-0.2mA-20x-5s, проявление Неофит Бозвелиево (Ne)



Фиг. 234. Спектър за халцедион в оранжевата, условия 14kV-0.2mA-20x-5s, проявление Неофит Бозвелиево (Ne)



Фиг. 235. Спектър за халцедион в червената област, условия 14kV-0.2mA-20x-5s, проявление Неофит Бозвелиево (Ne)

Друг ефект се наблюдава при агрегати изградени от SiO_2 фази, който се характеризира с жълта луминесценция около 580 nm. Преимущественото присъствие на подобен тип лъчения свидетелства за концентрация на E_1' центрове, типични за кварцови фази, вметени в кисели вулкански скали. При по-късни детайлизирани изследвания информацията за жълтата катодолуминесценция при SiO_2 фазите е значително обогатена (Götze et al., 2015). Новите данни предполагат, че силната емисия ~ 570 nm се дължи на висок дефицит на кислород и локална структурна неподреденост в SiO_2 фазите. Последната се дължи вероятно на локални аморфни участъци в микрозърнестия кварц или халцедона. Високата концентрация на E_1' центрове е доказана и с помощта на електронен парамагнитен резонанс (ЕПР). С новите данни става възможно да се стигне до заключение, че SiO_2 фазите, показващи жълта луминесценция, най-вероятно са от хидротермален произход при ниски температури (обикновено под 250°C), както и при наличие на дефицит на кислород в средата.

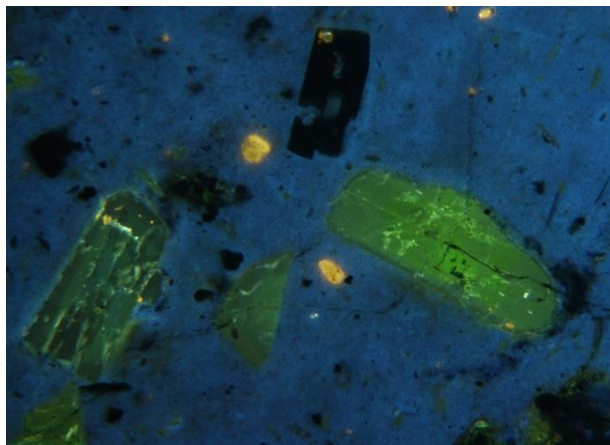
Други автори (Stevens-Kalceff, 2009) използват катодолуминесцентния анализ като допълнение към Сканиращата електронна микроскопия за изследване на точкови дефекти в кварца. Електронното облъчване може да предизвика локални промени в микроструктурата на кварца, като я променя частично в не толкова плътно и дори аморфно състояние. Наблюдаваните катодолуминесцентни емисии се свързват с дефекти в това число интерстициално молекулярен кислород в инфрачервената област; Fe^{3+} център на заместване с компенсиран заряд при ~ 700 nm; несвързан кислороден център при 650 nm; несвързан OH^- при ~ 620 nm или същия, но с примеси (Li^+ , Na^+ or K^+) при ~ 650 nm; E_1' център при ~ 580 nm; E_1' център в кварц при ~ 450 nm; изоморфен Al^{3+} център с компенсиран заряд при ~ 380 nm; неутрална кислородна ваканция при 290 nm.

Жълтата катодолуминесценция се описва и в SiO_2 фази в ахати сред андезитови скали от Турция (Natiroğlu et al., 2011). Освен нея се описва и преход от червеножълтата към оранжевата и дори зелената област. Този преход е характерен за ахати, чиито вметващи скали са с риолитов състав. От тези данни следва да се предполага, че SiO_2 фазите показващи подобни ефекти, са свързани с реакции в микрокристалната структура, свързани с освобождаване на водата между съседните сдвоени Si-OH групи, като това спомага да се развие Si-O-Si връзката.

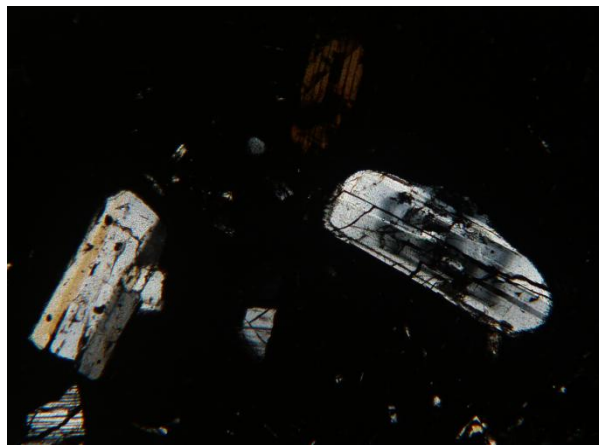
Някои автори предлагат използването на катодолуминесцентния метод за определяне на структурите на кварца (Rusk, 2012). Такива наблюдения са извършени предимно за кварц с

хидротермален генезис, като използването на катодолуминесценцията за описването на структурите на кварца позволява да се реконструират различните минералообразуващи процеси и тяхната последователност. Най-често срещаните структури са: евхедрални зони на растеж с променящ се интензитет на катодолуминесценция; халцедонова паралелновлакнеста и сфероидална; мозаечна; с тъмни катодолуминесцентни ивици; мрежеста; на обрастнали заоблени ядра; на микробрекчиране; заоблена или концентричнозонална и хомогенна.

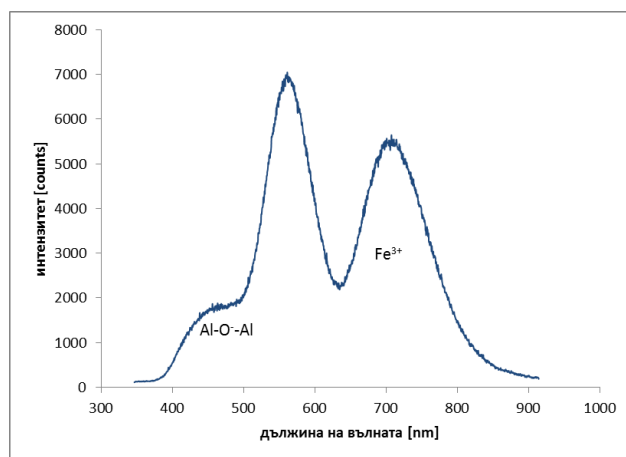
Опробваните скали от контактните зони с ясписите показаха почти идентичен минерален състав между себе си. По-голямата част от тях са изградени от плагиоклази, амфиболи, слюди, както и акцесорен апатит и циркон (фиг. 236, 237). Основната маса на скалите най-вероятно е от вулканско стъкло с алкален състав. За това се съди по характерното катодолуминесцентно лъчение във сини тонове в интервала около 450 nm, характерни за калиевите фелдшати. Плагиоклазът в тези проби показва характерно зелена катодолуминесценция. С помощта на спектрален анализ са регистрирани Mn^{2+} и Fe^{3+} в състава на плагиоклазите, както и наличието на Al-O-Al центрове (фиг. 238). Апатитът в наблюдаваните скали показва катодолуминесценция в жълти тонове, която се дължи на Mn^{2+} (Götze, 2012). Освен този елемент чрез спектрален анализ бяха установени още и Dy^{3+} , Sm^{3+} и Nd^{3+} (фиг. 239). В образца от проявление Звездел бяха установени карбонатни минерали. Те се характеризират с катодолуминесцентни лъчения с червени цветове. Катодолуминесценцията на карбонатните минерали е свързана с присъствието или отсъствието на активаторни йони като Mn^{2+} , $REE^{2+/3+}$ и други, като първият е най-често регистриран (Götze, 2012) (фиг. 240-243). Тъй като се предполага, че различната координация на мангана предизвиква различно оцветено лъчение, може да се съди и за неговото положение в структурата на минерала. При емисии в оранжевочервения интервал се предполага, че Mn^{2+} е октаедрично координиран.



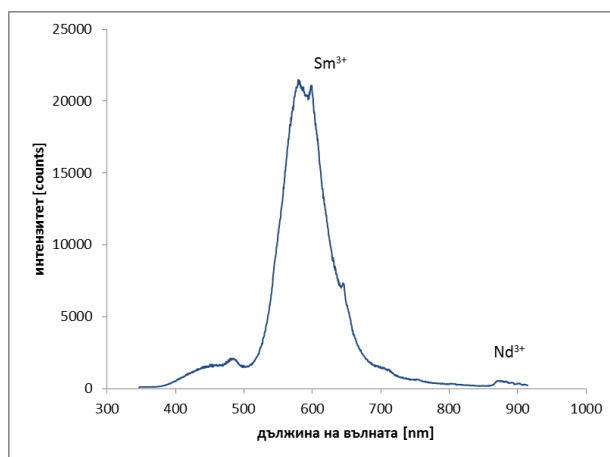
Фиг. 236. Плагиоклази (зелено), апатит (жълто) и основна маса (синьо), CL, проявление Неофит Бозвелиево (Ne), ширина 2.4 mm



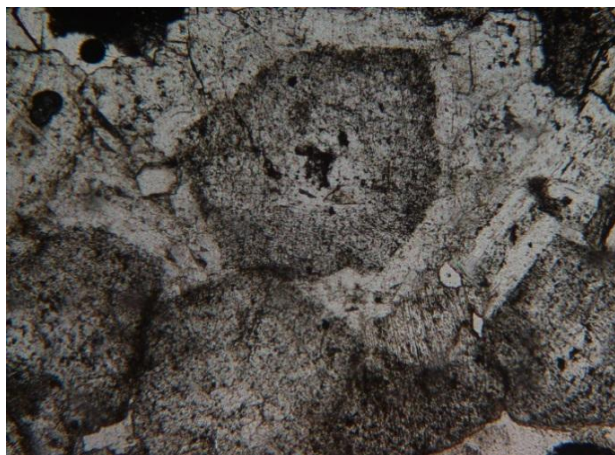
Фиг. 237. Плагиоклази, апатит и основна маса, проявление Неофит Бозвелиево (Ne), Nx, ширина 2.4 mm



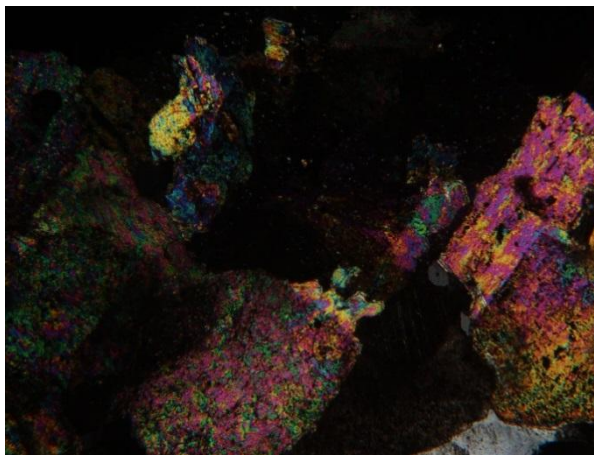
Фиг. 238. Спектър на плагиоклаз от Неофит Бозвелиево (Ne), при условия 14kV-0.2mA-20x-1s



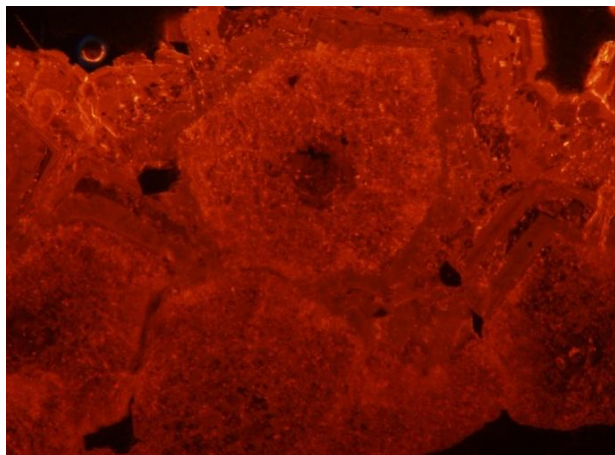
Фиг. 239. Спектър на апатит от Неофит Бозвелиево (Ne), при условия 14kV-0.2mA-20x-1s



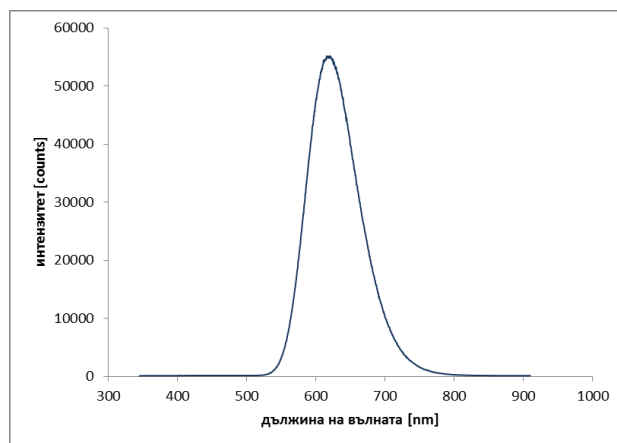
Фиг. 240. Карбонатни минерали (Mn-калцит), НН, проявление Звездел (Zv), ширина 2.4 mm



Фиг. 241. Карбонатни минерали (Mn-калцит), Nx, Проявление Звездел (Zv), ширина 2.4 mm



Фиг. 242. Карбонатни минерали (Mn-калцит), Nх, проявление Звездел (Zv), CL, ширина 2.4 mm



Фиг. 243. Спектър на Mn съдържащ калцит от проявление Звездел (Zv), при условия 14kV-0.2mA-20х-1s

За първи път у нас се извършват катодолуминесцентни изследвания на SiO_2 фазите в ясписи и съпътстващите ги минерали във вместващите ги скали. За жълти и червени ясписи най-характерни катодолуминесцентни ефекти се получават в интервала ~ 500 nm. Подобно светене може да бъде наблюдавано само когато количеството на желязото в пробите позволява да се осъществи катодолуминесцентно лъчение (не се наблюдава при зелените ясписи). Наблюдава се и лъчение в жълтите тоналности ~ 580 nm, което свидетелства за генетична обстановка на нискотемпературни хидротермални разтвори, най-вероятно гелни разтвори при температури под 200°C . Установено е, че в някои случаи SiO_2 фазите показват ваканция на кислород, което се доказва с помощта на спектрален анализ.

Пробите изготвени за катодолуминесцентно анализиране се разпределят най-общо по три от главните поречия в изследвания район – по р. Върбица, р. Бюйюкдере и р. Крумовица. От резултатите може да се предположи, че образците локализирани в проявления в близост до поречието на р. Бюйюкдере са с най-висока степен на пигментация. Основание за това дава честата липса на сигнал за образците. Освен това в образците от тези проявления най-често се наблюдава и емисия при ~ 570 nm, която се дължи на висок дефицит на кислород и локална структурна неопределеност в SiO_2 фазите. Оттук следва, че образцовите изградени от подобни SiO_2 фази, най-вероятно са от хидротермален произход при ниски температури (обикновено под 250°C), както и при наличие на дефицит на кислород в средата. Освен това пробите показващи подобни ефекти

са локализирани във вместващи скали представени предимно от среднокисели туфи, туфити и туфобрекчи (7/1 Pg₃) свързани с втория среднокисел вулканизъм.

За някои от скалообразуващите минерали, изграждащи вместващите скали, се получи също катодолуминесцентна информация. Описани са минерали от фелдшпатовата група (плагиоклази), амфибол, биотит, карбонатни минерали и акцесорни минерали – апатит и циркон. За плагиоклаза и апатита, които показват характерни катодолуминесцентни ефекти са демонстрирани спектрални анализи. С помощта на тези изследвания се доказва присъствието на Mn^{2+} и Fe^{3+} в състава на плагиоклазите, както и наличието на $Al-O-Al$ центрове в тях. Елементът Mn^{2+} присъства и в състава на карбонатните минерали и апатита. В него се установиха и елементите Dy^{3+} , Sm^{3+} и Nd^{3+} .

Катодолуминесцентният метод е изключително полезен за придобиване на генетична информация относно образуването на ясписите. Целесъобразно е използването на катодолуминесценция, поради факта, че методът дава полезна информация, в сравнение с тази получена с други разпространени методи за изследване на SiO_2 фазите. При комбинация на резултатите получени за ясписите и вместващите ги скали, може да се получи една по-пълна картина за геоложката обстановка и процесите на минералообразуване.

11. Класификация и генезис на ясписите и ясписоподобните образувания

11.1. Преглед на съществуващите систематики

В геоложката литература са представени класификации, базирани на декоративно-приложен, на формационен и на геолого-промишлен принцип. В редица случаи се посочват и смесени класификации. Според Ферсман (1920; 1962) ясписът представлява агрегат от кварцови частици, споени с кварц или халцедон и съдържащи средно около 20% глинести примесни минерални фази. От друга страна поради приликата с другите ясписоподобни скали (с вулканогенен или седиментогенен произход) ясписите трудно се разграничават и той приема, че терминът обозначава не само минералогичния състав на скалата, но и неговите технически свойства. Ферсман (1920; 1962) представя два типа класификации на ясписите — генетична класификация с включени към нея пет основни групи и практическа класификация по външни текстурни и цветови признаци с разпределени в нея шест основни групи (табл. 17, 18).

Към генетичната класификация на Ферсман се отнасят:

- 1 — контактно променени радиоларитови тини в метаморфни скали, често проследяващи се със зелени туфи и диабази (лентовидни ясписи);
- 2 — метаморфозирани шисти, варовици, мергели и други седиментни скали подложени на окварцяване (неравномерно слоисти до ясписови брекчи);
- 3 — ясписи, свързани с кварцити и хорнфелзи;
- 4 — фелзитови порфири и силицизирани порфирови скали (често със сферолитов строеж);
- 5 — плътни оцветени разновидности на кварца или халцедона в ахатовите образувания.

Към практическата (текстурна; цвятова) класификация се включват следните групи: 1 — масивни (плътни) ясписи с различно еднотонно оцветяване, понякога с петна, точки или друг тип включения, например дендрити; 2 — ивичести (лентовидни, вълнисти, струести) ясписи с различен цвят; 3 — порфирни скали, представляващи окварцени ефузивни (с включения от фелдшпати, кварц и тъмнооцветени минерали като авгит или амфибол); 4 — пъстроцветни (еднородни с разноцветни жилки; разноцветни зърна с еднородна по цвят спойка; с вълнисти цветове); 5 — ясписни брекчи и конгломерати; 6 — сфероидални (“копейкови”) и натечни (ахатови) ясписи (монетовидни; ивичести ахатови; концентрично-зонални). Използвайки по-ранна работа на Stelzner, Ферсман (1920) обобщава три главни генетични типа по отношение на ясписите от Алтай: 1 — порфири, частично кварцови,

частично фелзитови, частично силицизирани от късни хидротермални или постмагматични процеси; 2 — метаморфни шисти, силицизирани, смляни и прекристализирани; 3 — кварцити, хорнфелзи и др.

По-подробна текстурна класификация е разработена от Игунов (1960) базираща се на текстурните разновидности на уралските ясписи, като той отделя общо 11 разновидности. Те са следните: масивна; ивичеста (лентова); брекчова; концентрична; коломорфна; конкреционна; инкрустационна; катакластична; накъдрена (с гънки); брекчевидна; флуидална (срв. Семенов, 1979; Аринштейн и др., 1986; Путолова и др., 1989). По-късно тези текстурни разновидности се допълват с още (Шальных, 1976), като към тях се отнасят: гравелитова, конгломератова (пъстроцветна мозаечна), текстура тип “слънце” и “рибешка люспа”; както и отделя лентовидните от ивичестите ясписи (срв. Григорович, Шальных, 1978).

Таблица 17. Генетична класификация на ясписите на Ферсман (1920)

Група	Генетичен тип	Характеристика
1	Контактно-променени радиоляритови глини в метаморфни свити, прослаящи се със зелени туфи и диабази	Обикновено имат ивичест вид и се отличават с еднородност на цвета и добри технически свойства
2	Различни метаморфни шисти, варовици, мергели и други седиментни скали, които са изменени от по-късни процеси на силицизация	С безразборно слоест характер, прорязани са от многобройни кварцови жилки и понякога се превръщат в ясписови брекчи
3	Ясписи, образувани от кварцити и хорнфелзи, преминаващи в плътни кварцити или кварцова плазма	Тип белорецки кварц
4	Фелзитови порфири и силицизирани скали от порфирен тип	Без слоестост, но може да имат флуидален строеж; с включения от кварц и фелдшпати или фемични минерали; може с вариолитов или сферолитов строеж (копейков яспис)
5	Образувания, съпътстващи халцедони и ахати в миндалните вулкански скали, представляващи плътно оцветени разновидности на кварца или халцедона	Най-често със зелен цвят (делесит или селадонит), като не достигат големи размери

Таблица 18. Цветово-текстурна класификация на Ферсман (1920)

Група	Цвят	Примери	Произход
1. Плътен	Червен до черен; бял; розов; виолетов; зелен; сив и др.	-	Дълбоководни глини; рядко фелзитови скали
Плътен с петна или включения	С черни дендрити; с петна и струи; с бели и черни точки	Аушкулски; Новониколавски; Коргонски	Магматичен; седиментен; порфирен
2. Ивичест	Лентовиден: с резки и плавни преходи; с широки ивици над 1 cm и дребноивичест (1-8 mm)	Цвят на лентите: червенозелен; червено- жълт; жълтозелен; сивожълто зелен и	Дълбокоморски тини
	Вълнист	Ревненски	Метаморфни шисти и
	Струест: плътен или с порфири	Коргонски	Вулкански скали
3. Порфирен	С порфири от фелдшпат, кварц, авгит или амфибол	-	Силицизирани порфирни скали
4. Пъстроцветни	Еднородни с жилки от друг цвят; с различен цвят в едноцветна спойка Фино вълнисто оцветяване	Месен ахат (кварц- яспис; „малинов ахат”) Орски	Хидротермална прекрис- тализация на ясписовите скали
5. Брекчи; конгломерати	Порфирови брекчи; ясписови брекчи; конгломерати	Алтай	Брекчи с еруптивен генезис
6. Сфероидални и натечни	Копейков (едър; дребен)	Коргонски	Ефузивен (сфероидитов)
	Ахати (ивичести; слоести; фортификационни)	Орски	Натечни от водни разтвори

При редица автори се наблюдава нееднозначност в разбиранията за произхода на ясписите, като някои ги разглеждат като първично седиментни скали с кремъчен състав,

които са били подложени на на подводен ефузивен магматизъм, намиращ се в геосинклиналните области. По този начин, SiO_2 е постъпвал в седиментния басейн в състава на газови еманации на поствулканския стадий, придружен с интензивна фумаролна дейност. Авторът дефинира ясписите по следните характеристики: връзка с вулканогенни отложения и понякога проследявания с тях; привързаност към геосинклинални формации; формиране в поствулканския стадий; достатъчна мощност; пластообразна форма на залягане и различима слоестост; разнообразно, ярко оцветяване; отсъствие на коломорфни структури и слабо развитие на конкреционни образувания; постоянен кварцов състав; често присъствие на организмови останки с кремъчен състав; честа привързаност на ясписовите образувания към желязо-манганови орудявания (Костов и др., 2020).

Не рядко в руската научна литература ясписовите находища са привързани към вулканогенно-седиментната ясписова формация (Барсанов, Яковлева, 1978). Основен източник на силициев диоксид е вулканското скъкло от вместващите скали. Смята се, че в началото по време на аргилизацията и зеолитизацията на вулканското стъкло под въздействие на алкални разтвори, излишната силициева киселина премива в разтворите, а впоследствие започва процес на нейното преотлагане в свободни празнини в скалите. Едновременно с това протича и процес на метасоматично заместване на карбонатното вещество на вместващите скали, като интензивно са се замествали организмови останки (Атанасов, Йорданов, 1986).

Смята се, че в процеса на хидротермална кристализация на аморфния SiO_2 се преминава през няколко фази по схемата: силикагел – опал – $\text{SiO}_2 - \text{X}(\text{SiO}_2 - \text{Y})$ кристобалит – кварц (Мицюк, 1974). Опаловите модификации са неустойчиви и преминават в кристални фази в процеса на хидротермалната преработка в алкална среда (Плюснина, 1983б; Мицюк, Горогоцкая, 1988).

В други случаи ясписите се описват като характерни с кварцов състав и с новакулитова структура (Folk, Weaver, 1952; Костов и др., 2020) или като седиментно-метаморфна скала, която съпровожда офиолитовите комплекси (Киевленко, 1991; Костов и др., 2020).

Друго схващане представя уралските ясписи като образувани от локален метаморфизъм на вулканогенно-седиментни и вулканогенни скали планини, като се отделят три генетични типа: ясписи с метасоматична природа в ненарушени или слабо нарушени

вулканогенно-седиментни и седиментни скали; ясписи в локални разломи, често със силно раздробяване на скалите; ясписи от ксенолити над регионални разломи. Към тези три генетични типа е добавен четвърти тип – ясписи от зоната на закалка на повърхността на пилоу-лави при подводни изливи (Крежевских, 1995; Костов и др., 2020).

Ясписите се разглеждат и в номенклатурата на седиментните скали (сред силицитите - кремъчните скали) с халцедон и кварц-халцедонов състав в редица пособия по седиментология (Султанов, 2005). Ясписът, в този контекст, се определя като пъстрооцветена ивичеста или петниска скала, изградена от микроскопични кварцови зърна (1-10 μm), понякога с присъствие на остатъци от скелети на радиоларии (радиолариеви ясписи) и спикнули на кремъчни гъби. Отбелязва се също така пространствено-времева връзка с вулкански скали. От новакулита се отличава по пъстрото оцветяване от примесни фази, различната зърнестост и напукаността. Ясписоидите, според авторите, се разглеждат като силицити с кварц-халцедонов състав, образувани при супергенни, хидротермални или метаморфни процеси в резултат на заместването на различни седиментни, магмени и метаморфни скали от SiO_2 . Като ясписовидни скали се определят халцедон-кварцови или кварц-халцедонов предимно палеозойски по възраст кремъчни скали с пъстро или черно оцветяване, включващи четири разновидности: фтанитоиди, фтанити, лидити и кремъчни шисти. В зависимости от състава се наблюдават три типа структури: 1 – пълнокристалнна, с кристали кварц (равномернозърнеста и неравномернозърнеста, в първия случай с представители кварцитовидна и новакулитова структура, а във втория - ясписова структура); 2 – непълнокристалнна, с кварцова и отчасти аморфна фаза; 3 – некристална, с аморфна маса. Според посочените автори, всички скали от ясписовата и фтанитовата формации, които се срещат в природата във вид на първични SiO_2 -съдържащи пластове или лещи, могат да се разглеждат в единен възможно генетичен ред, свързан с минералого-структурни изменения и разновидности с примеси в зависимост от отдалечаването от магмения източник: ясписи - фтанитоиди - фтанити - лидити - кремъчни шисти - глинесто-кремъчни шисти - кремъчно-глинести шисти. В същата последователност се наблюдава респективно и намаляване на съдържанията на желязни и манганови оксидни примеси (Костов и др., 2020).

Смята се, че образуването на ясписи от SiO_2 -съдържащи морски наслаги е протичало в условията на регионален метаморфизъм в зеленошистен фациес, но в някои случаи от значение са и хидротермално-метасоматичните процеси. За да се осъществява

метасоматоза е необходимо да са на лице магмена дейност или тектонски нарушения. Степента на метаморфизъм варира от слаба до значителна, като в ендегенната генетична група могат да се отделят ясписови скали от метаморфогенен или хидротермален тип (Григорович, Шальных, 1978; Волохин, 2013; Костов и др., 2020).

Според Шатский сред зеленокаменните вулканогенно-седиментни наслаги може да се отдели ясписова формация, образувана за сметка на първични кремъчни морски седименти с органигенен или органигенно-хемогенен характер. Според Фролов (1992) ясписите са хидротермално-седиментни образувания, получени от въздействието на хидротерми в подводни условия. Също е обсъден и въпросът за генезиса на т. нар. „ридерски ясписи“ в Алтай. Кластите в тях са изградени от албит и кварц в съотношение 3:1. Хлоритът, серицитът, епидотът и рудната минерализация са в подчинено количество. Спайката е изградена от двата основни минерала, този път в приблизително еднакво съотношение. Въз основа на химичния и минералния състав се смята, че това представляват интензивно албитизирани и трудно диагностируеми метасоматични скали (Фромберг, 1973; Костов и др., 2020).

Според Барсанов и Яковлева (1978) има три основни генетични случая на образуване на ясписи: 1 – от метасоматоза при вулканични есхалации и диагенеза на базични вулкански и вулканогенно-седиментни материали при повърхностни и среднодълбочинни метаморфни фации; 2 – от хидротермална SiO_2 -автометасоматоза на вулканогенни скали; 3 – контактно-метаморфни скали от хорнфелзов тип и поствулканска метасоматоза на туфогенни покрови (табл. 19).

Таблица 19. Основни генетични типове находища на яспис (по Барсанов, Яковлева, 1978)

Геологогенетична характеристика	Ясписи — вулканогенно-седиментни от високо- и среднодълбочинни стадии на метаморфизъм (средно палеозойски)	Ясписи - продукт на поствулканско изменение, при SiO ₂ автометасоматоза на вулканогенни скали (палеозойски до неозойски)	Ясписи - продукт на поствулкански мета-соматизъм на туфогенни скали, ултрабазични и гранитпорфирни шлири (палеозойски до долно мезозойски)
Състав и изходни материали	Туфогенни; глини; редки органични съставки	Вулканогенни скали (порфирити, мелафири, кварцови порфири), техни туфи, туфобрекчи и др.	Туфогенен материал; вулканско стъкло; гранит-порфири, аплити; хорнфелзувани алевролити и др.
Минерален състав	Кварц+халцедон -60-95%, гранат до 30%, епидот и пумпелиит до 20%, хлорит до 10%, хематит+магнетит до 15%	Кварц+халцедон+кварцин до 98%, фелдшпати до 90%, гьотит+хематит до 5%, хлорит+селадонит до 4%	Фелдшпат 20-80%; кварц 8-60%; епидот+актинолит+диопсид до 30%; магнетит, хематит, гранат, титанит, глинести фази и др.
Структура	Микрозърнеста, нееднородна	Нееднороднозърнеста, микросферолитова	Афанитова, микропорфирна, микрозърнеста, хетеро- и гранобластна
Текстура	Еднородна, петниста, очна, ивичеста, прожилкова	Нееднородно-ивичеста, струевидна, брекчовидна, прожилкова, петниста	Еднородна, дендритова, петниста, брекчовидна, ивичеста
Примерни находища	Орско (Урал); Узаровско (Урал); Черепанихинско (Алтай)	Карадаг (Крим); Андреевско (Алтай); Коргонско (Алтай)	Калканско (Урал); Маломуйнаковско (Урал); Ридерско, Ревневско (Алтай)

В групата на ясписовите скали, някои автори отнасят ясписоидите, носещи характеристиките на ясписите по външен вид, декоративност и физикомеханични свойства, но се отличават от ясписите по условията на образуване и по състава на изходните скали. По този начин се отделят две групи по степен на метаморфизъм - дълбоко метаморфизирани вулканогенно-седиментни и седиментни скали и сравнително слабо променени високо SiO₂-съдържащи ефузивни скали. Тези метаморфогенни ясписоиди могат да имат значителни различия в химичния и минералния си състав (Костов и др., 2020).

Образуването на ясписите според други автори е в резултат на метаморфни процеси протекли при нискотемпературните фации на метаморфизъм. Описват се най-различни случаи на метаморфозирани в зеленошистен фациес или в резултат на метасоматични замествания и контактен метаморфизъм скали. В генетичната и генетично-промишлената

класификация на ясписовите образувания на Киевленко и Сенкевич (1983) се обозначават 4 типа названия: 1 – собствено ясписи (метаморфозирани вулканогенно-седиментни и хидротермално-метасоматични образувания) с преимуществено кварцов микро- до криптозърнест състав; 2 – ясписовидни кварцити и хорнфелзи, отличаващи се от ясписите с по-голяма степен на прекристализация на основната маса и множество примеси; 3 – ясписоиди (поствулкански образувания с преимуществено халцедонов състав); 4 – ясписовидни интрузивни и ефузивни скали с фелдшпат-кварцов състав.

В генетичната формационна класификация на ювелирните минерали, изградена върху проявления от Руската Федерация и бившите съветски републики, ясписите са отнесени към вулканогенно-седиментната ясписова формация, като в зависимост от типа вместваща скала и вида метаморфизъм се разделят следните типове: базалт-липаритов до спилит-кератофиров (с представители на Урал: Учалински участък в Башкирия и Орски в Оренбургска област), габро-диабазов (Урал: Гора Полковник) и порфиров ясписоиден (Алтай: Ридерско и Колгонско). Първия тип се характеризира с широко площно разпространение и регионален метаморфизъм, а втория със залягане във вид на ксенолити и висока декоративност. При третия тип е характерна пластообразната форма, ефузивен състав и слабата степен на метаморфизъм (Самсонов, Туринге, 1984; Костов и др., 2020).

Аринштейн и съавтори (1986) определят тези скали, като кремъчни, т.е. със SiO_2 състав, висока твърдост и декоративност и към групата на “ясписовите скали” разглеждат три случая: 1 – ясписи (съществено кварцови и халцедон-кварцови по състав), представени от метаморфно променени масивни микрозърнести скали с красив цвят и подаващи се на полиране; 2 – ясписоиди, имащи съществено халцедонов и кварц-халцедонов състав, които се разглеждат като вулканогенно-седиментни скали, подложени на дълбоки изменения, както и слабо изменени съдържащи SiO_2 ефузивни и кремъчни скали получени от въздействието на разтвори на контакта на серпентинити и вулканогенни образувания; 3 – ясписовидни скали, имащи съществено фелдшпатов и кварц-фелдшпатов състав като седиментни и седиментно-вулканогенни абиоморфни и биоморфни скали, изградени от SiO_2 и остатъци от кремъчни организми, например лидити (предимно с халцедонов състав), фтанити (предимно с кварцов състав и с глинести и графитови примеси) и туфити.

Според Спиридонов (Спиридонов и др., 2000; 2006) миндалните ахати, а и ясписите, се образуват в условията на нискотемпературен метаморфизъм на потъване – миндалните ахати се съотнасят към зоолитовия фациес (130-220°C, 1-5 kbar), а ясписите – към пренит-

пумпелиитовия фациес (~300°C, 2-6 kbar). Според автора и цитираната от него литература, тези два фациеса обикновено се разглеждат като продукти на зеленошистно „прераждане“ („регионална пропилитизация“, „спилитов фациес“, „метаграуваков фациес“ и др.) или като продукти на дълбочинна епигенеза и ранна метагенеза. В минералната парагенеза на ахатите на нискотемпературния субфациес на зоолитовия фациес присъства могонит, който не се отбелязва в по-високо темепературните субфациеси. Смята се, че при прехода към ломонтит-пренитов субфациес, ахатите прекристализират, като частично се превръщат в микрокварцити, а в условията на пренит-пумпелиитовия фациес те се превръщат в микрокварцити и ясписи (метаахати). В условията на зеленошистния и синьошистния фациес, ахатите и ясписите преминават в кварцити.

В определението на Спиридонов (2005), ясписите в повечето случаи са финокристални метаморфни скали със съществен кварцов и халцедон-кварцов състав, които са оцветени от хематит, манганови оксиди, а също така от железисти или манганови гранати и други силикати – епидот, хлорит, пумпелиит, актинолит и пиомонтит. По генезис авторът отнася тези образувания към класа на метаморфозирани седиментни и хидротермално-седиментни силицизирани, SiO₂-късови, карбонатно-силицизирани и вулканогенно-силицизирани скали, които са локализиращи в зеленошистните пояси (голяма част от тези ясписи се разглеждат като производни на пренит-пумпелиитовия фациес на нискостепенния регионален метаморфизъм при температури около 300°C).

Много добре са описани т.нар. дънни и десквамационни (от лат. desquamo — отлюспване; повърхностно отстраняване) ясписи в ахатовите празнини. Отбелязва се, че формата на ахатовите образувания в основните и средни по състав ефузивни се дължи на комбинация от формата на газовите празнини, които запълват и на намиращите се в някои от тези миндали дънни ясписи. Те най-често са сивожълти, зелени и тъмнорвени на цвят и запълват частично (в този случай заемат дънно положение) или напълно празнините. На места те образуват самостоятелни метасоматични залежи. Ако миндалите са отчасти кухи, то горната повърхнина на дънните ясписи е хоризонтална, или почти хоризонтална, а при отлагане на халцедон тази повърхност е или плоска, или с форма на подутина (такива ясписи са демонстрирани в миндалните вулкани от Мулина гора, планините Мурунда в Забайкалието в Русия и в ахатопроявленията от източната част на хребета Арц-Богдо в Монголия). Като характерни особености за тези ясписи се отбелязват тяхната дребнозърнистост (равномернозърнистост), хоризонтално-плочесто отделяне, като и

разномерното или дифузионно-петнистото оцветяване и с честа повърхностна полигонална напуканост. Такива дънни ясписи се определят като метасоматични по характер и аналогични на известните пластови ясписи (Годовиков и др., 1987; Костов и др., 2020).

Въз основа на морфологични прилики със структури, образувани от Fe оксидляващи бактерии, малките ясписови влакна и повечето от Трансатлантическите геотраверсни (TAG) влакна са идентифицирани като биогенни структури, най-вероятно образувани от различни Fe-оксидляващи бактерии, включително *Gallionella* и *Leptothrix*. Подробно изследване на десет ясписа от различни палеотектонски обстановки, вариращи от Ранния Ордовик до Късния Еоцен, разкрива изобилни влакнести нишковидни корозионни структури. Големите дендритни нишки в ясписа и при TAG пробите са дискуссионен произход, като разнообразието от морфологии на нишките са директни доказателства за бактериогенно утаяване на Fe оксиди при зони на хидротермално изпускане в периода поне от Ранния Ордовик и че се е образувала част от яспис, свързана с масивните сулфидни отлагания образувани при ниска температура, близо до неутрално pH, ниско $f(\text{O}_2)$ и богат на желязо флуид. Древните аналози на съвременните дълбокоморски хидротермални Fe-оксидни находища се разглеждат като ясписи. Представяват стратиформени наслаги на хематит-съдържащи окварцени вулканични последователности, които обикновено се свързват с масивни сулфидни отлагания. От повечето автори се възприема, че тези ясписи са продукт на нискотемпературно, дифузно хидротермално изпускане (Grenne, Slack, 2003a; Костов и др., 2020). За това се съди по сходството им със съвременните такива хидротерми. Ясписите се различават от повечето съвременни железooksидни находища, защото съдържат много по-голям процент силициев диоксид (80-95 об.%) (Grenne, Slack, 2003) и желязните оксиди присъстват предимно като хематит (а не като ферихидрит и гьотит), като силициевият диоксид присъства като халцедон и/или кварц, а не във вид на аморфен силициев диоксид. Последните различия вероятно отразяват по-голямата термична зрялост на тези находища, а не различните физикохимични режими, тъй като нито аморфният силициев диоксид, нито ферихидритът са стабилни за дълги периоди от време, особено при нагряване при нискостепенен метаморфизъм. Ясписите също така имат много сложни текстури, по което може да се съди, че са се образували от колоидни гелове, богати на силициев диоксид и Fe (Костов и др., 2020).

В съвременната минераложка и гемоложка литература се е наложила систематика на

ясписите и сродните скали по минерален състав на три групи – собствено ясписи, ясписоиди и ясписовидни (ясписоподобни) скали. Коректно е терминът „яспис“ да се употребява само по отношение на първата група със съответния генетичен клас (метаморфогенен или метасоматичен) находища. В заключение може да се даде следното генетично определение на собствено ясписа (по Барсанов, Яковлева, 1978): скали или минерални агрегати, които се отнасят съществено към метасоматитите, образувани за сметка на метасоматоза или аутометасоматоза и прекристализация на изходни седиментно-вулкански, ефузивни или интрузивни скали при процесите на диагенеза, регионален, контактно-метасоматичен и поствулкански хидротермален метаморфизъм.

Макроскопската диагностика на ясписите представлява трудност по отношение на наложената систематика. Поради тази причина за тяхната диагностика се изисква микроскопски, рентгенодифракционен, а в отделни случаи и химически или определен тип спектроскопски анализ.

11.2. Предложение за класификация на минералого-структурен принцип

В настоящата разработка се предлага класификация на три нива на минералого-структурен принцип. От извършените изследвания и сравнителни проучвания се предлага нова комплексна класификационна схема на ясписи и сродни образувания на три йерархични нива в зависимост от техния фазов (минерален; разновидности) и структурен състав (табл. 20). Предложената класификация обобщава информацията от територията на България. Предлаганата класификация се базира на първичната рентгенодифракционна диагностика на главните и второстепенните минерални фази в състава на ясписите (ниво 1). На второ ниво от класификацията следва допълнително проучване на количествени съотношения в рамките на съответното геоложко тяло или образец и накрая по отношение на вида и количественото съотношение на кварцовите модификации (ниво 3). Допълнително може да следва систематика по цветови признак и съответна еднородност или нееднородност на оцветяването.

Таблица 20. Класификационна схема на ясписите и сродните образувания на три йерархични нива: 1 – структурно-минералогично (доминиращ кварц; генезис); 2 – структурно-фазово (съдържание на кварц в ясписова матрица); 3 – кристалоструктурно (съдържание на микрокварц)(Костов и др., 2020)

Ниво 1	яспис (доминиращ кварц)	ясписоид (доминиращ кварц; друг генезис)	ясписоподобна скала (доминиращ фелдшпат)
↓			
Ниво	яспис (100-75%) — яспис-ахат (75-50%) - ахат-яспис (<50%)		
2	яспис (100-75%) — яспис-опал (75-50%) - опал-яспис (<50%)		
↓			
Ниво	микрокварц (100-75%) - микрокварц-халцедон (75-50%) - халцедон-микрокварц		
3	(50-25%) - халцедон (25-0%)		

11.3. Генетични бележки

Проявленията и находищата на ясписи и в двете области на тяхното най-широко разпространение у нас се свързват с основния и среднокисел вулканизъм. В петрографски аспект и съобразно геоложката картировка, проучените ясписови проявления в Източните Родопи са оказват свързани със задругите на среднокисел вулканизъм (Горанов, 1960; Иванов, 1960; Elefteriadis et al., 1989; Yanev et al., 1989; Горанов и др., 1992; Кожухаров и

др., 1995a; 1995b; Nedialkov, Pe-Piper, 1998; Yanev et al., 1998; Marchev et al., 2004; 2005; Georgiev, Marchev, 2005; Kirov et al., 2010; Nedialkov, 2010; Георгиев, 2012; възрасти по различни оценки): първи (38-35,7 млн. години; срв. Иран тепе); втори (34-32,5 или 32,7-32,2 млн. години); трети (32,3 или 32,0- 31,2 млн. години; срв. Звездел) (Костов и др., 2016a, с изменения и допълнения, табл. 21). По-рядко, с такъв тип вулканизъм са свързани и някои от разкритията на ахати и халцедони (яспис-ахати). Това насочва вниманието към проучване на разкрития на този тип вулканизъм в други места на Източните Родопи.

Таблица 21 Привързаност на ясписовите проявления в Източните Родопи към определени вулканогенни задруги

Проявление на ясписи	Възраст
Чуково (Ch); Прогрес (Pr); Каменеца (Ka); Пиявец (Pi); Юнаци (Yu); Звездел (Zv); Нановица (Na, Nn).	Задруга на третия среднокисел вулканизъм
Вишеград (Vi); Лисиците (Li); Каратепе (Kt); Пчелари (Pc); Маджарово (Mv); Бориславци (Bs); Кочаш (Ks); Бойник (Bo); Щуреца (St); Неофит Бозвелиево (Ne); Пазарци (Pa).	Задруга на втория среднокисел вулканизъм
Буково (Bu); Червенка (Cv); Морянци ? (Mo); Джанка (Dj); Горна Кула (Gk) ?.	Задруга на първия среднокисел вулканизъм

12. Приложни аспекти

Археоминералогия

Земите на Балканите и в частност съвременните български територии в праисторически времена са били място за добив, обработка и обмен на редица минерални или скални суровини и свързани с тях изделия. Сред тях особено внимание заслужава разнообразието от едноцветни и разноцветни ясписови артефакти. В Родопите, през последните години, се установиха редица коренни и нови разсипни проявления на тази декоративна суровина. Освен известните находки от археологически разкопки при халколитните селища Седларе и Върхари, ясписови артефакти бяха намерени и при теренни обхождания в различни райони на Източните Родопи в района на селата Орлово, Лисиците, Пчеларе, Чуково, Девинци, Нановица, Неофит Бозвелиево и Горна кула. Регионът е бил и е източник също така на разновидността хелиотроп, позната в античната епоха като “тракийски камък” (Kostov, 2007; Kostov, 2010; Костов и др., 2020).

За определяне на минералния състав на разноцветен еднотонен (зелен, жълт и червен) яспис беше извършена прахова рентгенова дифракция на 5 прахови проби. Данните от проведените анализи (с представени силни линии: d , Å; интензитет – I) показват сходен и сравнително еднороден фазов състав, който се потвърждава при наблюдение на дюншлифи от пробите под оптичен микроскоп: при зелените разновидности – кварц със селадонит, при жълтите – кварц с гьотит, а при червените – кварц с хематит. По методиката за определяне на преобладаващата фаза от микрозърнест кварц или халцедон в дадена проба яспис по интензитета и съотношението на рентгеновските отражения 110, 102 и 111, съответно при $d=2.45$, 2.27 и 2.23 Å (Яковлева и др., 1976), в ясписите е определено и доминирането на една или друга разновидност на SiO_2 (табл. 19).

Таблица 22. Диагностика на доминиращ микрозърнест кварц (Q) или халцедон (Ch) в дадена проба яспис с определен цвят, както и данни за вид опал (O-T; опал-тридимит) и други минерални фази (Cel – селадонит; Cli – клиноптилолит-Na; Goe – гьотит; Hm – хематит)

Проба; цвят	I ₁₁₀	I ₁₀₂	I ₁₁₁	I ₁₁₀ /I ₁₀₂	I ₁₀₂ /I ₁₁₁	SiO ₂
Върхари; aVuY жълт	100	24.2	18.2	4.13	1.33	Q; O-T, Goe
Върхари; aVuG зелен	100	13.2	40.6	7.57	0.32	O-T; ±Q; Cel; Cli
Върхари; aVuR червен	73.4	100	29.2	0.73	3.42	Ch; Hm; ±Goe
Чуково; aChR червен	80.1	100	34.0	0.80	2.94	Ch, Hm
Нановица; aNaG зелен	67.1	100	27.7	0.67	3.61	Ch, Cel

В заключение, от публикуваните данни и направените нови изследвания може да се направи извод, че Източните Родопи, предимно през халколитната епоха, са били важен източник и място за обработка на декоративни кварц-съдържащи разновидности. От една страна, направените археоминералогични анализи могат да спомогнат за корелацията артефакт и източник на суровина, а от друга – да насочат изследователите към определени райони за откриване на възможни праисторически селища.

На територията на България има голямо количество археологически находки, свързани с праисторията, тъй като вниманието на древния човек е било привлечено от естетичните свойства на групата скали изградени от кварц, в това число и ясписа и ясписоподобните образувания.

Ясписът присъства в различен контекст в митологичената гемология и лапидарските трактати на миналото (Костов, 1993; 2004; 2012). В археоминералогичен аспект интерес представлява употребата и значението на ясписите в праисторическата епоха особено в Източните Родопи. Установени са редица ясписови артефакти и работилници, предимно от халколитната епоха (5 хил. пр. Хр.) (Костов, 2007; Костов и др., 2017б). На територията на проучвания район има редица праисторически свидетелства за добив и обработка на яспис. Намерените артефакти с различен цвят в различните проявления на яспис също показват това. Освен известните находки от археологически разкопки при халколитните селища Седларе, Върхари, Орлица и Татул, ясписови артефакти бяха намерени и при теренни обхождания в различни райони на Източните Родопи около селата Орлово, Пчелари,

Лисиците, Чуково, Девинци, Нановица, Неофит Бозвелиево и Горна кула (Костов и др., 2020).

Ясписите са свързани в практичен аспект като евтина и ефектна ювелирна суровина за различни малки декоративни и ювелирни изделия, като намира разпространение особено през античната епоха като суровина за глиптиката. Някой от средновековните български изделия (църковни и ритуални пособия) изработени от яспис, са идентични по вид с ясписовите образувания от Източните Родопи и други райони в страната (Костов и др., 2020).

Не само на територията на съвременна България, но така и на Балканите в праисторически времена е имало места за добив, обработка и обмен на редица минерални или скални суровини и свързани с тях изделия. Наблюдава се сравнително голямо разнообразие от едноцветни и разноцветни ясписови артефакти. Проследени са културните процеси в Родопите през неолита и халколита, включително и при неолитното селище до Крумовград. Жълт кремък, бял опал и червен яспис са описани сред артефактите от раннонеолитното селище Чавдарова чешма в района на Симеоновград. В долното течение на р. Елбасандере се откриват ясписови и керамични артефакти, които също могат да се отнесат към неолит-халколитния период. Червени мъниста от ясписоподобни образувания се описват и от халколитния некропол и селище при Дуранкулак (Костов, 2007; Костов и др., 2020). От работилницата при халколитното селище Седларе, Момчилградско в Източните Родопи е открит обработен хелиотроп във вид на малко сечиво с остър режещ ръб (инв. №16909, Национален исторически музей). За брадва от хелиотроп се съобщава и от култовия център при с. Долнослав, Асеновградско. Предполага се, че суровината е от района на Източните Родопи (Радунчева, 1997), от където са налични находки на суровината (Петрусенко, Костов, 1992).

Рентгенодифракционно са анализирани артефакти от едно- и разноцветни за диагностика на минералните фази и определяне съдържанието на доминиращ микрозърнест кварц или халцедон. Данните от проведените рентгенодифракционни анализи показват сходен и сравнително еднороден фазов състав: при зелените разновидности — кварц със селадонитова тип фаза, при жълтите – кварц с гьотит, а при червените – кварц с хематит (Костов и др., 2016б). Три от пробите са изследвани и чрез Мьосбауерова спектроскопия.

Гемология

Ясписите са високоценени като гемологична суровина. Причината за това са техните много високи декоративни качества. Те се характеризират от голямото текстурно разнообразие, както и на различното им оцветяване. Комбинацията от тези качества прави тази суровина изключително атрактивна за обработка и изготвяне на най-различни изделия. Друг фактор определящ високите им декоративни свойства се явява високата им степен на полируемост и лесната и обработка. (Костов и др., 2020)

В средновековна Европа, наред с мистичните и терапевтични приложения на ювелирните минерали се разпространяват и данни за дванадесетте библейски камъка (включително яспис) от Стария и от Новия завет в различна последователност и в различна интерпретация (Костов, 2023). В античните времена ясписът е бил един от най-често използваните материали в глиптиката използван за направа на инталия (за български геми от Националния археологически институт и музей при БАН срв. Димитрова-Милчева, 1980). Аметистови и ясписови жили от Рудните планини в Централна Европа са използвани за декорация на църковни капели и замъци (Bauer, Skrivanek, 1984).

Хелиотропът е бил използван също като материал в глиптиката през античността и ранното средновековие. Употребата му е свързана с гностиците и т.нар. гностични (магически) геми предимно през II-III. Около една трета от магическите геми от колекциите на Британския музей в Лондон са изработени предимно от зелен яспис, включително хелиотроп. Отбелязват се още и ясписи с различно оцветяване - кафяв, жълт, червен и черен цвят, както и многоцветни. Материалът в употреба още през Средновековието и Възраждането, когато се свързва с християнската символика и е бил използван за изработка на вставки за пръстени, често гравирани с християнски символи и изображения. Друго приложение на ясписите е като суровина за направа на забележителни по изящество и големина каменни изделия, които са изключително разпространени в царска Русия (Костов и др., 2020).

Пейзажните ясписи се явяват, като преходни между брокатовия тип и обикновените червеножълти яспис. На полирана повърхност те показват красиви цветове и форми, наподобяващи природен пейзаж, като техните естетически характеристики се засилват значително с нарастването на размера на изделията (Атанасов, Йорданов, 1986). Характерно е оцветяване в пъстри цветове (зелени, червени, кафяви и жълти тонове), като често се срещат участъци с малки размери с красиви съчетания на форми и цветове.

Мъховите ясписи представляват преход към яспис-ахати, като при тях пигментиращата фаза е разположена под формата на сегрегации и окръжности от нишковидни агрегати, образуващи причудливи мъховидни форми в просветващата халцедонова маса. Разнообразното им оцветяване варира от нюанси на зелено и синьо, както и от жълто към кестеново, яркочервено и оранжево до виолетово. Най-често се срещат образци в червена и оранжева оцветяване. Ясписът с органогенна структура е резултат от заместването на органогенни варовици със силициев диоксид. Оцветяването е преобладаващо в червени и жълти тонове, но не липсват такива оцветени и в тъмнозелено и черно. Понякога се отбелязват и корали в рифовите варовици, които са заместени от силициев диоксид. Плазмата и хелиотропът са съставени главно от дребнозърнест кварц и халцедон и са едни от най-интересните обекти в тази област, като те са били обект на древен (праистория, античност и средновековие) добив.

Пейзажните ясписи от Източните Родопи са особено подходящи за изработка на кабошони, вставки и различни други ювелирни изделия (Атанасов, Йорданов, 1986). Брокатовите ясписи от проявление Чуково се полират и шлифват отлично, което е предпоставка за тяхното използване за малки декоративни изделия (Пожаревски, 1989). Хелиотропът и плазмата от Източните Родопи притежават много добри декоративни свойства и се полират прекрасно. Хелитропът от Източните Родопи, като ювелирна суровина, не отстъпва на най-добрите световни образци (Atanasov, Jordanov, 1982; Атанасов, Йорданов, 1986). Изключително голямо е разнообразието по отношение на декоративни качества в проявленията в Момчилградско от района около с. Чуково. Обходните маршрути в района показват перспективността на ясписа за евентуален добив. Предварителните анализи сочат, че явно той има много по-широко разпространение в изучавания регион.

Според руските методични указания като характеристика за декоративен пейзажен яспис от висок сорт се приемат малки блокчета с размери 10x10x10 cm, за декоративен яспис с друга текстура малки блокчета с размери 15x10x10 cm, а за технически яспис – малки блокчета с размери 20x20x10 cm. Като дефекти се сочат вид и концентрация на пукнатини, различни включения, кори на изветряне, както и нееднородност на образуването при съдържание на множество фази, даващи по-меки участъци или празнини (Григорович, Шальных, 1978; Костов и др., 2020).

След описаните до тук гемоложки приложения на ясписите, може да се отбележи, че те представляват и предпочитам материал, заради високите си декоративни свойства за изработката на различни по размер, форма и предназначение гемоложки изделия, както и като високо ценен музеен материал именно заради споменатите вече свойства (Костов и др., 2020).

Заклучение

За целите на настоящата работа са извършени различен вид изследвания, както теренни, така и лабораторни, свързани с изясняване на разпространението, състава и генетичните особености на ясписи и ясписоподобни образувания в Източните Родопи:

- Установени са и са описани общо 50 проявления на ясписи и ясписоподобни образувания. Отбелязани са нови седемнадесет коренни проявления на ясписи: Буково, Вишеград, Червенка, Лисиците, Бориславци, Момчилград, Юнаци, Каменец, Бойник, Момина сълза, Щурец, Нановица, Неофит Бозвелиево, Джанка, Байрактарци, Карамфил и Пазарци. Опробвани и изследвани са образци от още тридесет и три проявления от разсипен (алувиално-делувиален тип). При теренните работи са документирани взаимоотношенията между коренните проявления на ясписите и вместиращите ги скали.

- При макроскопския преглед на образци от ясписи от коренни и алувиално-делувиални проявления, както и на такива предоставени от музейни колекции, стана възможно да се изготви текстурна систематика за ясписите. Установени бяха най-разпространените текстури за ясписите определящи се от пигментиращите ги фази – хематит, гьотит и минералите от селадонитовата група и тяхните взаимоотношения. Други фактори влияещи върху текстурата на ясписите са свързани с обстановката и условията, при които са се образували. Текстури при ясписите биват ивичеста, флуидална, струевидна, петниста, лещовидна, инкрустационна, брекчевидна, концентрично-зонална, прожилкова, като в рамките на едно проявление, а дори и в един образец може да се наблюдава и комбинация от тях.

- Изяснен е минералният състав на ясписите, ясписоподобните образувания, както и на вместиращите ги скали чрез следните лабораторни методи: микроскопски изследвания, прахова рентгенова дифракция, химични силикатни анализи, сканираща електронна микроскопия, мьосбауерова спектроскопия, електронен парамагнитен резонанс (ЕПР) и катодолуминесценция.

Чрез микроскопските изследвани в проходяща светлина бе определен типа на съставляящият ясписите кварц – микрозърнест кварц, халцедон, кварцин или комбинация от тях, както и структурните разновидности на халцедона – халцедон (CH_M), паралелновлакнест ($CH-H_{LF}$), параболичновлакнест ($CH-W_{LF}$). Изяснен е вида на доминиращите пигментиращи минерални фази – хематит, гьотит и минерали от селадонитовата група (селадонит, фероселанит, феоалумоселадонит и алумоселадонит). За изброените пигментиращи минерални фази е определена морфологията, като се установи, че хематитът и гьотитът са най-често фино диспергирани сред основната маса от SiO_2 -фази, а също така се срещат и под формата на глобули, коломорфни образувания, а по-рядко като игли или удължени тела. Минералите от селадонитовата група са най-често под формата на коломорфни и дендритовидни образувания и глобули. Определени са и скалообразуващите минерали за вместиращите ясписите скали – предимно плагиоклази, пироксени, амфиболи, биотит, калцит и рудни минерали.

От проведената прахова рентгенова дифракция на 91 проби от ясписи се установи степента на кристалинност и се изведе зависимост между коефициентите на кристалинност C_1 и K_1 , и C_2 и K_1 . Определи се преобладаващата SiO_2 -фаза в изследваните образци от ясписи. Това стана възможно, като се взе предвид закономерността в съотношението на интензитетите на отраженията при (111), (102), (110). Разграничи се микрозърнест кварц от халцедон. За опаловите разновидности в ясписите (опал-А, опал-С, опал-СТ и опал-Т) се установи зависимост между оцветяване и присъствие на разновидността опал-Т. Отбелязва се преимуществено присъствие на опал-Т спрямо останалите разновидности на опала в зелено оцветените ясписи. Такъв е случая за проби от проявления Вишеград, Лисиците, Момина сълза, Бойник, Щурец и Морянци, както и в една проба от артефакт от Върхари. От получените данни от праховата рентгенова дифракция се въведе относително разделение на няколко типа опал-съдържащи ясписи разделени по процентното съдържание на аморфната фаза в препарата. Разделят се три групи: при стойности в интервала изчислен за коефициента за степен на кристалинност C_2 получен от отношението на аморфна фаза към кристална фаза в праховите проби. При стойности в интервала 0.01-0.42 се обозначават като ясписи; за стойности в интервала 0.43-0.49 – яспис-опали; а за стойности между 0.50 и 1.00 – опали.

В изследваните проби се установиха минерали като галенит, магнетит, калцит и сидерит в проявление Звездел. Още се установиха пирит от проявление Пазарци, пиролузит от проявление Бориславци, романешит от проявление Татул, предполагаем

тефроит от проявление Щурец. Минерали от зоолитовата група се установиха в проявления Сушево, Бойник, Щурец и Карамфил.

Посредством силикатни анализи за 19 образца от ясписи се установи, че най-големите вариации в резултатите са при Fe и дугите елементи примеси в ясписите. Отбеляза се и се потвърди с анализите от праховата рентгенова дифракция, че сумата за SiO₂ нараства за пробите, които не съдържат опал и неговите разновидности. Установи се, че завишаването на съдържанията на Al₂O₃, K₂O и MgO в зелените ясписи, спрямо жълтите и червените образци, най-вероятно се дължи на пигментиращата фаза със селадонитов състав. По отношение на изследваните елементи-примеси в ясписи се установява, че медта е с високи стойности за зелените образци от района на Момчилград. В тях се отчита минимално съдържание на олово. Стойностите на медта намаляват в образците от жълт яспис, а най-малки са при тези с червен цвят. Цинкът е с леко завишени стойности при пробите яспис от проявление Каменец.

Химически анализи бяха проведени на 10 броя образци от вместващите скали. Изясни се, че преобладаващата част от образци от вместваща скала отговарят на дацити (в проявления Морянци, Неофит Бозвелиево и Пазарци). В проявления Каменец и Прогрес вместващите скали съответстват на базалтови трахиандезити, в Лисиците и Юнаци – на андезити, а в Звездел и Бойник, съответстват на туфи. Единствено в проявление Джанка, от изследваните коренни проявления, скалите отговарят на трахиандезити. Освен това се получи и информация за вида на скалообразуващите минерали във вместващите скали.

От проведените изследвания посредством сканираща електронна микроскопия се получи информация относно химизма на кварца (микрозърнест кварц, халцедон), както и за състава на доминиращите пигментиращи ясписите минерални фази – хематит, гьотит и минералите от селадонитовата група. Информация се доби и относно скалообразуващите минерали за вместващите скали – плагиоклази, калиеви фелдшпати, пироксени, амфиболи и апатит.

От данните от Мьосбауерова спектроскопия и ЕПР спектрите на ясписи стана възможно да се установи вида и ролята на желязото в SiO₂ матрица или в пигментиращите минерални фази – хематит, гьотит и минералите от селадонитовата група (в зелените ясписи се установяват дублети от Fe²⁺ и Fe³⁺; в жълтите и червените се установяват и секстети от Fe³⁺) Установи се разпределението и интензивността на ЕПР сигналите в съответните спектри, свързани с определени примесни и електронно-дупчести центрове (железни центрове в широк диапазон и електронно-дупчести центрове в диапазона на g=2).

Те може да се използват при корелация или разграничаване на геоложки и археоложки проби. Също така може да бъдат използвани и при търсенето на източника на суровина или на локални геохимични аномалии.

- Посредством катодолуминисценция се получи информация предимно за примесни центрове в кварца (микрозърнест кварц, халцедон). В повечето препарати се регистрира халцедон с ефекти в синьовиолетовата област (~500 nm), които се дължат на структурни дефекти свързани с примесни алкални катиони. Тези ефекти са характерни при червените и жълтите ясписи от проявления Кос, Чуково и Бойник. Установиха се също халцедони, при които ефектът е в жълтозелената област (~580 nm), които се дължат на висок дефицит на кислород и локална структурна неопределеност в SiO_2 както и концентрация на E_1' центрове, типични за кварцови фази, вметени в кисели вулкански скали както е случая за проба от проявление Пиявец. С метода стана възможно да се определят също скалообразуващи минерали, като плагиоклази и апатит от проявление Неофит Бозвелиево и карбонатни минерали (манганокалцит) от проявление Звездел.

- Установи се зависимост при сравнение на пробите от ясписи, съдържащи кварц и/или халцедон по процентно съдържание на кристална фаза спрямо проби от вметващите скали, в които са поместени. За кварц съдържащите проби се забелязва известно нарастване на съдържанието на кристална фаза за намиращи се в скали с андезитов, андезитобазалтов или латитов състав проби. При тези с ниско съдържание на кристална фаза пробите обикновено са свързани със средни по състав туфи, туфити и туфобрекчи. Подобна зависимост се наблюдава и в пробите доминиращо съдържащи халцедон.

Зависимост се установи и спрямо пигментиращото вещество за ясписите и вметващите ги скали. Оцветените в червено ясписи обикновено са привързани към скали със средни по състав скали – предимно туфи, туфити и туфобрекчи. При пробите пигментирани в жълто обикновено вметващите скали са или андезити, андезитобазалти или латитите, но в нередки случаи също могат да са средно кисели туфи, туфити и туфобрекчи. За образците оцветени в зелено се забелязва, че вметващите скали са предимно андезити, андезитобазалти, базалти и латити, като това важи за почти всички зелени ясписи.

- Относно генезиса и геоложката позиция се отбелязва, че в петрографски аспект проучените ясписови проявления в Източните Родопи са оказват свързани със задругите на среднокисел вулканизъм (Горанов, 1960; Иванов, 1960; Elefteriadis et al., 1989; Yanev et al., 1989; Горанов и др., 1992; Кожухаров и др., 1995а; 1995б; Nedialkov, Pe-Piper, 1998; Yanev

et al., 1998; Marchev et al., 2004; 2005; Georgiev, Marchev, 2005; Kirov et al., 2010; Nedialkov, 2010; Георгиев, 2012; възрасти по различни оценки): първи (38-35,7 млн. години; срв. Иран тепе); втори (34-32,5 или 32,7-32,2 млн. години); трети (32,3 или 32,0- 31,2 млн. години; срв. Звездел) (Костов и др., 2016а, с изменения и допълнения). Със задругата на третия среднокисел вулканизъм се свързват проявления Чуково (Ch); Прогрес (Pr); Каменец (Ka); Пиявец (Pi); Юнаци (Yu); Звездел (Zv); Нановица (Na, Nn). Проявления Вишеград (Vi); Лисиците (Li); Каратепе (Kt); Пчелари (Pc); Маджарово (Mv); Бориславци (Bs); Кочаш (Ks); Бойник (Bo); Щурец (St); Неофит Бозвелиево (Ne); Пазарци (Pa) са свързани със Задругата на втория среднокисел вулканизъм, а със Задругата на първия среднокисел вулканизъм – проявления Буково (Bu); Морянци (?) (Mo); Джанка (Dj); Горна Кула (Gk) (?). Най-многобройни са проявленията свързани със Задругата на втория среднокисел вулканизъм. По-рядко, с такъв тип вулканизъм са свързани и някои от разкритията на ахати и халцедони (яспис-ахати).

- Установиха се праисторически артефакти от яспис на територията на проучвания район при проявленията Пчелари, Кочаш, Върхари, Сушево, Седларе, Чуково, Орлица, Девинци, Нановица, Горна кула и Луличка. Хелиотроп е намерен в проявление Нановица.

- Направена е гемоложка оценка на ясписите от района, като се установи, че те притежават високи декоративни качества, основно дъжащи се на разнообразните текстурни разновидности на ясписите и възможността за добра полировка дължаща се на високото съдържание на доминиращия кварц (микрозърнест кварц, халцедон) в тях. Разнообразието в размерите (от сантиметрови до метрови късове) предполага възможност за изготвяне на различни изделия, както ювелирни, така и облицовъчни.

- Установиха се коренни проявления на ясписи, които са перспективни за добив. Двете най-перспективни проявления на ясписи представляващи интерес за тяхния добив са коренните проявления Бойник (Bo) и Нановица (Nn).

- След интерпретация и корелация на данните от проведените изследвания стана възможно да се изготви нова комплексна класификационна схема на ясписите и сродните образувания на три йерархични нива: 1 – структурно-минералогично (съотношения на главна съставка от кварц или фелдшпати); 2 – структурно-фазово (съотношения яспис-ахат и яспис-опал); 3 – кристалоструктурно (съотношения микрозърнест кварц и халцедон) В първото йерархично ниво на класификацията се отнасят ясписи, ясписоиди и ясписоподобна скала. За ясписите в това ниво е характерно, че доминира кварцът, за ясписоидите доминира кварц, но генезисът е различен, а за ясписоподобните скали,

доминиращи са фелдшпатите. Във второто йерархично ниво според съдържанието на кварц в ясписовата матрица се отделят ясписи, яспис-ахати и ахат ясписи. В случаите когато вместо кварц в матрицата се отбелязва опал, се отделят ясписи, яспис-опали, опал-ясписи. В третото кристалоструктурно ниво се отделят микрокварц, микрокварц-халцедон, халцедон-микрокварц и халцедон.

Благодарности

Авторът изказва благодарности на проф. д-н Р. И. Костов за подпомагането при извършване на теренните работи, обработката на материалите, провеждането на изследванията и интерпретацията на даните получени от тях, както и за насоките свързани с набора на информация от литературни източници свързани с темата на дисертационния труд. Благодарности се изказват и на: проф. д-р С. Приставова за консултациите свързани с геологията на района, както и определянето на минералите от вместиците скали. Благодарности се изказват и за насоките свързани с провеждането на специализациите по темата на дисертационния труд; доц. д-р Б. Банушев за консултациите свързани с микроскопските изследвания в проходяща светлина на препаратите от ясписи, ясписоподобни образувания и вместиците скали, както и за определянето на скалообразуващите минерали по данни от химическите анализи; доц. д-р Р. Паздеров за съдействието при извършване на теренната работа и локализирането на проявленията на ясписи, ясписоподобни образувания и вместиците ги скали, както и привързването им с GSP координати и обработката им в графичен вид; доц. д-р Ц. Станимирова за консултациите свързани с интерпретацията на резултатите от праховата рентгенова дифракция; д-р Г. Лютов за провеждането на анализите посредством сканираща електронна микроскопия, обработката на резултатите и консултациите свързани с интерпретацията на резултатите; проф. Й. Готце за консултациите и извършване на анализите посредством катодолуменесценция и микроскопските изследвания в проходяща светлина и А. Обст (завеждащ лабораторията по SEM) за провеждането на анализи посредством сканираща електронна микроскопия по време на специализацията проведена в Институт по минералогия към Техническия университет, Минна академия в гр. Фрайберг, Германия.

За достъпът до образци от ясписи от музейни колекции се изказват благодарности на директора на Националния музей „Земята и хората” инж. Ч. Начев и уредника Л. Нешева, на уредника към Музея по минералогия, петрография и полезни изкопаеми към Софийския университет „Св. Климент Охридски” Е. Нейкова, на уредника към Музея по минералогия, петрография и полезни изкопаеми към МГУ Е. Иванова. Авторът благодари и на инж. Д. Димов за изготвянето на микроскопски препарати в шлихова лаборатория към МГУ „Св. Иван Рилски” и ст. н.с. Н. Николов за консултациите свързани с локализирането на проявленията на ясписи, както и за предоставянето на образци от личната му колекция.

Литература

- Алексиев, Б. 1958. Глауконитът от албските отложения при село Мало Пещене, Врачанско. – *Изв. Геол. инст. БАН*, 6, 175-191.
- Аринштейн, М., Е. Мельников, И. Шакинко. 1986. *Цветные камни Урала*. Свердловск, Средне-Уральское книжное изд., 355 с.
- Атанасов А., *Стадии на минерализация, първична зоналност и генезис на полиметалното месторождение Маджарово*, Год. СДУ, т. 5, кн. 2, 1960/1961
- Атанасов, В. А., Й. А. Йорданов. 1986. Месторождения яшм в Болгарии. – В: *Морфология и фазовые равновесия минералов. Материалы XIII конгресса ММА, Варна, 19-25 сентября 1982. С.*, Изд. БАН, 379-386.
- Атанасов, Г. 1962. Глауконитът от юрата в България. – *Год. Соф. унив., БГГФ*, 55, 2, 141-157.
- Атанасов, Г., Белмустаков, Е., Горанов, А. 1969. Стратиграфия и литология на палеогена при Хасково. – *Год. Соф. Унив., Геол.-геогр. фак.*, 61, 1, 47-80.
- Атанасов, Г., Горанов, А. 1963. Бентонитовите глини от района на гр. Кърджали. – *Год. Соф. унив., Биол.-геол.-геогр. фак.*, 56, 2, 149-188.
- Барсанов, Г. П., М. Е. Яковлева. 1978. *Минералогия яшмы СССР (Урал, Алтай)*. М., Наука, 88 с.
- Барсанов, Г. П., И. И. Плюснина, М. Е. Яковлева. 1979. Особенности состава, некоторых физических свойств и структуры халцедона. – В: *Новые данные о минералах*. М., Наука, 28, 3-33.
- Барска С., *Актинолит около с. Аврен, Крумовградско*, Год. СДУ, кн. 2, 1952/1953 – 1953/1954.
- Барска С., *Вермикулити от Крумовградско*, Год. СДУ, т. 49, кн. 2, т. 51, 1956/1957
- Білоніжка, П. 2012. Глауконіт, сколіт, селадоніт: кристалохімія, номенклатура, систематика, умови утворення. – *Мінерал. збірник*, 62, 1, 38-51.
- Бобковский, А. Г., А. А. Яловой. 1987. Оценка степени замещенности природного гетита по мессбауэровским спектрам. – *Геохимия*, 12, 1802-1805.
- Бончев, Г. 1923а. Минералите в България. – *Год. Соф. унив., Физ.-мат. фак.*, 1, 1922-1923, 1-212.
- Бончев, Г. 1925. Минералните находища в Родопите. – *Списание на БАН*, 32, 85-141.
- Бончев, Е. 1971. *Проблеми на българската тектоника*. С., Техника, 204 с.

- Боянов, И. и др. 1989. *Геоложка карта на България в М 1: 100 000*, к.л. Хасково. Предпр. за геофиз. проучв. И геол. картиране.
- Боянов, И. и др. 1992. *Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1: 100 000*, к.л. Хасково. Предпр. За геофиз. проучв. и геол. картиране, 70 с.
- Боянов, И. и др., 1995. *Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1: 100 000*, к.л. Искра. Геология и геофизика АД. 77 с.
- Боянов, И., Горанов, А. 1994. Палеоцен-еоценски седименти от северната периферия на Боровишката депресия и корелацията им с подобни седименти в Източнородопското палеогенско понижение. – *сп. Бълг. геол. д-во*, 55, 1, 83-102.
- Боянов, И., Д. Кожухаров, А. Горанов, Ж. Шиляфова, М. Русева. 1995. *Обяснителна записка към геоложка карта на България. М 1:100000. Картен лист Искра (ред. Д. Кожухаров, И. Боянов)*. С., Аверс, 87 с.
- Боянов, И., Д. Кожухаров, А. Горанов, Й. Янев, Ж. Шиляфова, М. Русева. 1990. *Геоложка карта на България. М 1:100000. Картен лист Искра*. София.
- Боянов, И., Маврудчиев, Б. 1961. Палеогенският магматизъм в Североизточните Родопи. Част първа (Стратиграфски, литоложки и петрографски бележки за палеогена). – *Год. Соф. унив. Биол.-геол.-геогр. фак.*, 54, 2, 113-157.
- Брънкин, К., А. Секиранов. 1978. Ахатово находище “Глухар”, Кърджалийско. – *Строителни материали и силикатна промишленост*, 7, 14-17.
- Брънкин, К., Р. Бояджиев. 1984. Полускъпоценни минерални суровини в Централните и Източните Родопи. – *Строителни материали и силикатна промишленост*, 5, 23-26.
- Вакуленко, Л. Г., М. Ю. Каменева, Л. Т. Ковалева, В. А. Дребущак. 1992. Минералогическите особености глауконитов из сулфатоносных отложений нижнего ордовика Сибирской платформы. – *Геология и геофизика*, 2, 126-131.
- Вергилов, В. Кожухаров, Д., Маврудчиев, Б., кожухарова, Е. 1963. Бележки върху допалеозойските метаморфни комплекси в Родопския масив. – *Изв Геол. инст.*, 12, 113-186.
- Видолов, В. 1963. *Минерален състав на окислителната зона на 5-та и 6-та жили на полиметалното месторождение Маджарово (Изт. Родопи)*, дипл. раб., кат. пол. изк., СДУ.
- Волохин, Ю. Г. 2013. *Мезозойское и кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах востока Азии*. Владивосток, Дальнаука, 434 с.

- Георгиев, В. 2012. *Металогения на Източните Родопи*. С., Акад. изд. “Проф. Марин Дринов”, 261 с.
- Георгиев, В., Милованов, П. 2006а. Магмени литостратиграфски единици в Източните Родопи. I. Подход. – *Минно дело и геология*, 61, 2, 33-37.
- Георгиев, В., Милованов, П. 2006б. Магмени литостратиграфски единици в Източните Родопи. II. Сърнишка група. – *Минно дело и геология*, 61, 5, 36-40.
- Георгиев, В., Милованов, П. 2006в. Магмени литостратиграфски единици в Източните Родопи. III. Чамдеренска група – *Минно дело и геология*, 61, 8, 34-37.
- Георгиев, В., Милованов, П. 2007. Магмени литостратиграфски единици в Източните Родопи. V. Маджаровски комплекс, Златоустовска и Белоречка магмена група. – *Минно дело и геология*, 62, 10, 35-39.
- Годовиков, А. А., О. И. Рипинен, С. Г. Моторин. 1987. *Агаты*. М., Недра, 368 с.
- Горанов, А. 1960. *Литология на палеогенските отложения в част от Източните Родопи*. – *Тр. геол. България, Сер. Геох. пол. изкоп.*, 1, 259-310.
- Горанов, А. 1995. Палеоген. – В: Кожухаров, Д., Боянов, И. *Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1: 100 000, к.л. Крумовград и Сапе*. Геология и геофизика АД. 39-69.
- Горанов, А., Боянов, И. 1996. Бисерската и Лешникоската свита – нови литостратиграфски единици в палеогена на Лозенското понижение, Източни Родопи. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 57, 1, 83-88.
- Горанов, А., Боянов, И., Атанасов, Г. 1992. Литостратиграфска подялба на палеогена и неогена от Източните Родопи и корелацията ѝ с палеогена и неогена от Горна Тракия. – *Год. Соф. унив., геол.-геогр. фак*, 1, 169-182.
- Горанов, А., Д. Кожухаров, И. Боянов, Е. Кожухарова. 1995. *Обяснителна записка към геоложка карта на България М 1:100000. Картен лист Крумовград и Сапе (ред. Д. Кожухаров, И. Боянов)*. С., Аверс, 87 с.
- Григорович, М. Б., В. С. Шальных. 1978. *Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Яшмы и роговики. Вып. 23*. М., Министерство геологии, 64 с.
- Гълъбов, Ж. 1937. Неоефузията в поречието на Горна и Средна Арда. – *Изв. Бълг. геогр. д-во*, 5, 3-26.
- Димитрова-Милчева, А. 1980. *Антични геми и камеи от Националния археологически музей*. С., Септември, 187 с.

- Дриц, В. А., А. Г. Коссовская. 1986. Генетические типы диоктаэдрических слюд: семейство железо-магнезиальных слюд (глаукониты, селадониты). – *Литология и полезные ископаемые*, 5, 19-33.
- Ефимова, Е. М. 1961. *Русский резной камень*. Л., Изд. Гос. Эрмитажа, 136 с.
- Желязкова-Панайотова М., *Голямокаменската група ултрабазитови масиви и тяхната хромитовост*, Год. СДУ, т. 53, кн. 2, 1958/1959
- Жухлистов, А. П., Б. Б. Звягин, Е. К. Лазаренко, В. И. Павлишин. 1977. Уточнение кристаллической структуры железистого селадонита. – *Кристаллография*, 22, 3, 498-504.
- Жухлистов, А. П., Б. Б. Звягин, Е. К. Лазаренко, В. И. Павлишин. 1979. Типоморфные особенности структуры селадонита. – *Зап. Всес. минерал. общ.*, 108, 3, 348-353.
- Звягин, В. В. 1957. Электронно-графическое определение структуры селадонита. – *Кристаллография*, 2, 3, 393-399.
- Златарски Г. 1882. Материали по геологията и минералогията на България. - *Период. Спис. Бълг. Книжовнодружество в Средец*, 2, 1-27; 3, 84-131.
- Иванов, Р. 1960. Магматизмът в източнородопското палеогенско понижение. 1. Геология. – *Тр. Геол. България, Сер. Геох. пол. изкоп.*, 1, 311-387.
- Иванов, Р. 1964. Формационна и петрохимическа зоналност на третичния магматизъм в Родопския срединен масив. – *Изв. Геол. инст.*, 13, 135-163.
- Иванов, Р. 1972. Вулканотектонски структури в Боровишкото понижение – *Изв. Геол. инст., сер. геохим., минерал. и петрогр.*, 21, 193-210.
- Иванов, Р. 1983. Гравитационна тектоника на Родопските терциерни сводове в образуването на дълбочинните магмо- и рудопроводящи зони. – В: *30 год. ВМГИ*, 25-27 май 1987. С., Техника. 53-61.
- Игумнов, А. Н. 1960. О текстурных особенностях пестроцветной яшмы Южного Урала. – *Труды Горно-геол. инст. УФ АН СССР*, 35 (Минерал. сб. №4), 143-155.
- Игумнов, А. Н. 1963. Происхождение пестроцветной яшмы. – В: *Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала*, 2, 349-350.
- Илиев, Р. 1996. Изследвания върху декоративни халцедони и ясписи от някои находища в Източните Родопи. – *Год. Соф. унив. „Св. Климент Охридски“*, ГГФ, Кн. 1, Геология, 89, 191-201.

- Йорданов Б., С. Саров С., С. Георгиев, В. Вълков, Е. Балканска, В. Гроздев, Н. Марков, Р. Маринова.. 2008. *Обяснителна записка към геоложката карта на република България М 1:50 000, КАРТЕН ЛИСТ К-35-87-Б (Кърджали)*, С., МОСВ, БНГС, 140 с.
- Йорданов Б., С. Саров С., С. Георгиев, В. Вълков, Е. Балканска, В. Гроздев, Р. Маринова, Н. Марков. 2008. *Обяснителна записка към геоложката карта на република България М 1:50 000, КАРТЕН ЛИСТ К-35-75-Г (Николово)*, С., МОСВ, БНГС, 104 с.
- Йорданов Б., С. Саров С., С. Георгиев, Й. Янев. В. Вълков, Е. Балканска, В. Гроздев, Р. Маринова, Н. Марков. 2008. *Обяснителна записка към геоложката карта на република България М 1:50 000, КАРТЕН ЛИСТ К-35-75-Б*, С., МОСВ, БНГС, 126 с.
- Йорданов Б., С. Саров, С. Георгиев, В. Вълков, Е. Балканска, В. Гроздев, Н. Марков, Р. Маринова.. 2008. *Обяснителна записка към геоложката карта на република България М 1:50 000, КАРТЕН ЛИСТ К-35-87-Г (Джебел) и К-35-99-Б (Кирково)*, С., МОСВ, БНГС, 132 с.
- Калиниченко, А. М., А. С. Литовчевко, И. М. Матяш, Э. В. Польшин, В. П. Иваницкий. 1973. *Особенности кристаллохимии слоистых алюмосиликатов по данным радиоспектроскопии*. Киев, Наукова думка, 108 с.
- Камарев, М. 2013. Културни процеси в Родопите през неолита и халколита. – В: *Тракийско и византийско културно наследство в Родопите и Северното Егейско крайбрежие*. Смолян, 5-16.
- Квальвасер, И. А. 1953. О селадоните из Карадага в Крыму. – *Минерал. сборник*, 7, 223-226.
- Киевленко, Е. Я. 1980. *Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней*. М., Недра, 166 с.
- Киевленко, Е. Я. 1991. Яшма. – В: *Горная энциклопедия. Том 5*. М., С. энциклопедия, 541 с.
- Киевленко, Е. Я., Н. Н. Сенкевич. 1983. *Геология месторождений поделочных камней*. 2-е изд., М., Недра, 263 с.
- Кожухаров, Д. 1971. Структурни комплекси и структурни планове в Източнородопския блок. – В: Йовчев, Й. (ред.) *Тектонски строеж на България*. С., Техника, 99-127.
- Кожухаров, Д. и др. 1992. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100 000, к. л. Смолян*. Предпр. за геофиз. проучв. и геол. картиране, С., 49.
- Кожухаров, Д. и др. 1995в. *Геоложка карта на България в М 1: 100 000, к.л. Ивайловград и Суфлон*. Геология и геофизика АД, С.

- Кожухаров, Д., А. Горанов, И. Боянов, Е. Кожухарова, Ж. Шиляфова, М. Русева. 1995а. *Обяснителна записка към геоложка карта на България. М 1:100000. Картен лист Кърджали*. С., Аверс, 87 с.
- Кожухаров, Д., А. Горанов, И. Боянов, Е. Кожухарова, Ж. Шиляфова, М. Русева. 1995б. *Геоложка карта на България. М 1:100000. Картен лист Кърджали*. София.
- Кольковски, Б. 1960. Пироморфит от оловно-цинковото месторождение Маджарово, *Изт. Родопи*. – *Год. СДУ*, 54, 2.
- Коссовская, А. Г., В. В. Петрова, К. Т. Коледа и др. 1984. Парагенезы селадонит-глауконитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах. – *Литол. пол. ископаемые*, 4, 63-84.
- Костов, И. 1993. *Минералогия. 4-то осн. прер. изд.*, С., Техника, 734 с.
- Костов, И., В. Бресковска, Й. Минчева-Стефанова, Г. Н. Киров. 1964. *Минералите в България*. С., БАН, 540 с.
- Костов, Р. И. 1985. Флуорапофилит от Източните Родопи. – *Спис. Бълг. геол. д-во*, 46, 1, 38-44.
- Костов, Р. И. 1993. *Митологична гемология. Скъпоценните минерали през вековете*. С., Наука и изкуство, 213 с.
- Костов, Р. И. 1994. *Дванадесетте скъпоценни библийски камъка*. С., Интергеоресурс, 78 с.
- Костов, Р. И. 2003. *Скъпоценни минерали: определяне, разпространение, обработка, история и приложение (Гемология)*. С.-М., Pensoft, X, 453 с.
- Костов, Р. И. 2006. *Преглед на минералогичната систематика на ясписа и сродните скали*. – *Геология и минерални ресурси*, 13, 9, 8-12.
- Костов, Р. И. 2007. *Археоминералогия на неолитни и халколитни артефакти от България и тяхното значение в гемологията*. С., Изд. къща “Св. Иван Рилски”, 124 с.
- Костов, Р. И. 2012. *Медицинска минералогия. Лечебни минерали и кристалотерапия: история и систематика*. С., Изд. къща “Св. Иван Рилски”, 251 с.
- Костов, Р. И., Л. В. Бершов. 1987. Систематика електронных и дырочных парамагнитных центров природного кварца. – *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 7, 80-87.
- Костов, Р. И., Р. Паздеров. 2015. Минералого-геохимични особености на ясписи от Момчилградско, Източни Родопи. – *Юбилейна научна конференция “50 години музейно дело в Източните Родопи – проучвания, изследвания и перспективи”, 17-18 септември 2015 г., Кърджали*. Кърджали, Принт, 29-37.

- Костов, Р. И., Р. Паздеров, Л. Михайлов. 2015. Геофеноменът “Скалните пирамиди” при село Пазарци (Източни Родопи). – *Геология и минерални ресурси*, 22, 9, 2-6.
- Костов, Р. И., Р. Паздеров, Л. Михайлов. 2016а. *Минерален състав на ясписи от Източните Родопи*. – *Год. МГУ*, 59, Св. 1, *Геология и геофизика*, 47-54.
- Костов, Р. И., Р. Паздеров, Л. Михайлов. 2016б. Минералогия и разпространение на ясписи от артефакти от Източните Родопи. – *Национална конференция с международно участие Геонауки 2016. Научни съобщения*. С., БГД, 175-176 (abstract in English).
- Костов, Р. И., Р. Паздеров, Л. Михайлов. 2020. *Минералогия на ясписите в България*. С., Издателска къща „Св. Иван Рилски“, 114 с.
- Костов, Р. И., К. Богданов, Р. Атанасова, Р. Василева, Л. Нешева. 2022. *Минералите в България*. С., Мултипринт, 337 с.
- Крежевских, Ю. Г. 1995. *Текстуры яшим и их генезис*. – *Изв. ВУЗ, Горн. ж.*, 8, 130-140.
- Кудряшова, В. И. 1962. Железистый сапонит и селадонит из шаровых лав сибирских траппов. – *Труды Минерал. музея*, 13, 210-218.
- Лазаренко, Е. К. 1956. О селадоните из базальтов Волыни. – *Минерал. сборник*, 10, 352-356.
- Лазаренко, Е. К., В. И. Павлишин. 1976. О соотношении селадонита и свитальскита. – В: *Минералогия осадочных образований. Вып. 3*. Киев, Наукова думка, 21-32.
- Ламбева, Н., Т. Тончев. 1988. Литофациална характеристика и палеогеографски особености на Вълчеполската моласа в участъка между селата Тополово и Ефрем (Източни Родопи). – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 49, 2, 45-52.
- Лютоев, В. П. 2004. *Структура и спектроскопия халцедона*. Екатеринбург, РАН, 116 с.
- Маврудчиев, Б. 1959. Горноолигоценски интрузии в Маджаровския руден район. – *Год. Соф. унив., Биол.-геол.-геогр. фак.*, 52, 2, 251-302.
- Маврудчиев, Б., Л. Филизова, Г. Киров, И. Костов. 1965. Магматизъм и зоолитизация в Маджаровското оловно-цинково месторождение. – *Тр. геол. Бълг., сер. Геохим., минерал. и петрогр.* 5, 273-297.
- Макаров, В. Н., З. И. Макарова. 1970. *Асбестовидный селадонит Ингулецкого месторождения Кривбасса*. – *Геол. журнал*, 4, 138-140.
- Малкова, К. М. 1956. О селадоните Побужья. – *Минерал. сборник*, 10, 305-318.
- Марфунин, А. С. 1975. *Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах*. М., Недра, 327 с.
- Матяш, И. М., А. М. Калининченко, А. С. Литовчевко, В. П. Иваницкий, Э. В. Польшин, А. А. Мельников. 1980. *Радиоспектроскопия слюд и амфиболов*. Киев, Наук. думка, 188 с.

- Минералы. Справочник. Том 4. Вып. 1. Слоистые силикаты (каолиновые минералы, серпентины, пирофиллит, тальк, слюды) (Гл. ред. Чухров, Ф. В.). 1992. М., Наука, 599 с.*
- Мицюк, Б. М., Л. И. Горогоцкая. 1988. *Физико-химические превращения кремнезема в условиях метаморфизма*. Киев, Наукова думка, 268 с.
- Некрасова, О. А., А. Д. Петровский. 1973б. Яшмы и яшмоиды. Яшмовидные породы. – В: *Атлас текстур и структур осадочных горных пород (ред. Жамойда, А. И., А. В. Хабаков)*. М., Недра, 44-48.
- Паздеров, Р., З. Цинцов. 2000. Ахатови геоди от района на яз. Студен кладенец, Кърджалийско. – *Минно дело и геология*, 3-4, 20-37.
- Паздеров, Р., П. Петров, Л. Михайлов, Р. Костов. 2017. Ахати и ясписи от района на Каратепе (Средна Арда, Източни Родопи). – В: *Съюз на учените в България. Клон Кърджали. Научни трудове. Том VI. Национална научна конференция с международно участие “Наука и общество 2017”, 5-6 октомври, 2017 г., Кърджали, Изд. “РКР принт”, 386-395.*
- Петровский, А. Д. 1969. Минералогические и генетические особенности яшм. – *Сов. геология*, 7, 71-78.
- Петрусенко, С. И., Р. И. Костов. 1992. *Скъпоценните и декоративните минерали на България*. С., БАН, 90 с.
- Плюснина, И. И. 1983а. Исследование кристалличности кварца и халцедона методами ИК-спектроскопии, дифрактометрии и электронной микроскопии. – *Новые данные о минералах СССР*, 31, 97-108.
- Плюснина, И. И., Р. И. Костов, 1988. О неупорядоченности халцедона по данным электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). – *Геох., минерал. и петрол.*, 25, 20-27.
- Пожаревски, И. М. 1984. Ювелирни разновидности на кварца, халцедона и опала в района на находище Маджарово. – *Год. Ком. геология*, 25, 71-79.
- Пожаревски, И. М. 1987. Проявления на ювелирни разновидности на силициевия двуокис в района на язовир Студен кладенец. – В: *Втора национална младежка школа по геология с международно участие “Геологическите науки и минерално-суровинната база”. Сборник доклади*. С., 74-79.
- Пожаревски, И. М. 1989. Проявления на ювелирни разновидности на силициевия двуокис в района на Момчилград. – *Рудообразователни процеси и минерални находища*, 30, 37-45.

- Путолова, Л. С., Т. И. Менчинская, Т. Л. Баранова, А. П. Вдовенко. 1989. *Декоративные разновидности цветного камня СССР*. М., Недра, 272 с.
- Радонова, Т. Г., Б. Караджова. 1966. Селадонити от Средногорската област и техния генезис. – *Труд. геол. България. Сер. Геохимия, минералогия и петрография*, 6, 193-206.
- Радунчева, А. 1997. Енеолитен занаятчийско-производствен център до с. Седларе, Кърджалийско. – *Год. Нац. арх. музей*, 10, 162-176.
- Сабич-Заболоцкий, К. Н. 1954. К вопросу о химическом составе и генезисе селадонита Карадага. – *Минерал. сборник*, 8, 214-221.
- Самсонов, Я. Н., А. П. Туринге. 1984. *Самоцветы СССР*. М., Недра, 335 с.
- Саров, С., Б. Йорданов, С. Георгиев, В. Вълков, Е. Балканска, В. Гроздев, Р. Маринова, Н. Марков, К. Колчева, Б. Банушев, Д. Синьовски. 2008а. *Обяснителна записка към геоложката карта на Република България Мащаб 1:50000. Картен лист К-35-88-В (Крумовград), К-35-100-А (Егрек) (ред. Йорданов, Б., С. Саров)*. С., МОСВ, БНГС, 128 с.
- Саров, С., Б. Йорданов, С. Георгиев, В. Вълков, Е. Балканска, В. Грозев, Р. Маринова, Н. Марков. 2008б. *Обяснителна записка към геоложката карта на Република България. М 1:50000. Картен лист К-35- 88-Б (Маджарово) (ред. Йорданов, Б., С. Саров)*. С., МОСВ, БНГС, 125 с.
- Саров, С., Чернева, З., Колчева, К., Войнова, Е., Герджиков, Я. 2004 . Литотектноска подялба на метаморфните скали от източните части на Централнородопската екстензионна структура – *Сп. Бълг. Геол. д-во*, 65, 1-3, 101-106.
- Семенов, В. Б. 1979. *Яшма*. Свердловск, Средне-Уральское книжное изд., 355 с.
- Симакова, Ю. С., Л. В. Леонова. 2014. Селадонитовая минерализация в эффузивно-осадочных породах Среднего Урала. – *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 1, 19-23.
- Спиридонов, Э. М. 2005. Степнякские гипергенные яшмы Северного Казахстана. – *Природа*, 7, 46-47.
- Спиридонов, Э. М., В. М. Ладыгин, Е. В. Середя, Г. Ф. Анастасенко, М. С. Алферова, В. С. Голубев, Ю. Д. Гриценко, Э. А. Кулагов, В. Ю. Прокофьев, В. К. Степанов, В. Г. Шлыков. 2000. Эпигенетический региональный метаморфизм трапповой формации СЗ Сибирской платформы и сопряженная минерализация (исландский шпат, медь, датолит, цеолиты, агаты, апофиллит, ксонотлит, гранаты, сульфиды Cu, Zn, Pb, Cd, Sb, мышьяк, арсениды Ni-Co-Fe). – В: *Проблемы магматической и метаморфической петрологии*. Х, М., МГГА, 35-39.

- Спиридонов, Э. М., В. М. Ладыгин, Ю. В. Фролова, Д. Я. Янакиева. 2006. Геологические обстановки, параметры и время превращения пористых базальтов в миндалекаменные (мандельштейны, в том числе с агатами). – *III Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии “Вулканизм и геодинамика”*. Т. 1, 5-8 сентября 2006 года, Россия. Улан-Удэ, Республика Бурятия, 57-61.
- Стефанов, Д. 1986. Классификационная схема и номенклатура на слоистите силикаты, включающие глинецитные минералы. – *Спис. БГД*, 47, 3, 115-121.
- Султанов, А. 2005. *Седиментология*. С., 276 с.
- Супрычев, В. А., Н. Н. Макаров. 1968. Халцедоново-селадонитовые ритмические образования из вулканических пород Карадага (Крым). – *Минерал. сборник*, 22, 1, 91-93.
- Супрычев, В. А. 1975. *Сказание о камне-самоцвете*. Киев, Реклама, 174 с.
- Ткачева, Т. В., Е. Г. Умнова. 1982. Об особенностях синтетических и природных алюмосодержащих гетитов и гематитов. – *Новые данные о минералах*, 30, 200-205.
- Тодорова, С., С. Василева. 2007. *Богатството на един южен край*. С., Гутенберг, 135 с.
- Ферсман, А. Е. 1920. *Самоцветы России*. Петроград, 214 с.
- Ферсман, А. Е. 1962. Драгоценные и цветные камни России. – В: *Избранные труды. Том VII*. М., Изд. АН СССР, 209-242.
- Фролов, В. Т. 1992. *Литология. Кн. I*. М., Изд. МГУ, 336 с.
- Фромберг, Э. Д. 1973. К вопросу о генезисе “риддерских яшм”. – В: *Новые данные о минералах СССР. Вып. 22*, М., Наука, 211-214.
- Цинцов, З., Б. Банушев. 2010. *Ахатите в България*. С., Изд. Ваньо Недков, 210 с.
- Ципурский, С. И., В. А. Дриц. 1986. Уточнение кристаллической структуры селадонита. – *Минерал журнал*, 8, 3, 32-40.
- Четвериков, С., А. Фиолетова. 1935. Селадонит из Коктебля (Крым). – *Докл. АН СССР*, 2, 3-4, 269-272.
- Шатский, Н. С. 1965. *Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Том 3*. М., Наука, 348 с.
- Щербакова, М. Я., И. В. Николаева, В. Я. Истомин. 1975. Формы вхождения Fe^{3+} в минералах группы глауконита по данным ЭПР и его значение для диагностики неизмененных и измененных разновидностей минералов. – В: *Кристаллохимия и парагенезы минералов осадочных пород*. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 6-12.
- Яковлева, М. Е., О. Л. Свешникова, Т. С. Бут. 1976. О рентгеновской диагностике кварца и халцедона. – В: *Новые данные о минералах СССР. Вып. 25*, М., Наука, 234-237.

- Яковлева, М. Е. 1976. Минералогический состав и структура некоторых разновидностей яшм, связанных с основными эффузивами. – В: *Новые данные о минералах СССР. Вып. 25*, М., Наука, 227-233.
- Янев, Й. 1981. Вулканизм в Момчилградском понижении и Арденской грабеновой синклинали. – В: *Палеогеновый вулканизм в Местенском трабене, Централных и Восточных Родопах (Южная Болгария). Проблемная комиссия IX MC АНСС. С., БАН*, 46-57.
- Янев, Й., А. Харковска, Б. Маврудчиев, Ц. Велчев, П. Ножаров, Д. Дамянов. 1975. О палеогеновом вулкане Лозен и его связи с глубинным строением Восточных Родоп. – *Изв. Геол. инст., сер. Геохим., минерал. петрол.*, 2, 90-102.
- Яранов, Д. 1960. *Тектоника на България*. С., Техника. 283 с.
- Atanasov, V. A., J. A. Jordanov. 1982. Occurrences of jasper in Bulgaria. – In: *International Mineralogical Association, 13th General Meeting IMA'82, 19-25 September 1982, Varna, Bulgaria, Abstracts of Papers*. Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, 300.
- Baker, L. L., W. C. Rember, K. F. Sprenke, D. G. Strawn 2012. Celadonite in continental flood basalts of the Columbia River Basalt Group. – *Amer. Mineral.*, 97, 8-9.
- Bauer, J., F. Skrivanek. 1984. Ametyst-jaspisove zily v Krusnych horach a jejich pouziti k drahokamovym obkladum [Amethyst and jasper veins in the Czech Erzgebirge and their utilization for gem ornamentation]. – *Geol. Pruzkum*, 26, 1, 7-9.
- Bayramgil, O., Th. Hilgi, W. Nowacki. 1952. Über ein Seladonitvorkommen im Gebiete von Zonguldak (Turkey). – *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, 32, 242-250.
- Bowen, L. H., E. DeGrave, D. A. Reid, R. C. Graham, S. B. Edinger. 1989. Mössbauer study of a California desert celadonite and its pedogenically-related smectite. – *Phys. Chem. Minerals*, 16, 697-703.
- Buckey, H. A. 1978. Glauconite and celadonite: two separate mineral species. – *Mineral. Mag.*, 42, 373-382.
- Campos-Venuti, M. 2012. *Genesis and Classification of Agates and Jaspers: a New Theory*. Tipografia Luciani, Rome, 160 p.
- Chamley, H. 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin, 623 p.
- Dabovski, C., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavrudchiev, G. Stanisheva-Vassileva, Y. Yanev. 1991. A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 21, 4, 3-15.

- Daynyak, L., V. Drits. 1987. Interpretation of Mössbauer spectra of nontronite, celadonite, and glauconite. – *Clays and Clay Minerals*, 35, 5, 363-372.
- Drits, V. A., B. B. Zviagina, D. K. McCarty, A. L. Salyn. 2010. Factors for crystal-chemical variations in the solid solutions from illite to aluminoceladonite and from glauconite to celadonite. – *Amer. Mineral.*, 85, 348-361.
- Drits, V. A., G. Dainyak, F. Muller, G. Besson, A. Manceau. 1997. Isomorphous cation distribution in celadonites, glauconites and Fe-illites determined by infrared, Mössbauer and EXAFS spectroscopies. – *Clay Minerals*, 32, 153-179.
- Duplay, J., M. Buatier. 2000. The problem of differentiation of glauconite and celadonite. – *Chemical Geology*, 84, 1-4, 264-266.
- Elefteriadis, G., G. Christofides, B. Mavroudchiev, R. Nedialkov, A. Andreev, L. Hristov. 1989. Tertiary volcanics from Eastern Rhodopes in Greece and Bulgaria. – *Geologica Rhodopica*, 1, 202-217.
- Flörke, O. W., H. Graetsch, B. Martin, K. Röller, R. Wirth. 1991. Nomenclature of micro- and non-crystalline silica minerals based on structure and microstructure. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abh.*, 163, 19-42.
- Folk, R. L., Ch. E. Weaver. 1952. A study of the texture and composition of chert. – *Amer. J. Sci.*, 250, 7.
- Foster, M. D. 1969. *Studies of Celadonite and Glauconite*. US Geol. Surv. Prof. Pap. 614-F, 17 p.
- Fysh, S., P. Clark. 1982. Aluminous goethite: A Mössbauer study. – *Phys. Chem. Minerals*, 8, 180-187.
- Georgiev, S., E. Balkanska, K. Boyadzhiev, A. Andonova, Y. Boyadzhiev. 2016. Stone tools from the Late Neolithic settlement Chavdarova Chesma – Simeonovgrad, Bulgaria. – *National Conference with International Participation “Geosciences 2016”*. BGS, Sofia, 173-174.
- Georgiev, S., E. Balkanska, K. Boyadzhiev, V. Petrov. 2012. Stone tools features from the Varhari Chalcolithic settlement, Eastern Rhodopes. – *National Conference “Geosciences 2012”*. BGS, Sofia, 141-142.
- Georgiev, S., P. Marchev. 2005. Oligocene pyroclastic rocks and a petrified forest in the Nanovitsa depression, Eastern Rhodopes. – *Geohem. Mineral. Petrol.*, 42, 47-65.
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2003a. Magmatic complexes in Momchilgrad depression (Eastern Rhodopes). – *Ann. Univ. Mining and Geol.*, 46, 1, 37-42.
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2003b. Petrochemical features of the magmatic activity in the Momchilgrad depression (Eastern Rhodopes). – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 56, 9, 27-32.

- Georgiev, V., P. Milovanov. 2003c. Some trace element distribution in the magmatic rocks from the Momchilgrad depression (Eastern Rhodopes). – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 56, 10, 75-80.
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2005. Late alpine magmatic groups and complexes in the Eastern Rhodopes. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 58, 1, 53-58.
- Goranov, A. 1982. Paleogene molasses. – In: “*Molasse Formation in Bulgaria*”, *PC IX ASSC*, 3, 3, 38-46.
- Goranov, A., Atanasov, G. 1989. Lithostratigraphy subdivision of the Eastern Rhodopes and Upper Thracian Paleogene. – *Geol. Rhodopica*, 1, 14-21.
- Goranov, A., Atanasov, G. 1992. Lithostratigraphy and formation condition of Maastrichtian-Paleocene deposit in Krumovgrad District. – *Geol. Balcanica*, 22, 3, 71-82.
- Goranov, A., G. Atanasov. 1989. Lithostratigraphic subdivision of the East Rhodope and Upper Thracian Paleogene. – *Geol. Rhodopica*, 1, 14-21.
- Götze, J. 2012. Mineralogy, geochemistry and cathodoluminescence of authigenic quartz from different sedimentary rocks. In *Quartz: Deposits, Mineralogy and Analytics*, Götze, J. & Möckel, R. (Eds.), Berlin, Heidelberg, Springer, 287-306.
- Götze, J., L. Nasdala, R. Kleeberg, M. Wenzel. 1998. Occurrence and distribution of "moganite" in agate/chalcedony: a combined micro-Raman, Rietveld, and cathodoluminescence study. – *Contr. Mineral. Petrol.*, 133, 96-105.
- Götze, J., M. Plötze, D. Habermann. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz – a review. – *Mineralogy and Petrology*, 71, 225-250.
- Götze, J., Y. Pan, M. Stevens-Kalceff, U. Kempe, A. Müller. 2015. Origin and significance of the yellow cathodoluminescence (CL) of quartz - *American Mineralogist*, Volume 100, 1469–1482.
- Götze, J., M. Jäkel, J. Zenz. 2017. Zur Mineralogie, Geologie und Namensgeschichte der “Orpheus-Achate” aus Bulgarien. – *Mineralien Welt*, 28, 2, 82-96.
- Grenne, T., J. F. Slack. 2003a. Paleozoic and Mesozoic silica-rich seawater: Evidence from hematitic chert (jasper) deposits. – *Geology*, 31, 319-322.
- Grenne, T., J. F. Slack. 2003b. Bedded jaspers of the Ordovician Løkken ophiolite, Norway: seafloor deposition and diagenetic maturation of hydrothermal plume-derived silica-iron gels. – *Miner. Dep.*, 38, 625-639.
- Guskos, N., G. J. Papadopoulos, V. Likodimos, S. Patapis, D. Yarmis, A. Przepiera, K. Przepiera, J. Majszczyk, J. Typek, M. Wabia, K. Aidinis, Z. Drazek. 2002. Photoacoustic, EPR and

- electrical conductivity investigations of three synthetic mineral pigments: hematite, goethite and magnetite. – *Materials Research Bulletin*, 37, 6, 1051-1061.
- Harkovska, A., Y. Yanev, P. Marchev. 1989. General features of the Paleogene orogenic magmatism in Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 19, 1, 37-72.
- Hemantha Kumar, G. N., G. Parthasarathy, R. P. S. Chakradhar, J. Lakshmana Rao, Y. C. Ratnakaram. 2010. Temperature dependence on the electron paramagnetic resonance spectra of natural jasper from Taroko Gorge (Taiwan). – *Phys. Chem. Minerals*, 37, 4, 201-208.
- Hendricks, S. B., C. S. Ross. 1941. Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite. – *Amer. Mineral.*, 26, 12, 638-708.
- Ilieva, A., B. Mihailova. 2002. Structural state of opal siliceous rocks, Eastern Rhodopes. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 55, 2, 65-70.
- Ilieva, A., B. Mihailova, Z. Tsintsov, O. Petrov. 2007. Structural state of microcrystalline opals: A Raman spectroscopic study. – *Amer. Mineral.*, 92, 1325-1333.
- Juniper, S. K., Y. Fouquet. 1988. Filamentous iron-silica deposits from modern and ancient hydrothermal vents. – *Can. Mineral.*, 26, 859-869.
- Kirov, G., R. Nedialkov, Ts. Stanimirova. 2010. Alteration processes of acid pyroclastic material and resulting rocks from Eastern Rhodopes, Bulgaria. – In: *Geosciences 2010, National Conference with International Participation of the Bulgarian Geological Society, Proceedings*. BGS, Sofia, 25-26.
- Kostov, R. I. 2010. Review on the mineralogical systematics of jasper and related rocks. – *Arheometriai Műhely, Archaeometry Workshop*, 7, 3, 209-213.
- Kostov, R. I., R. Pazderov, L. Michaylov. 2017. On the distribution of iron in minerals from jaspers from the Eastern Rhodopes according spectroscopic data. – *Journal of Mining and Geological Sciences, Part I, Geology and Geophysics, University of Mining and Geology “St. Ivan Rilski”*, 60, 21-26.
- Kostov, R. I. 2023. *Gem Minerals of the Bible*. Sofia, Multiprint, 78 p
- Little, C. T. S., S. E. J. Glynn, R. A. Mills. 2004. Four-hundred-and-ninety-million-year record of bacteriogenic iron oxide precipitation at sea-floor hydrothermal vents. – *Geomicrobiology J.*, 21, 6, 415-429.
- Marchev, P., M. Kaiser-Rohrmeier, Ch. Heinrich, M. Ovtcharova, A. von Quadt, R. Raicheva. 2005. Hydrothermal ore deposits related to post-orogenic extensional magmatism and core complex formation: The Rhodope Massif of Bulgaria and Greece. – *Ore Geology Reviews*, 27, 1-4, 53-89.

- Marchev, P., R. Raicheva, H. Downes, O. Vaselli, M. Chiaradia, R. Moritz. 2004. Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. – *Tectonophysics*, 394, 1-2, 301-328.
- Mihaylov, L. 2015. Textures and colour of jaspers from the Eastern Rhodopes. – *VIII International Symposium “Mineral Diversity Research and Preservation”*. Abstracts. ‘Earth and Man’ National Museum, 9-12 October 2015, Sofia, 31.
- Mihaylov, L. 2017. Crystallinity index of mineral phases in jaspers from the Eastern Rhodopes. – *National Conference with International Participation Geosciences 2017. Short Communications*. BGS, Sofia, 27-28
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. – *Forsch. Miner.*, 66, 2, 237-252
- Moxon, T., M. A. Carpenter. 2009. Crystallite growth in nanocrystalline quartz (agate and chalcedony). – *Mineral. Mag.*, 73, 551-568.
- Murad, E. 2006. Mössbauer spectroscopy of clays and clay minerals. – In: *Handbook of Clay Science* (Eds. Bergaya, F., B. K. G. Theng, G. Lagaly). *Developments in Clay Science*, 1, Elsevier, 755-764.
- Murata, K. J., M. B. Norman II. 1976. An index of crystallinity for quartz. – *Amer. J. Sci.*, 276, 1120-1130.
- Nedialkov, R. 2010. Preliminary results on xenoliths in basaltic andesite subvolcanic body in the vicinity of Kroumovgrad, Eastern Rhodopes, Bulgaria. – *Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Proc. XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece, Spec. Vol. 99*, 299-306.
- Nedialkov, R., G. Pe-Piper. 1998. Petrology of the volcanism of the southeastern part of the Momchilgrad-Arda volcanic region, Southeastern Bulgaria. – *Acta volcanologica*, 10, 2, 243-253.
- Odin, G. S., A. Despairies, P. D. Fullagar, H. Bellon, A. Decarreau, F. Fröhlich, M. Zelveder. 1988. Nature and geological significance of celadonite. – In: *Green Marine Clays* (Ed. Odin, G. S.). *Developments in Sedimentology* 45, Elsevier Science, Amsterdam, 337-398.
- Ospitali, F., D. Bersani, G. Di Lonardo, P. P. Lottici. 2008. ‘Green earths’: vibrational and elemental characterization of glauconites, celadonites and historical pigments. – *J. Raman Spectrosc.*, 39, 1066-1073.
- Parron, C., M. Amouric. 1990. Crystallochemical heterogeneity of glauconites and the related problem of glauconite – celadonite distinction. – *Chemical Geology*, 84, 1-4, 286-289.
- Pelto, C. R. 1954. A study of chalcedony. – *Amer. J. Sci.*, 254, 1, 32-50.

- Ramseyer, K., J. Mullis. 1990. Factors influencing short-lived blue cathodoluminescence of α -quartz. – *Amer. Mineral.*, 75, 791-800.
- Reed, M. H. 1983. Seawater-basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits. – *Econ. Geol.*, 78, 3, 466-485.
- Rieder, M., G. Cavazzini, Y. S. D'Yakonov, V. A. Frank-Kamenetskii, G. Gottardi, S. Guggenheim, P. V. Koval', G. Müller, A. M. R. Neiva, E. W. Radoslovich, J.-L. Robert, F. P. Sassi, H. Takeda, Z. Weiss, D. R. Wones. 1998. Nomenclature of the micas. – *Can. Mineral.*, 36, 905-912.
- Vandenbergh, R. E., C. A. Barrero, G. M. da Costa, E. Van San, E. De Grave. 2000. Mössbauer characterization of iron oxides and (oxy)hydroxides: the present state of the art . – *Hyperfine Interactions*, 126, 1-4, 247-259.
- Wilson, M. J. 2013. *Rock-Forming Minerals. Vol. 3c. Sheet Silicates. Clay Minerals*. Geol. Soc. London, 724 p.
- Wise, W. S., H. P. Eugster. 1964. Celadonite: synthesis, thermal stability and occurrence. – *Amer. Mineral.*, 49, 1031-1083.
- Yanev, Y. 1995. General characteristics of the late Paleogene collision volcanism in the Rhodopes. – In: *Sofia Zeolite Meeting 95. Intern. Symposium, Guide*, 3-19.
- Yanev, Y., B. Mavroudchiev, R. Nedyalkov. 1989. Paleogene collision-related basalts and basaltic andesites in the Eastern Rhodopes, Bulgaria. – *J. Volcanology and Geothermal Research*, 37, 187-202.
- Yanev, Y., F. Innocenti, P. Manetti, G. Serri. 1998. Upper Eocene-Oligocene collision-related volcanism in Eastern Rhodopes (Bulgaria) – Western Thrace (Greece): petrogenetic affinity and geodynamic significance. – In: *Tertiary Magmatism of the Rhodopean Region. Acta Vulcanol.*, 10, 2, 279-292.
- Yanev, Y., J.-J. Cocheme, R. Ivanova, O. Grauby, E. Burlet, R. Pravchanska. 2006. Zeolites and zeolitization of acid pyroclastic rocks from paroxysmal Paleogene volcanism, Eastern Rhodopes, Bulgaria. – *N. Jb. Miner. Abh.*, 182, 3, 265-283.