



МИННО-ГЕОЛОЖКИ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. ИВАН РИЛСКИ“

КАТЕДРА „ГЕОЛОГИЯ И ГЕОИНФОРМАТИКА“

ДИАН АТАНАСОВ СТРАХИЛОВ

ДИСЕРТАЦИОНЕН ТРУД

за придобиване на образователна и научна степен „доктор“,
по професионално направление 4.4 „Науки за Земята“,
научна специалност „Методи и техника на геоложките изследвания“

Тема:

**„СТРУКТУРНОГЕОЛОЖКО МОДЕЛИРАНЕ И ГЕОГРАФСКИ
ИНФОРМАЦИОНЕН АНАЛИЗ НА ОРУДЕНИ
ВУЛКАНОПЛУТОНИЧНИ КОМПЛЕКСИ ОТ СТРАНДЖАНСКАТА
ЗОНА В БЪЛГАРИЯ“**

Научен ръководител: **доц. д-р Иван Д. Иванов** , МГУ „Св. Иван Рилски“

София, 2023

За написването на този труд изказвам искрените си благодарности на научния си ръководител доц. д-р Иван Иванов за цялостното му съдействие по време на процеса на написването на дисертацията, на доц. д-р Борис Вълчев, от който получих ценни съвети по отношение на планирането и редактирането на дисертацията, на проф. д-р Валери Сачански, който прочете ранните версии на работата, на гл. ас. д-р Димитър Съчков, който помогна при оформянето на графичния материал, и не на последно място на доц. д-р Бануш Банушев, който спомогна за петрографските изследвания на скалните разновидности и бе част от някой от геоложките маршрути. Задължен съм на всички останали членове на катедра „Геология и геоинформатика“ и на своите колеги от геоложкия отдел на фирма „Трейс Рисорсиз“ ЕООД, по-специално на главния геолог инж. Пламен Дойчев, които ми дадоха възможност да отделя време за работа по дисертационния труд.

Съдържание

1	Въведение	1
1.1	Цели и задачи на изследването	2
2	Геоложка изученост на района на изследване.....	2
2.1	Средногорие- общи бележки	3
2.2	Странджанска зона.....	4
3	Район на изследването	14
4	Стратиграфия на западната част на Странджанската зона	21
4.1	Долен палеозой.....	21
4.2	Горен палеозой	22
4.3	Триас	24
4.4	Юра	26
4.5	Горна креда.....	27
4.6	Неоген.....	37
4.7	Кватернер.....	39
5	Състояние на проблема.....	42
6	Същност на кинематичният анализ	45
6.1	Развитие на метода	45
6.2	Ограничения при прилагането на кинематичния анализ на разломни премествания по Marrett и Almendinger (1990)	46
6.3	Математико-физическа основа на метода	47
6.4	Графични и числови кинематични методи.....	48
6.5	Интерпретация на кинематичната хетерогенност.....	50
6.6	Нотации.....	52
7	Рудогенетична характеристика на находище Прохорово	53
7.1	Географско и административно положение.....	53
7.2	Исторически сведения.....	54
7.3	Геоложка характеристика на находището.....	55
7.4	Литология	56
7.5	Магматизъм	59
7.6	Метаморфизъм, метасоматизъм.....	61
7.7	Структура на находището Прохорово	64
7.8	Генезис и тип на находището	71
7.9	Изследвания в района на находище Прохорово.....	73
8	Рудогенетична характеристика на находищата от Крумовското рудно поле	84
8.1	Находище Крумово	87
8.2	Изследвания в района на находище Крумово	95
9	Рудогенетична характеристика на находище Бакаджик.....	100
9.1	Местоположение	100
9.2	Исторически бележки.....	101
9.3	Тамарински Бакаджик.....	102
9.4	Тектонски бележки.....	102
9.5	Геоложки строеж на района на полиметално находище Бакаджик.....	104
9.6	Геоложки строеж на участък Трапищата	105
9.7	Метасоматични изменения в района на находище Бакаджик	110
9.8	Форма и условие на залягане на рудните тела	111
9.9	Структури и текстури на рудите	113

9.10	Развитие на хидротермалния процес и стадий на минерализация в находище „Бакаджик“.....	113
9.11	Структурно-тектонски проблеми на находище „Бакаджик“	114
9.12	Изследвания в района на находище Бакаджик.....	119
10	Изводи и дискусия	122
10.1	Прохорово.....	122
10.2	Крумово	127
10.3	Бакаджик.....	131
11	Литература.....	136
12	Приноси на докторанта.....	152
13	Приложения.....	153
13.1	Приложение №1. Петрология и петрохимия на находище Прохорово.....	153
13.2	Приложение №2. Петрографска характеристика на скалите от находище Крумово.....	157
13.3	Приложение №3. Петрографско описание на скали от Тамаринския Бакаджик	166
13.4	Приложение №4. Геоложка карта на района на изследване.....	170

1 Въведение

Структурният контрол върху горнокредния магматизъм в Източното Средногорие е изключително силно изразен. Освен формата и ориентацията на горнокредните интрузии, структурният контрол от регионални и локални структури, определя формата и ориентацията на орудените участъци.

Значение за ендегенните металогения в района има и унаследяването на структурни форми, формирани през целия интервал от триаса до палеоцена.

Настоящото изследване е концентрирано върху тектонския контрол и структурните особености на три рудни находища в западните части на Странджанската зона, локализиращи в Светиилийските височини, Манастирските височини и Тамаринския Бакаджик, които са свързани с рудни флуиди от последната магмена дейност в района, непосредствено след и по време на съпътстващият вулканизъм в края на кредата.

Кинематиката, деформациите и като цяло формата на рудоконтролиращите и рудосъдържащите геоложки тела се определя както от наследения геоложки строеж на земната кора така и от действащите тектонски напрежения по време на орудяването и след формирането му.

Изследователската тематика за тектонското напрегнато поле и за кинематиката на движенията в структурно-геоложките рударски изследвания в България е слабо застъпена в научните изследвания и в практиката на геоложките проучвания, което може да се удостовери със съвсем малкия брой на публикувани работи, които засягат тези аспекти на рудообразуването. Изследването цели частично да запълни тази празнина.

Предпоставка за прилагането на нов структурно геоложки методически подход е наличието на подходящ, свободно достъпен софтуер, който позволява прилагането на иначе много времеемки и трудоемки обработки на данни в областта на структурно-геоложкия кинематичен анализ.

Основният метод за определяне на пространствената ориентация на главните кинематични оси е кинематичния анализ по данни от движения на земекорни блокове, зафиксирани по разломни повърхности.

Този метод води началото си от работата на Anderson (1951) и към днешна дата е значително усъвършенстван и компютризиран. В дисертацията е приложен комбиниран геометричен и кинематичен структурно геоложки анализ, за да се отговори на критично важни въпроси, свързани с пространствения контрол върху анализирания находища. В частност е търсен начин да се обясни и предвиди формирането на празнини в геоложкото пространство за внедряване на интрузии или за отлагане на рудни минерали.

В методически аспект работата съдържа:

- Анализи на геоложки проучвания, документиращи в геоложки доклади;
- Самостоятелна теренна работа и частично картиране за ориентиране в геоложкия строеж и събиране на структурно-геоложка информация;
- Целенасочено събиране на данни за кинематиката на разломите в участъците около рудните тела;
- Провеждане на геометричен стереографски структурно-геоложки анализ, анализ на геоложки карти и др.;
- Съставяне на модели на тектонските движения около рудните тела и интерпретиране на резултатите в духа на тези модели.

В хода на изследването като помощни дейности са извършени ограничени петрографски изследвания главно, за да се решат задачи свързани с геоложко картиране.

Като основен резултат на тази работа може да се приеме съставянето и осмислянето на подход за интегриране на данните за кинематичните оси на движение със стандартно събираните структурни данни. Друг основен резултат е коригираният или усъвършенстван

модел за еволюцията на конкретните рудни находища, който инкорпорира в себе си резултати от кинематичен анализ.

Подобни усилия могат да доведат до това кинематичния анализ да се превърне в неотменна част на структурните изследвания, тъй като чрез него ще се повиши разбирането за контрола на земната механика върху разломите и формата на рудните тела.

1.1 Цели и задачи на изследването

Основните цели, поставени в изследването са:

- Систематизиране на информацията, от търсещите и проучвателни работи в засегнатите от изследването находища до момента;
- Представяне на нови данни за геоложкия и структурен строеж на подложените на изследване находища;
- Анализ на структурният контрол при формиране на рудните находища в западните части на Странджанската зона;
- Оценка за влиянието на дорудните и пострудните крехки деформационни процеси;
- Определяне на основните етапи на структурно развитие и деформации по време на еволюцията на горнокредните интрузии вместиращи орудяванията;
- Представяне на данни за съществуващите главни кинематични оси в пределите на рудни находища с цел изясняване на модела им на образуване;
- Разграничаване на локални и регионални рудоконтролиращи области на свиване и разтягане;
- Моделиране на начина на образуване на засегнатите от изследването горнокредни плутони.

За изпълнението на поставените цели са изпълнени следните задачи:

- Изучаване на всички научни публикации и фондови материали засягащи изследваните находища независимо, че голяма част от тях имат само косвено отношение към поставените цели;
- Провеждане на геоложки маршрути в районите на изследваните находища за добиване на собствени структурни и геоложки данни;
- Анализирание на данните за разпределението на различните строежни елементи, включително и плоскостния паралелизъм в интрузивните и вулкански тела;
- Провеждане на кинематичен анализ в изследваните находища чрез компютъризирана тензорна обработка на събраните данни за движения, фиксирани в плоскости, съдържащи индикации за такива движения;
- Интерпретация на резултатите.

2 Геоложка изученост на района на изследване

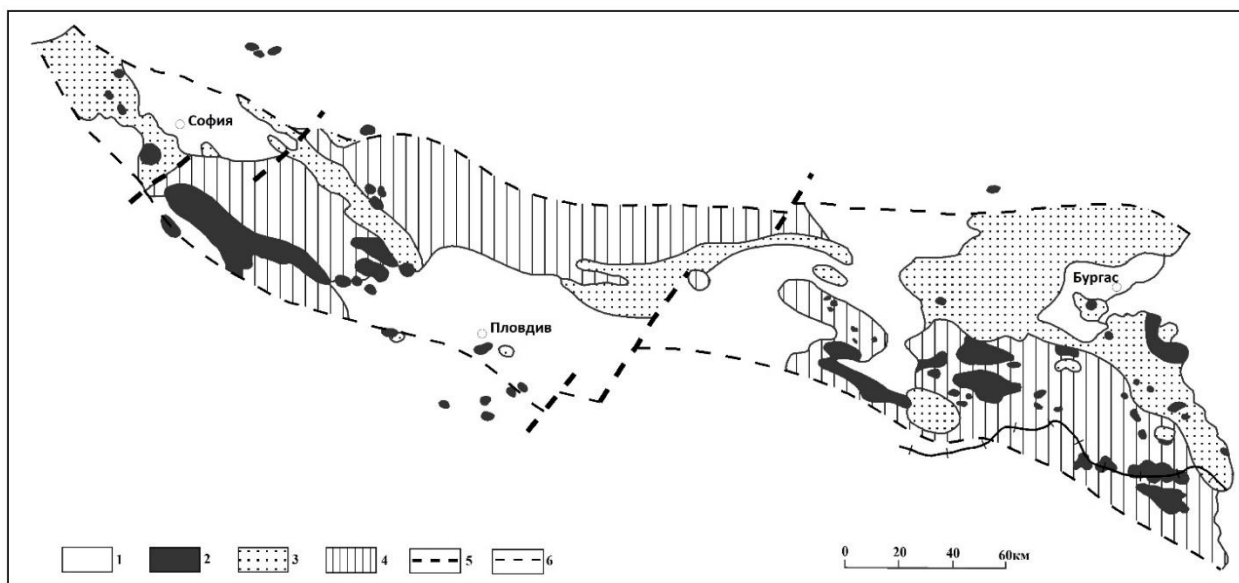
В дисертацията са проведени структурно-геоложки изследвания на три находища на метални полезни изкопаеми. Находище „Прохорово“ в Светиилийските височини, находище „Крумово“ в Манастирските височини и находище „Бакаджик“ в Бакаджиците.

Съгласно възприетата тектонска схема на България (Дабовски, Загорчев, 2009) района на изследване попада в Средногорската зона. От гледна точка на цялостното тектонско развитие и еволюцията на магмените скали, районът е част от Странджанската интрузивна зона (Дабовски, 1988) на България. В Българската геоложка литература няма единно излагане на геоложката еволюция на тази област. Тези две единици частично се припокриват.

Аргументираното дискутиране и/или разграничаване на тези две единици надхвърля целите и задачите на този труд, поради което в текста се предлага кратко описание и на двете единици.

2.1 Средногорие- общи бележки

На територията на България Средногорието се простира като дълга и тясна структурна зона, изпълнена с горнокредни седиментно-вулканогенни и интрузивни комплекси (фиг. 2.1). На северозапад тя продължава в Тимочката зона на Сърбия и Банат в Румъния, а на югоизток се свързва през Странджа с Понтидите. Средногорието се схваща, като сегмент от много по-голям алпийски вулканогенен пояс, който на изток се проследява до Пакистан и Западна Индия (Тварчлеридзе, 1977, Boyadjiev, 1979,).



Фиг. 2.1 Схематична карта на горнокредните интрузивни тела в Средногорието по Дабовски (Дабовски, 1988). 1- терциерна и кватернерна покривка; 2- горнокредни интрузивни тела; 3- горнокредни седименти и вулканогенни комплекси; 4- горнокредна подложка; 5- по-важни разломи от Етрополската и Твърдишката зона; 6- граници на горнокредния магматизъм.

Според морфотектонската схема на Бончев (1946, 1970, 1971б) северната граница на Средногорието се бележи от Западнобалканския дълбочинен разлом, а южната от Пернишкия и Маришкия дълбочинен разлом. В тези си граници зоната има дължина на Българска територия около 450 km и ширина 80-90 km. Две големи коси разломни зони- Етрополската и Твърдишката (фиг. 2.1), разделят Средногорието на три дяла със специфичен геоложки строеж, известни в нашата литература като Западно, Централно и Източно средногорие (Бончев, 1970а).

Идеите за развитието и същността на Средногорската зона в източната част, на която се намира Странджанската тектонска зона (Дабовски, 1988) са претърпели значителна еволюция във времето. Първоначално тя е набелязана от Cvijič (1901) и е наименувана и мотивирана от Bonchev (1936), като най-вътрешна зона на Балканидите. Преди навлизането на плейтектонските геоложки интерпретации, от гледна точка на геосинклиналната теория, зоната е интерпретирана, като ортогеосинклинална зона (Бончев, 1946), тафрогеосинклинала (Бончев, 1970), линеамент-геосинклинална зона (Bončev, 1965, Бончев, 1963, 1971а), като континентален рифт в пределите на голям трансверзален деформационен пояс (Kostov, 1975) или като вътрешноконтинентален междудъгов рифт (Boyadjiev, 1979; Бояджиев, 1979; Popov et. al., 1979; Гочев, 1979; Dabovski, 1980, Popov, 1981).

В редица работи Бончев (Бончев, 1975; Bončev, 1976, 1978) разглежда Средногорието като рифтогенна система в тила на Балканидите, която се е развила в лабилното пространство между две литосферни плочи – Трако-Анадолската и Понто- Каспийската.

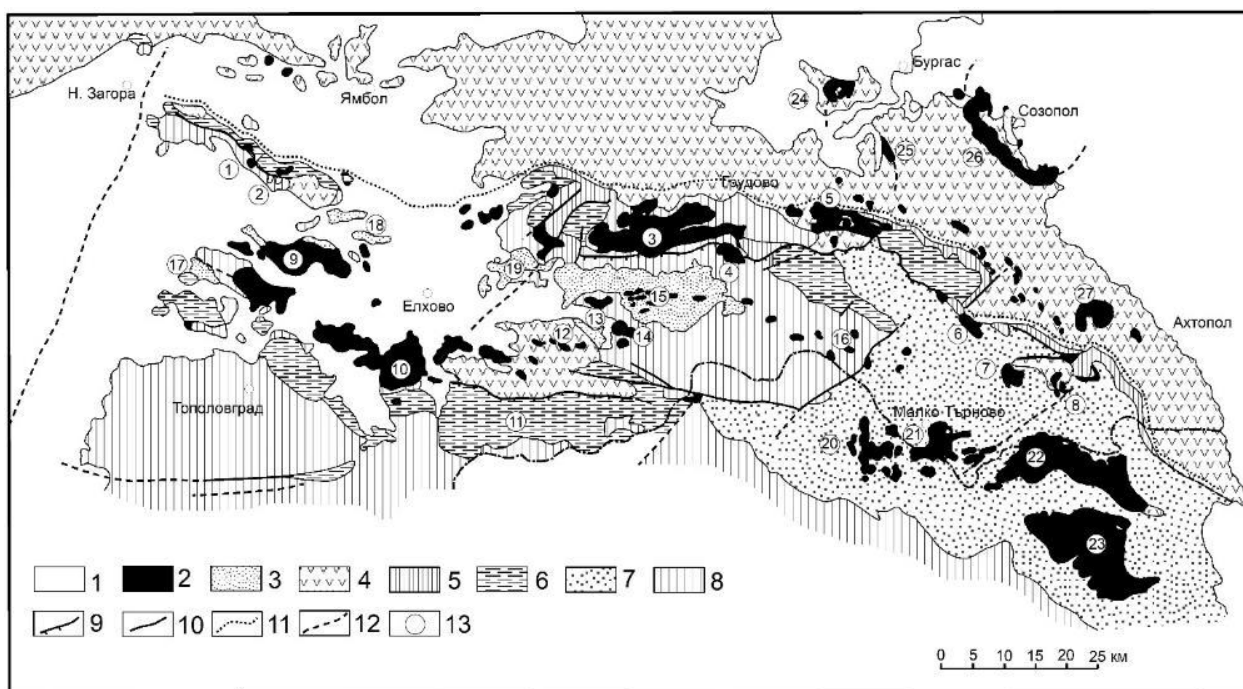
Формационно-фациалните взаимоотношения между вулканизма и плутонизма в Средногорието се разглеждат различно от различните автори. Димитров (1955, 1959) схваща вулканските, плутоничните и дайковите комплекси като три последователни етапа (или формации) в неговото тектономагматично развитие. Някои автори считат, че интрузивният магматизъм е късен (ларамийски), поствулкански етап от тектономагменото развитие на Средногорието (Димитров, 1955, 1959; Бояджиев, 1979, 1981; Ц. Димитров, 1974), свършено независимо от вулканизма. Станишева и Василев (1972) приемат, че в източното Средногорие има „единен горнокреден вулcano-плутоничен комплекс“, като не правят „радикална диференциация на фациесите на магматизма през значителен интервал от време и съответно през различните етапи на геотектонското развитие“. Към това виждане за единен горнокреден вулканогенно-плутоничен комплекс се присъединяват и други автори (Чипчакова, 1970; Stanisheva-Vasileva, 1980; Popov et al., 1979 и др.). Кулаксьзов (1974) не се съгласява с това виждане и акцентира върху фактите на пресичане и контактни промени (образуване на роговици и екзометасоматити) във вулканитите, които се наблюдават из цялото Средногорие (Димитров, 1955).

Интензивният магматизъм и свързаните с него рудни находища са характерна черта на Средногорската зона, която в съвременните работи се разглежда като част от Късно Кредния Апусени-Банат-Тимок-Средногорски (АБТС) магматичен и металоогенен пояс (Чаталов, 1990; Popov et al, 2002; Gallhofer et. al., 2015). Формирането на АБТС пояс се свързва с продължителната север-североизточна субдукция на Вардарския океан под Европейската плоча (Boccaletti et. al., 1974; Dabovski et. al., 1991; Stampfli, Borel, 2004). Към днешна дата съществува значително натрупване на изотопна геохронологка информация за отделни значими магматични единици от Средногорската зона, чието описание надхвърля целите и задачите на тази работа.

2.2 Странджанска зона

Странджанската зона представлява масив от няколко планински възвишения с удължение северозапад-югоизток, разположен в България и Турция, изграден от до-късно кредни алохтонни и автохтонни единици (Чаталов, 1990; Бояджиев, Лилов, 1972; Okay et. al., 2001; Bedi et. al., 2013; Natal'in et. al., 2016; Иванов, 2017; Aysal et. al., 2018). Първоначално зоната е дефинирана от Г. Бончев (1903) като Странджанска зона, а през годините е наричана по различни начини - Странджаска интрузивна зона (Dabovski, 1980), Странджански антиклинорий (Бончев, 1971а), Странджанска тектонска зона (Чаталов, 1990), Странджански руден район (Попов, Попов, 2022).

В пределите на България Странджанската зона се разкрива непосредствено южно от Бургаския ров и обхваща Светиилийските височини, Манастирските височини, Дервентските височини, Сакар планина и Странджа планина (фиг. 2.2). На запад тя опира в Сазлийския разлом, като контакта на зоната с Родопския метаморфен комплекс е слабо изучен, поради младите седиментни, които покриват Тракийския басейн. Южната и граница в областта на Сакар планина не е ясна, докато на изток опира в държавната граница с Турция. На север Странджанската зона е покрита от вулканоседиментните скали на Средногорската зона.



Фиг. 2.2. Геоложка скица на Странджанската и Бургаската зона по Дабовски (Дабовски, 1988). 1- терциер и кватернер; 2- горнокредни плутони; 3- горнокредни дайкови снопове; 4- горнокредни седиментно-вулканогенни комплекси; 5- ценоман и турон; 6- триас и юра; 7- нискометаморфни комплекси от Стоиловската структура (триас?); 8- докамбрийски комплекси и палеозойски гранити; 9- възседи и навлаци; 10- разломи; 11- Северностранджанска флексура; 12- пръстеновидни комплекси; 13- номер на плутоните: 1- Прохоровски; 2- Бояджински и Савински; 3- Омански; 4- Факийски; 5- Вършиловски; 6- Заберновски; 7- Граматиковски; 8- Великовски; 9- Манастриски; 10- Гранитово-Черноземски; 11- Игличенски; 12- Мамарчевски; 13- Ружицки; 14- Горнополянски; 15- Желясковски; 16- Звездецки; 17- дайков сноп при Маца; 18-дайков сноп при Инзово-Дряново; 19- дайков сноп при Попово-Болярово-Желясково; 20- Дерекьойски плутон; 21- Малкотърновски плутон; 22- Сливаровски плутон; 23- Демиркьойски плутон; 24- Върлибрежки централен комплекс; 26- Росенски централен комплекс; 27- Папийски централен комплекс.

Граничната зона между Странджанската антиклинала и Бургаската синклинала е наименувана като „Северностранджанска флексура“ (Бончев и др., 1969) (фиг. 2.2).

Пре-Ценоманската геология на Странджанската зона е доминирана от Палеозойски метаморфен фундамент, в който са внедрени Палеозойските гранитоиди и метагранитоиди (Okay et. al., 2001) покриващи се от Триаски и Средно Юрски мета-седиментни скали (Янишевски, 1946; Çatalov, 1988, 1991; Чаталов, 1990; Hagdorn, Göncüoğlu, 2007; Bedi et. al., 2013). Късно Юрското навличане от юг (Aydin, 1974; Маляков, 1976; Гочев, 1979; Dabovski, Savov, 1988; Gocev, 1991; Okay et. al., 2001; Bedi et. al., 2013) се свързва с Палеотетиската еволюция (Şengör et. al., 1984; Chatalov, 1988; Чаталов, 1990).

Скорошни геохимични и геохронологички изследвания в гнайсувания фундамент в Турската част на Странджанската зона показват наличието на късно Неопротерозой-Камбрийски мета-гранитоиди (Şahin et. al., 2014; Natal'in et. al., 2016), Късно Карбонски и Пермски гранитоиди (Okay et. al., 2001; Sunal et. al., 2006; Şahin et. al., 2009; Natal'in et. al., 2016; Peytcheva et. al., 2016; Pristavova et. al., 2019; Akgündüz et. al., 2021) и ранно Триаски мета-гранитоиди и гранитоиди (Şahin et. al., 2009; Aysal et. al., 2018).

2.2.1 Магматизъм на Странджанската зона

Значителна част от горнокредните интрузивни тела в Средногорието са концентрирани в две големи линейни интрузивни зони. Едната зона от пластиновидни плутони е описана в Западното и Централното Средногорие под името Маришка (Dabovski, 1965) или Витошко-Гуцалска (Бояджиев, 1971) „неоинтрузивна зона“. Другата подзона, в която попада района на изследване се разкрива в Източното Средногорие - Странджаска интрузивна зона (Dabovski, 1980). В сравнение с Маришката, Странджанската интрузивна зона е по-широка има сложен строеж и обхваща многобройни по-големи и по-малки хипоабисални и субвулкански тела с пластиновидна и пръстеновидна морфология. Характерно за зоната е развитието на мощни дайкови снопове от диоритови порфирити. В общи линии телата и сноповете са удължени в направление изток-запад до северозапад-югоизток (90-130°) и се разполагат паралелно или ешелонирано, а понякога са подредени в линии едно след друго. Дължината на зоната е от порядъка на 180-200 km, а ширината достига 30-40 km.

По същество горнокредно-палеогенските интрузии в Странджанската зона имат пукнатинен характер и интрузивните импулси и постмагматичните процеси се отличават с многофазност, което свидетелства за многократност и продължителност на напрежението, синхронизирано с импулсивната дейност на магменото огнище.

Дабовски (1980) разделя зоната на три подзони на база на подредбата на интрузивните тела в зоната в три ивици, паралелни на основните разломи в Странджа. Това са Северностранджаска подзона, Централностранджанската подзона и Южностранджанската подзона. Района на настоящото изследване засяга западните части на първите две.

Северностранджаска подзона. Най-западните разкрития на интрузивите от Северностранджанската подзона са представени от няколко малки диоритови и монцодиоритови тела в Светиилийските височини (Недялков, 1964), разположени североизточно от с. Прохорово, между селата Бояджик и Савино (номера 1 и 2 от фиг. 2.2). На изток следват по-големи интрузиви с наставен строеж: Оманския плутон (номер 3 от фиг. 2.2) (Борисов, 1954; Дабовски, Савов, 1985)- габро, гранодиорити, порфиroidни гранодиорити; Факийския (номер 4 от фиг. 2.2) (Борисов, 1954; Василев и др., 1962)- габродиорити и монцодиорити (първа фаза), диорити, микродиорити, лампросиенити (втора фаза); Вършиловски (номер 5 от фиг. 2.2) - пироксенити и габро, диорити до сиенодиорити, габродиорити (Батанджиев, 1962; Василев и др., 1965); Заберновски (номер 6 от фиг. 2.2)- габро, монцодиорити (Василев и Станишева, 1963; Станишева-Василева, 1979). Тази броеница от тела следи очертанията на Северностранджанската флексура и е привързана към догорнокредни комплекси на Странджа. Някои тела просичат частично и горнокредни седименти и вулканити.

Централностранджанската интрузивна подзона включва Манастирския плутон (номер 9 от фиг. 2.2), изграден от скалите на четири импулса- габро, диорити, кварцдиорити, плагиогранити (Каменов, 1972); Гранито-Черноземския (номер 10 от фиг. 2.2) - габро, гранодиорити до гранити (Вергилов, Стойчева, 1968; Колчева, 1969,1970); Ингличенски (номер 11 от фиг. 2.2) - габродиорити, сиенодиорити, гранодиорити (Василев и др., 1965); габродиоритовите и диоритовите тела при Мамарчено (номер 12 от фиг. 2.2); Ружински плутон (номер 13 от фиг. 2.2)- габродиорити (Савов, Каменов, 1974); Горнополянски плутон (номер 14 от фиг. 2.2)- габродиорити до габродиорити, кварцдиорити до гранодиорити (Каменов, 1980); Желясковския „неоплутон“ (номер 15 от фиг. 2.2)– многобройни малки жили от габро и габродиорити (Каменов, 1976) редица малки тела от габродиорити, диорити и гранодиорити при Моряне и Звездец. Няколко малки интрузиви от диорити и гранодиорити са известни и в Сакар, непосредствено южно от Воденско-Каменоречката разломна зона, при Владимирово, Дренак и Срем. Специфична особеност на тази подзона са дайковите снопове, изградени главно от диоритови порфирити и микродиорити. Те се разкриват при с. Маца (номер 17 от фиг. 2.2), около Манастирски плутон, Инзово и Дряново (номер 18 от фиг. 2.2), Попово-Болярово (номер 19 от фиг. 2.2) (Стойнов, Стойнова, 1960) и очертават ивица с приблизително изток-западна посока, разположена непосредствено южно от Босненския разломен сноп.

Горнокредните скали в понижените участъци от западните части на разглеждания район са покрити от неогенски и кватернерни седименти.

Според Василев (1960) Горнокредно-палеоценският магматизъм в Странджанската зона се проявява в два основни стадия. Първият настъпва по време и веднага след образуването на главните гънки и дислокации с посока И-З и ЮИ-СЗ. Вторият стадий на магмената дейност настъпва след образуването на секущите разломи с посока СИ-ЮЗ. Рудообразователният процес в района, както и магмотектонският е също така многофазен, като Василев (1960) отделя 4 фази в зависимост от температурата и петроструктурната еволюция на самия Горнокредно-палеоценски магмен комплекс.

Като цяло дайките в района са слабо изучени. Маринова-Чипчакова (1956) излага обобщени резултати от петрографски изследвания на дайковите скали от районите на Върли бряг и Росен, Граматиковския район и района на Зидарово-Извор-Крушевец-Вършило. Тя отбелязва близката аналогия на дайковата формация от Странджа с неоиintrузиите в Средногорската област, в която също са застъпени скали с медитерански или пасифичен химизъм (Димитров, 1946). Особено близка петроложка аналогия между асхистните дайкови скали и неоиintrузиите в Странджа, изтъква и Начев (1953), което свидетелства и за близкото сродство на коренната магма. Характерни са наблюдаваните взаимоотношения от типа „дайка в дайка“. Дайките са предимно с базичен до среден състав.

Георгиев и др. (Georgiev et. al., 2012) изследват горнокредния магматизъм в Странджа и на база на U-Pb цирконно датиране определят, че магматизма е започнал преди 92 Ма и е продължил до преди 78 Ма с миграция в южна посока. Къснокредните гранитоиди в Сакар са свързани с континентална магмена дъга на Средногорската зона (Georgiev et. al., 2012).

Изследванията в България показват силни доказателства в подкрепа на съществуването на Късно Карбонски и Пермски магмени комплекси, както и наличието на Средно Ордовишки интрузивни тела в Странджанската зона (Georgiev et. al., 2012; Machev et. al., 2015; Bonev et. al., 2019a).

Изследванията на Триаския магматизъм в Странджанската зона в България (Čatalov 1961; Чаталов, 1961; Кожухарова, Кожухаров, 1978) се подкрепят от възрастите на редки вулкански тела в Турската част на зоната и Истанбулската зона (Aysal et. al., 2018).

Магматизъм в Сакарския блок

Бонев (Bonev et. al., 2017a) представя резултати от датиране чрез U-Pb LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) на Сакарския Батолит и едно магмето тяло вметено в метаморфната му рамка. Резултатите му показват, че Пермският кисел интрузивен магматизъм се разпростира значително на север в рамките на Странджанската зона и показват наличието на Ордовишки магматизъм в зоната. Според него късния Карбон-Пермски магматизъм е свързан със затварянето на Палеотетиса и субдукцията му под Евразийската плоча (Okay et. Al., 2001), а Ордовишкият магматизъм интерпретира като доказателство за магмен импулс по протежението на северната периферия на Гондвана.

През същата година, Бонев (Bonev et. al., 2017b) публикува още геохронологички данни с допълнителни U-Pb анализи на циркони. На база на които заключава, че Пермската магмена активност е по-скоро свързана с континенталната аркова система развита на границата на Евразийската плоча, а средно Ордовишкият магматизъм свидетелства за магматичен импулс по северната периферия на Гондвана и представлява предишно магмено събитие в Странджанския фундамент. От геодинамична гледна точка, интерпретира Късно Карбон-Пермските гранитоиди и мета-гранитоиди от Сакар-Странджанската зона, Сърбо-Македонския и Родопския масив като вулкански продукт на континентален арков магматизъм свързан с еволюцията на Евразийската плоча (Bonev et. al., 2019a).

Най-скорошните изследвания на Триаския магматизъм от Сакарската единица (Изворовския плутон, Sałacińska et. al., 2021; Харманлийския блоков магмен комплекс и обкръжаващият го район (Bonev et. al., 2021), предоставят важни данни за потенциална

корелация на Сакарската и Странджанската единици от Странджанската Зона и други Варийски фундаментни единици в Балканидите и Понтидите.

Тектоника на Странджанската зона

Странджанската зона в тектонски смисъл се интерпретира от две основни концепции. Според първата тази зона се приема, като част от Средногорската алпийска зона (Янишевски, 1946; Савов, 1962; Бончев и др. 1969; Бончев, 1971a, 1979; Dabovski et. al., 2002; Дабовски, Загорчев, 2009), като се различават две единици- Странджанска и Бургаска, които са с различен скален състав и строеж. Според втората концепция, Странджанската област е част от самостоятелна тектонска зона (Странджиди), основно на базата на Кимерските процеси (Ksiazkiewicz, 1930; Бояджиян и др., 1964; Tollmann, 1965; Василев, 1968; Маляков, 1976; Начев, Маляков, 1979; Гочев, 1979, 1985; Şengör, Yilmaz, 1981; Şengör et. al., 1984; Чаталов, 1986, 1990; Dabovski et. al., 1990; Elmas et. al., 2010; Natal'in et. al., 2012; Bedi et. al., 2013). Различията в двете концепции се дължат на приемането на водещата роля на Кимерските или Късноалпийските тектонски събития.

Чаталов (1990), дефинира Странджанската зона, като сложна алохтонна постройка и в основните етапи на еволюцията и отделя Къснокреден (субхерцински) етап (неоавтохтон), в който разграничава Ценоман-Туронски и Кониас-Кампански подетапи. Първият подетап има трансгресивен характер, а втория започва в началото на Сенона, като се образува Средногорският междудъгов трог, който преди Маастрихта е бил изпълнен, нагънат и издигнат вследствие късни прояви на субхерцински движения.

Светиийските височини изграждат основна част от Странджанската зона. Мнозинството от автори се придържат към лансираната от Янишевски (1946) и модернизирана след това хипотеза, че те са блок от разломно дезинтегрираното северно бедро (борд) на една предполагаема австрийска (Янишевски, 1946; Яранов, 1960; Бончев и др., 1969; Бончев, 1971a, 1977, 1979; Bončev, 1978) или младокимерска (Dimitrov, 1956, 1958, 1959; Савов, 1971) антиформа с внушителни размери, наименувана „Централна странджанска антиклинала“ (Янишевски, 1946; Савов, 1962, 1971; Чаталов, 1962, 1965a; Недялков, 1964, 1983a; Dimitrov, 1956, 1958, 1959) „Странджански антиклинорий“ (Бончев и др., 1969; Бончев, 1971a, 1971b), „Елховско-Старозагорски антиклинорий“ (Бончев, 1977). Странджанската антиклинала е описвана, като силно тектонски преработена блоково разбита и дълбоко денудирана, но единна в протоструктурно отношение, пермаментно развиваща се през целия мезозой, автохтонна до параавтохтонна антиклинала. Тя се състои от палеозойско ядро, средноалпийска мантия от триаски и юрски скали и от трансгресивно и дискордантно лежащи върху тях горнокредни комплекси, които „играят ролята на късноалпийско северно бедро“ (Савов, 1983b).

Района на изследване засяга и Бургаската синклинала в нейните най-югозападни части. Странджанската антиклинала и Бургаската синклинала са свързани посредством общи белези в една система, поради което е трудно да се постави граница между тях. Савов (1962) пише, че границата между тях „се маркира от слабо изразена плоскостна флексура, следяща приблизително стратиграфската граница между преди горнокредните формации и горната креда“, която той отнася към една предна, крайна част на Странджанската антиклинала.

Повечето от установените дълбочинни разломи в района са магмопроводящи или са играли активна, контролираща роля в развитието на магматизма (Боянов и Кожухаров, 1968; Бончев, 1971a; Савов и Каменов, 1974;).

Савов (1961) изследва разломите в югоизточния край на зоната разположени косо на основните тектонски линии в Странджанската зона (120° - 135°) с посока от 20° до 40° . Той описва редица разломни нарушения с тази посока, по които констатира отседни движения с величини на отместване от 1-1,5 до 5,5-6,5 km (Звездецка дислокация) разкъсвайки следюрските антиклинали и синклинали. Свързва ги с горнокредно-палеоценската магмена дейност – главна причина за орудяванията по тези места. На база на тогавашните и неговите изследвания характеризира младата (следкредно-палеоценска-средногорска) тектоника в

Странджанската зона с частична регенерация на заварените следюрски големи гънкови структури и разломявания.

Първоначално в зоната са се образували успоредните на основните тектонски линии (120° - 135°) регионални разломи, които в повечето случаи се явяват наследници на старите (предимно следюрски) разломни системи и намират израз в обикновенни разкъсвания-разсядания, възсядания и локални блокови навличания. Косите разломи се налагат както върху гънковите структури, така и върху успоредните разломни линии. Най-често се представят от отсядания на различно големи блокове един спрямо друг, при което вертикалните движения са подчинени на хоризонталните. Почти навсякъде са сместени сред северозападните блокове. Савов отбелязва, че разломяването в Странджа е тясно свързано с процесите на обилни магмени насищания в следкредно-палеоценско време и приема и се съгласява с изводите на Василев (1959) за многофазната магмена дейност в Югоизточна България извършена в два последователни стадия. Към първия от тях, който е синхронен по време на образуването на успоредните разломи или непосредствено след това, се привързват сложно наставените неointрузии и съответните им рудопроявления. Продукт на втория стадий се явява дайковата формация и някой по-малки интрузии, които съпътстват формирането на косите разломни форми.

Странджанският масив (изграждащ Странджанската зона) (Яранов, 1960; Jacobshagen et. al., 1978; Papanikolaou, 1984; Okay et. al., 2001; Papanikolaou, 2013) принадлежи към преалпийския кристалинен масив в северния Егейски регион, заедно със Сърбо-Македонския масив и Родопския масив (Aleksić et. al., 1988; Kozhoukharov et. al., 1988; Chatalov, 1990; Okay et. al., 2001). Всички тези кристалинни масиви са участвали в Алпийската тектонска еволюция на южната граница на Евразийската плоча (Robertson, Dixon, 1984; Robertson et. al., 1996; Stampfli, Borel, 2002; Stampfli, Kozur, 2006; Stampfli, Hochard, 2009). Подобните скални комплекси, метаморфни фации и протолитни възрасти позволява масивите да бъдат причислени към пре-Варийските и Варийските (главно Карбон) метаморфни и вулкански фундаменти разкриващи се в Сакарската зона в западна Турция и Пелагонийската зона в северна Гърция (Okay et. al., 1996, 2001; Lips et. al., 1998; Vavassis et. al., 2000).

Скалите от Странджанската зона са многократно процепени от плутони асоциирани с АБТС магматична дъга. На база на структурна позиция, степен на деформация и метаморфизъм, както и стратиграфски характеристики Странджанската зона е поделена на три единици (Chatalov, 1990; Gerdjikov, 2005):- Сакар, Странджа и Велека.

Сакарската и Странджанската единици са изградени от преди къснокарбонски метаморфни скали процепени от различно деформирани и метаморфозирани къснокарбонски до триаски фелзитни до средни по състав магмени скали (Okay et. al., 2001; Natal'in et. al., 2016; Bonev et. al., 2021; Sałacińska et. al., 2021). Протолита от гнайси, шисти и амфиболити заедно с метаморфният фундамент включват неопротерозой-камбрийски (Şahin et. al., 2014; Natal'in et. al., 2016) и ордовижки (Bonev et. al., 2019a) фелзитни магмени скали и седиментни скали с максимум камбрийска възраст (Vladinova et. al., 2018; Vladinova, Georgieva, 2020). Скалите изграждащи фундамента на Сакарската единица са покрити от пермски до триаски метаседиментни скали от амфиболитов фации наречени Тополовградска група (Чаталов, 1990), които се различават по фации и степен на метаморфизъм от седиментните единици на Странджанската група, които са със същата възраст.

Велеската единица въведена от Gerdjikov, (2005) е изградена от две различаващи се стратиграфски и тектонски единици с вероятно палеозойска до триаска възраст.

В Странджанската зона се разкриват останки от Варийския ороген (Гочев, 1983, 1985). Такива се разкриват и в обширни райони в западна и централна Европа (Stephan et. al., 2019; Franke et. al., 2020), засегнати от по-млади тектонски събития (Sengör et. al., 1988; Okay, Toruz, 2017; Sengün et. al., 2020; Balkanska et. al., 2021). Плеогеографската позиция на зоната и взаимоотношенията и със съседните единици по време на Варийската орогенеза е все още много неясно и дискуссионно. Няколко изследвания, които разглеждат този проблем считат региона за Късно Карбонска до Триаска магматична дъга асоциираща със субдукцията на Палео-

Тетиския океан под Евразия (Okay, Topuz, 2017; Aysal et. al., 2018; Bonev et. al., 2019a, 2021). Okay и Topuz (2017) считат, че някои единици от Балканидите (като Средна Гора и Балканската зона) са били част от тази магматична арка, а други изследвания допускат съществуването на Варийска зона на срязване (Gerdjikov et. al., 2007; Carrigan et. al., 2005; Balkanska et. al., 2021). Моделът на непрекъснат дъгов магматизъм в Странджанската Зона от Късния Карбон до Триаса (Aysal et. al., 2018; Bonev et. al., 2019, 2021) е оспорен от Sałacińska (Sałacińska et. al., 2021), която разграничва два различни стадия на магмена активност – от Късния Карбон до Ранния Перм и от Ранния Перм до Триаса. Характеристиките на цирконните популации, заедно с определените T_z на различните плутони в Странджанската зона подкрепят хипотезата за наличието на две различни групи гранитоиди – къснокарбонски до раннопермски „студена група“ и къснопермска до триаска „гореща група“, разделени от 20 Ma на магмен покой.

2.2.2 Първоразрядни тектонски структури в Странджанската зона

Голямо значение за развитието и дооформянето на структурите в Странджанската зона имат горнокредните (млади) наставени плутони. Младите плутони, посредством своята пространствена ориентировка и разпространение очертават макар и косвено хода на редица важни разломни линии в зоната. В този текст са описани строежните елементи на Западната част на Странджанската зона, където е изпълнено това изследване. По необходимост се коментират и по-големите строежни елементи на централната част на зоната.

Като първоразрядни структури в строежа на западната част на Странджанската зона участват и Светиилийската моноклинала и Манастирското горнокредно подуване. Разграничават се и редица издигнати блокове изградени от горнокредни вулкански и интрузивни скали, сред които е и Тамаринският Бакаджик, на който е обърнато специално внимание в тази работа. Тъй като Странджанската антиклинала има редица общи черти с останалите първоразрядни структури (например ядро от херцински гранити) на нея обръщам най-голямо внимание.

Странджанска антиклинала

Странджанската антиклинала заема почти изцяло северните и централните отдели на Странджанската зона. Това е една първостепенна структурна единица с продължително развитие. Изградена е от различни по големина гънкови структури, разположени субпаралелно и с известен отстъп една спрямо друга. По-голямата част на антиклиналата, чиято посока е 120-140° се намира в Турция. На Българска територия попада само северозападната ѝ част. Между долините на реките Велека и Тунджа е разделена надлъжно от Босненския дислокационен сноп на две нееднакви по размер ивици-предната крайна част и блок на монолитната Странджанска антиклинала.

Предна крайна част на Странджанската антиклинала

Това е един сравнително тесен пояс заемащ северните крайнини на антиклиналата, в който наред с интензивното разломяване през горната креда е била реализирана частична пликатична преработка на основните гънкови структури. Освен това тук са внедрени няколко горнокредни плутона. Северният ръб на този пояс се маркира от слабо изразена плоска флексура, следваща в съвременния структурен план приблизително стратиграфската граница между докредните формации и горната креда на Бургаската синклинала. На много места обаче флексурата преминава в разсед и дори в стръмен северновергентен възсед. На юг описаната ивица опира в Босненския дислокационен сноп.

Северната крайна част на Странджанската антиклинала се моделира от Богданово-Сливовската антиклинала, Голешката антиклинала и Вършиловската антиклинала.

Бояновска моноклинала

Структурата се интерпретира като част от северното бедро на Централната Странджанската антиклинала, отместено на североизток по системата десни отседи от Стефанкараджовския разломен сноп (Савов, 1975ф). В кимерската ядка на моноклиналата се разкриват палеозойски гранитоиди и карцпорфири, триаски и юрски литостратиграфски единици, а мантията е от горнокредни скали. Елементите на мезозойските пластове са средно $060^{\circ}/50^{\circ}$.

Централната част на Странджанска антиклинала

Централната част на Странджанска антиклинала е най-голямата от всички структури в системата на антиклиналата и обхваща голяма част от района на изследване. Тя е установена от Янишевски (1946), който пръв доказва нейната алпийска възраст. Антиклиналата изгражда централния хребет на Странджа планина голяма част, от която е на турска територия. Характеризира се със сложно устройство (Янишевски, 1946; Бончев и др., 1969). Нейното ядро е изградено от предалпийските структурни комплекси. В най-стария от тях-докамбрийския развит в Централна Странджа са оформени Ябълковската и Дорукбаирската антиклинала, установени в околностите на селата Горно Ябълково и Странджа. Посоката на тези неголеми структури е около 110° , а наклоните в бедрата- около $45-50^{\circ}$. Втората структурна генерация е представена от ориентираните в посока 135° гънки в старопалеозойската диабаз-филитоидна формация и от синорогенните каледонски гранитоиди. Последните процепват, както диабаз-филитоидната формация, така и по-старите структурни комплекси. Третата група структури в ядрото на централната Странджанска антиклинала е Херцинската. Тя обхваща изоклиналните гънки с посока около $100-120^{\circ}$ в неподделения Палеозой, както и относително по-младите, не особено изразителни Херцински гънки в перма от Светиилийските височини. Те следят общите херцински директриси.

Ядрото на Централната Странджанска антиклинала е разкъсано от многобройни надлъжни разломи, част от които са били използвани при внедряването на горнокредните плутони. В района на Манастирските височини са установени и два по-значителни коси разлома-Миладиновски и Крумовски отсед.

Бедрата на Централната Странджанска антиклинала са оформени от региолано-метаморфозирани серии на Долния-Алпийски структурен етаж. Североизточното бедро в сектора между селата Голямо Буково и Стефан Караджово е прекъснато от Босненския дислокационен сноп и по този начин е разделено на две части- югоизточна и северозападна.

Северозападната част на бедрото в района на Светиилийските височини е изградено от моноклинално затъващите на север-североизток триаски и юрски пластове. Тук са установени няколко надлъжни и коси разломявания с локално значение.

Южното бедро на Централната Странджанска антиклинала изградено от триаски и юрски скали е много по-тясно и силно деформирано от редица почти успоредни млади разломи. Ходът на това бедро е замаскиран от широко развитите върху него горнокредни и неогенско-кватернерни отложения.

Централната странджанска антиклинала се отличава с автохтонен строеж и се проследява на юг и изток от изследваната площ. В Сакар тя е изградена от докамбрийски (Пъновска свита, Жълтичанска свита (Кожухаров и др., 1995), предполагаемо палеозойски (Лесовски гнайс-гранити (Кожухарова, Кожухаров, 1973; Каменов и др., 1986; Dimitrov, 1998, 1999) и къснопалеозойски гранити (Вергилов и др., 1986).

В Светиилийските височини се срещат старо-палеозойски (Соколовска свита, къснопалеозойски гранитоиди) и триаски- Суббалканитен тип триас (Питовска свита, Искърска карбонатна група) скали.

В структурно отношение единицата е относително слабо изяснена, тъй като наложените върху нея горнокредни деформации и магмено насищане са толкова интензивни, че са маскирали в голяма степен първичните кимеридни структури.

Положението на Соколската свита в Светиилийските височини и процепващите я палеозойски гранитоиди и фрагментите от Суббалканиден тип Триас в околностите на селата

Инзово, Крумово, Драма и Пчела се обяснява с разкъсването и разместването към югозапад по система от разломни структури на части от Светиилийската моноклинала.

Според Цанков (1983) би могло да се приеме, че Централната Странджанска единица в разглежданата област представлява силно денудиран и издигнат блок с къснокимерска консолидация.

Житосвятска синклинала

Житосвятската синклинала изгражда най-южната част на Бургаската депресия (Савов и др., 1995). Синклиналата е оформена от скалите на Грудовската, Мичуринската и Бургаската група и има запад-източна ориентировка. Шарнират и затъва към изток, а наклоните на бедрата и са от порядъка на 25° - 35° към север и юг. Почти в основата част на структурата се намират централните палеовулкански апарати на известните „Бакаджици“ в Ямболско.

2.2.3 Наложени депресии

Върху западната половина на Странджанската зона са развити две по-значителни структурни понижения-Източномаришкото и Елховското. Те са изучавани в контекста на Източномаришкият и Елховски въглищен басейн.

Източномаришкото структурно понижение

Източномаришкото структурно понижение всъщност представлява намиращата се върху Странджанската зона най-източна част на Горнотракийския грабен, източно от Сазлийския разлом, установен по геофизичен път (Boyanov, Goranov 2001). В обхвата на понижението влизат землищата на селата Рисиманово, Любеново, Трояново, Малка и Голяма Детелина. Запълнено е от неогенско-кватернерния структурен подетаж, чийто моласоидни седименти на места въгленосни имат максимална дебелина около 300 m. Подложката на този подетаж е представена от докамбрийски, палеозойски, триаски и горнокредни (плутонични) скали, от запад към изток се издига и в околностите на селата Маца, Градец и Владимирово излиза на повърхността.

Нагъване в неогенско-кватернерния структурен подетаж от Източномаришкото понижение не е установено. Пластовете затъват с наклон $1-2^{\circ}$ на запад, като едновременно с това увеличават своята дебелина.

В изследваният район наложените депресии са изучавани от Н. Недялков, С. Савов, Л. Драгоманов, Е. Коюмджиева и др. в контекста на въгледобивната и уранодобивната промишленост. Поради по-малкото им отношение към темата на дисертацията тук няма да бъдат разглеждани подробно.

Елховското понижение

Елховското понижение заема земите около долината на р. Тунджа от мястото, където в нея се влиза р. Калница докъм южно от с. Каравелово. То е разположено косо на основните странджански структури и има посока север-юг. Дебелината на изпълващите го седименти на неогенско-кватернерния структурен подетаж тук е около 80-120 m. В източната и западна посока понижението бързо изплитнява, като мощността на плиоценските седименти намалява до 10-15 m.

2.2.4 Металогения на Странджанската зона

По своя генезис и състав находищата в Странджанската зона са доста разнообразни. Установени са магматични титаномagnetитови, скарнови железни, медно железни, хидротермални меднопорфирни, медни, златни, злато-полиметални, волфрамови и уранови орудявания. До сега промишлен добив се е осъществявал основно в скарновите железни и медно-железни и в по-малка степен в хидротермалните медни и полиметални находища.

Ендогенните оруждания с малки изключения се намират в неразривна връзка с тектониката и младия горнокредно-палеоценски магматизъм (Начев, 1953), в което се състои и металогеничната специфика на района.

Попов (2022), дефинира Странджански руден район обхващащ южната част на Източното средногорие, южно от Бургаския район. Рудният район обхваща Светиилийските и Манастирските възвишения, северните части на Сакар планина и Дервенските възвишения и по-голямата част от територията на Странджа планина (включително хребетите на Каратепе и Босна), като неговата южна граница преминава приблизително по линията Тополовград-Дермикуй. В рудният район той разграничава няколко рудни полета, сред които са Светиилийското и Крумовското рудни полета на територията, на които са проведени и теренни работи.

С горнокредният магматизъм в Светиилийското рудно поле се свързва формирането на една рудомагматична система, която включва меднопорфирното находище Прохорово, меднопорфирното рудопроявление Тасладжа баир, скарновите железорудни рудопроявления Бояджик-1 и Бояджик-2, малките хидротермални медни проявления Омарчево и Меден Кладенец, както и урановото рудопроявление Пъдарево. В района на находище „Прохорово“ са проведени и част от теренните работи по темата на тази дисертация (фиг. приложение 13.4).

Крумовското рудно поле обхваща част от Манастирските височини. Положението му се определя от горнокредния Манастирски плутон, с който са свързани скарново-железни и желязо-медни руди, както и магматични титаномagnetитови проявления. Плутонът е внедрен в различни по състав и възраст догорнокредни скали, които се развиват частично под покривката на терциерните и кватернерни отложения. Установени са високостепенни метаморфити, долно палеозойски вулканогенни зеленошистни скали, горнопалеозойски метатеригенни седименти, горнопалеозойски гранити, триаски теригенни и карбонатни скали от Суббалканиден тип, както и триаски карбонатни и теригенни метаседименти от Сакарски тип (Кожухаров и др., 1994). Триаските мрамори (Сакарски тип) са запазени в един тесен грабен (Миладиново-Дряновски грабен) с изток-югоизточна ориентация (Панайотов, 1966) (фиг. приложение 13.4). В пределите на рудното поле попадат скарновите железорудни находища Крумово и рудопроявленията Драма и Дряново-1, скарновите медно железни находища Дряново-2 и рудопроявление Лековитада вода и магматичните титаномagnetитови рудопроявления Голям Манастир и Овчи Кладенец.

2.2.5 Метаморфизъм на Странджанската зона

Странджанската зона е засегната от горен зеленошистен до амфиболитов метаморфен фациес и деформационни процеси от Късната Юра до Ранна Креда, свързвани с т.н. ранно Алпийска или Кимерска орогенеза (Иванов и др., 2001; Gerdjikov, 2005; Cattò et. al., 2018; Vladinova et. al., 2019; Szopa et. al., 2020; Bonev et. al., 2020). Варийски метаморфни събития са докладвани за Странджанската зона и в Турция (Okay et. al., 2001; Sunal et. al., 2011). Разломяването повреме на Късно Юрската Балканска орогенеза (163-155 Ma) се асоциира с горен зеленошистен до епидот-амфиболитов метаморфен фациес (Okay et. al. 2001) с температура 485–530°C и налягане 6–8 kbar (Sunal et. al., 2011).

Първоначално за късно Палеозойски метаморфизъм в Странджанската зона споменава Айдин (Aydin, 1974) въз основа на Rb-Sr възраст от 244 +/- 11 Ma за Киркларелския метагранит. U-Pb цирконово датиране в метагранитите и във вместиците гнайси, заедно с обновените Карбонски- Раннопермски възрасти и метаморфните структури са аргументи за раннопермски горен зеленошистен до долен амфиболитов фациес на 271 млн.г. свързан с Вариската орогенеза (Okay et. al., 2001). Ниският амфиболитов метаморфен фациес при карбон-пермската граница е най-вероятен съдейки по структурните, теренните и U-Pb циркон геохронологички данни за метагранитите и вместиците гнайси от фундамента на зоната (Sunal et. al., 2011; Machev et. al., 2015; Bonev et. al., 2019a). Преди Средно Ордовишки метаморфни събития също са предполагани от кристализационната възраст на магмените тела (Bonev et. al. 2019a) и детритните циркони съдържащи се във високо кристалинния фундамент и

покриващите го метаседиментни скали (Sunal et. al., 2008; Bonev et. al., 2019b), които биха могли да се простират до Неопротерозой-Камбрий (Natal'in et. al. 2016).

Въз основа на следи от радиоактивен разпад на уран-съдържащи минерали- апатит (apatite fission-track) се счита, че Алпийският метаморфизъм в Странджанската зона е бил последван от ерозионно издигане и бавно изстиваща ексхумация по време на Късната Креда-Еоцен (Cattò et. al., 2018).

Метаморфизъм на Сакарския блок

В редица свои работи Кулаксьзов, Г. Чаталов, С. Савов, Х. Дабовски, Д. Кожухаров и Е. Кожухарова налагат представата, че Сакарския плутон е внедрен през палеозоя във вече дълбоко метаморфозирани скали, като заграбва големи ксенолити от шишти и контактно ги променя, след което е еродиран заедно с вместиращите го метаморфити. При ерозията върху него са отложени конгломератите на Палеокастренската свита интерпретирана като пермска или долно триаска по възраст. Ерозията и последващата седиментация са последвани от нов метаморфизъм през Горната Юра – Долната Креда, наложен и върху конгломератите от Палеокастренска свита и покриващите ги триаски карбонатни седименти и частично върху самият плутон. В този смисъл метаморфната рамка на Сакарския плутон е този геоложки домейн, който по най-безапелационен и изчистен вид демонстрира полиметаморфният характер на Странджанската зона.

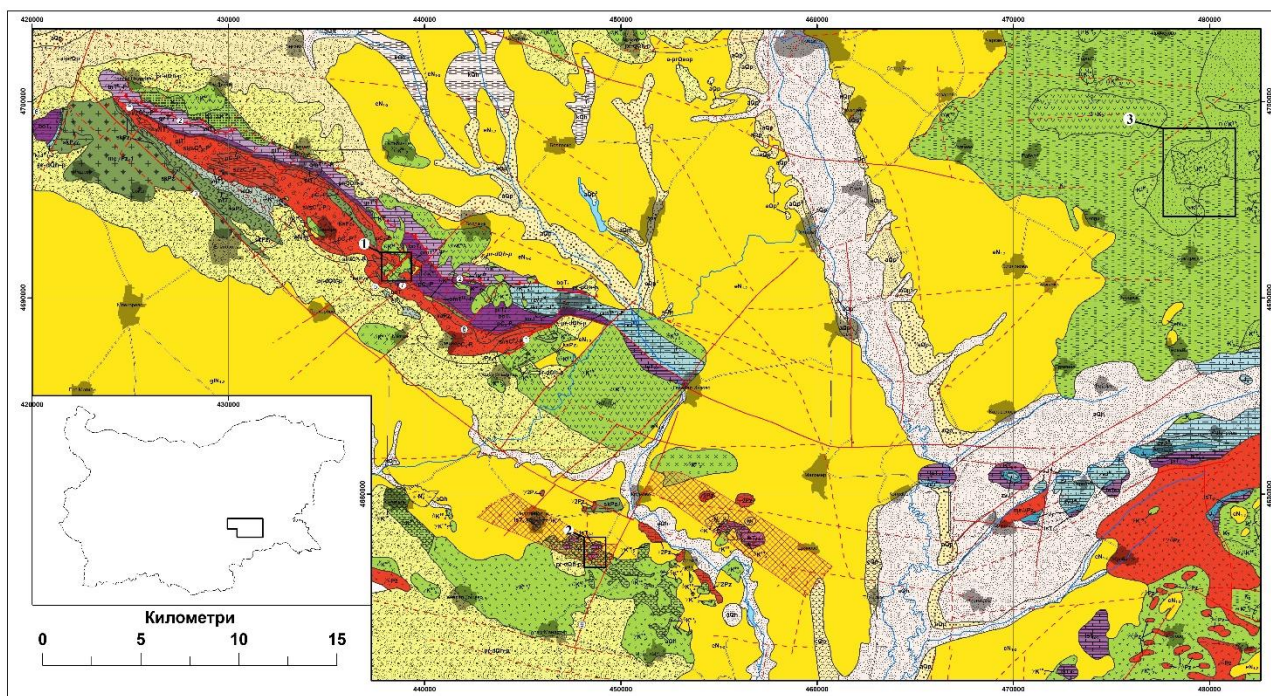
Хидротермалната активност в Сакарския батолит е определена в границите между 149 ± 7 Ma и 114 ± 1 Ma чрез U-Pb апатит и титанитово датирание (Szopa et. al., 2020).

Бонев (Bonev et. al., 2020) след $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ изотопно изследване определя ранно Алпийски регресивен регионален метаморфизъм от амфиболитов фациес в Сакарската единица с температура от $550\text{--}440^\circ$ през Долната Креда, понижаващ се до зеленошистен фациес.

Този метаморфизъм е наложен, както върху триаските карбонати и лежащите под тях конгломерати на Палеокастренската свита, така и върху високо-степенните метаморфити от рамката на Сакарския плутон, представени от Жълтичанската и Гнездарската свита (Кожухаров и др., 1994), а също така той е наложен и върху самия Сакарски плутон (Вергилов и др., 1986).

3 Район на изследването

Изследваната област попада в обсега на западните части на Странджанската зона (Бончев, 1903), включително и западните части на Бургаската синклинала (Бургаски синклинорий по Бончев, 1971a) в района на Бакаджиците, югоизточна България (фиг.3.1). В три района от тази област са проведени картировъчни маршрути със специализирани структурни измервания в областите на три находища на полезни изкопаеми (фиг. 3.1 приложение 13.4).



Фигура 3.1. Регионална геоложка карта на района на изследване (извадка от приложение 13.4.) с нанесени три полигона обозначаващи местоположенията на теренните дейности. Полигон 1- теренни дейности в ареала на находище „Прохорово“. Полигон 2- теренни дейности в ареала на находище „Крумово“. Полигон 3- теренни дейности в ареала на находище „Бакаджик“.

Находищата са установени в три издигнати блока – Светиилийски, Манастирски и Бакаджишки, които са обкръжени от депресии запълнени с неоген-кватернерни скали:

- находище „Прохорово“ (полигон 1 на фиг. 3.1), попадащо в района на Светиилийски височини;
- находище „Крумово“ (полигон 2 на фиг. 3.1), попадащо в района на Манастирски височини;
- находище „Бакаджик“ (полигон 3 на фиг. 3.1), попадащо в района на Бакаджиците.

3.1.1 Геоложки строеж на Светиилийските височини

Светиилийските височини представляват нископланински възвишения в западната част на района с дължина около 25 km и ширина достигаща до 6 km с най-висок връх „Острата Вила“ 415,6 m.

Взети като цяло, Светиилийските височини представляват моноклинала наричана през годините по различни начини: - Светиилийската моноклинала (Недялков, 1964, 1983б), Светиилийска хорстмоноклинала (Василев, Савов, 1962), Светиилийски моноклинал хорст (Сокерова и др., 1966), Светиилийска блокова структура (Бончев и др., 1969, Савов, 1971). Тя е пространствено ограничена от Сазлийската крипторуптура на запад и Тунджанския разломен сноп на изток.

Светиилийските височини са с генерална посока на пластовете 125-135° и наклон 40-70° към север (Недялков, 1964). В мезозойската си част този моноклинал рид е усложнен от надлъжни разломи (например Северния Светиилийски разлом – Чаталов, 1965б) и коси разломи с посока 30-45°.

Светиилийските височини се изграждат от: 1.Соколската Свита; 2 – Гранитите, които са внедрени в нея (Радевски гранити); 3-Кавашките кисели метавулканикти; 4-Еленовската мета-брекчо-конгломератна свита; 5-Светиилийската лавопирокластична свита; 6-Суббалканидния тип триас; 7-Странджански тип триас-Графитовска свита; 8-Странджански тип юрски седиментни скали; 9-Къснокредни интрузивни, вулкански и вулканоседименти

скали (Кулаксьзов, 1974; Начев, Султанов, 1979; Stanisheva-Vassileva, 1980); и 9-Неоген-Кватернерни седиментни скали (Цанков и др., 1995).

Според Вархатов и др. (1983) Светиилийските височини представляват хорстова структура (Светиилийски хорст), формирана в късноалпийско време, с усложнена северна граница, изразена в стъпаловидното пропадане на фундамента. Този хорст се завършва от серия диагонални (североизточни) тектонски нарушения, които го раздробяват на различни по големина блокове, раздвижени един спрямо друг, както в хоризонтална, така и във вертикална посока. Установената по сондажи вертикална амплитуда на разместване (по горнището на сенонските вулканити) по едно от тези нарушения, ограничаващи Светиилийските възвишения от запад достига 200 m. Амплитудата на разместване на всеки тектонски блок е различна, но данните показват, че северозападната част на хорстовата структура е най-издигната и е с най-напреднал ерозионен срез.

Установените хоризонтални движения в западната част на Светиилийските възвишения според Вархатов и др., (1983) са незначителни и не превишават няколко десетки метра. На изток в района на селата Питово и Прохорово тези движения са по-значителни и по данни на Чаталов (1965б) достигат 300-900 m.

Според Вархатов и др., (1983), главна роля за формирането на тектонския строеж на Светиилийските височини са играли Северния и Южния Светиилийските разлом (фиг. Приложение 13.4).

Цанков (1983), излага допълнителни и назовава установени доказателства за многоплановия, полифазов характер на алпийските нагъвателни процеси в проучваните от него мезозойски терени. Проучването му показва, че алпийската структура на Светиилийските височини е продукт на налагането на няколко съществено различаващи се структурни плана. Това обстоятелство е в пълно противоречие с представата на перманентно развиваща се едва ли не през целия мезозой Странджанска антиклинала.

Савов разглежда регионалната структурна обстановка във височините и отбелязва, че горнокредните седименти и пирокластични не са засегнати от регионалния метаморфизъм. Те са еднотипно спокойно деформирани с постоянна пространствена ориентировка на гънките в тях. Според него внедряването на средногорските неointрузии е станало в такава структурна обстановка и впоследствие те са блоково разчленени от интензивно проявената наложена разломна мрежа. В последната доминират разломите с посока 35-40° или меридионална до субмеридионална ориентировка. Особен елемент е Прохоровското структурно коляно намиращо се на север-североизток от с. Межда. Негов съвременен ефект е налагането на вече споменатите две разломни системи (северозападната и североизточната). По него се осъществява най-значителното пречупване на пространствената ориентировка на мезозойската ивица на височините.

Бонев и др. (Bonev et. all., 2022) направиха синтез на геохронологичните данни допълнен със собствени радиохронологични изследвания в Светиилийските височини на Радевските гранити, Кавашките кисели метавулканити и риолитите на Светиилийската лавопирокластична свита, както и в Харманлийския блок (метагранитите при село Светлина). Резултатите на този анализ потвърждават пермската възраст на киселите метавулканити, която е заложена в Геоложката карта на България в мащаб 1:100 000 и триаската възраст на гранитите при село Светлина, която е изведена на база на стратиграфски съображения от Кожухаров и Кожухарова (1978). Те съпоставят средно триаска възраст за магмените и магматичните скали, с ранния триаски магмен импулс в Турските части на Сакаро-Странджанската зона.

Гънкови деформации в Светиилийските височини

В Светиилийските височини по слоистостта в триаските метаседименти е моделиран фрагмент от полифазово оформен моноклинорий усложнен от различни по стил кинематика и време на образуване гънкови структури. По слоистостта на юрските метаседименти около с. Ботево се очертават следи от силно блоково разбита синформа. Тя е засебена от местната структура на моноклинория. Той е бил блоково разчленен от интензивно проявената наложена

разломна мрежа. Доминират структури с посока 35-40° или меридионална до субмеридионална ориентировка.

Съгласно Цанков (1983) за многоплановия полифазов характер на алпийските нагъвателни процеси в скални обем на Светиилийския навлак свидетелстват:

- Разнообразните по морфология, кинематика на формиране и размери гънкови усложнения от различен порядък на фона на моноклинория, които се групират в триаските метаседименти по пространствена ориентировка на директрисите си в направленията 45-75°, 90-205° и 110-135°. Нееднородността и едновременността на формиране на тези различно ориентирани групи от гънки е несъмнена.

- В юрските метаседименти липсват следите от гънковата генерация 45-75°. Единствената, макар и зле запазена регионална гънкова структура оформена в тях при с. Ботево има посока 95-105°.

Освен тези установени регионални констатации трябва да се имат в предвид и известните от литературата: юрските разрези се разполагат трансгресивно и географски, а на места и ъглово несъгласно върху силно денудирани триаски седименти; регионално проявеният предигорнокреден метаморфизъм; ценоманските седименти се разполагат трансгресивно и несъгласно върху предигорнокредните метаседименти. Изтъкнатото свидетелства, че в мезозойските скали от скалния обем на Светиилийския навлак са налице следи от старокимерски, австрийски, субхерцински, ранен интра- до след сенонски, късен интра- до следсенонски и палеогенски структурен план.

Старокимерският структурен план се отделя за първи път на базата на дълбокия ерозионен срез и на трансгресивните и първично несъгласни взаимоотношения между триаските и юрските метаседименти, както и на наличието на реликти от гънкова генерация с посока на директрисите 45-75° само в триаските метаседименти и на нейните геометрични и кинематични специфики.

Старокимерските пликативни структури са били изцяло или частично преориентирани, различно интензивно деформирани или дори заличени от неколкостепенните наложени тектонски преработки. Това пречи за определяне на първичната им ориентировка и морфология. Разсейването в посоките на тези гънки очевидно не е било първоначално толкова значително. То се е получило в резултат от интерференцията на ротациите, породени при следващите (австрийското и най-вече ранното интра- или след сенонско) гънкообразувания. Понеже ротацията е била и в двата случая еднопосочна (обратна на часовниковата стрелка) и при това с тенденция към все по-нарастващ ъгъл на азимута, логично е да се предполага, че първоначалното направление на след триаските директриси е било от порядъка на 35-45°, а може и по-малко. Наложените тектонски преработки са заличили и вергентността на старокимерските гънки, а интензивното блоково разчленяване прави невъзможно цялостното им проследяване.

Следите от тази гънкова генерация се срещат масово около с. Дядово повсеместно западно от меридиана на с. Омарчево, по-рядко на изток чак до с. Питово несигурни- северно от с. Савино и като неясни единични индикации- в землищата на селата Ботево и Инзово. Налице е тенденция на намаляване на честотата, а може би и на интензитета на старокимерските гънки в източна посока и почти пълната им липса на изток от Прохоровското структурно коляно. Това е най-старата алпийска изява на неговата тектонска активност.

Размерите на старокимерските гънки варират от няколко метра до няколкостотин метра. Касае се за спокойни и отворени, понастоящем неплоскостни-нецилиндрични със стръмна до субвертикална осова равнина и полегато до умерено отклонен шарнир, конични, рядко параболоидални гънки. Те са брахиформни по своя рисунък в план и показват полуелиптична до параболична кривина в напречно сечение. По морфоложките си особености те са паралелни с всички преходи към подобни гънки. Отчетливо оформените им центриклинали респективно периклинали, представляват значителна част от констатираните реликти от разглежданата гънкова генерация. Именно те показват най-устойчива първична пространствена ориентировка в случаите на частично преориентиране на съответната гънка.

3.1.2 Геоложки строеж на Манастирските височини

Манастирските височини представляват две нископланински възвишения с обща дължина от около 10 km, ширина 5,5 km и направление 115-120°. Най-високата им точка е връх „Градище“ – 600 m, разположен в западния купол на височините. Двете възвишения са разделени от широка падина, маркираща дълбочинен разлом- Крумовски отсед.

В североизточната им периферия е локализирано находище „Крумово“ в пределите, на което са проведени теренните работи в района (полигон 2 на фиг. 3.1).

Петроложките особености на интрузивните скали от Манастирските височини са изучавани от Каменов (1969 и 1972), а сведения за метаморфната рамка на плутона дава Димитров (Иванов, 2005; Димитров, 2005, 2015)

Строеж на метаморфната мантия на Манастирските скали

В изследваният район метаморфните скали са инжектирани от горнокредни магми, поради което са разкъсани блоково денивелирани частично асимилирани и скарнирани.

Всички разкрития на метаморфити са малки, привидно несвързани едно с друго. Значителна част от тези разкрития представляват изолирани блокове, които са включени като ксенолити сред горнокредните магматити.

Възрастта на протолита на ортометаморфитите от областта не е надеждно установена. Неоспоримо може да се счита датирането с вкаменелости на юрските и триаските карбонатни скали от западните Светиилийски височини, между селата Ботево и Инзово (Чаталов, 1962; Чаталов, 1985а; Чаталов, 1990).

Датираните с вкаменелости карбонати са съвсем слабо метаморфозирани, калцитни, тъмни на цвят и с ясна седиментационна слоистост. От друга страна карбонатите между селата Миладиновци и Дряново са интензивно метаморфозирани, доломитни и масивни. По всяка вероятност последните представляват рифов фациес. В тях не са намерени определими вкаменелости. Въпреки оскъдността на данните, по-вероятна е интерпретацията базирана на работите на Чаталов, а тя е че мраморите, включително тези, които вместиат скарновите находища от северната периферия Манастирските височини (Крумовско рудно поле) са с триаска възраст.

Съгласно Димитров (2005 и 2015) под мраморите следват метаморфозирани пясъчници, които локално преминават в кварц-слюдени шисти или в грубозърнести мета-аркози. Преходът между метапясъчниците и мраморите не е наблюдаван на повърхността. По-ниската стратиграфска позиция на мета-пясъчниците се предполага въз основа на корелация с Питовските пясъчници от разположените на запад Светиилийски височини (Чаталов, 1985а) и въз основа на частично разкрит профил източна от село Драма (Димитров, 2005), където под пясъчниците се разкриват вулканити и пъстри брекчи подобни на тези в Светиилийските височини.

В северната рамка на Манастирските височини се срещат метаконгломерати и метабрекчи с късов състав от гранити, зелени шисти и най-вече от кварц-порфири, фелзити и др. метаморфозирани кисели вулкански скали (Димитров, 2015). Матрикса на кластичните скали е прекристализиран в следствие на регионален метаморфизъм. Южно от село Инзово, тези грубозърнести кластични скали се разкриват в непосредствена близост до коренни разкрития на метагранити, фелзити, метакварпорфири и други кисели вулкански скали.

В две от разкритията южно от с. Инзово, метаконгломерати и мета-брекчи лежат директно върху метаморфозирания „стар“ гранит. Поради това взаимоотношение и наличието на голям обем късове от кисели метавулканити тези кластични скали могат да се корелират с мета-конгломератите от местността „Черните Камъни“, южно от Тополовград (Чаталов, 1985б), както и с редица други конгломератни разкрития от Западна Странджа и Тунджанското структурно понижение, които заемат сходна стратиграфска позиция, тоест лежат под триаса и върху слабо или силно метаморфозирани гранити.

Киселите вулкани, които преобладават сред късовия състав на метаконгломератите по всяка вероятност принадлежат на лавите, които са генетично свързани с палеозойския гранитен магматизъм. Те са били денудирани в края на вариската магматична епоха, вследствие на общото орогенно издигане и съпътстващата го ерозия.

Съгласно стратиграфската позиция на гранитите в тази област, тяхната възраст е интерпретирана като карбонска (Чаталов, 1990; Кожухаров и др. 1994, 1995). Новите данни от съседни области на България и Турция (Oka et. al., 2001; Мачев и др., 2013) указват, че гранитите са малко по-млади – Горен Карбон или Перм. За киселите вулкани в този случай остава вероятна пермската възраст, която бе приета у нас в миналото (Чаталов, 1990) изцяло въз основа на стратиграфски данни. Палеозойските гранити, които условно определяме като карбон-пермски в изследвания район се различават по степен на деформация и химизъм. Срещат се както типични гранити с голямо количество видим кварц, така и гранодиорити или дори монцогранити.

Степента на деформация и метаморфна прекристализация в метагранитите от рамката на Манастирския плутон, югоизточно от село Драма и югоизточно от с. Крумово е сравнима или надвишава тази на метагранитите от Южен Сакар, известни като Лесовски гнайс-гранити, които са преработени в амфиболит – епидотов фациес (Dimitrov, 1998, 1999).

Южно от село Крумово, нашистени гранити са внедрени в зелените шисти на Соколската свита (Чаталов, 1985а), като самите те са заграбили късове от Соколската свита, в които се вижда регионално метаморфен кливаж и нагънатост, които определено предшества заграбването на ксенолитите. Соколската свита се смята за най-старата скална формация в района и е приета от някои автори (Василев и Савов, 1962) за аналог на диабаз - филитоидния комплекс от Западна България.

В северната периферия на Манастирските височини Димитров (2015) разграничава метаморфни скали с различна деформационна история, като ги разделя на две големи групи. В първата група са включени скали с една проникваща плоско-паралелна строежна форма (кливаж или фолиация). Във втората група са скалите с две проникващи плоскопаралелни строежни форми. Към първата група се отнасят доломитните мрамори, метаморфозирани кисели вулкани и метагранитите. Към втората група са отнесени скалите на Соколската свита – зелени шисти, филити, калкошисти, метапясъчници, албитофири и други преобладаващо зеленикави на цвят ниско-метаморфни скали. Върху шистозността на зелените скали най-често е наложен кренуляционен кливаж, но в някои случаи се наблюдава и втори по-интензивен кливаж маркиран от плоскопаралелна подредба на плочи фелдшпати, слюди и хлоритови люспи. В някои разкрития по-късният кливаж се забелязва в мезомасщаб, като характерно гъсто напукване – кливаж на разлом.

Съгласно наблюденията в изследвания район нашистяването има малки наклони и участва в полегнали гънки заедно с литоложката слоистост. В бедрата на тези полегнали гънки слоистостта е приведена до паралелизъм с шистозността, като на много места се вижда, че шистозността е по-стръмна от слоистостта, което индикира за преобръщане на пластореда (Ivanov, 2000). Слоистостта и шистозността са нагънати едновременно от по-късни изправени гънки, с които вероятно е свързан кренуляционният кливаж.

В метаконгломератите и метабрекчите се срещат късчета от зелени шисти, които са регионално метаморфозирани, докато в по-младите фрагменти на метаконгломерата, които са главно от кисели мета-вулкани липсва шистозност.

На базата на деформационни критерии и микроструктура, Димитров (2015) защитава тезата за проявата на две регионално метаморфни събития върху скалите от западната част на Странджанската зона.

Изложените теренни наблюдения показват, че зелените шисти са метаморфозирани и нагънати преди внедряването на гранитите и преди формирането на ерозионната повърхност върху гранитите. В последствие и гранитите и всички по-млади от тях скали до кредата са регионално метаморфозирани отново в края на юрата. Изправените гънки със „Светиилийска“ ориентация на шарнирите (СЗ-ЮИ) са наложени, както върху ранните регионално

метаморфни строежни елементи на зелените шисти, така и върху по-късните регионално метаморфни строежни елементи в гранитите, метаконгломератите и мраморите.

Установените от Димитров (2015) взаимоотношения не са изолирани за територията на Югоизточна България. Кливаж по-стръмен от слоистостта се наблюдава и на други места в Светиилийските височини, например в зелените шисти от околностите на Еленово, а също и в много разкрития от Странджа. Възможни са и наблюдения на шарнирите на лежащи гънки, като напр. в доломитните мрамори от кариерата при село Дядово.

Две проникващи фолиации (ранно нашистяване и по-късен кливаж) освен в Соколската свита от Светиилийските височини се наблюдават и в нискометаморфната ивица между селата Вълча Поляна и Дервент, за която е установена старопалеозойска възраст (Lakova, 1992; Lakova et. al., 1992).

Съществува неяснота по отношение на възрастта на наложения проникващ кливаж в зелените шисти на Соколската свита и другите старопалеозойски скали от Странджанската зона. Най-логично е да се предположи, че е резултат на горноюрско - долнокредната трансформация. Проблемът е, че разположените в съседство вариски гранити и триаски карбонати са преработени през Горната Юра от метаморфно въздействие и деформация, които са значително по интензивни от този кливаж. Нелогично е едно и също метаморфно въздействие да предизвика в зелените шисти само проникващ наложен кливаж, а в гранитите и мраморите интензивно нашистяване и прекристализация. Същевременно съвсем ясно е, че гранитите инжектират зелените шисти.

Остава нерешен въпроса и с възрастта на първия метаморфизъм, наложен върху зелените шисти. При всички случаи този метаморфизъм предшества вариския гранитен магматизъм, а съдейки по размаха и продължителността на интрузивната дейност може да се предположи, че метаморфното въздействие също е продължително.

3.1.3 Бакаджици

Бакаджиците представляват верига от невисоки вулкански ридове с обща дължина около 25 km, широчина 5–6 km и направление северозапад-югоизток. Състоят се от три хълма (трите „Бакаджика“), подредени от запад на изток както следва: Св. Спаски (Ямболски Бакаджик), Тамарински (Малък Бакаджик) и Войнишки (Войнишки Бакаджик).

Първият от тях се намира между селата Чарган, Търнава и Иречеково от север, Победа и Калчево от юг и Козарево от запад. Той е най-висок (връх Свети Сава- 514,6 m) и най-дълъг.

Вторият, централният, е разположен между селата Иречеково и Люлин от северната страна и Тамарино и Челник от южната. Той е най-ниският.

Третият Бакаджик се издига на юг и югоизток от с. Войника до селата Каменеца и Александрово. Той е по-отдалечен от другите два и заема най-малка площ, а по височина е близък до първия.

В Тамаринския Бакаджик е вместо находище „Бакаджик“ в пределите на което са проведени теренните работи в района (полигон 3 на фиг. 3.1).

Бакаджиците попадат в източната половина на Средногорската линеаментно-геосинклинална зона, по-точно в частта на общото крило на Странджанския антиклинорий и Бургаския синклинорий (Савов, 1962).

Районът е изграден от средиземноморски тип горна креда- сенон, който на места е припокрит от плиоцен и кватернер. От петте хоризонта на сенона, представени в югоизточните части на Ямболско (Цанков и др., 1962), тук са застъпени само последните три- мергелно-варовитият с прослойки от туфи, вулканогенният и варовитият. Основната част от района е разпределена между пирокластитите и вулканитите на вулканогенния хоризонт, като първите заемат предимно ниските части, а вторите високите. Всред тях са внедрени неголеми тела от плутонични и дайкови скали.

За темпоралното развитие на магматизма на Бакаджиците, Бонев (1970) разграничава вулканичен и интрузивен цикъл. Вулканичният, според него, преминава през три основни фази: -андезитова (с андезити и андезитобазалти); - трахибазалтова (с пикрити, базалти,

трахибазалти, базанити и лумбиргити); - и трахиандезитова (с трахиандезити, трахити и андезити), а интрузивният през две:- плутонична (с левкомонзонити и др.) и дайкова (с монзонитпорфири, сиенитпорфири и др.).

Гънквата тектоника е от невисок стил. По пластореда на по-фините пирокластични, Стойнов (1955) описва две сравнително добре изразени синклинали, от които едната се заема от трахиандезитите на Св. Спаския Бакаджик, а другата от андезитите на Войнишкия Бакаджик.

Поради интензивността на вулканската дейност и последвалите я седиментационни и денудационни процеси безцветите на основните структурни елементи на района са в значителна степен заличени.

4 Стратиграфия на западната част на Странджанската зона

В обхвата на изследваната област се разкриват следните основни литостратиграфски и хроностратиграфски единици и магмени тела:

Долен Палеозой: Соколска свита, Метаморфозирани гранитоиди (Южнобългарски гранитоиди), Кавашки кисели метавулканити.

Горен палеозой: Еленовска метабрекчочконгломератна свита, Светиилийска метаконгломератна свита, Прохоровска лаво-пирокластична свита.

Триас: Суббалканиден, Странджански и Сакарски тип.

Юра: Източнотракийска група

Горна креда: Грудовска група, Бургаска група, Задруга на андезити и туфи, плутони и дайкови комплекси.

Неогенски седиментни скали.

Кватернерни седименти.

4.1 Долен палеозой

Соколска свита

Соколската свита е въведена от Чаталов (Čatalov, 1983; Чаталов, 1985a). Изградена е от филити и зелени скали. Долната ѝ граница е тектонски нарушена. С рязка граница върху Соколската свита лежат Кавашките кисели метавулканити. Установена е в Светиилийските височини, Манастирските височини и Странджа планина. Разпространена е като една ивица между селата Пъдарево и Еленово, при с. Стефан Караджово, няколко петна с различни размери са установени западно от с. Дядово и в района на селата Крумово, Пчела и Драма.

Главните типове скали са филитите и зелените скали. Рядко са наблюдавани единични прослойки от мрамори.

Възрастта ѝ се приема за долно палеозойска поради това, че е процепена от палеозойски гранитоиди, а голямо количество от изграждащите я метаморфити участват в късовия състав на метаконгломератите на Светиилийската свита.

Разкритата дебелина на свитата надхвърля 100 m.

Метаморфозирани гранитоиди

В района гранитите се разкриват само в пределите на Светиилийските височини, като формират едно издължено вулканско тяло с посока северозапад-югоизток между селата Радево, Сокол и Еленово, което е тектонски покрито от север от Кавашките кисели метавулканити и зелените шисти и филити на Соколската свита, която от своя страна е процепена от гранитите от запад. Гранитите са включени в така наречените Южно Български гранити (Янишевски, 1946; Дабовски, 1968), а Бонев (Bonev et. all., 2022) ги наричат Радевски гранити.

За тях чрез U-Pb цирконна геохронология той получава кристализационна възраст от 281.1 +/- 2.8 Ma.

Гранитите съдържат ксенолити от Соколската свита и от Кавашките кисели метавулканити и локално се покриват от кластичните скали на Светиилийската метаконгломератна свита.

Скалите представляват левкократни, дребно до средно равнозърнести мусковитови гранити като на места локално преминат в дребнозърнести калиево фелдшпатови порфирни гранити. Гранитите са неравномерно деформирани от катаклаза, като деформацията е била придружена и от серицитизация на калиевия фелдшпат. Гранитите са изградени от кварц, калиев фелдшпат, плагиоклаз и мусковит. Акцесорни минерали са циркон и апатит (Bonev et. al., 2022).

Кавашки кисели метавулканити

Кавашките кисели метавулканити (Чаталов, 1985a) са еднообразни, сивобелезникави скали с масивна шистозна текстура и порфирна по кварца структура. Разпространени са само в Светиилийските височини включително и в ивицата между с. Инзово и с. Крумово. Разкриват се като лавови потоци, паралелни на разкриващата се морфология на лежащите под тях скали от Соколската свита, върху филитите на която лежат с рязка граница. Горната граница е поставена в основата на Еленовската метабрекчоконгломератна свита (Горен Палеозой).

Скорошните изследвания на Бонев (Bonev et. al., 2021) потвърждават наличието на масивен риолит, изграден от кварц, плагиоклаз и фенокристали от алкален фелдшпат. Вторичните минерали са мусковит, калцит, хлорит и епидот, които индикират за нискостепенен метаморфизъм на риолита. Бонев отбелязва и слабо изразена и прекъсната фолиация на мета-риолитите, определена от неправилно равнинно подреждане на дребнозърнещата бяла слюда (серицит) наблюдавано най-вече в шлифи. Акцесорните минерали са апатит, циркон и магнетит.

Кавашките кисели метавулканити представляват непосредствена подложка и част от подхранващата провинция на къснопалеозойските моласови метаседименти. Поради това те могат да бъдат отнесени към Долния Палеозой (или неподелен Палеозой), тъй като са били образувани преди главното планинообразуване, т.е. преди Стефана. Скорошни изследвания чрез метода на U-Pb цирконна геохронология индикират за тях кристализационна възраст от 294.6 +/- 2.2 Ma (Bonev et. al., 2021).

Дебелината на това скално тяло достига до 700 m.

4.2 Горен палеозой

Първите сведения за наличие на Горен Палеозой в Странджанската зона (Стефан–Перм и Перм) са представени от Чаталов (Čatalov, 1961; Чаталов, 1962, 1965b). По-късно е направен опит за отделяне на Карбонската от Пермската система (Кожухаров и др., 1968). горнопалеозойските скали имат по-широко разпространение в сравнение с долнопалеозойските. Те са установени в изследвания район в рамките на Светиилийските височини и Бояновската моноклинала (Чаталов, 1965a) и извън него в районите на с. Стефан Караджово, между Хасково и Димитровград и в Дервентските височини.

Условно е прието, че долната граница на тази сборна хроностратиграфска единица съвпада с границата между Кавашките кисели метавулканити и Еленовската метабрекчоконгломератна свита. Горната граница е рязка, ерозионна и е поставена в основата на първия слой конгломерати или аркозни пясъчници на Долния Триас (Питовска свита).

Горният Палеозой е изграден от континентални метабрекчоконгломерати, метаконгломерати, метапясъчници, матаалевролити, метапелити, кисели метавулканити и метапирокластити.

Палеонтологички доказателства за карбонска и пермска възраст не са установени с изключение на датирани метапелити от района на с. Факия (Петрунова и др., 2010)

Възприетата горнокарбонска и пермска или стефан–пермска възраст е въз основа на стратиграфското положение и литоложката прилика с добре изучените находища със същата възраст.

Дебелината на стефан–пермските скали в Светиилийските височини достига до 2500 m (Чаталов, 1965б), в Хасковско до 1300 m (Кожухаров и др., 1968) и около с. Стефан Караджово до 150 m (Савов, 1983б).

В района, Горния Палеозой е представен от скалите на Еленовската метабрекчоконгломератна свита, Светиилийската метаконгломератна свита и Прохоровската лаво-пирокластична свита.

Еленовска метабрекчоконгломератна свита

Еленовската метабрекчоконгломератна свита е въведена от Чаталов (1985а). Свитата лежи върху Кавашките кисели метавулкани. Горната ѝ граница се поставя в основата на синкавите филити, прилежащи към Светиилийската метаконгломератна свита.

Главните типове скали са метабрекчоконгломератите. В подчинено количество са представени метапсамити, метаалевропелити и метапелити. Специфични скали са черните метапелити, съдържащи въглищни лещи и прекристализираните глинести варовици (Чаталов, 1990).

Дебелината на свитата в типовия разрез е 396 m. В западната посока тя постепенно намалява до пълно изклиняване южно от с. Пъдарево, Сливенски окръг.

Светиилийска метаконгломератна свита

Свитата е въведена от Чаталов (1985а). Долната граница на единицата е свързана с постепенен литоложки преход със скалите на Еленовската метабрекчоконгломератна свита и се поставя в основата на синкавите метаалевропелити, които съдържат малко количество филитни късове. Горната граница се поставя в основата на първия слой конгломерат или аркозен пясъчник на Питовската свита (Долен Триас) или в основата на кварцпорфирите и киселите пирокластични на Прохоровската лаво-пирокластична свита. В околностите на с. Стефан Караджово в подложката на Светиилийската метаконгломератна свита се откриват скалите на Соколската свита, но контактът между тях е силно тектонизиран, а първичния дискорданс е заличен. Отношенията между метаморфитите на свитата и Казанската свита от север са също така тектонизирани чрез възседи. Реседиментирани блокове от брекчоконгломерати се съдържат в разреза на Грудовската група северозападно от селото. Свитата е разпространена в Светиилийските височини, като дълга ивица от района на с. Пъдарево до с. Инзово, Бояновската прозоречна моноклинала, Дервентските височини – южно и югоизточно от с. Воден и в северна Странджа при с. Стефан Караджово. Дебелината на свитата в типовия ѝ разрез в дола южно от с. Графитово е 260 m (242 m Златарски член и 18 m Савиновски член), северно от с. Еленово е 1445 m (1117 m Златарски член и 328 m Савиновски член).

Светиилийската метаконгломератна свита включва два члена: Златарски (изграден от синкави метаалевропелити и по-малко количество метапсамити) и Савиновски (изграден главно от метаконгломерати, метагравелити и метапсамити).

Прохоровска лаво-пирокластична свита

Единицата е въведена от Чаталов (1985а). Тя е разположена върху скалите на Светиилийската метаконгломератна свита. Южно от с. Питово една клиновидна ивица от Прохоровската лаво-пирокластична свита навлиза сред скалите на Светиилийската метаконгломератна свита и се явява частично включена в нея. Горната ѝ граница е рязка и се поставя в основата на базалните конгломерати или аркозните пясъчници на Питовската свита.

Свитата е изградена от метакварцпорфири и метатуфи (Недялков, 1964).

Първоначално скалите на свитата са приемани за триаски и са отнесени към втория хоризонт на Долния Верфен и към Горния Верфен (Недялков, 1964). По-късно е било доказано, че голямо количество късове от кварцпорфирите участват в базалните конгломерати на долната Триаска серия, следователно възрастта им е къснопалеозойска – стефан–пермска (Чаталов, 1965a).

В типовия разрез действителната дебелина на Прохоровската лаво-пирокластична свита е 14 m. Тя е много по-голяма в ивицата между селата Питово, Савино и Ботево и достига до 100 m (Недялков, 1964). Свитата е разпространена като една дълга ивица, започваща южно от селата Омарчево и Питово, минаваща северно от селата Прохорово, Межда и Савино и стигаща до района на с. Ботево.

4.3 Триас

Възприетата подялба на Триаската система се основава главно на биостратиграфската стойност на конодонтите и фораминиферите и в малка степен на бивалвиите.

Триаските разрези в различните области на Странджанската зона се отличават със специфичен фациален спектър от седиментни и магматични скали, което е позволило отделянето на три фациални типа триас – Суббалканиден, Странджански и Сакарски (Чаталов, 1973; Čatalov, 1977, 1980).

Общо в Триаса са отделени 19 свити: в Суббалканидния – 7, в Сакарския – 3 и в Странджанския – 9. Максималните дебелини са: Суббалканиден триас – 922 m, Сакарския 2500 m и Странджанския до 5500 m.

4.3.1 Суббалканиден тип Триас

Суббалканидният фациален тип Триас се разкрива в района между селата Бояново и Поляна, североизточно от с. Стефан Караджово и в Девентските възвишения. Той се характеризира с еднообразен скален състав, ограничено количество фауна и малка дебелина на седиментите (Чаталов, Трифонова, 1985; Чаталов, 1986). В него не са установени магмени скали и ендеогенни полезни изкопаеми. Триаските скали са засегнати от динамотермален регионален метаморфизъм от твърде ниска степен. Подложката е представена от херцински гранитоиди или пермски метаседименти, а покривката – от трансгресивни юрски скали на източнотракийската група или алохтонен Странджански тип Триас. В района на изследване е представен от скалите на Питовската, Омарчевската, Босненската, Васильовската свита и Троянската свити.

Питовска свита

Названието произлиза от с. Питово (Сливенско). Типовият разрез е при връх Градище, западно от с. Питово (Чаталов, 1985a). Възприета е раннотриаска възраст. В литературата тези скали са били отбелязани като аркози (Недялков, 1964) или долен триас (Чаталов, 1962).

Долната граница на свитата (Čatalov, 1983, Чаталов, 1985a) е рязка ерозионна и е поставена в основата на базалните конгломерати или първия слой метааркози. За горна граница е приета основата на първия жълт карбонатен слой, който вече принадлежи на Омарчевската свита или съответно на Голямобуковската свита. В изследваната област тя се разкрива в една дълга, на места прекъсната ивица от района на селата Пъдарево, Питово, Ботево до с. Инзово, северно и североизточно от с. Крумово и като една тънка, прекъсната ивица между селата Бояново и Поляна, а извън района на изследване в района на с. Стефан Караджово и южно от с. Воден. Дебелината и тук достига до 30 m.

Главните скали изграждащи свитата са метапясъчници, а второстепенни – метаконгломерати, метаалевролити и алевроитови глинести шисти (Чаталов, 1990).

Карбонатните скали на триаския разрез са дадени обобщено на геоложката карта под названието Искърска карбонатна група (Тронков, 1981).

Омарчевска свита

Свитата е въведена от Чаталов (1985а). Долната ѝ граница е поставена в основата на първия слой жълтеникава теригенно-карбонатна скала. Горната ѝ граница е в основата на доломитите, които вече принадлежат към Босненската свита. Дебелината ѝ достига до 200 m. Разпространена е в Светиилийските височини.

Свитата е изградена от разнообразен скален състав, който включва пет основни типа скали, които се редуват. Това са: метапясъчници, метаалевролити, алевритово-глинести шисти, теригенно-карбонатни скали и варовици (Чаталов, 1990).

Босненска свита

Въведена е от Тронков (1975). Представява едно сравнително еднообразно скално тяло, изградено от сиви дебелопластови до масивни доломити. Долната ѝ граница е поставена в основата на първия доломитен слой, а горната в основата на тъмносиви алевритово-глинести скали, принадлежащи към Васильовската свита.

Възрастта на Босненската свита се определя като късно аниска (Гочев, Будуров, 1991; Гочев и др., 1992). Вероятно в най-горните части е ладинска.

Свитата е широко разпространена в Светиилийските височини от с. Дядово до с. Ботево. Извън района е разпространена и в Бояновската моноклинала, Странджа планина и Дервенските височини. Дебелината ѝ достига до 270 m (Чаталов, 1990).

Васильовска свита

Тази свита е представена с Лепенския член (Чаталов, 1984). Изграден е от черни аргилити, прослоени с малко алевролити, а в горната част от сивозеленикави пясъчници. Долната и горната ѝ граници са резки, тъй като това скално тяло разделя доломитите на Босненската и Троянската свити.

Възрастта на по-голямата част от тези седименти е ладинска (Čatalov et. al., 1979). Възможно е горната част на разреза да принадлежи към Карнския етаж (Ганев, Стефанов, 1977; Гочев, Будуров, 1991).

Лепенският член се разкрива като тънка прекъсната (тектонски изстискана) ивица между районите на селата Пъдарево и Питово. Най-добрите разкрития са установени на високите Лозенски баир, Големия баир (южно от с. Пъдарево) и Карабаир (южно от с. Омарчево). Дебелината на Лепенския член достига до 12 m.

Троянска свита

Троянската свита е дефинирана от Чаталов (1984) с холостратотип в местността Локвата източно от Троянския проход.

В Светиилийските височини Троянската свита е изградена само от сивобелезникави доломити и има аналогична стратиграфска позиция и вероятно същата възраст, като тази в Троянския Балкан – карн. Тя лежи върху доказани ладински седименти и се покрива от вероятно алохтонни скали. Действителната дебелина на свитата достига до 160 m, измерена на височината Карабаир (южно от с. Омарчено). С Троянската свита завършва разрезът на Балканидния тип триас в Светиилийските височини.

4.3.2 Сакарски тип Триас

Характерни особености на Сакарския тип Триас са значителната му дебелина – до около 2400 m, сравнително високата степен на метаморфизъм – до амфиболов фациес, както и наличието на манганово-железни орудявания и повишени съдържания на мед, олово и цинк. Сакарският тип триас лежи с размивна граница върху докамбрийски метаморфити и Мелнишки кварцпорфири или с тектонски (навлачен?) контакт върху долно–средноюрски скали на Източнотракийската група (при с. Мелница). Покрива се от клипата на палеозойската

филитна задруга (южно от с. Вълча поляна) или от горнокредни скали. Скалите на Сакарския тип Триас са включени в три свити Палеокастренска, Устремска и Сремска, които не се разкриват в района.

4.3.3 Странджански тип Триас

В Светиилийските възвишения се разкрива една свита, която е причислена към Странджанският тип Триас – Графитовската свита.

Графитовска свита

Графитовската свита е въведена от Чаталов (1985а). Долната ѝ граница е тектонска и се поставя в основата на първия тъмносив варовик, лежащ върху доломитите на Босненската или Троянската свита или върху черните аргилити на Звездецката свита. Свитата е покрита от горнокредни конгломерати и варовици. Възрастта ѝ е къснотриаска. Дебелината ѝ достига до около 120 m. Установена е само в Светиилийските височини.

Графитовската свита е изградена само от карбонатни скали. Преобладават варовиците. Има и доломити, но те са твърде малко количество. Варовиците са сиви, тъмносиви или сивобелезникави. Те изграждат слоеве с дебелина от 10–20 до 50–60 cm. Характерни за тях са червеникаво оцветените пукнатини. Доломитите са сиви, бели или розови и изграждат слоеве с дебелина от 30–40 cm до 1 m.

4.4 Юра

Юрските скали в областта са представени от скалите на Източнотракийската група (Чаталов, 1985в).

4.4.1 Източнотракийска група

Групата е представена от метакварцити, прекристализирали варовици и мрамори, глинести шисти, метаморфозирани железорудни седименти, сидеритови и фосфоритови конкреции, олистолити и олистостроми. Разкриващите се свити са Кубареловска, Крайновска и Звездецка. Всички скали са претърпели регионален динамотермален метаморфизъм от твърде ниска до ниска степен (Дабовски и др., 1994).

Кубареловска кварцитна свита

Кубареловската кварцитна свита (Čatalov, 1983; Чаталов, 1985в) е изградена от сиви кварцитизувани пясъчници и метакварцити. Долната ѝ граница е рязка и е поставена в основата на първия слой кварцитизуван пясъчник или гравелит, който лежи върху варовици или доломити на средния и горния триас или направо върху гранити с палеозойска възраст. Горната граница е прокарана в основата на първия слой алевролитов варовик, който вече принадлежи на Крайновската свита (Цанков и др., 1995).

Свитата има ограничено разпространение. Отделни тесни и прекъснати ивици се наблюдават в основата на юрския разрез между селата Бояново и Поляна, и в Светиилийските възвишения. Дебелината ѝ достига до 20 m, а възрастта ѝ се приема за Хетанж–Синемурска (Чаталов, 1990).

Крайновска свита

Крайновската свита е въведена от Чаталов (1985в). Свитата лежи върху Кубареловската свита или направо върху триаски доломити. Покривката е представена от Звездецката или Казанската свита. По-голямата част на свитата има плийнсбахска възраст (Чаталов, 1990).

Главните скали изграждащи свитата са силнопрекристализирали варовици и мрамори. В твърде малко количество са представени прекристализирали варовити пясъчници.

Специфични скали за тази свита са железорудните седименти, представени от магнетит съдържащи силнопрекрystalизирали варовици и мрамори (Чаталов, 1990).

Крайновската свита е установена между селата Бояново и Поляна и в Светиилийските височини. Дебелината ѝ достига до 40–50 m (Чаталов, 1990).

Звездецка свита

Свитата е въведена от Чаталов (1985в). Долната ѝ граница е поставена в основата на черните глинести шисти или на оолитно-хлоритова основна маса. Горната ѝ граница е прокарана в основата на първия слой от биодетритен варовик, ожелезнен в различна степен, принадлежащ към Бръшлянската железоносна свита, а в района на Светиилийските височини е ерозионна. Разпространена е в Светиилийските височини, и като широки ивици и петна в района между селата Бояново и Поляна. Въз основа на стратиграфското ѝ положение и литоложкия състав възрастта ѝ се приема за средноюрска (главно байос) (Савов, 1983б; Чаталов, 1985в).

Свитата е изградена главно от глинести и алевроитоглинести шисти. В твърде малко количество са представени кварцитизуваните пясъчници и прекристализиралите варовици. Специфични образувания са хлоритовите оолити и желязно-фосфорните конкреции. Дебелината на свитата достига до около 250–300 m.

4.5 Горна креда

Горната креда в Странджанската зона е от Средиземноморски тип, в който участват седиментни и вулкански скали, обособени по литостратиграфски принцип в четири групи: Вършиловска, Грудовска, Мичуринска и Бургаска (Петрова и др., 1980; Петрова, Симеонов, 1989). Най-долните нива от горнокредния разрез се заемат от Вършиловската група, изградена от седименти с възраст ценоман–турон. Над Вършиловската група се разполагат Грудовската (седиментно-вулканогенна), Мичуринската (вулканогенна) и Бургаската (преобладаващо вулканогенна) групи. Те са формирани в диапазона Кониас–Сантон и се намират в сложни пространствени и времеви взаимоотношения. В района на изследване се разкриват представители от скалите на Грудовската и Бургаската група.

Към горната греда принадлежат и секущи комагматични субвулкански и интрузивни тела, вместени в догорнокредните скали и в различни нива на горнокредния пласторед.

4.5.1 Грудовска група

Според Петрова и др. (1980) въведената от тях Грудовска група заема преходно положение между седиментната Вършиловска и предимно вулканогенната Бургаска група. В изграждането на Грудовската група участват в незакономерна алтернация брекчи, туфи, туфити, пясъчници, варовици, алевролити, аргилити и мергели. В разреза и се наблюдават, както туфобрекчи, така и чисто седиментогенни брекчи и конгломерати. Преобладаващо участие в алтернацията имат сивите до ръждивожълти, най-често средно- до едрозърнести пясъчници с глинеста или глинесто-варовита спойка.

Туфите и туфитите се явяват като дебели до няколко метра прослойки сред останалите мергели. Те са сиви, до тъмно сиво зелени, здрави скали, на места процепени от калцитни прожилки.

Скали от Грудовската група се разкриват в съвсем ограничени участъци в най-източната част на района, северно от село Дъбово, представени от глинесто-карбонатно-туфозната задруга

Глинесто-карбонатно-туфозна задруга

Долната и граница на глинесто-карбонатно-туфозната задруга в повечето случаи е тектонска с Вършиловската група и палеозойските гранитоиди. Горната граница е нормална с

Грудовската група. Изградена е от незакономерна алтернация на туфи, туфити, пясъчници, алевролити, мергели, глинести варовици, брекчи и конгломерати. Туфите в нея най-често са зелени до сиво зелени на цвят и имат по-широко разпространение от неясно слоистите туфи (Савов, Филипов, 1995).

В средните части на профила на Грудовската група се установяват няколко разливи и повърхностни силове в района на с. Радойново и до река Изворска на запад. Те имат североизточна посока и са с дебелина 150–200 m. Изградени са от алкални базалтоиди и алкални трахити. Първите са дребнозърнести с пъстър сиво-розов цвят и гломерофири от пироксен и плагиоклаз (Савов, Филипов, 1995).

Структурата на лавовите скали от Грудовската група отразява специфичния начин на кристализация на вискозни лави с високо съдържание на алкалии. Те се отличават по текстурни особености от разливите на Бургаската група с липсата на ясно изразена зоналност.

4.5.2 Бургаска група

Групата е въведена от Петрова и др. (1980), като по-късно при допълнителни изследвания част от листостратиграфските ѝ единици са отнесени към Мичуринската група (Петрова, Симеонов, 1989).

Бургаската група се съчленява хоризонтално и вертикално със скалите на Мичуринската група. За разлика от последната, която се отличава с натриево-алкални скали, при Бургаската група те са калиево-алкални (Петрова и др, 1980). Представени са най-често от алкални базалтоиди и трахити и свързаните с тях пирокластични и секущи тела с аналогичен състав.

Ограничено разпространение имат седиментните скали представени от пясъчници, алевролити, варовици и мергели.

Не съществуват данни за точното датиране на възрастта на Бургаската група. По взаимоотношения с други литостратиграфски единици на изток, нейният хроностратиграфски диапазон обхваща конис–сантонския интервал.

В изследваната област, Бургаската група е представена от Драгановската свита.

Драгановска свита

Въведена е от Петрова и др. (1980). Свитата има широко разпространение на изток от река Тунджа, където изгражда ядката на Житосвятската синклинала. В района на изследването се разкрива в района на Бакаджиците.

Скалите на Драгановската свита следват с нормална граница върху Демиркьойската свита и се зацепват латерално с пирокластичните на задругата на трахитовите туфи. Нормална и с бърз преход е границата с Медовската и Тънковската свита. Покрива се трансгресивно от варовиковата задруга с маастрихтска възраст при с. Люлин и Елховската свита на запад от р. Тунджа.

В изграждането на Драгановската свита участват туфи и лави предимно от алкални базалтоиди и по-малко от алкални трахити. Масивни и дебелопластови бомбени и псамитови туфи преобладават в горните части на разреза. Тънко и среднонаслоени, ритмично редуващи се пясъчници, алевролити, мергели, туфи и туфити са характерни за долните части на свитата, като туфите значително преобладават.

Характеристиката на скалите е сходна или аналогична с тази на описаните подобни материали в Тънковската и Медовската свита.

Разливи и силове от алкални базалтоиди са установени южно от с. Чарган и Търнава, между селата Недялско, Люлин и Тамаринския Бакаджик, северно от с. Добриново и между селата Първенец и Правдино.

Дебелината на Драгановската свита достига до 3500 m.

Въз основа на микрофауна установена при с. Лясково възрастта на свитата е определена за късносантонска (Петрова и др, 1980).

Задруга на андезити и туфи

Към тази неофициална единица се отнасят вулканогенните и пирокластични горнокредни скали. Те се разкриват ограничено в района на с. Крумово. Тези находища са продължение на разкритията южно и югоизточно от Светиилийските височини. Предполага се, че те принадлежат към горните части на сенонските депресии, вероятно към кампана (Кожухаров и др., 1994).

Вулканогенната задруга е изградена предимно от лапилоагломератови туфи и малко количество лави. Туфите са сивозеленикави тънко и средно наслоени. По структурата са лапилови, псамитови, алевропсамитови до пелитови, кристалновитрокластични. Вулкаските късове се различават по своите структурни и текстурни особености. Минералният състав е представен от плагиоклаз, пироксен, амфибол, апатит. Вторични минерали с хлорит, албит, епидот, кварц, халцедон, карбонати, zeoliti, пирит и глинести минерали. Рязко подчинено е количеството на масивните лави. Предполага се, че тези скали принадлежат или са били близки до калциево-алкалната базалтова серия от Странджа планина и се отличават от скалите на калиево-алкалната и субалкалната серия на Бургаския синклиний.

4.5.3 Интрузивни скали

Манастирски плутон

Манастирският плутон (Каменов, 1969) изграждащ Манастирските височини е изграден е от три наставки – габро, диорити и кварцдиорити-плагиогранити, които са разкъсани от разнообразни дайки от габропорфирити, диоритови порфирити, кварцдиоритови порфирити, плагиогранитови порфирити и др., най-често концентрирани в гъстонаситени дайкови полета. Плутонът представлява пластовидно тяло с елементи на фуниевиден строеж (Дабовски, 1988; Dabovski, Savov, 1988). Той принадлежи във възрастово отношение към групата на младите плутони, образували се в края на горната креда и началото на терциера (Панайотов, Иванова-Панайотова, 1956). Видимата част на Манастирския плутон се очертава като удължено в посока изток-запад тяло с дължина около 17 km и максимална ширина до 6 km, значително по-широко в източната си част и стесняващо се на запад. (фиг. приложение 13.4).

Дайковата формация има по-млада възраст от плутона. По отношение на магнетитовото орудяване, Панайотов и Иванова-Панайотова (1956) ги разделят на две главни групи: I група – предрудни дайкови скали, представени от диоритови до габро-диоритови порфирити. Заедно с диоритите те се явяват като вместваща скала за рудните тела; II група – следрудни дайки, които секат рудните тела, диоритовите порфирити и диоритите. Към тази група принадлежат микродиорити, хорнблендити и диоритови порфирити.

Каменов (1969) прави подробна петрохимична характеристика на скалите от плутона. За проявите на магматизма в областта на Манастирските височини той разграничава три магматични етапа.

I Магматичен етап - интрузивни скали

I-A- основен подетап (скали, производни на габровата магма)

1) Интрузивна ваза (габрови скали)

- Пироксен-оливиново габро
- Габронорити
- Обикновено габро
- Анортозити
- Пироксенити
- Амфиболово габро

2) Интрузивна фаза (диоритови скали)

- Габродиорити

- Диорити
- Кварцсъдържащи диорити

I-Б- подетап (сателитни тела, производни на кварцдиоритовата магма)

3) Интрузивна фаза

- Кварцдиорити
- 4) Интрузивна фаза

- Плагιοгранити
- 5) Интрузивна фаза

- Плагιοгранити и аплити

II Магматичен етап - дайкова формация I тип

- Хорнблендити
- Габропорфирити
- Диоритовипорфирити
- Кварцдиоритови порфирити
- Плагιοгранит порфири
- Плагιοаплити

III Магматичен етап - дайкова формация II тип

- Габропорфирити
- Микрогабродиорити
- Гранитоаплити

Основната част на плутона е изградена от габровата наставка, която оформя тясно и дълго тяло удължено в направление северозапад-югоизток. Структурите на течение се индикират от ориентировката на плагиоклаза и мафитите, както и от тази на включенията, слоевете и шпирите с различен състав. В центъра на разкритата му част те оформят фрагмент от овална фуниеvidна структура с полегати наклони ($40-50^\circ$) във вътрешността и стръмни (80°) във външната ѝ част. Пукнатините са, общо взето, независими от фуниеvidната структура. Диоритовата наставка оформя друго пластовидно тяло по северната периферия на габрото, разкъсано на няколко части от дайковите полета. Структурите на течение по мафитите с посока средно 120° показват стръмни югозападни наклони. Кварцдиорит-плагιοгранитовата наставка се намира в югозападните екзоконтакти на габровото тяло (Дабовски, 1988).

Плутонът е датиран в интервала $79-84 \pm 4$ млн.г. (Kamenov et. al., 2000).

Гранитово-Черноземски плутон

Гранитово-Черноземския плутон (Дабовски, 1988; Dabovski, Savov, 1988) е разположен субпаралелно на юг от Манастирския. Той е най-типичният представител на пластиновидните плутони в Странджанската зона и въобще в цялото Средногорие. Внедрен е в докамбрийски метаморфни скали (Жълтичалската свита) в непосредствена близост с оконтурващите ги от юг метаморфозирани триаски скали на Тополовградската синклинала. Пресича и старите гранитоиди с палеозойска възраст. В източната си част процепва и горнокредни вулканити и пирокластични от Воденския ров. Плутонът има дължина около 45 km и ширина 7 km. Удължен е в направление 120° , паралелно на фолиацията във вместващите докамбрийски метаморфити. Контактите му са стръмно наклонени на югозапад под ъгъл $70-80^\circ$.

Плутонът е изграден от две интрузивни фази – първа базична и втора кисела. Киселата наставка е изградена от амфибол-биотитови гранити до гранодиорити, а базичната от габрови скали. Плутоничните скали са посечени от единични, маломощни и интензивно променени дайкови скали (Колчева, 1970).

Габровите скали (първа фаза) се разкриват между селата Чернозем и Лалково като прекъсната ивица от няколко малки, недобре разкрити тела, които вероятно оформят самостоятелна пластина с направление 120° и стръмен югозападен наклон (Дабовски, 1988). Интрузията има пукнатитнен характер.

Втората фаза, първоначално разглеждана като отделен плутон- Гранитовски плутон (Вергилов, Стойчева, 1968), обхваща амфибол-биотитовите гранити, и гранодиорит-диоритови разновидности на скалите от първата фаза. Гранодиорит-диоритовите разновидности са естествено структурно продължение на гранитите, и както предполага Колчева (1970), действително представляват окраен, контаминиран фациес на гранитите.

Скалите на Гранитовския плутон са разположени по една удължена югоизток-северозапад ивица между селата Гранитово, Синапово, Чукарово, Каменна река и Овчи кладенец, Ямболско, дълга около 30–35 km, а най-широката част на плутона при с. Гранитово е около 5–6 km. Границата на плутона с вместиците и покриващите го скали не е равна и на много места той изглежда като разкъсан на малки тела, но връзката между тях е несъмнена. Контактите с вместиците скали са ясно интрузивни със заграбване на късове от околните скали, проникване на магмени апофизи и контактни промени на вместиците скали. Плутонът е вместен в нискокристалинните скали на Тополовградския метаморфен комплекс.

Химичният състав на Гранитовския плутон варира в тесни граници. По структурни и текстурни особености плутонът е също доста еднообразен. Най-често срещаните структури са, гранитовата, монционитовата и гранит-порфирната. Типичната гранит-порфирна структура се среща в крайните части на плутона, особено източната му окраина. В централните части на плутона структурата е гранитова, а там, където има образувани по-едри кристали от калиев фелдшпат е монционитова.

Магмата е внедрена по два разлома, които са разположени почти взаимно перпендикулярно.. Напречно на него е разположен другият разлом, който е от по-малък порядък. Той е по-късен и внедрената по него магма е със значително по-кисел характер. Тези магмопроводящи пукнатини са образувани всред андезитите, широко разпространени на тези места.

Камерата, в която е била настанена магмата на плутона, е образувана от отваряне на пластовете в резултат от взаимодействието на двете характерни за района разломни системи. Главният разлом, послужил като магмопроводящ канал, е с посока СЗ-ЮИ и се проследява на повече от 10 km. Второто разломно направление играло съществена роля във формирането на интрузията, е системата с обща север-североизток-юг-югозападна посока. В източната част на плутона, която е най-широка, Чаталов (1965а) установява съществуването на т. нар. от него Лесовски разсед-отсед. Тази първоразрядна за района тектонска линия е разместила блоково пластовете и се е оформила камера, където се е настанила магмата (Вергилов, Стойчева 1968).

По време на образуване плутонът се отнася към т.нар. ларамийски плутони, образувани след горната креда и в началото на палеогена (Вергилов, Стойчева, 1968).

С гранитовата фаза са свързани редки и тънки (5–10 cm) аплитови жили с резки контакти. Специфичен (метасоматичен) характер имат някои по-големи аплитовидни тела и жили, които постепенно прехождаат в гранитите (Дабовски, 1988).

Гранитовският плутон е датиран в интервала 79-84 ±4 млн.г. (Кампан) (Kamenov et. al., 2000).

В Гранитово-Черноземския плутон доминират три групи пукнатини – две стръмни и една полегата. Стръмните са тясно спрегнати със структурите на течение и контактните повърхнини. В западната и централната част на плутона те имат посоки съответно 120° и 30°, а в източния дъговиден завършек се завъртат заедно със структурите и имат ориентировка 60°–70° и 150°–160°. Полегатите пукнатини са локално и слабо развити. Жилните скали са привързани главно към напречните пукнатини (Дабовски, 1988).

Бакаджишки интрузии

Разкриваща се на повърхността вулканска интрузия е установена само в Тамаринския Бакаджик. В района на интрузива и съответното му рудно поле петрографски горнокредните вулканити са добре изучени от Станишева (1969) и Станишева-Василева (1971), която установява и наличието на палеовулканска структура в района – Тамаринския палеовулкан.

Развитието на магматизма му през горната креда се разглежда и в работите на Бонев (1970, 1972б), Попов и др. (1976), Станишева- Василева и др. (1982) и др.

Според тези автори Тамаринският палеовулкан представлява централен тип вулкано-плутонична структура, формирана в резултат на многоимпулсна магмена дейност. В крайния етап на последната, в централната част на палеовулканския апарат се внедряват интрузивни и дайкови скали. Вулканската дейност се е развила в три последователни етапа и се отличава с експлозивен характер (Станишева, 1969). Попов (1978) отделя още два, четвърти и пети етап.

Първият етап на вулканизма се характеризира с изливането и ерупцията на базалтови и андезит-базалтови лави, които изграждат основата на вулканската постройка и принадлежат към андезит-базалтовата формация. Те имат предимно експлозивен характер и са представени от лапилови, агломератови и пепелни туфи в редуване с малки лавови потоци.

Вторият етап се характеризира с изливането на трахибазалтови лави в редуване с експлозивни материали. Те лежат над лавовите потоци и покрови. В периферните части на палеовулканската постройка по-широко разпространение имат агломератовите и лапиловите туфи.

Станишева (1969, 1970) установява оливинови базалти, трахибазалти, пикрити, лимбургити, левцитови базити и др.

Третият етап е трахибазалтов. Формират се лавови потоци в редуване с агломератови туфи и лавобрекчи. Те заемат предимно централната част на палеовулканската постройка и на места покриват централното интрузивно ядро изградено от сиенити. Агломератовите туфи и лавобрекчите се срещат и като ксенолити сред сиенитите, като част от тях представляват вероятно останки от покривката на интрузива.

Интрузивната дейност обхваща внедряването в централните части на Тамаринския вулкан, на неголям интрузив – Тамаринския интрузивен масив, изучен в петрографско и структурно отношение от Попов и др. (1976) – четвърти етап. Интрузива е изграден от равномерно зърнести сиенити, които в приконтактните части са представени от порфирен до субвулкански фациес. Интрузивът има сложни контури, заливообразни граници с вулканските скали и представлява изтеглено в североизточна посока тръбообразно тяло с размери 2x3 km. Сиенитите са претърпели калиево-алкална и натриево-алкална автометасоматоза проявена повсеместно в целия масив.

След формирането на Тамаринския интрузив се внедряват редица сиенит-порфирови дайки, с дебелина от няколко до 35 m и дължина до 250 m, като резултат на петия етап на горнокредната магмена дейност. Те са привързани към радиални и концентрични разломи и са разпространени предимно в северозападната и в югоизточната част на палеовулканската постройка (Попов, 1978).

Интрузивен магматизъм в Светиилийските височини

Интрузивният магматизъм в Светиилийските височини, съдейки от размера на разкриващите се на повърхността интрузивни тела е проявен не особено интензивно. Интрузивните тела са със средни до малки размери – от няколко стотин метра до 2–2,5 km максимум. Очертанията им са неправилни на места амебовидни. Интрузивните скали са вместили в скални комплекси с горнопалеозойска, триаска и юрска възраст – метаконгломерати, шисти, метакварцпорфири, пирокластични, аркозни варовици, доломити, алевроит-глинести скали, глинести шисти и др.

Интрузивните скали са с водещ диоритов състав, който на места преходява към по-базични разновидности – габродиорити, а в други случаи към по-кисели (кварц-диорити) и по-алкални (сиено-, монцо- до гранодиорити). Предполага се, че се касае до сложно наставени плутони по аналогия с всички останали плутони от Източното Средногорие и особено тези от Сакаро-Странджанския вулкански район. В най-общи линии се предполага за едно по-ранно образуване на габродиорити и диорити, които се следват от по-изобилно образуване на кварц-диорити.

Пространственото разпределение на множеството малки и средни по размер тела позволява тяхното обединяване в три интрузивни групи от запад на изток както следва: Златарска, Прохоровска и Бояджишка (Малешков и др., 1988). Като последен етап на формиране на интрузивни скали се проявява образуването на плагиогранит-порфирите от Златарската интрузивна група (Малешков и др., 1988).

Прохоровската група се предопределя от сложния възел образуван при пресичането на северният Светиилийски разлом с Прохоровския напречен сноп.

Бояджишката група по своето разпространение се предопределя от пресичането на Северния Светиилийски разлом и Савиновския напречен отсед. Множество дребни тела западно и източно от главните Бояджишки интрузивни тела маркират вероятно наличност на второ и трето разредни напречни разломи (Малешков и др., 1988).

Неясно е положението на Златарската група, тъй като в този район не са отбелязани по-главни разломи. Нейното присъствие може да послужи като индикатор за търсенето на такива. Налице е прекъсването до линията Еленово–Златари на старопалеозойските комплекси (Соколска свита), на палеозойския гранит и на формацията „Кавашки кисели метавулканикти“, което до сега се свързва само с „потъването“ им под неоген–кватернерните отложения (Малешков и др., 1988).

Златарска група

На повърхността се разкрива едно тяло от кварц-диорити с размер около 300 на 300 m. От прокарани сондажи са установени и други малки тела с кварц-диоритов състав, а в един случай и с плагиогранитов. Разкриват се в западните и южни крайнини на с. Златари. Възможно е в дълбочина интрузията да е по-обемна, тъй като при проведените детайлни геохимични проучвания се е очертала по-широка положителна аномалия около селото и югозападно от него.

Бояджишка група

Разкрива се на около 3 km южно от с. Бояджик. Включва голям брой малки и по-големи интрузивни тела със скални разновидности аналогични на тези от Прохоровската група с преобладаване на габродиоритите.

Прохоровска група

Разкрива се североизточно от с. Прохорово на около 3 km и продължава по посока на с. Гълъбинци. Включва в себе си „Прохоровската продуктивна интрузия“, интрузията при „Тасладжа баир“ и най-голямото интрузивно тяло в групата при „Чала баир“. В обхвата на групата са установени скални разновидности от типа на габродиорити, диорити, кварцдиорити и преходи към кварц сиенодиорити, монцодиорити, гранодиорити. Преобладават кварц-диоритите.

Интрузиите от Прохоровската интрузивна група, тази от местността „Тасладжа баир“ и това при „Чала Баир“ се разглеждат като по-малки или по-големи апофизи на обща дълбочинна интрузивна камера. От всички интрузивни тела на Прохоровската интрузивна група продуктивна по отношение на меднопофирното орудяване е само „Прохоровската продуктивна интрузия“, докато останалите се приемат като непродуктивни (Малешков и др., 1988).

Прохоровската продуктивна интрузия е внедрена сред пермски и триаски седименти. Контактна с пермски пясъчници, кварц-серицит-хлоритови и глинести шисти, кисели вулканикти и пирокластични и триаски аркозни пясъчници, филитоидни и глинести шисти, мраморизирани варовици и доломити (Малешков и др., 1988).

В централната и североизточна част на находище „Прохорово“, на повърхността се разкриват две по-главни интрузивни тела с много сложна амебовидна конфигурация и линейно

удължение в североизточна посока. В дълбочина тези две основни разкрития се обединяват в едно тяло – Прохоровската интрузия или Прохоровски плутон (Малешков и др., 1988).

Във вертикален разрез морфологията на интрузивното тяло е изометрична и усложнена от многобройни апофизии, както и от заграбените и неасимилирани контактно променени ксенолити от седименти и кисели вулкански скали. За това допринасят дорудните и следрудните тектонски нарушения, които са имали роля на магмопроводящи канали. В дълбочина интрузивното тяло се стеснява запазвайки североизточна ориентация (Малешков и др., 1988).

Прохоровската интрузия се изгражда от габро, габродiorити, диорити, кварц-диорити, кварц-сиенодиорити, монцодиорити и гранодиорити. Между тях резки граници не са установени и се предполага постепенен преход. В западните крайнини на интрузията се разкриват кварц-диорити и гранодиорити, в централните ѝ части кварцови монцодиорити, а в североизточните кварц-сиенодиорити. В количествено отношение първостепенно значение имат кварц-диоритите следващи от кварц-сиенодиоритите. Останалите разновидности играят малка роля в изграждането на интрузията (Малешков и др., 1988).

Малешков и др. (1988) отделят три етапа на формиране на интрузията:

1) Най-ранен с образуване малко количество габро– единични тела с размери 20-40 m от габродiorити и диорити. За ранното образуване на този вид скали свидетелства присъствието им като ксенолити сред кварц-диоритите.

2) Втори етап– формиране на главната интрузия от кварц-диорити. Скалите са неравномернoзърнести, от дребно до среднозърнести, с не много силно изразена тенденция за увеличаване на размера на зърната в дълбочина. Характерен белег е порфиroidният тип кристализация на скалите. Най-силно порфиroidната структура се обуславя от ранната и обилна кристализация на плагиоклаз. По-рядко порфиroidен е амфиболът и най-рядко биотитът.

3) Третият етап касае образуването на по-левкократна, светлосива, среднозърнеста интрузивна скала. Съществуването му е под съмнение.

Обстоятелството, че рудоканализиращата структура на находището е тектонски възел, е първопричината за изключително интензивното разломяване засегнало едновременно плутона и скалите от рамката. Разломните нарушения се групират в пет системи: северозападна (310° – 330°); изток-югоизточна (100° – 110°), изток-североизточна (65° – 85°); североизточна (40° – 50°) и север-североизточна (20° – 30°) (Малешков и др., 1988).

Северозападната система е представена от по-голяма структура и няколко единични плоскости. Основното движение е дясно-отседно осъществено в два етапа- в предрудно време и след отлагане на главна минерална парагенеза (Малешков и др., 1988).

Преплитането на петте разломни системи в находището определя сложният строеж на централната част на тектонския възел. Поради неравномерното разпределение на разломните структури се обособяват участъци със слабо и интензивно разломяване. Последните са тектонски възли от местен порядък. Те са три- източен, южен и западен и се различават по образуващите ги системи, количество на структурите, характер на движенията и рудоложко значение (Малешков и др., 1988).

Ориентировката на първичните структури на течение не е постоянна. По посока тя варира от 220° до 330° при наклон от 60° до 75° (Малешков и др., 1988).

В плутона са изведени четири системи пукнатини- полегати, надлъжни, напречни и диагонални в съответствие с положението им спрямо линейната ориентировка на плутона. Напукаността на скалите от рамката е развита много интензивно, но и неравномерно. Първопричината за това са литоложките различия (Малешков и др., 1988).

В процеса на проучването на находище „Прохорово“ са установени голям брой дайки, но техният точен минерален състав и първичните им петрографски белези са заличени защото преобладаващата част от тях са силно контактно и хидротермално метасоматично изменени. Преобладават скали които най-вече издават първичен диорит-порфиroidов характер. Фактът, че дайките са подложени на интензивна промяна в находище „Прохорово“ доказва, че

дайкообразуване има по време на интрузивната дейност и преди нейния завършек (Малешков и др., 1988).

За присъствието на дайкови скали в района на Светиилийските височини се споменава от всички изследователи работили в района. В почти всички случаи сведенията за тях се ограничават само с назоваване на наименованието на петрографската им разновидност. До сега е съобщено за наличието на: габропорфирити, лампродиоритови порфирити, микродиорити, диоритови порфирити, кварц-диоритови порфирити, кварц-сиенодиоритови порфирити, гранит-порфири, аплити. Най-изобилни са диоритовите порфирити. Дайките са обикновено маломощни до 2–3 m, но за диоритовите порфирити се предполага, че присъстват и под формата на малки до няколко десетки метра неправилни тела (Малешков и др., 1988).

Диоритови порфирити, кварцдиоритови порфирити, кварц-сиенодиоритови порфирити, гранодиорити и аплити пресичат скалите с кварц-диоритов състав. В някои случаи е наблюдавано включване на ксенолити от по-базични дайкоподобни скали в кварц-диоритови скали (Малешков и др., 1988).

Други интрузивни тела в района.

Други горнокредни интрузивни тела в района са: Владимировския плутон- гранити и гранодиорити (Чаталов, 1961); Омански плутон- габро, гранодиорити и гранодиоритови порфирити (Дабовски и Савов, 1985); Сремски плутон- кварцдиорити (Савов, Каменов, 1974); Иглишки плутон- първа наставка габро и габродиорити, втора наставка сиенодиорити и гранодиорити (Василев и др., 1965); Горскополянски плутон- габронорити до габродиорити, кварцдиорити до гранодиорити (Каменов, 1980); Ружински плутон- габродиорити (Савов, Каменов, 1974); Желязковски неоплутон- малки тела и жили от габро и габродиорити (Каменов, 1976).

Дайкови скали

Дайките в областта са сравнително слабо изучени. Преобладава мнението, че те са представители на самостоятелно многоимпулсна серия, формирана след образуването на плутоните тела (Панайотов, Иванова-Панайотова, 1956; Савов, Каменов, 1974; Дабовски, 1988; Стойнов, Стойнова, 1960). Най-често дайките са териториално и фациално свързани с големи плутони като заедно с тях представляват вероятни деривати на едни и същи магмени огнища. Например дайките от гранодиоритови порфирити и левкогранодиорит са известни в Оманския плутон, а от гранодиорити в и около Сремския плутон. Съществуват и дайки, които пресичат плутоните и очевидно са по-млади от тях. Когато дайките изграждат самостоятелни снопове и комплекси в горнокредния фундамент възрастовите им съотношения с плутоните и вулканитите са неясни. Възможно е да се касае за периплутонични субвулкански образувания корени на дълбоко еродирани линейни вулкански апарати. За такива се приемат дайковите комплекси които се разкриват около селата Попово–Болярово и Мамарчево–Воден (Дабовски и др., 1994), северно от с. Полски градец и североизточно от с. Крумово (Кожухаров и др., 1994).

Характерен белег за тези комплекси, както и за тези от Манастирския плутон, е строеж тип „дайка в дайка“. Отделните дайки са изградени главно от габродиоритови и диоритови порфирити (до габродиорити и диорити в централните части на големите тела). Дайките се допират плътно или са вместени една в друга и се разграничават само по маломощни зони на закалка в ендоконтактите на по-малките дайки. Често отделните тела са разделени от тънки септи от догорнокредни скали (палеозойски гранитоиди, триаски мрамори). Контактите и септите имат преобладаваща посока изток-запад.

В регионален план посоката на дайките е разнообразна и се контролира до голяма степен от локалната пукнатинна мрежа. Обикновено те са свързани със систематичните пукнатини във вместиращите плутонични, метаморфни, седиментни и вулканогенни скали. Статистически доминират посоки 90°–130° паралелни на регионалното разломяване в

Средногорието. Зависимостта между напукаността във вместиращите скали и посоката на дайките е добре изразена и в мезомасщаб. В редица случаи чупките и разклоненията на телата следват основните групи заварени пукнатини (Дабовски, 1988).

Структурите на течение в дайките са много по-слабо изразени отколкото при плутоните и се долавят по-ясно главно в периферните приконтактни части на по-големите тела. Много от тънките дайки са изотропни. В зависимост от характера на скалите структурите са проявени по различен начин. В порфирните разновидности (гранит-порфири, сиенит-порфири, диоритови порфирити и др.) структурите се очертават главно от ориентировката на впръслеците и понякога от малки базични включения или тънки слойчета с различно оцветяване. Рядко се наблюдават и по-дебели слоеве (5–10 cm) с вариращо съдържание на порфирни минерали. При афирните дребно и микрозърнести разновидности (аплитонидни гранити, микродиорити, лампрофири и др.) структурите на течение се установяват много рядко, главно по ориентировката на фемичните минерали, миндали, спорадични включения или редуване на тънки по-тъмни и по-светли слойчета. Типът на ориентировката е плоскостен, в единични случаи линейно-плоскостен (Дабовски, 1988).

Във всичките наблюдавани случаи структурите на течение са паралелни на контактите (Дабовски, 1988).

Напукаността в дайките най-често е блокова и строго симетрична спрямо контактните повърхнини. Едната група е паралелна на тези повърхнини, а другите две са перпендикулярни. В по-дебелите дайки тези пукнатини са толкова добре изразени и издържани, че по тях могат да се определят елементите на дайката. В тънки дайки понякога са развити само диагонални пукнатини. Случаите на призматична напуканост са редки. Призмите са шестоъгълни или петоъгълни, като осите им винаги са перпендикулярни на контактите (Дабовски, 1988).

Най-пълни данни за дайките в района има за тези от Манастирския плутон където са установени дайки от габропорфири, плагиогранитпорфири и др. (Панайотов, Иванова-Панайотова, 1956; Каменов, 1969, 1970, 1972). Те са внедрени основно в напречните и от части в надлъжните пукнатини на плутона. Ширината им варира от 0,20 m до 25–30 m. Около контактите на дайките с вместиращите ги скали, например при диоритовите порфирити, обикновено се наблюдава силно проявена епидотизация, която с отдалечаване от тях постепенно намалява. По отношение на формирането на рудните тела се различават дорудни и следрудни дайки. При други случаи във връзка с дайките се установява единствено тясна зона на закалка.

Дайките около Бакаджиците обикновено са концентрирани и разположени радиално около централния тип вулкански постройки. Те са внедрени в различни нива от пластореда на горната креда (предимно Мичуринската и Бургаската група). Най-често са със среден и основен състав. Стойнов (1955) описва дайки от сиенит-диоритови порфирити, монзонит-порфири, сиенитпорфири, кварц-сиенитпорфири, биотит-амфибол-пироксенов андезит и амфибол-пироксенов андезит.

Сиенит-диоритови порфирити – образуват малки дайкоподобни тела с мощност от няколко десетки сантиметра до 20 и повече метра вложени в пирокластитите в непосредствено съседство с левкомонзонит. Те са относително здрави, белезникави, светлосиви до тъмносиви, средно- до ситнозърнести скали.

Монзонитпорфири – образуват ясно обособени дайки по югозападния и западния склон на Войнишкия Бакаджик. Някой от тях са твърде маломощни – с дебелина до 20 cm, а други достигат до няколко метра. Дължината им не може да се проследи поради недостатъчните разкрития.

Сиенитпорфири – представени в добре обособени дайки западно и северозападно от връх „Гидика“ на източния край на Войнишкия Бакаджик. Посоката им е север-юг и са почти отвесни. За дължината им не може да се говори със сигурност защото са покрити с делувий. Дебелината им е от няколко десетки cm до 7–8 m.

Кварц-сиенитови порфири – тези дайки са най-много на брой и се установяват на по-голямо пространство особено в Тамаринския Бакаджик и по-малко по северния склон на

Войнишкия Бакаджик. В Тамаринския Бакаджик се наброяват около 30 броя ясно разкрити дайки, а вероятно е да са и повече. Най-много са по южния склон на Тамаринския Бакаджик – по Стражите, Бимбал-баир, Чардак-баир и местността около чешмата Кокарджа. Ширината им достига най-често до 10–15–20 m, но на места са представени и като малки хипоабисални тела, както е при Чардак-баир.

Амфибол-пироксенов андезит – разкрива се под формата на дайки които процепват туфо-брекчите, а на места и латитите по северните склонове на Св. Спаски Бакаджик. Дайките имат посока изток-запад и следват удължението на латитовия покров. Макроскопски представляват тъмносиви до черни андезити с едва забележими порфирни минерали.

Биотит-амфибол-пироксенов андезит – разкрива се като дайкоподобно тяло в сред латитите южно от манастира „Св. Спас“. Следователно трябва да се приеме, че той е резултат от една по-късно изляла се андезитова магма.

Дайки от диоритови порфирити се срещат и в силно тектонизираната зона в местността Дренака, северно от Тополовград. Единични дайки са наблюдавани и по северната периферия на Сакарския гранитов плутон (Кожухаров и др., 1994).

Дайките с основен състав по петрографска характеристика най-често съответстват на андезитобазалти, базалти и пикрити. Това са меланократни, сивочерни до черни на цвят масивни скали. Имат широко разпространение и са установени в околностите на селата Челник, Люлин и Недялско, южно от селата Могила, северно и източно от с. Търнава, южно и югоизточно от с. Първенец, източно от с. Козарево и около селата Иречеково, Джинот и Войника. Възможно е част от дайките да са свързани със свити от Бургаската група.

Дайкови снопове се разкриват в една ивица по линията на селата Маца, Крумово, Инзово, Дряново, Попово–Болярово и Жялязково. При дайковият сноп при Попово–Болярово, палеозойските гранити и покриващите ги триаски метаморфозирани карбонатни скали са интензивно наситени със субпаралелни дайки и неправилни тела от диоритови порфирити и микродиорити (Стойнов, Стойнова, 1960), които изграждат сноп със сигмоидална форма. Посоката на дайките се изменя от 90°–110° до 50°–60° в североизточната част на снопа. Дебелината им е средно 0,5–3 m. В центъра на снопа дайките се преплитат в сложни тела, а от вместващите скали са запазени само единични удължени септи или ксенолити. Към периферията на снопа гъстотата и дебелината на дайките намалява. Широко са развити телескопични дайки, в които се наблюдават до 3–4 импулса, различаващи се по количеството на фелдшпатовите впръследи и нюансите в оцветяването на основната маса. При контактите им са развити зони на закала. Структурите на течение са слабо изразени и се бележат от ориентировката на впръслеците или от слоеве на течение с различен цвят, количество или размер на впръслеците. Структурите са конформни на контактите на дайките. Аналогичен строеж имат и сноповете при Маца, Инзово и Дряново. Те наподобяват по морфология сноповете от паралелни дайки в зоните на разтягане и нарастване на земната кора (Дабовски, 1988).

4.6 Неоген

Неогенските седименти в района имат континентален произход и са отложени при речни и блатно-езерни условия. Данни за неогена се съдържат в публикациите на Каменов и Панов (1976), Коюмджиева и Драгоманов (1979), Драгоманов и др. (1981), Недялков и Коюмджиева (1983), Коюмджиева и др. (1984). На повърхността е разкрита само горната част на неогенския разрез, а закритата е позната от сондажните проучвания за въглища в Елховско-Ямболския район.

Елховска свита

Свитата е въведена от Коюмджиева и др (1984). Седиментите ѝ залягат дискордантно върху пъстрата подложка от палеозой до горна креда включително и се покриват само от кватернерни материали. Свитата е представена главно от два типа седименти – зелени глини

и белезникави и жълтеникави пясъци. Зелените, по-рядко жълтеникави, жълтокафяви до виолетови глини обикновено са мазни или алевроитни, но се срещат и пясъчливи. Западно от гр. Елхово се срещат и прослойки от фини сиви глини. Пясъците са разнообразни от фини до груби, понякога с чакълни лещи, често грубо сортирани, с коса до кръстосана слоистост. Двете разновидности (глините и пясъците) преминават една в друга в хоризонтално и вертикално направление без строга закономерност (Коюмджиева и др. 1984).

Мощността на Елховската свита достига до 300 m, но обикновено не превишава 150–200 m (Коюмджиева и др. 1984).

В Елховската и отчасти в Ямболската част на басейна сред вариращите, но еднообразни седименти на свитата идва прослойка сиви и черни глини, диатомитни глини и лигнитни въглища която е отделена като Изгревски въгленосен член от Коюмджиева и др. (1984). В горната част на свитата в глините и пясъците се срещат варовити ядки, а в най-горната част варовитото вещество е толкова изобилно, че скалата преминава във варовик, отделен като Дугановски член на Елховската свита също от Коюмджиева и др. (1984). По-късно Дугановският член е преименуван на Дугановска свита (Ангелова и др., 1991).

Мащабно геохимично-геоморфоложко проучване на колектив от Минно-геоложкият университет проведено между 2009 и 2012 г. показва, че “континенталните варовици” от Ямболското структурно понижение, описвани като варовици в по-старите работи, са в действителност континентални геохимични образования известни, като калкрети или долоскрети, които не следват определени стратиграфски нива в неогена, а изцяло зависят от геохимичния контраст и водното насищане на порестите неогенски седименти. Такива именно са Дугановският член и Дугановската свита (Димитров и др., 2010; Начев, Димитров, 2015).

Гледачевска свита

Свитата е въведена от Недялков и Коюмджиева (1983) и обхваща надвъглищните седименти от Източноаришкия басейн.

Гледачевската свита се състои от глини, пясъци, пясъчници и варовици. Глините са преобладаващата компонента. Те са обикновено сивозелени до светложелени, ясно до грубо слоисти, плътни, често повече или по-малко пясъчливи. Пясъците и пясъчниците идват като лещи и изклинващи прослойки сред глините. Те са сиви или жълтеникави, дребно до едрозърнести, полимиктови, но с преобладаване на кварцовите зърна. Често се наблюдава коса слоистост с градационна слоистост. Спайката на пясъците е обикновено глинесто-карбонатна, по-рядко карбонатна и съвсем рядко халцедонова. Варовиците (калкретите) идват като прослойки, общо 6–7 в целия профил, чиято дебелина и издръжаност се увеличава от долу на горе, като най-постоянна и най-мощна е последната – от 6 до 10 m. Варовиците (калкретите) са белезникави до жълтеникави, чисти до пясъчливи. Те са шуплести с кухини на изсъхване, вторично запълнени с калцит-арагонитни кристали, често се срещат и ядчести разновидности (Недялков, Коюмджиева, 1983).

Гледачевската свита идва с преход на Маришката (Маришката свита не се разкрива в района на изследване), като литоложки критерий при разграничаването им е изчезването на прослойките въглища и черни глини и главно появата на макар и тънки прослойки калкрети (Недялков, Коюмджиева, 1983), или следва с рязка размивна долна граница над пестратата подложка от донеогенски скални комплекси (Цанков и др. 1995).

Свитата се припокрива конкордантно, но без преход от задругата на дисперсните глини, а най-често от кватернер. Общата дебелина на свитата достига до 85 m, но най-често е 50–60 m (Недялков, Коюмджиева, 1983).

Като се има в предвид, че през меотско и понтско време климатът на Южна България е бил влажен (Драгоманов и др., 1981), а Гледачевската свита е образувана при засушливи условия, то възрастта и е вероятно средномеоценска или сарматска, най-вероятно сарматска (Недялков, Коюмджиева, 1983).

Задруга на дисперсните глинни (N₁₋₂)

Задругата на дисперсните глинни заляга нормално, но без преход върху горната варовита пачка на Гледачевската свита. Състои се от белезникави и жълтеникави до жълтокафяви финнозърнести дисперсни глинни до алевроитни глинни, често с желязно манганови зърна и повлекла. Те са имали широко разпространение, но са силно денудирани и запазени само по билата. Поради силната опочвеност на билата глините не се наблюдават в естествени разкрития, а само в откритите рудници и сондажи. Дебелината им нараства от изток на запад от 2–3 до 15–25 m западно от с. Българи (Недялков, Коюмджиева, 1983).

Недялков и Коюмджиева(1983) я датират като плиоценска (дак-романска) възраст и отбелязват приликите на задругата с Ахматовската свита от Пловдивско и Хасковско.

Ахматовска свита

Свитата е въведена като официална литостратиграфска единица от Коюмджиева и Драгоманов (1979).

Изградена е от алувиални, пролувиални и делувиални отложения. В състава участват дребнокъсови чакъли, гравий, пясъци, алевроити със слаба пясъчливо-глинеца спойка. Срещат се и инфилтрационни варовици под формата на конкреции или неиздържани тела (Коюмджиева, Драгоманов, 1979; Драгоманов и др., 1981). Пясъците са преобладаващата компонента в свитата. Те са различнозърнести, полимиктови до чисти кварцови, рахли, раждивождълти, сивобели, с характерна коса слоистост. Чакълите и гравелитите са в основата на разреза или образуват лещи и прослойки сред пясъците. Глините и алевроитите образуват тънки прослойки на фона на останалите груботеригенни седименти (Коюмджиева, Драгоманов, 1979).

В ерозионните джобове дебелината на седиментите е малка – до 4–6 m, а в сондажите до 20–30 m.

Възрастта на Ахматовската свита е определена по находки главно на бозайникова фауна. Драгоманов и др. (1981) отделят в свитата три мегацикъла. Първият мегацикъл е с меотска възраст, долната част на втория с понтска, а горната му с долноплиоценска (дакса възраст). Възрастта на третия мегацикъл се приема условно в интервала горен плиоцен–еоплейстоцен (Драгоманов и др., 1981).

4.7 Кватернер

Кватернерът в областта до 1986 не е бил обект на специални геоложки проучвания. Бегли сведения за разпространението се срещат в работите на Христов (1971,1972), Савов (1983а), Мишев и Данева (1970), Константинов (1979, 1980), Бакалов и Николов (1964). През 1986, 1987 и 1988 във връзка с новата геоложка карта на България в М 1:100 000 в следствие на извършената геоморфоложка картировка се е наложила ревизия на наслагите и са въведени нови литостратиграфски единици от Ангелова и др. (1991), Ангелова (1992).

По генезис кватернерните наслаги биват алувиални, пролувиални, делувиални, елувиални, колувиално-свлачищни, смесени от различните изброени видове, блатни, химично утаени и антропогенни. Стратиграфски се отнасят към еоплейстоцена, еоплейстоцен–плейстоцена, плейстоцен, плейстоцен–холоцена и холоцена.

Еоплейстоцен

Наслагите на еоплейстоцена са с алувиално-пролувиален, алувиален, пролувиално-делувиален и елувиално-делувиален произход. С най-голямо площно разпространение са алувиално-пролувиалните и алувиалните отложения (Ангелова и др., 1991). Дебелината на наслагите е от няколко сантиметра до 20 m (Ангелова и др., 1991; Ангелова 1992).

Еоплейстоцен–плейстоцен

Към тях са отнесени химично утаени скали – инфилтрационни варовици и хипергенен елувий, за които бе определен генезис и геохимични свойства на калкрети.

Пръстнишка варовикова свита

Пръстнишката варовикова свита е въведена от Ангелова и др. (1991). Свитата се състои от финнозърнест, равномерно зърнест до кредоподобен слабо уплътнен варовик с бял цвят.

Пръстнишката варовикова свита заема значителна площ в южната част на Елховското понижение, където се явява като кори в близост до плутоните по денудационните повърхнини и като конкреционни варовици в останалата част на понижението. Дебелината ѝ е непостоянна и достига до 2,5 m (Ангелова и др., 1991).

Може да се приеме, че свитата е формирана през плейстоцен–еоплейстоцена, тъй като се намира под почвата и над горната неподелена част на Елховската свита (Ангелова и др., 1991).

Към настоящият момент за тази свита се знае, че представлява набор от калкретни лещи, а не нива, вместени на различни стратиграфски нива в неогена, където има подходяща геохимична обстановка за формиране на калкрети, които възрастово могат да бъдат доста по-млади от вменящите ги седименти (Димитров и др., 2010; Начев, Димитров, 2015).

Хипергенен тип елувий

На места се срещат запазени фрагменти от изветрителни кори, състоящи се от устойчиви изветрителни продукти и реликтни минерали. Разпространени са като отделни петна предимно по заравнените повърхнини. Дебелината им не надвишава 20 m. По представителни разкрития се наблюдават около селата Голям и Малък манастир, Драма и Добрич (Ангелова и др., 1991).

Плейстоцен

Отложенията на плейстоцена имат широк обхват на разпространение. Привързани са към различни релефни форми и имат различен генезис.

Алувиални наслаги

Проследяват се във високите, средновисоките и ниските речни тераси спадащи към долния, средния и горния плейстоцен по долините на реките Тунджа, Калница, Поповска и др. Навсякъде лежат с ерозионен размив върху дотерциерните скални комплекси и седиментите на неогена. Влизат във взаимоотношения с алувиално-пролувиалните и алувиалните наслаги с холоценска възраст. Покриват се от елувиални и делувиални наслаги (Ангелова и др., 1991).

Представени са от чакъли и песъчливо-чакълни отложения предимно от легловия фациес. Дебелината им е под 10 m (Цанков и др. 1995).

Алувиално-пролувиални наслаги

Установени са около гр. Кермен, с. Ботево (Ангелова и др., 1991) и в обхвата на Сливенската котловина на запад от селата Завой и Блатец (Цанков и др. 1995). Влизат във взаимоотношения с формираните върху тях алувиални наслаги на заливните тераси, блатните наслаги и делувиланите и пролувиалните склонови наслаги. В състава им влизат валуни, чакъли, гравей, песъчливи и глинести материали. Дебелината им е от 2 до 15–25 m. (Цанков и др. 1995).

Пролувиални наслаги

Формират нанусни конуси и влизат във взаимоотношения с алувиалните, алувиално-пролувиалните, блатните наслаги и с подложката. Изградени са от грубосортирани,

грубозаоблени вулкано-чакълни скални късове със запълваща песъчливо-глинеста маса (Ангелова, 1992). Дебелината на наслагите е различна и средно от 2 до 10–15 m (Ангелова, 1992), но достига максимална дебелина в Сливенския грабен до 40 m (Цанков и др., 1995).

Плейстоцен–холоцен

Към Плейстоцен-холоцена спадат елувиални, делувиални, делувиално пролувиални, колувиално-свлачищните и блатните наслаги.

Елувиални образувания

Тук се отнася почвата започнала формирането си в началото на плейстоцена. Процесът на почвообразуване продължава и през холоцена и не е завършен. Дебелината на различните типове почви варира от няколко сантиметра до 2–3 m.

Делувиални образувания

Образувани са от пренасянето на изветрителните скални материали по гравитачен път и отлагането им в подножието на склоновете. Дебелината на наслагите не превишава 10 m (Ангелова и др., 1991).

В западната част на Сливенската котловина са установени значителни площи, заети от делувиални отложения (Ангелова, 1992). Това е позволило отделянето на Глуфишевската чакълно-глинеста свита от Ангелова (1992).

Делувиално-пролувиални образувания

Представени са от слабообработени, разнородни късове, пряко свързани с подхранващата провинция, която често пъти се явява и подложка. Това са шлейфове в подножието на Светиийските и Манастирските височини и Бакаджиците. Предполагамата им дебелина е около 30 m (Цанков и др., 1995).

Колувиално-свлачищни образувания

Имат широко развитие по долината на р. Тунджа и притоците ѝ. Кватернерните свлачища са плитки, резултат са на ерозионната дейност на реките и са предопределени от млади тектонски движения главно по Тунджанския разломен сноп. При тях е нарушен нормалния пласторед и се образуват специфични релефни форми (Ангелова и др., 1991).

Блатни наслаги

По време на картировката при гр. Стралджа, с. Блатец и долината на р. Мочурица в Сливенската котловина и между градовете Ямбол и Кермен в Тунджанското понижение са били картирани значителни площи заети от блатни отложения и Ангелова и др. (1991) въвеждат Керменската глинеста свита за блатните отложения между градовете Ямбол и Кермен. Впоследствие Ангелова (1992) въвежда нова глинеста свита за блатните отложения при с. Блатец и гр. Стралджа – Стралджанска глинеста свита. Това се е наложило от факта, че тези отложения са формирани при отделни басейни през кватернера нямащи обща тектонска и седиментоложка връзка. Блатните образувания са свързани с дълбоките промени в дренажната мрежа на р. Тунджа.

Холоцен

Холоцена е представен от алувиални наслаги развити по долините на реките Тунджа, Калница, Поповска и техните притоци. Привързани са към заливните тераси. Лежат с ерозионен размив върху плейстоценските и алувиално-пролувиалните наслаги, неогенските седименти и дотерциерните скали. Влизат във взаимоотношения с пролувиалните и плейстоценските алувиални наслаги. Представени са главно от пясъци, чакъли и гравий. В

сравнение с всички останали генетични типове седименти у нас тези наслаги се отличават с най-ниска степен на сортировка и диагенетно уплътняване (Ангелова, 1992).

5 Състояние на проблема

В контекста на изучаването на рудовместващата среда в България проблематиката свързана с напрегнатото поле и кинематиката на движенията по разломи е засегната в редица работи на В. Въчев, С. Калайджиев, П. Игнатовски и др., но тези изследвания са базирани главно на геометричен статистически анализ чрез стереографска проекция и на картиране без да достигат до определяне на оси на главни напрежения и/или кинематични оси. Изследванията на Дабовски по темата за напреженията свързани с интрузивната дейност (Дабовски, 1988) е по задълбочено от теоретична гледна точка и частично засяга тематиката на рударската структурна геология.

Кинематичният анализ е сравнително нов метод в България. Липсата на специализирана литература на български език прави изучаването му и съответното прилагане му трудно.

Петров (Petrov, 2005; Petrov, Nedkova, 2011) прави опит за изследване на локалното поле на напрежение, съществувало по време на внедряването на магмените и хидротермални продукти в находище Елаците, интерпретирайки разломни нарушения, като преди всичко използва кинематични индикатори на срязване и прилага развитите до момента модели за други части на света и публикувани експериментални работи зад граница.

Използването на кинематични индикатори за срязване в пластична, крехко-пластична или крехка среда действително е валиден метод за създаване на кинематични интерпретации, но той не е пълен и достатъчно добре издържан от гледна точка на физическата теория.

Чрез индикатори за срязване могат да се определят посоки на преместване на даден скален домейн, но преместването по физическата си природа е триизмерно и се определя от тензор на преместването, охарактеризиран с три оси, при което се разграничават посоки на удължение и на свиване. Подобно на елипсоида на напреженията, кинематичното представяне на движението в непрекъсната среда, като земната кора, се представя с триосен елипсоид. В случая пълният кинематичен анализ изисква математизиране на геоложките наблюдения за да се даде представа за движението и по трите оси на декартовата координатна система.

Съществуват два аспекта които силно затрудняват аналитичното провеждане на надеждни кинематични анализи. Първият е зависимостта на кинематичните посоки от реоложкото състояние на веществото. Например, в напълно пластична среда, кинематичните оси практически съвпадат с осите на главните напрежения. Тоест, най-значимото движение се проявява паралелно на най-значимият натиск. Колкото повече обаче средата реагира по крехко-пластични и крехки реоложки закони, толкова повече кинематичните оси се отклоняват от осите на главните напрежения. Тази зависимост се илюстрира лесно в практиката на инженерната геология (експеримент на едноосов натиск) с въвеждането на ъгъл на вътрешно триене и/или пукнатинно триене (които са параметри на състоянието на веществото), при което се установява, че вектора на движението по плоскостите на срязване в образаца, е под ъгъл спрямо оста на главното напрежение.

Горните разсъждения ни показват, че между елипсоида на напрежение и съответно стрес анализът и кинематичният анализ има връзка, като кинематичните оси се отклоняват от осите на главните напрежения с някакви ъглови стойности, които зависят от степента на пластичност или крехкост на веществото. При практическите геоложки изследвания е невъзможно да въведем корекции за реолошко поведение на скалите и затова не можем точно да обвържем осите на главните напрежения с осите на свиване и разтягане в геоложките тела. В действителност можем да приемем, че оста на свиване е някъде около посоката на главното напрежение, а оста на разтягане е някъде около посоката на минималното напрежение, но не знаем с каква ъглова стойност в пространствата те се различават.

Следващият аспект който затруднява прилагането на метода е трудоемкото му изпълнение. За да бъде приложена коректно някаква математизирана методика на анализ е необходимо провеждането на специализирана структурно-геоложка картировъчна програма за изучаване на взаимоотношенията на отделните литоединици и геоложки структури и добиване на специализирани структурни данни за целите на анализа. Към момента добре развита е само теорията която използва преместване по-разломи като се използват тензорни изчисления (Marrett, Allmendinger, 1990; Allmendinger et. all., 2012)

Крайният резултат е, че се получават осите на движение в скалния масив, като резултат от обработката на голям брой разломни движения. По същество това са моментни стойности на тензора, тоест те отразяват движение към даден момент в геоложкото време.

В специализираната литература методите за анализ на напрежения и кинематичният анализ в крехка среда не са достатъчно ясно разграничени. В полупластична и пластична среда такова разграничаване има и то е исторически наложено от Ramsay (1967).

Налице е дискусия до каква степен инверсията на разломни данни дава действително информация за древното поле на напрежение - стрес елипсoid (stress – сила действаща върху определена площ) и до каква степен то дава информация за кинематични оси, тоест движение и промяна на формата на геоложките тела, което в контекста на Ramsay (1967) се описва като „strain“ или още крайна деформация.

Добро ревю на този проблем може да бъде намерено в работата на Lacombe (2012). От значение е, че при изследване на крехка деформация всички методи се основават на допускането, че движенията по разломите имат предпочитана ориентация спрямо действащият тензор на напрежение (Tranos, 2012) което само теоретично съвпада с максималното сръзващо напрежение (Wallace, 1951; Bott, 1959). Анализът описан от Bott (1959) е стрес анализ („sensu stricto“) и различни допускания, свързани с него се използват при всички видове анализи на разломни данни. На български език той е описан от Димитров (2018).

Налице е геоложкият проблем, че разломните движения са формирани по различно време, а това налага разделянето на разломните движения по време, тоест по епохи на тектонски движения. Това разделяне на тектонски епохи се прави въз основа на общи геолого-структури съображения.

Допълнителни затруднения възникват поради факта, че структурните измервания са трудоемки и свързани със специализирани процедури, като например прилагането на конвенциите на Аки Ричардс (Aki, Richards, 1980) които се използват в сеизмологията. Математизираните тензорни операции изискват специализирано обучение каквото повечето геолози нямат. Тези обработки стават приложими за геолозите практики ако са компютъризирани. Именно появата на достъпни компютърни програми прави специализираният кинематичният анализ изпълним за множеството от геолози без специално подготовка.

Към момента такива програми са налични, но остава да се отговори на въпроса с какво специализираният кинематичен анализ би помогнал в практическите геоложки изследвания.

Отговорът е, че този анализ би допълнил и внесъл яснота в структурно-геоложките хипотези, които се правят въз основа на геометрични критерии. Тоест, този анализ е допълнение към доброто картиране и добрата структурно-геоложка работа. Резултатите от кинематичните изчисления могат да бъдат използвани за решаване на практически задачи, но това зависи от квалификацията на тези които ще ги използват. Кинематичният анализ представлява една крачка повече, един допълнителен източник на информация.

Няколко примера показват, че наред с останалата структурна информация метода има директни практически приложения. Например едно такова приложение е свързано с определяне на областите на свиване и разтягане, които определят пространствената ориентация на дайки и по-големи интрузии. Друго приложения е свързано с инженерно геоложката оценка на скални масиви в които има многобройни скални прекъснатости подлежащи на тектонска реактивация.

Кинематичният анализ не обезсмисля, а прави още по-необходими цялостните структурни изследвания.

Обикновено в проучването на полезни изкопаеми в България се правят основните и приети за задължителни стъпки: - детайлно картиране, геохимично проучване, геофизично проучване, проучване с подземни и наземни минни изработки. Към днешна дата в проучването на нито едно находище не се среща информация за проведен кинематичен анализ. Причината за това е освен, че метода е сравнително непознат, но и това, че априори се счита за неприложим в проучването. Така към днешна дата потенциалните ползи от приложението на метода остават неоценени.

В тази работа е проведен кинематичен анализ за да се направи опит за оценка на приложението му за целите на геологопроучвателните работи. До каква степен изведените кинематични оси отговарят на действителните оси на палеонапрежения в тази работа не може да се отговори. Търсен е позитивния ефект от доставянето на допълнителна структурна информация която се състои в това, че изведените кинематични оси, отговарят на посоки на свиване и разтягане в масива, които са близки, но не съвпадащи с главните оси на елипсоида на напрежение. Изведената информация е използвана съвместно с цялостна структурна преоценка на три от значимите метални находища в Югоизточна България. Като първи по рода си опит у нас този анализ несъмнено страда от редица непълноти.

Кинематичния анализ е по същество анализ на движенията, който в крехка среда дава информация и за състоянието на палеонапреженията.

В тази работа полезността и приложимостта на този анализ не се приема априори, а се изследва, като се обработват със софтуер събраните популации от разломи и се прави опит да се анализират, така че да се отчита и налагането на по-късни неотектонски напрежения.

В действителност кинематичния анализ по популация от разломи първоначално е бил развит в графична форма, базирана на стереографска проекция, но към настоящият момент в практиката се използва софтуер, който прави тензорни изчисления. За целите и задачите на тази дисертация не е толкова важно дали се работи с графичните или изчислителните процедури на метода, а е от значения неговото геоложко приложение за решаване на практически въпроси от приложната геология.

Както може да се види от цитираните в тази работа публикации и от информацията представена в подточките на изследванията в анализираните три находища (Прохорово, Крумово и Бакаджик), при геоложкото им изучаване е провеждан целенасочен геометричен структурен анализ, при който са анализирани геометричните свойства на контакти, пукнатини, слоистост и разломи.

В находище Бакаджик още по време на първичното проучване е прилаган специализиран анализ на плоскостния паралелизъм на течение във вулканските слоеве (Попов и др., 1976), а в находища Прохорово и Крумово е извършен анализ на пукнатинните системи (Игнатовски, 1980, 1986; Панайотов и др., 1954; Бонев, Гузгунова, 1956).

Структурният анализ търпи развитие и към момента са възможни анализи, които в миналото са били непознати или трудно изпълними поради своята трудоемкост. Един такъв анализ е кинематичният анализ на разломните премествания, какъвто е направен и за трите находища.

Ако се приложи правилно, с оглед на отчитане на фактора време, кинематичната информация надгражда съществуващото ниво на изученост и може да помогне за да се решат практически проблеми свързани с контрола на рудоносните структури.

Примери за такива практически проблеми е въпроса, доколко жилите в Бакаджишкото рудно поле се контролират от локални разломи, свързани с вулканския апарат (радиални и концентрични) и доколко те са свързани с регионалното поле на напреженията.

В случая с Прохорово към днешна дата продължава да стои открит въпросът кои разломни системи и как контролират създаването на дилатационни пространства в масива, в които се е разтоварвал носеният от рудните флуиди метален товар.

В Крумово, поради доказаното разместване и ротация на дайките и рудните зони, остава открит въпроса за причините и мащаба на до рудно преместване на части от рудните тела.

6 Същност на кинематичният анализ

Голяма част от тектонските процеси могат да бъдат изучени единствено чрез директни наблюдения в райони на активна тектоника. Доказателствата за неотектонски деформации в горните части на земната кора са силно ограничени до наблюдаващите се крехки деформации, тъй като скалните деформации чрез кристално-пластични механизми не се разкриват. Сред крехките деформации наблюдавани в съвременните орогени разломи предоставят най-полезна информация по няколко причини:

- Обикновено отразяват деформациите с най-голям магнитуд;
- Ефективно проникват в земната повърхност в регионален мащаб;
- Разломната активност може да се оцени в дълбочина чрез сеизмични методи;
- Често разломите могат да бъдат датирани;
- Съдържат информация за посоката на преместване - за кинематиката им.

Тези им качества ги правят изключително полезни и информативни и за това кинематичният анализ е разработен именно на база на разломни данни.

Точността на метода е пряко зависима от коректността на данните (на теренните измервания). Измерванията, които са необходими за да се опише кинематиката на даден разлом са:

- ориентацията на разломната плоскост;
- ориентацията на движението;
- знак на преместването (sense of slip).

Взети заедно тези данни формират данните за разломното преместване (fault-slip data). Данните за разломното преместване могат да бъдат добити от теренни разкрития при директни наблюдения на разломната плоскост, а също така и чрез изчисления на сеизмични данни от земетресения, но с донякъде двусмислен резултат. За определяне на деформационния магнитуд на разлом е необходима и допълнителна информация, а именно средното преместване по разлома и площта на разломната повърхност (за разкриващи се разломи) или сеизмичния момента (за земетресения). Данните за разломно преместване трябва да бъдат измерени в равнинна част на разлома която е оптимално паралелна на разломната плоскост. Ориентацията на пластовете, за да бъде представителна, трябва да се измерва отвъд ефекта на вероятно разломно нагъване.

За целите на изследването е използван софтуера „FaultKin“, разработен от Ричард Уолдрон Алмендингер (Richard Waldron Allmendinger), който е американски структурен геолог, специализирал в сферата на крехките деформации в горната част на земната кора. Той успява да внедри в софтуер познатите до момента графични и аналитични методи за извеждане на деформационния елипсоид от разлома популация.

6.1 Развитие на метода

Класическата работа на Anderson (1951) е сред първите опити да се направи връзка между разломната геометрия и кинематиката. Основното постижение на Андерсон е, че той

въвежда трите механизма на разломяване- разседен, възседен и отседен, като ги свързва с ориентацията на главните напрежения в пространствата.

В следствие, са положени значителни усилия към формулирането на така наречените обратни методи (*inverse methods*) за определяне на напрежението (динамични методи) от данни за разломно преместване, използвайки както алгебрични подходи (*numerical techniques*) (Carey, Brunier 1974; Etchecopar et. al., 1981; Armijo et. al., 1982; Angelier, 1984; Gephart, Forsyth, 1984; Michael, 1984; Reches, 1983, 1987; Gephart, 1988; Huang, 1988), така и графични (Arthaud, 1969; Angelier, Mechler, 1977; Aleksandrowski, 1985; Lisle, 1987).

Всички динамични методи допускат, че разломното преместване е в посока на срязващото напрежение приложено на разломната плоскост (Wallace, 1951; Bott, 1959), което изисква напрежението да е хомогенно и разломите да не си взаимодействат механично. В допълнение динамичните методи приемат, че не са се извършвали последващи пост-разломни преориентирания в добитите данни от разломните премествания.

Кинематичните анализи по същество представляват деформационни анализи. Целта им се свежда до това, да се определи формата на деформационния елипсоид формиран от движението по всички разломи. Този тип анализи са трудни за приложение поради трудностите при прилагането на непрекъснатата механика (*continuum mechanics*) към прекъснатости, каквито представляват крехките структури. Анализите могат да бъдат двуизмерни и триизмерни. Като съответно едните намират деформационна елипса, а другите деформационния елипсоид.

Wojtal (1989) предлага двуизмерен графичен метод за намиране на крайна деформация. Kostrov (1974), а по-късно и Molnar (1983) предлагат триизмерен анализ на нарастваща деформация (*incremental strain analysis* - прогресираща с времето деформация), чрез сеизмологичен подход, който е по-подходящ за регионални разломни изследвания. В този случай ориентацията на главните оси е в зависимост от сеизмичния магнитуд на разломите и е от по-голямо значение от величината на напреженията.

6.2 Ограничения при прилагането на кинематичния анализ на разломни премествания по Marrett и Almendinger (1990)

Всички количествени кинематични методи изискват класифицирането на данните за разломните премествания спрямо амплитудата на преместване и площта на разломната плоскост. Съществуват няколко емпирични скалиращи зависимости за разломи, включващи дебелина на разломната глина, които позволяват определянето на тези параметри чрез теренни данни. Някой от най-фундаменталните трудове, в които се описват характеристики, които индикират за амплитудата на срязване са на Arthaud и Mattauer, (1972), Chester и Logan (1987), Gamond, (1987) и Means, (1987).

Понеже вторичните фрактури и характеристиките на разломните плоскости често биват двусмислени индикатори за амплитудата на срязване е препоръчително да се измерват колкото е възможно повече индикатори за движение. Наблюденията за амплитудата на срязване трябва да бъдат оценени според относителната им надеждност по подобен начин, както при определяне на локациите на земетресенията. Ако обаче се приеме, че разломните системи са независими от мащаба на наблюдение (*scale-invariant*), може да бъде приложен и по-прост графичен кинематичен метод.

6.3 Математико-физическа основа на метода

Формалното математическо описание на метода на Алмендингер приложен в софтуерния пакет „FaultKin“, използван в тази работа се описва по долу. Изчислението на прогресивната деформация водеща до образуването на разломи в даден регион е ясно приложимо при сеизмологията (Kostrov, 1974; Molnar, 1983), тъй като сеизмичния момент (M_o) на земетресенията е свързан просто със средното преместване (u_{ave}) и площта на разломната плоскост (n) (Aki, 1966).

$$M_o = \mu u_{ave} n \quad (10.1)$$

Където μ е еластичния модул на срязване. Много близък до сеизмичния момент е геометричния момент (M_g) (Sammis et al. 1987), който представлява изцяло кинематична мярка за величината на деформация, която в сравнение със сеизмичния момент просто пропуска срязващия модул:

$$M_g = u_{ave} n \quad (10.2)$$

Ако преместването в триизмерен масив от разломи е много по-малко от размерите на региона, може да бъде изчислен средният градиент на инкременталното (нарастващото) преместване ($\tilde{V}u$) акумулиран от всеки разлом, който Molnar (1983), нарича „асиметричен моментен тензор“. Тензора описващ кинематиката на разлом е асиметричен поради присъщата за просто срязване ротация, и се изчислява чрез определяне на диадичния продукт * на вектора на средното преместване ($\hat{u}$) и нормалния вектор към разломната равнина ($\hat{n}$). $\tilde{V}u$ се определя за всеки разлом чрез умножаване на тензора описващ кинематиката му, чрез неговия скаларен геометричен момент (M_g) и разделяне на обема (V) на пресечения регион.

$$\tilde{V}u_{ij} = \frac{M_g}{V} (\hat{u}_i \hat{n}_j) \quad (10.3)$$

Единичните означения i и j са векторните стойности, а двойните индекси i и j са тензорните стойности, всички в декартова координатна система, използвайки нотацията на Айнщайн. За еднозначното определяне на $\hat{u}$ и $\hat{n}$ е необходима конвенцията, използваща знака на преместването (sense-of-slip). След това се добавя $\tilde{V}u$ за всички разломи, който дава средния нарастващ градиент на преместване за всички изследвани разломи ($\tilde{V}u'$):

$$\tilde{V}u_{ij}' = \sum_{\text{fault}} \tilde{V}u_{ij} \quad (10.4)$$

Поради допускането за малка деформация, $\tilde{V}u'$ може да се разложи на симетрична и несиметрична част, давайки съответно тензорите на нарастващата деформация и ротацията. Собствените вектори (eigenvectors) на симетричната част на $\tilde{V}u'$ дават ориентацията на

*В математиката, по-специално в многолинейната алгебра, диада или диадичният тензор е тензор от втори ред, написан в нотация, която се вписва във векторната алгебра.

Диадичният продукт приема два вектора и връща тензор от втори ред, наречен диада в този контекст. Диадата може да се използва за описване на физическа или геометрична информация, въпреки, че по принцип няма директен начин за нейното геометрично тълкуване.

Диадичният продукт е дистрибутивен спрямо векторното събиране и асоциативен със скаларното умножение. Следователно диадичният продукт е линеен и в двата си операнда. Като цяло две диади могат да бъдат добавени, за да се получи друга диада, и умножени по числа, за да се мащабира диадата. Продуктът обаче не е комутативен; промяната на реда на векторите води до различна диада.

главните оси на нарастваща деформация, а собствените стойности (eigenvalues) дават техните магнитуди.

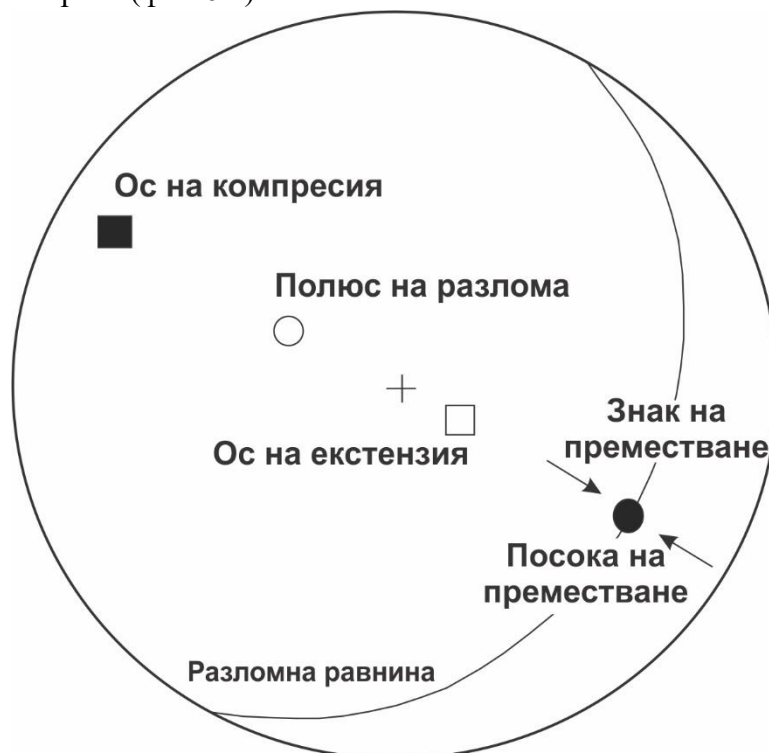
Jackson и McKenzie (1988) оспорват това, че асиметричната част на горния тензор е част от допускането на Molnar(1983), че координатната система е фиксирана към разлома, така че не разлома, а региона се ротира. Това допускане не може да се оцени с данни за разломно преместване индивидуално и те предпочитат симетричния тензор на Kostrov (1974). На пръв поглед тази разлика не е значителна, защото тензорите на Kostrov и симетричната част на тензора на Molnar са идентични. По този начин, асиметричният тензор съдържа потенциално повече информация, защото асиметричните му компоненти описват или ротацията на региона или ротацията на разломите.

След това кратко въведение може да се дефинира същината на така наречените „ P “ и „ T “ оси, които играят съществена роля в метода. Названията им „ P “ и „ T “ отговарят на термините „pressure“ - натиск, свиване и „tension“ - опън, разтягане. Те се построяват чрез разполовяване на ортогоналните нодални равнини на разломните плоскости и така лежат на 45° от разломните плоскости. „ P “ и „ T “ осите са еквиваленти на собствените вектори на симетричната част на тензора на градиента на преместване за разлома. Така, осите са фундаментално кинематични по природа, представящи главните оси на нарастващия тензор на деформация за разлома. За по-накратко можем да ги назовем оси на компресия и екстензия.

6.4 Графични и числови кинематични методи

Графично представяне на P и T оси

Първата стъпка при графичния кинематичния анализ е графичното построяване на главните нарастващи (incremental) оси на компресия и екстензия за дадената разломна популация. Всяка двойка от оси лежи на „плоскостта на преместване“ (movement plane) съдържаща вектора на движение и нормалния вектор на разломната плоскост и сключва ъгъл от 45° с всеки от векторите (фиг. 6.1).



Фигура 6.1. *Геометрия на разломната кинематика в долна полусфера, равноплощна стереографска проекция. Кинематичните оси, посоката на преместване и полюса на разломната плоскост (нормалата към разлома) лежат в обща равнина, като всяка от кинематичните оси формира ъгъл от 45° както със знака на преместване (напр. харниш) така и с полюса на разлома (нормалата към разлома).*

Важно е, че при процеса за определяне на кинематичните оси няма никаква доза интерпретация! Така, кинематичните оси на разломите представляват алтернативни представители на първичните данни, които са удобни за различни геометрични тестове, някой от които са описани по-долу.

Оконтуряването на осите на компресия и екстензия на група от разломи ефективно ги осреднява и предоставя описание за посоката им на разпространение. Използваният в тази работа софтуерен пакет стъпва на метода на Kamb (1959), който е за програмиран от редица автори и публикуван в достъпни издания. Потенциален проблем с оконтуряването е, че метода се опитва да третира осите на компресия и екстензия, като отделни, а не като свързани единици. Въпреки това при анализ на голям брой данни това не е от голямо значение (Marrett et. al., 1989).

Внедрената в софтуера статистиката базирана на метода на Бингам (Bingham) за осови данни осигурява обективни насочени максимуми на осите на компресия и екстензия за група разломи (Mardia, 1972). Максимумите могат да бъдат изчислени поотделно или по свързан начин, чрез оконтуряване на единия вид кинематична ос, като позитивна, а другата като негативна. Тази процедура е идентична на сумирането на моментния тензор на данни без рейтинговане. Тъй като оконтуряването и Бингам статистическия анализ на група разломи не взимат в предвид магнитута на деформация, могат да бъдат обвързани с кинематиката на група разломи, само ако разломната кинематика е мащабно-инвариантна (scale invariant).

Магнитуд на деформацията

В хода на това изследване не са правени интерпретации за магнитуд на деформацията, но за пълнота в текста по-долу се описват основните положения.

За определяне на мащаба на деформация акумулирана от разломно преместване са необходими измервания на средното преместване и на площта на разломната плоскост. Тези стойности обаче е почти невъзможно да бъдат измерени с изключение при наличието на подземни работи (Gauthier, Angelier, 1985) или чрез сеизмична информация. Няколко емпирични отношения правят възможно приблизителното определянето магнитута на деформация акумулирана от разломи за който u_{ave} и n са неизвестни. Тези изчисления са базирани на теренни измервания на дебелината на разломната глина и/или максималната разломна ширина.

В заложените дефиниции в софтуера, дефиниран като разломна глина е материал разместен от първоначалното му местоположение по отношение на разломните стени на по-голямо разстояние от най-голямата дименсия. Тази дефиниция се различава от класическите дефиниции в това, че не взема в предвид нито минералите, нито големината на зърната. Изследвания показват, че частиците в глината имат фрактално разпределение на размера (Sammis et. al., 1987) и така дори и големи лещи от класти с размер от метри в диаметър могат да се съдържат в разломната глина.

Измерването на дебелината на разломната глина (t) на терена е свързано с редица проблеми. При наличието на неравности t може да варира от измерена максимална дебелина до нула, в зависимост от позицията по протежението на разлома в който се измерва. За това измерванията на дебелината на глината трябва да се правят в равен участък за всяка разломна

зона. Нагъване чрез пълзене (drag folding) и съпровождащото го приплъзване по пластове представляват допълнителен проблем при големи разломи, защото могат да замаскират границите на зоните с глина чрез деформиране на съседните разломни стени.

Съществуват модели които прогнозираят линейното нарастване на дебелината на разломната глина спрямо локалното разместване (u) (Sammis et. al., 1987; Cox, Scholz, 1988; Power et. al., 1988):

$$u=c_1t \quad (10.5)$$

Където c_1 е емпирична константа за която Hull (1988) определя стойност от 63 за всички видове скални типове.

За решението на този проблем Elliott (1976) предлага, че дължината на разлом в план е линейно пропорционална на максималното преместване (u_{max}). Walsh и Watterson (1988) твърдят, че максималното преместване е пропорционално на квадрата на максималната дебелина на разлома (w), определена като максималната дебелина на равнината на разлома нормален към посоката на преместване. Те показват, че данните на Elliott и нови събрани данни са емпирично последователни най-малко за разломи с дължина под 100 km, със следното взаимоотношение:

$$u_{max}=\frac{c_2}{\mu^2}w^2 \quad (10.6)$$

Където c_2 е варираща стойност свързана със спада на напрежението от земетресенията със средно $2 \times 10^{-4} \text{ GPa}^2 \text{ m}^{-1}$ за разломи в различни скални типове, с преместване вариращо от 10^0 до 10^5 m .

Големината на разломите обикновено се измерва от авиационни снимки или от геоложки карти, а не директно чрез теренни наблюдения. По-трудно е определянето на геометрията на разломите в дълбочина и в ерозирани скали, което е необходимо за да се направи връзка между дължината на разломната повърхност с дебелината ѝ (w).

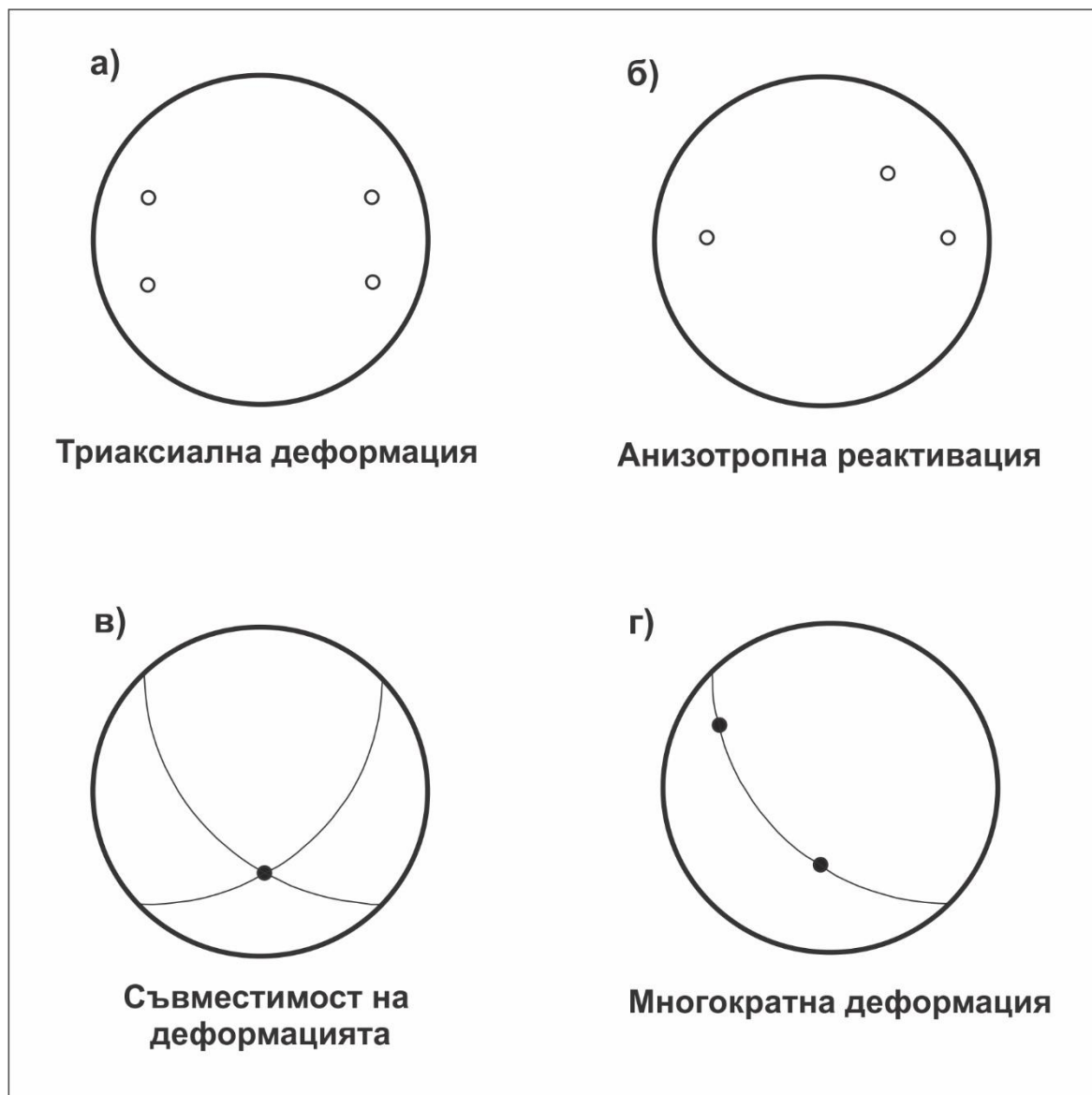
6.5 Интерпретация на кинематичната хетерогенност

Кинематично разнородни разломи, представени от поясни или мултимодални модели на оси на компресия и/или екстензия, могат да бъдат генерирани по различни механизми.

Независими от данните за разломни премествания, геоложките доказателства дават ясни индикации за тези механизми, въпреки че отсъствието на доказателства за конкретен механизъм не е ясен индикатор за бездействието му. Графичните анализи на данните за разломни премествания могат да позволят по-пълна интерпретация на комплексно кинематично разломяване, защото при всеки механизъм се получават различни модели от полюси към разломи и посоки на преместване, които могат да се използват за качествено оценяване на важността на всеки механизъм при специфични случаи.

Триаксиална деформация

Reches (1983) показва, че триаксиалната деформация формира три или четири групи разломи подредени в орторомбична симетрия и равен брой различни посоки на преместване, също с орторомбична симетрия (фиг. 6.2. а).



Фигура 6.2. *Модели на механизмите на кинематична хетерогенност. Големите кръгове представят разломни плоскости, незапълнените точки полюсите на разломите, а запълнените точки посоките на движение по разломната повърхност. Обясненията по отделните подточки на фигурата са в текста.*

Такива модели са наблюдавани и на терен и в експерименти (Donath, 1962; Aydin, Reches, 1982; Reches, Dieterich, 1983; Krantz, 1988). Степента до която модела на Reches (1983) покрива даден набор от данни, индикира за това колко е важна триаксиалната деформация в развитието на хетерогенната кинематика. Наличието на взаимно пресичащи се разломни групи подкрепя интерпретацията за триаксиална деформация.

Анизотропна реактивация

Простите локални деформации могат локално да реактивират стари (съществуващи преди това) анизотропии, които не са идеално ориентирани за „поемане“ на обкръжаващата деформация и така да се образува локална хетерогенна триаксиална деформация. Анизотропии, които съществуват в скални единици отвъд тези на изследване могат да контролират кинематиката в обкръжаващите, преди това незасегнати от деформация скали.

Поради това, че по-ранно съществуващата анизотропия е произволна спрямо реактивиращата деформация, преместването по равнината на анизотропията може да бъде

неиздържано ориентирано по отношение на новообразуваните разломи. Така, реактивацията на анизотропния фундамент ще създаде група разломи и посоки на преместване, които не са свързвани с другите групи разломи със спрегната или орторомбична симетрия (фиг. 6.2 б). Анизотропната реактивация може да произведе позитивна корелация между ориентацията на група разломи и анизотропията на фундамента или между пространствените промени в кинематиката на разломните премествания и промените в анизотропната ориентация на фундамента.

Съвместимост на деформацията

Съвместимост на деформацията между два различно ориентирани разлома или части от разломи изисква движението и по двата да е паралелно на линията им на пресичане ако не се образуват нови структури. Големи разлики в ориентацията на разломите или сегменти от тях създава голяма разлика в кинематиката им. Това ограничение ще доведе до образуването на множество групи разломи с подобна ориентация на движението (фиг. 6.2. в).

Многократна деформация

Многократните деформации често създават хетерогенни разломни кинематики. Особен вид реактивация на анизотропията може да се получи, когато съществуващите разломи се активират отново, генерирайки втора група стрии. По този начин индивидуалните разломи могат да съдържат индикатори за приплъзване в две или повече различни посоки и група разломи може да има широко вариране в посоките на преместване (фиг. 6.2. г). Движещата-разлома кинематика от една деформация може да бъде несъвместима с кинематиката на друга деформация. Независими доказателства за многократна деформация включват напречни взаимоотношения между групи разломи и взаимно изключващи се хронологични ограничения от разломните групи.

6.6 Нотации

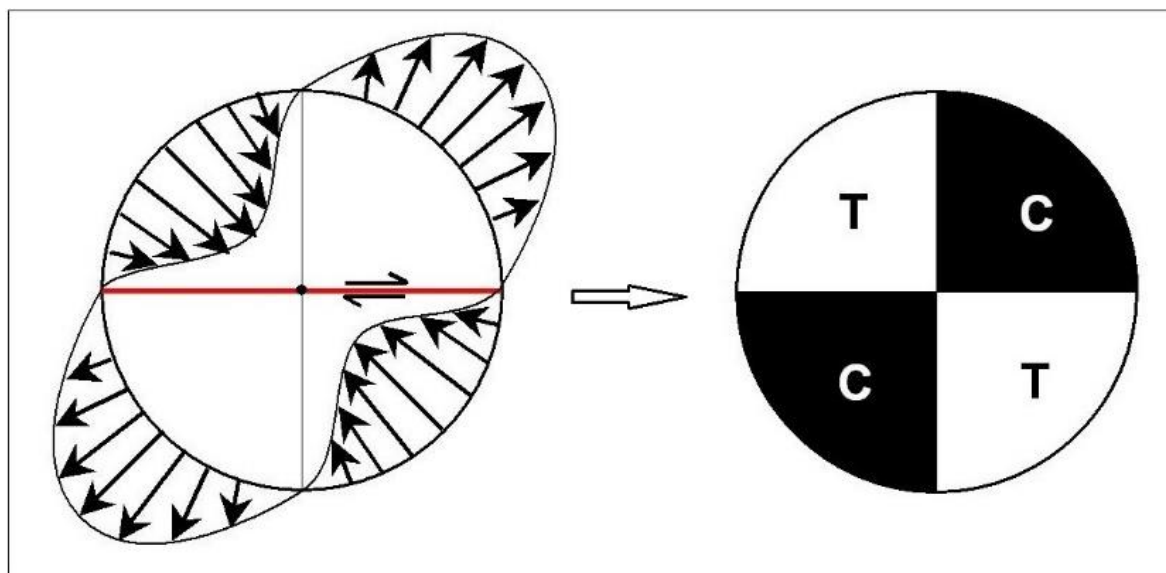
В използваният софтуер „FaultKin” за означение на главните кинематични оси (главните оси на кинематичния елипсод) се използва гръцката буква сигма (σ) като със σ_1 , σ_2 и σ_3 се означават съответно за най-голямата, средната и най-малката кинематична оси. По традиция в структурната геология е общоприето със „ σ ” да бъдат означавани осите на напрежение (stress axis) и съответно със σ_1 , σ_2 и σ_3 се означават главните оси на напрежения (главните оси на елипсоида на напрежение).

В литературата, за означаване на кинематичните оси се среща гръцката буква епсилон „ ϵ ” (Burnley, 2012) съответно $\epsilon_1 > \epsilon_2 > \epsilon_3$. Използването на „ σ ” за означаване на кинематичните оси във „FaultKin” не би трябвало да е проблем, тъй като още в първата част от хелпа към него е казано много ясно, че това е софтуер който извършва само кинематични анализи. „Kin” в името означава точно това- кинематика (kinematic). По този начин там няма как да се получи двусмислие. В тази работа обаче, се дискутира както темата за кинематиката, така и за напреженията. В предвид факта, че не малка част от представените данни в специалната част на тази работа са продукт от анализи именно с „FaultKin” означенията в резултатите няма да бъдат коригирани и за означение на кинематичните оси ще бъде използвана „ σ ”. Също „ σ ” ще бъде използвана и в контекста за напреженията, но за да не се получава объркване, преди цитирането на дадена ос или елипсод, ще се конкретизира дали става въпрос за кинематична ос (елипсоид) или съответно за ос на напрежение (елипсоид на напрежението).

Освен означението на осите, много важен момент е и конвенцията за знака им, т.е. дали за най-голяма ос (σ_1) се приема посоката на максимална компресия или посоката на

максимална екстензия! В геологията компресията се разглежда като положителна и оста която отразява максималната компресия отговаря на σ_1 , докато в инженерните науки и физиката, обикновено като положителна се разглежда оста на разтягане и там максималната компресия отговаря на σ_3 .

При изчисленията с „FaultKin“ изведената главна кинематична ос съвпада с оста „Т“ (tension), а най-малката кинематична ос съвпада с оста „Р“ (pressure) срещана още като ос „С“ (compressional). Като действието им се илюстрира чрез фигура 6.3.

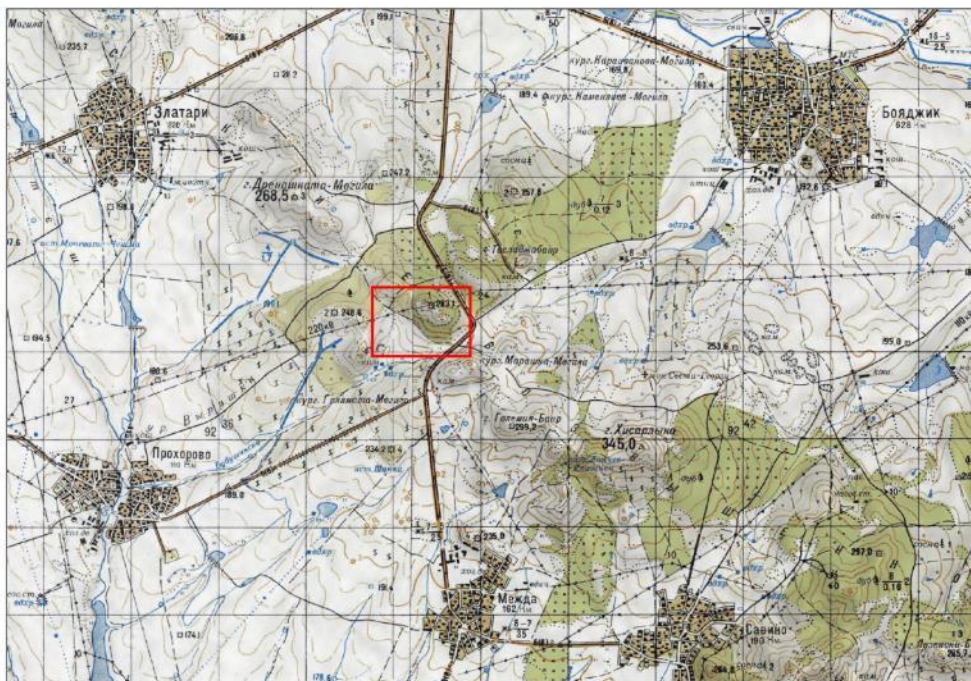


Фигура 6.3. Схематична диаграма показваща движението на частиците спрямо посоките на разтягане „Т“ и компресия „С“ (или „Р“) при десен отсед. Фигурата е заимствана от Wikipedia (https://en.wikipedia.org/wiki/Focal_mechanism#/media/File:Focal_mechanism_01.jpg). От фигурата се вижда, че компресионната ос приблизително съвпада с оста на главното напрежение σ_1 .

7 Рудогенетична характеристика на находище Прохорово

7.1 Географско и административно положение

Находище „Прохорово“ попада в централната част на Светиийските височини. Разположено е в землищата на селата Прохорово, Межда, Бояджик и Златари. На повърхността площта на находището е около 0,6 km². По права линия то отстои от село Прохорово на около 3,5 km в североизточна посока, от село Златари на около 3,0 km в югоизточна посока, от село Бояджик на около 4 km в югозападна посока и от село Межда на около 2,5 km в северна посока (фиг. 7.1).



Фигура 7.1. Топографска карта с локализацията на находище Прохорово. С червен правоъгълник е показано местоположението на находището- това не са граници на находището.

7.2 Исторически сведения

Районът на Светиилийските възвишения е бил обект на внимание на геолозите от древността. Намерени са следи от добивни изработки за медни и железни руди. От наше време по пълни сведения за района дава Бончев (1903). По-късно в района работят Стр. Димитров, Ан. Делчев, Г. Андреев и др.

Началото на по-съществени и съвременни проучвания се поставя през периода 1950-1953 година, когато в участъците „Кара бунар“, „Пепеляшника“ (Бояджик 1) и „Драковия баир“ (Бояджик 2) се провеждат проучвателни работи със сондажи и шахти. В периода 1955-1962 г. в тях се извършват експлоатационни работи, като е добита около 85 000 t желязна руда обработена в рудник „Крумово“. Добива е прекратен поради изчерпване на запасите.

През 1959-1964 г. на медно-порфирно находище „Прохорово“ се извършват търсеци и предварителни геолого-проучвателни работи със сондажи, плиткни шахти (шурфи), извършена е геоложка картировка в М 1:2000 съпроводена от геохимично опробване и геофизични работи (магнитометрия и електропроучване).

Паралелно с находище „Прохорово“ се извършват и търсецо проучвателни работи на съседните медни и железни рудопроявления „Железния баир“, „Тасладжа баир“, „Чала баир“, „Калето“, „Трите могили“ и „Меден кладенец“. През този период в находище „Прохорово“ са прокарани 82 броя сондажи с общ обем 28 420 lm; 18 броя плиткни шахти с общ обем 825 lm; шурфи и канали – над 15 000 m³, геоложка картировка в М 1:2000, геохимични и геофизични работи на площ от 4,05 km².

На рудопроявления „Чала баир“, „Тасладжа баир“, „Калето“ и „Коюн тепе“ са прокарани 43 броя сондажи с общ обем 8 985 lm. На „Чала баир“, „Калето“ и „Меден кладенец“ са извършени картировка и металометрия в М 1:2000 на 3,3 km², а на „Меден кладенец“ и „Трите могили“ металометрия в М 1:25 000 на 3 km².

Резултатите от извършените геологопроучвателните работи са отразени в геоложки доклад с изчислени запаси на находище „Прохорово“ и рудопроявление „Тасладжа баир“ от Недялков и др. през 1964 година.

През 1974 г. в западната част на находището са прокарани 470 lm плитки сондажи за вземане на технологични проби от окисни и смесени руди. Резултатите са отразени в геоложки доклад на Емануилов и др. (Емануилов и др., 1975ф).

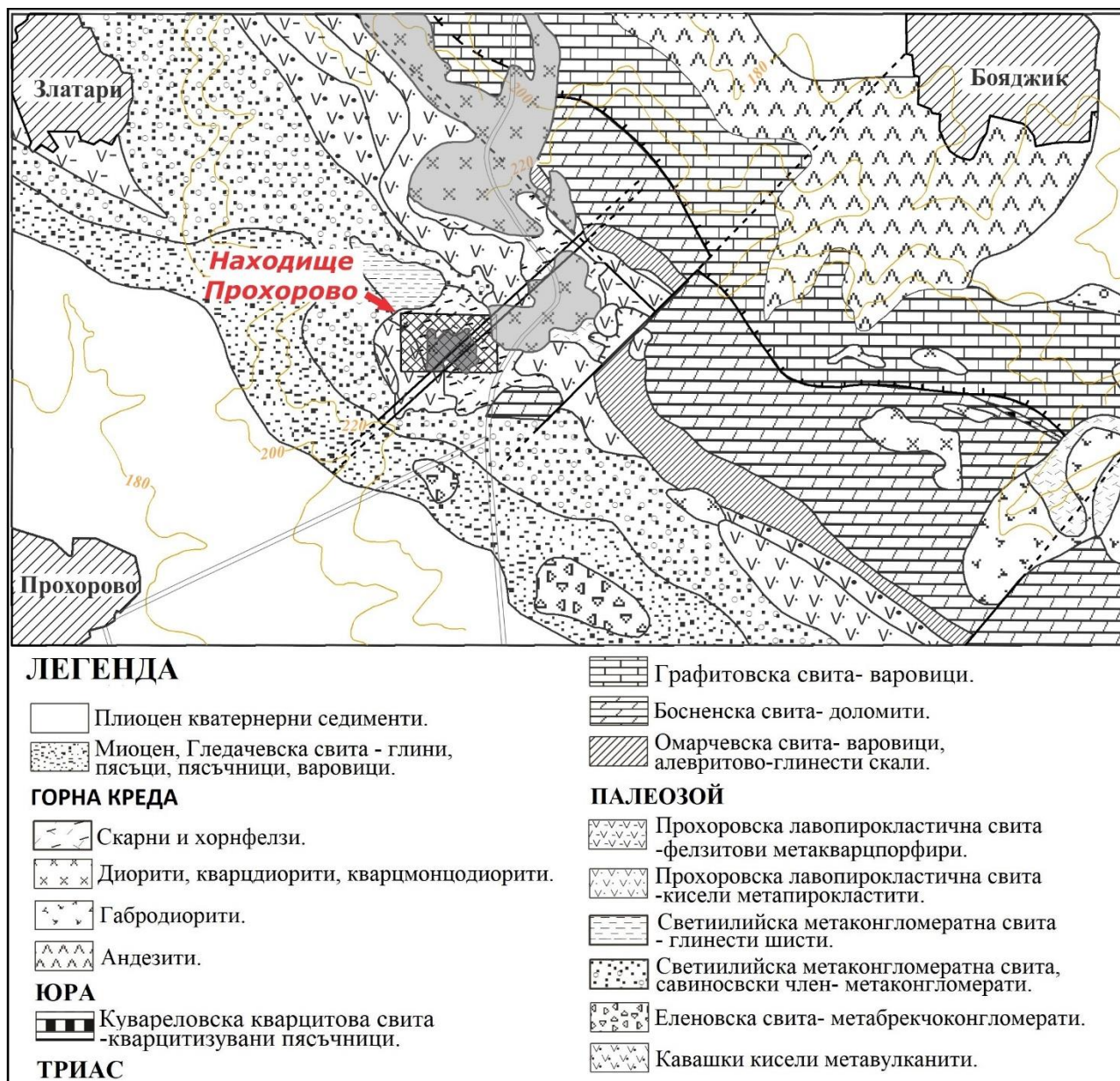
От 1978 до 1981 г. в находище „Прохорово“ се извършват детайлни геологопроучвателни работи със сондажи и минни изработки за оконтурване на находището, доказване на запаси в промишлени категории, извършване на необходимите минероложки, структурни, хидрогеоложки, инженерно-геоложки и технологични изследвания. Резултатите от детайлното проучване са отразени в изготвения от Хр. Емануилов и др. геоложки доклад, върнат за преработка за допроучване на зоната на окисни и смесени руди.

В периода 1982-1984 г. за решаване на горните задачи са реализирани 97 броя сондажи с обем 10 340 lm и вертикални минни работи с общ обем 110 lm. Взети са 6 технологични проби.

Резултатите от извършените геологопроучвателни работи на находище „Прохорово“ в периода 1959-1985 г. са отразени в геоложки доклад от Малешков и др. през 1988г. (Малешков и др., 1988ф).

7.3 Геоложка характеристика на находището

Находището е вместиено в горните части на малък кварц-диоритов плутон с „L“ образна форма (Прохоровска интрузия). Едната част от интрузията е с посока северозапад, а другата североизток (фиг. 7.2) Двете посоки в които е развита интрузията съвпадат с преобладаващите разломни структури в района. Регионалната структура върху която разломите са наложени е Светиилийската моноклинала. Моноклиналата е картирана от Недялков (1964), стратиграфски е изследвана от Чаталов (1962, 1965б, 1985), а структурната обстановка е изучувана от Вархатов и др. (1983) и Цанков (1983).



Фигура 7.2. Геоложка карта с легенда на района около находище Прохорово от Светиилийските височини с подчертан кварц-диоритовия плутон (модифицирана от Чаталов, 1985).

Моноклиналата представлява моноклинална антиформа (коляновидна гънка?) с посока североизток и шарнир северозапад-югоизток. Паралелно на шарнира е формиран Светиилийския разлом с посока северозапад и частично ориентиран паралелно на напластяването, който е бил частично използван като проводяща структура при внедряването на Прохоровския плутон. Друга група от разломи с направление североизток разсича моноклиналата (фиг. приложение 13.4).

7.4 Литология

В изграждането на вместилищните скали на находището участват младопалеозойски, триаски, горнокредни и кватернерни скали. Младопалеозойските (стефан-пермски) скали са представени от метаморфозирани брекчоконгломерати, конгломерати, метапясъчници и кварц-серицитови шисти на Светиилийската метаконгломератна свита (Чаталов, 1985) и от киселите

метапирокластити и метакварц-порфири на Прохоровската лавопирокластична свита (Чаталов, 1985).

7.4.1 Метаморфозирани брекчоконгломерати и конгломерати

Имат широко разпространение в изграждането на крайните части на находището извън рудното тяло. Дебелината им достига до 500 m (Савиновски член от метаконгломерати и др.). Изграждат добре издържани ивици в северозападната и югозападната части на находището които продължават в северозападната и югоизточна посоки. Затъват на североизток под наклон от 55° до 70°. Представяват сивобелезникави скали с пъстър изглед. Изградени са от скални и мономинерални късове с големина от 2-3 mm, до 5-6 cm, рядко до 10 и повече cm. Късовете са от кварц (над 50%), кварцити, пясъчници, шисти, гранити. Късовата съставка е разнородна, сравнително устойчива, фрагментите са обикновено с елипсовидна форма. Спайката е от същите материали, дребнозърнеста, хлоритизирана.

7.4.2 Метापясъчници

Метापясъчниците са с добре изразена слоистост. Изградени са от кварц, фелдшпати, хлорит, мусковит, късчета от кисели вулканити, кварцитоидни и филитоидни скали и рудни минерали. Спайката е серицит-хлорит-кварцова с лепидогранобластична структура. Скалите са динамометаморфозирани, плътни и здрави. С редки и тънки карбонатни прослойки които са метасоматично променени. Образувани са епидотови, по-рядко епидот-гранат-пироксенови скарни.

7.4.3 Кварц-серицит-хлоритови шисти

Кварц-серицит-хлоритовите шисти (Златарски член) имат ограничено разпространение. Разкриват се в северозападната и югозападната части на находището в непосредствена близост до контактния ореол на плутона. Посоката им на разпространение е северозапад-югоизток. Затъват на североизток с наклон 55°-65°.

Това са сивопепеляви скали с блестящи повърхнини. Изградени са от кварц, серицит, хлорит, в подчинено количество амфибол, биотит, рутил и рудни минерали. Всред тях се наблюдават редки и с неголеми размери включения от кварц. Имат ясно изразена слоистост и са с бласто-алевритова, бласто-псамитова и гранолепидобластова структура. Границите им са неясни и преходни.

Контакто-метасоматичните процеси описани в конгломератите и шистите са по-слабо проявени.

7.4.4 Прохоровската лавопирокластична свита

Киселите скали от Прохоровската лавопирокластична свита (Чаталов, 1985) са с предполагаема пермска възраст. Контактват с описаните младопалеозойски и кредни плутонични и дайкови скали. Имат ограничено разпространение в източните, западните и извън обсега на рудното тяло североизточни части на находището. Моделират релефа изграждайки позитивни форми. Около 8-10% от рудното тяло е вместиено в скалите на тази свита. Представени са от кисели метапирокластити, кристало и литокластични туфи, туфобрекчи, сферолитови метакварц-порфири и фелдшпатови метакварц-порфири.

7.4.4.1 Кисели метапирокластити.

Представени са от кристало-кластични, литокластични туфи и туфобрекчи. Подробно са описани от Недялков (1964).

7.4.4.2 Кристало и литокластични туфи

Кристало и литокластичните туфи се срещат винаги заедно. Обикновено са светлопепеляви и при изветряне избеляват. При пипане са меки от многото серицит. Неравномерно зърнести и едва забележимо шистувани. Доминиращ минерал е кварца, а калиевия фелдшпат е по-малко. Литокластичните туфи имат литокластична алевритова структура, а кристалокластичните имат кристалокластична алевритова структура.

Спойката в туфите е от дребнозърнест кварц. Късчетата са примесени с отломки от калиев фелдшпат и шисти. Срещат се със ситно стрити мусковитови люспи, серицит, биотит, турмалин.

7.4.4.3 Туфобрекчи

Туфобрекчите са със съвсем слабо разпространение в западната част на находището. В тях се наблюдават едри (до 10 cm) късове от сферолитови кварц-порфири. Късовете са сиви и изпъкват на фона на дребнозърнест бяла спойка. Скалата е масивна едва забележимо шистувана. Спойката представлява литокластичен туф с литокластична и псамитова структура. Изградена е от кристални отломки от кварц и калиев фелдшпат.

7.4.4.4 Сферолитови метакварц-порфири

Изградени са от два вида сферолити не срещащи се заедно- зонални (концентрични в пререз) и радиално лъчести. Зоналните сферолити се отличават от останалите по сферолитовата си текстура. Радиално-лъчестите сферолити са с паралелна текстура, обусловена от редуване на черни и бели слоеве с мощност от 1 mm до 1,5 cm. Зоналните сферолити са изградени от калиев фелдшпат, кварц и магнетит. Радиално-лъчестите сферолити са изградени само от калиев фелдшпат.

7.4.4.5 Фелдшпатови метакварц-порфири

Това са най-разпространените скали от Прохоровската лавопирокластична свита. Представяват здрави и твърди скали със сивопепеляв цвят и розов отенък. Претърпели ниско-степенен метаморфизъм, слабо шистувани и осветлени. Изградени са от едропорфирен кварц и калиев фелдшпат, по-рядко плагиоклаз, пръснати в плътна червеникавосива основна маса с обикновено микрофелзитова структура. Съотношението между кварц и калиев фелдшпат във фелзитовите кварц-порфири е обикновено 1:1.

Всички скали от Прохоровската лавопирокластична свита в района на находището са претърпели динамотермален метаморфизъм от ниска степен. Най-вероятно са продукт на континентална субтермална, ефузивна и пирокластична дейност. (Недялков, 1964; Чаталов, 1965).

7.4.5 Триаски скали

В района на находището са разпространени долно и среднотриаски скали.

Долен триас

Седиментите на долния триас са представени от аркозни и варовити метапясъчници-Питовска свита (Чаталов, 1985) и филитоидни шисти, прослоени с мраморизирани варовици-Омарчевска свита (Чаталов, 1985).

Аркозни метапясъчници

Имат съвсем ограничено разпространение в находището. Разкриват се като петна и неиздържани ивици сред младопалеозойските задруги и задругата на доломитните мрамори в южната част на находището. Аркозните метапясъчници са сивобели до почти бели скали. Изградени са от кварц, калиев фелдшпат, серицит, редки зърна от рутил, циркон, турмалин. Кварцовите зърна са обвити със серицит. В основата си са изградени от дребнокъсови конгломерати, а в горните нива големината на теригенните частици намалява и скалата добива вид на дребнозърнест пясъчник.

Филитоидни шисти, прослоени с мраморизирани варовици

Разкриват се на североизток от площта на рудното тяло. Имат ограничено разпространение. Затъват на североизток под наклон около 60°. Това са сивобелезникави скали с ясна шистозност. Изграждат маломощни прослойки и пачки, които се проследяват от мраморизирани варовици. Последните са бели до сивобели. Структурата на тези варовити скали е микрогранобластова, а текстурата- шистозна. В някои участъци се наблюдава и слабо окаряване.

Среден триас

Представен е от доломитни мрамори - Босненската свита (Чаталов, 1985) с анизка възраст.

7.4.5.1 Доломитни мрамори

Разпространението им е ограничено в южните, югоизточните и източни крайни части на находището. Най-често контактуват с филитоидни шисти и с масивни скали от интрузията, с която границите им са тектонски. Това са гълъбовосиви, сиви до тъмносиви, плътни криптокристалинни скали с характерни форми на напукване (слонова кожа). Прослоени са от редни тънки мраморизирани прослойки и калцитни жилки. Рядко сред тях се наблюдават и прослойки от меки глинесто-песъчливи материали.

Изградени са от фино до дребнозърнест доломит. Структурата им е микрогранобластова.

Горнотриаски и юрски седименти в района на находището не са установени.

7.5 Магматизъм

7.5.1 Интрузивни скали

Генезисът на находище „Прохорово“ е тясно свързан с проявите на интрузивния магматизъм. В района е отделена Прохоровска интрузивна група (Малешков и др., 1988 ф). Разкрива се североизточно от с. Прохорово на около 3 km и продължава по посока на с. Гълъбинци. В обхвата на групата са установени скални разновидности от типа на габродиорити, диорити, кварцдиорити и преходи към кварц сиенодиорити, монцодиорити и гранодиорити. Преобладаващи са кварц-диоритите.

Групата включва в себе си Прохоровската интрузия, интрузията от местността „Тасладжа баир“ и най-голямото в групата интрузивно тяло при „Чала баир“. Всички те се разглеждат като по-малки или по-големи апофизи на обща дълбочинна интрузивна камера. От всички интрузивни тела на Прохоровската интрузивна група продуктивна по отношение на меднопорфирното орудяване е само Прохоровската интрузия (Прохоровска продуктивна интрузия), докато останалите се приемат като непродуктивни.

Прохоровска продуктивна интрузия

Прохоровската продуктивна интрузия е внедрена сред пермски и триаски седименти. Контактва с пермски конгломерати и пясъчници, кварц-серицит-хлоритови и глинести шисти, кисели вулканити и пирокластични и триаските аркозни пясъчници, филитоидни и глинести шисти, мраморизирани варовици и доломити.

В централната и североизточна част на находището на повърхността се разкриват две по-големи интрузивни тела с много сложна амебовидна конфигурация и линейно удължение в североизточна посока. В дълбочина тези две основни разкрития се обединяват в едно тяло-Прохоровската интрузия (Прохоровски плутон).

Във вертикален разрез морфологията на интрузивното тяло е изометрична, усложнена от многобройни апофиза, както и от заграбените и неасимилирани контактно променени ксенолити от седиментни и кисели вулкански скали. За това допринасят и дорудните и следрудни тектонски нарушения които са послужили за магмопроводящи канали.

В дълбочина интрузивното тяло се стеснява запазвайки североизточната си ориентация.

Прохоровската интрузия се изгражда от габро, габродиорити, диорити, кварц-диорити, кварц-сиенодиорити, монцодиорити, гранодиорити. Между тях резки граници не са установени и се предполага постепенен преход. В най-обща линия се очертава следното пространствено разпределение:- в западните крайнини на интрузията се разкриват кварц-диорити и гранодиорити, в централните и части кварцови монцодиорити, а в североизточните кварц-сиенодиорити (Игнатовски и др., 1980 ф). В количествено отношение първостепенно значение имат кварц-диоритите, а следващи са кварц-сиенодиоритите. Останалите разновидности играят малка роля в изграждането на интрузията.

С изключение на габродиоритите и диоритите макроскопски изброените скални разновидности почти не се разкриват и тяхното определение се базира главно на микроскопските изследвания, където количествените съотношения на главните минерали могат да дадат превес към едно или друго петрографско определение. Решаващо е съотношението плагиоклаз – калиев фелдшпат и отчасти количеството на кварца и сбора от фемични минерали.

Малешков и др. (1988ф) лансират следната идея за етапите на формиране на интрузията:

а/ Най-ранен с образуване на габро (единични тела с размери 20-40 m), габродиорити и диорити. Вероятно между габродиоритите и диоритите съществуват преходи в зависимост от количествените взаимоотношения на плагиоклаза, пироксена и амфибола. Има и безамфиболови разновидности. За ранното образуване на този вид скали свидетелства присъствието им като ксенолити сред кварц-диоритите;

б/ Втори етап- формиране на главната интрузия от кварц-диорити. Тъй като по своята петрографска и петрохимична природа тези скали са субалкални, висококалиеви кварц-диорити то на места, където образуването на калиев фелдшпат е по-интензивно, прехождат към “сиено” или “монцо” разновидности.

Скалите от тази интрузия са неравномернозърнести от дребно до среднозърнести с не много силно изразена тенденция за увеличаване размерите на зърната в дълбочина.

в/ Трети етап - съществуването му е под съмнение. Касае се за до образуването на полевкократа, светлосива, среднозърнеста интрузивна скала.

Характерни за интрузивните скали са условията на близкоповърхностна кристализация (на бързо охлаждане), вследствие на което скалите са порфиroidни, неравномернозърнести и с неравномерно разпределение на късно кристализираните минерални фази. Последните са представени отчасти от биотит, кварц и най-вече от калиев фелдшпат. Най-неравномерно е разпределението именно на калиевия фелдшпат, който освен, че е късна минерална фракция е

свързан с поведението на един от най-подвижните компоненти на силикатната топилка - калий. Неговото присъствие (респективно отсъствие), определя „сиено“, „монцо“ или „грано“ характера на кварц-диоритовите скали. Във всички микроскопски определени разновидности с по изявена роля на калиевия фелдшпат количеството на мед не надвишава 10-12% и при това относително малко количество и неравномерно разпределение много лесно може да се достигне до различни петрографски определения, които са верни за конкретния дюншлиф (2-3 cm²) или изследвания образец.

Дайкови скали

В процес на проучване на находището през годините е събран богат фактически материал за разпространението и взаимоотношенията на дайките с вместилищата ги скали и промените които самите дайки са претърпели. Установени са голям брой дайки, но често точния минерален състав и първичните им петрографски белези са заличени, защото преобладаващата част от тях са силно контактно и хидротермално-метасоматично изменени.

Преобладаващите скали издават най-вече първичен диорит-порфирен характер, а други наподобяват лампродиоритови порфирити. Факта, че всички те са били подложени на интензивна контактна промяна говори, че дайкообразуване е имало по време на интрузивната дейност и преди нейния завършек.

7.6 Метаморфизъм, метасоматизъм

Внедряването на Прохоровския плутон е довело до образуването на широк двор от контактно-метаморфни и в подчинено количество контактно-метасоматични скали.

На контактно-метаморфните скали се падат около 45% от обема на рудното тяло. В зависимост от изходните скали са се образували хорнфелзувани конгломерати, хорнфелзувани пясъчници, хорнфелзи. Разновидностите прехождават постепенно една в друга. Закономерности по отношение на разпространението им във вертикална и хоризонтална посока не е установено. Дебелината на ксенолитите по сондажи е от сантиметри до 100 m, а контактната промяна на рудното тяло заглъхва на 100 и повече метра от външния контакт на интрузията.

7.6.1 Контактно метаморфни скали

Най-голямо разпространение на контактно метаморфните скали имат биотитовите хорнфелзи и хорнфелзуваните конгломерати. В подчинено количество се срещат кварц-фелдшпатови, кварцови, пироксенови, биотит-кварц-плагиоклазови и други хорнфелзи, както и хорнфелзувани пясъчници.

Биотитови хонфелзи

Биотитовите хонфелзи са сивопепеляви, тъмносиви до сивочерни, финокристални скали. Текстурата им е масивна, рядко субпаралелна, в отделни интервали със забележими ивици на наслояване. Изградени са от биотит, плагиоклаз, кварц и акцесорни минерали - апатит и циркон.

Хорнфелзувани конгломерати

Хорнфелзуваните конгломерати са светлобойни, пъстро украсени, здрави скали с масивна текстура. Структурата им е главно брекчозна. Късовата им съставка е представена от кварц, шисти, гранити, кварц-порфири, плагиоклазови и калиево фелдшпатови зърна и др. Количествените им съотношения варират широко, но почти винаги доминират кварцовите

късове. Формата и размерите им са най-различни. Най-често са неправилни и ръбести. Достигат до 10 cm, но обикновено са около 3-5 cm.

Спойката е от същите материали, метаморфозирана, микролепидобластична. Изградена е от биотит, фелдшпати и в подчинено количество кварц.

Кварц-фелдшпатови хорнфелзи

Кварц-фелдшпатовите хорнфелзи са светли, сивобежови, дребно до среднозърнести скали. Текстурата им е масивна. Изградени са от кварц, калиев фелдшпат, биотит, серицит и рядко амфибол.

Биотит-кварц-плагиоклазови хорнфелзи

Биотит-кварц-плагиоклазовите хорнфелзи са подобни на биотитовите от които се отличават с по-едрозърнения си строеж и по-голямото съдържание на плагиоклаз.

Пироксенови хорнфелзи

Пироксеновите хорнфелзи са меланократни, сивозеленикави скали, по-твърди от биотитовите хорнфелзи. Срещат се в централната и западната част на находището. Изградени са от пироксен, плагиоклаз, актинолит, гранат, кварц, епидот и др.

Хорнфелзувани пясъчници

Хорнфелзуваните пясъчници имат съвсем ограничено разпространение. Наблюдават се като преходен фациес между хорнфелзите и хорнфелзуваните конгломерати.

Те са сиви до светлосиви и плътни. Късовата съставка е с размери до 3-4 mm. Предимно кварцова, по-рядко от плагиоклаз, шисти, калиев фелдшпат. Спойката е подобна на описаната в по-горните разновидности. Текстурата им е масивна, структурата средно до дребнокристалинна.

7.6.2 Контактно-метасоматични скали

Контактно-метасоматичните скали са съвсем слабо застъпени в находището. Срещат се като малки неиздържани тела сред хорнфелзите или на контакта на плутона с доломитните мрамори в югоизточния фланг на рудното тяло. Представени са от гранатови скарни, пироксенови скарни и епидотови скарни.

Гранатови скарни

Гранатовите скарни представляват петниста жълтокафява скала. Текстурата им е масивна, а структурата хетерогранобластова. Изградени са от гранат, кварц, пироксен, епидот, карбонати, зоолити.

Пироксенови скарни

Пироксеновите скарни се срещат съвсем рядко. Те са сивозеленикави, плътни и много здрави скали.

Епидотови скарни

Епидотовите скарни са най-разпространени от всички предимно в северозападната част на находището. Изградени са от тревистозелен епидот и кварц. Среща се и гранат.

7.6.3 Метасоматични промени в скалите

Метасоматични промени в скалите от контактно-метаморфната мантия

Скалите от контактно-метаморфния комплекс са в една или друга степен метасоматично променени. Макроскопски тези промени имат най-често жилен характер. Жилите са с дебелина до 2-3 mm, много рядко по-дебели. На места пресичат скалите мрежовидно. Те са светли, бели, не рядко с рудна минерализация в централните части. Трудно е да се определи дали биотитизацията, която има в повечето случаи площен характер е свързана само с контактна промяна или има и по-късен хидротермателен, метасоматичен характер. Най-вероятно е да са налице и двата генетични типа биотит. Калиевата фелдшпатизация е слабо и неравномерно проявена, само в залбандите на част от жилките. Окварцяването е широко проявено изключително под формата на жилки. Кварцът изгражда самостоятелни жилки с рудна минерализация или е последван от по-нискотемпературна такава. На места в централните части в кварцовите жилки се наблюдават единични ксеноморфни зърна от епидот и радиалнолъчести агрегати от хлорит. Зеолитизацията също има жилковиден характер и е развита обикновено като единични жилки или мрежа от такива. Тя е последвана от карбонатизация и гипситизация, проявени под формата на мрежовидни агрегати.

По залбандите на описаните жилки се наблюдава серицитизация. На места серицитовите люспи преминават в мусковитови агрегати. В участъците с най-интензивна серицитизация, скалите са изградени само от кварц и серицит.

Метасоматични промени в скалите от Прохоровската кварц-порфирова лаво-пирокластична свита

Във всички разновидности на Прохоровската лавопирокластична свита са установени метасоматични промени, които имат подобен жилковиден характер и са последвани от орудяване. Те се изразяват в биотитизация, калиева фелдшпатизация, окварцяване + рудна минерализация, серицитизация, зеолитизация, образуване на глинесто-хидрослюдести минерали, карбонатизация. Биотитизацията е проявена като фини люспи и по-рядко жилки. Биотитът е частично и неравномерно хлоритизиран, а в участъци с интензивна серицитизация и серицитизиран. Общо в тези скали биотитизацията е слабо проявена. Калиевата фелдшпатизация като жилковидни образувания е също слабо проявена. Най-интензивно и повсеместно са проявени окварцяването и серицитизацията. Кварцът се среща като жилки с различна дебелина в централните части на които често се разполагат рудни минерали последвани от образуването на хлорит и безцветни глинесто-хидрослюдести минерали. Серицитизацията се развива около кварцовите жилки. В едни случаи тя заглъхва във вместващата скала, а в други я обхваща изцяло. В отделни интервали се установяват зони с интензивна серицитизация на скалата и превръщането и в кварц-серицитова. Последната има грайзеноподобен характер с напълно променени състав и структура. Зеолитизацията и слабо проявената карбонатизация са развити самостоятелно във фини мрежовидни жилки.

Характер на метасоматичните процеси в интрузивните и дайкови скали

Постмагматичните хидротермално метасоматични процеси са засегнали всички разновидности на интрузивните и дайкови скали. Тези процеси са проявени като биотитизация, калиева фелдшпатизация, окварцяване, серицитизация, хлоритизация, образуване на глинесто-хидрослюдести минерали, зеолитизация, карбонатизация, гипситизация и отлагане на гнездовиден халцедон.

Биотитизацията е повсеместна, но с различен интензитет. Метасоматични минерали биват биотит II и амфибол. Биотит II е финнолюспест агрегатен, гнездовидно, жилковидно

или площно развит, както в основната маса на споменатия фациес, така и по порфирните минерали. Амфибола е развит частично по плагиоклаза и биотит I. В интрузивния фациес той се среща на границата между скалообразуващите минерали, по пукнатини в самите тях, като оформя също неиздържани жилки и гнезда. По време на образуване калиевата фелдшпатизация следва биотитизацията. Тя има жилковиден до площен характер. Жилките са самостоятелни или такива заедно с кварца и по-късните метасоматични минерали. В първия случай жилките са по-фини, а като са в комбинация с кварца, изграждат залбандите на последните. Във втория случай той частично и в различна степен замества плагиоклаза и амфибола от вместващата скала. В случаите, когато изгражда по-дебели жилки с кварц и зоолити се среща изометричен, доста едър апатит. Калиевата фелдшпатизация е последвана от образуването на кварц, изграждащ самостоятелни жилки или заемащ централните части на кварц-фелдшпатовите такива. На места е последван от зоолити, карбонати, епидот, хлорит, халцедон, глинесто-хидрослюдести минерали. Окварцяването е един от най-интензивно проявените метасоматични процеси. Зоолитизацията е също интензивна, но неравномерно проявена.

Около кварц-фелдшпатовите жилки нерядко се наблюдава интензивна серицитизация постепенно заглъхваща с отдалечаването от жилките. Тя засяга всички скалообразуващи минерали с изключение на кварца. Биотитизацията, калиевата фелдшпатизация, окварцяването и около жилковидната серицитизация предхождат рудообразователните процеси. След отлагането на рудните минерали метасоматичните процеси са проявени като зоолитизация, карбонатизация, гипсизация, образуване на глинесто-хидрослюдести минерали и халцедон.

Тези метасоматични процеси са най-интензивно проявени в тектонски нарушените участъци и на границата между интрузивния и порфироиден фациес.

7.7 Структура на находището Прохорово

Находището е локализирано в Бояджишкия регионален тектонски възел. Той разсича напречно Светиилийските височини на две равни части. Образуван е от пресичането на двете регионални разломни системи в областта - северозападната (с посока 320°) и североизточната (с посока 50°). Първата от тях е паралелна, а втората напречна на оста на Светиилийската антиклинална структура.

Това е най-голямата рудогенерираща и рудоносна структура в Светиилийското рудно поле. В хода на своята еволюция възелът се е оформил като дълбочинен високопроницаем интрузивно-тектонски център в който на хипоабисално ниво в основата му е внедрен Прохоровският плутон (Игнатовски, 1986). Находище „Прохорово“ е привързано именно към този плутон с диоритов състав.

Посоката на магмено течение е била под контрола на проводящите канали от напречната разломна система (40°-50°). Освен от разломите посоката на магмения транспорт се контролира и от стените на магмената камера. Ориентировката на плоскостния паралелизъм и линейността варират значително - с посока на потъване от 210° до 355° и ъгъл от 60° до 75°, а в нишата на шахтния двор посоката на потъване е 190°, а наклона 60°.

Независимо от високата проникваемост на зоната, магмата не се е внедрила в откритото пространство, а е „отвоювала“ своята камера посредством обрушване и заграбване на чужди късове за което свидетелстват множеството ксенолити. Поради тази причина в приконтактните части на плутона се създават условия за образуване на множество апофизи и разпределение на топлината при обтичане на блокоподобните късове.

Под кода +30 апофизите се обединяват с плутона и надолу той предствалва едно тяло, разширяващо се в дълбочина.

В съотношение с позицията механизма на внедряване и вътрешния геотермичен ред на първичните структури на течение, Прохоровския плутон се причислява към синкинематичните, дискордантните, дисконформни и дисхармонични линейни магмени тела (Игнатовски, 1980).

7.7.1 Локални тектонски възли

Рудоконтролиращите структури на находището са тектонските възли. Характерно е изключително силното разломяване засегнало едновременно плутона и хорнфелзите, мраморите и кварцпорфирите от рамката.

Разломи

Разломните структури се групират по пространствени елементи, динамично-кинематични, мофрولوجки и геометрични белези в пет системи: северозападна- 310-330°, изток-югоизточна- 100-110°, изток-североизточна- 65-85°, североизточна- 40-55° и север-североизточна- 20-30° (Игнатовски, 1986).

Най-стари са структурите от североизточната и северозападната система, в пресечницата на които е образуван Бояджишкият възел. Това са структури с дълбоко заложение. Североизточната система е магмопроводяща. Дългата ос на плутона и първичните структури на течение в него са съподчинени с посоката и наклона на нейните разломи. Преобладаващите измервания на линейната минерална ориентировка сочат, че при внедряването си магмата се е движила от северозапад (310-335°) към югоизток (130-155°) под ъгъл 60-75°. Останалите системи са заложени в дорудно време, но отделни разломи са образувани преди отлагането на главната кварц-пирит-халкопиритова и жилна кварц-пиритова парагенеза и са запълнени с дорудни метасоматити, други след тях съдържат и рудни минерали, трети след рудните парагенези са запълнени и със зеолити, гипс-анхидрит и карбонати, четвърти след прекратяване на хидротермалния процес са стерилни (Игнатовски, 1986).

Според Игнатовски (1986) от локалните разломни системи вероятно най-старата е север-североизточната, ако се съди по това, че нейни отседи са се проявили като структурни бариери по време на рудообразователния процес и ограничават трите рудоносни стъпала, а също така отделят западния от южния и северния възел.

Тази интерпретация на Игнатовски може да не е вярна, защото ако приемем, че магмата е внедрена в области на приотваряне (pull apart- буквално преведено „празнини на разтягане“) на СИ разломи, поради раздвижване на СЗ разломи и отваряне на кухня чрез раздалечаване на стените на СИ разлом, от това следва, че СЗ система е водещата по-стара разломна система, а североизточните са спрегнати на нея, ако се съди по конфигурацията на магмените тела.

Северозападната система е представена от по-голяма структура и няколко единични плоскости. Основното движение е дясно-отседно, осъществено в два етапа: в предрудно време и след отлагане на главната минерална парагенеза.

Изток-югоизточната система е проявена с няколко структури в южната част на находището. Разломите са издържани по посока на големи разстояния. Морфологията им е постоянна. Наблюдава се интервал от 50 – 80 cm с тектонска глина в страни от който вървят по няколко паралелни плоскости. Между тях скалата е интензивно напукана. Наклона им е стръмен, по-често са вертикални. Някои от разломите са орудени, което свидетелства, че са били отворени и проницаеми за рудоносния поток. Преобладаващи движения са дясноотседните.

Изток-североизточната система не е развита равномерно в находището, но по гъстота на структурите е водеща. Разломите и са морфоложки издържани, с по 10-15 cm тектонска глина. По правило се съпровождат от приразломни напукани зони с доста голяма мощност.

Наклоните им са на север-северозапад под ъгъл от 60° до 90°. Преобладаващи са десните отседи, но се наблюдават възседи и разседи. Всички разломи от тази система са орудени (което означава, че са били отворени след формирането си) и затова един значителен руден обем е свързан пространствено с тези структури. Те са едни от главните рудопроводящи и рудоразпределящи канали за находището. В тях са отложени всички минерални парагенези.

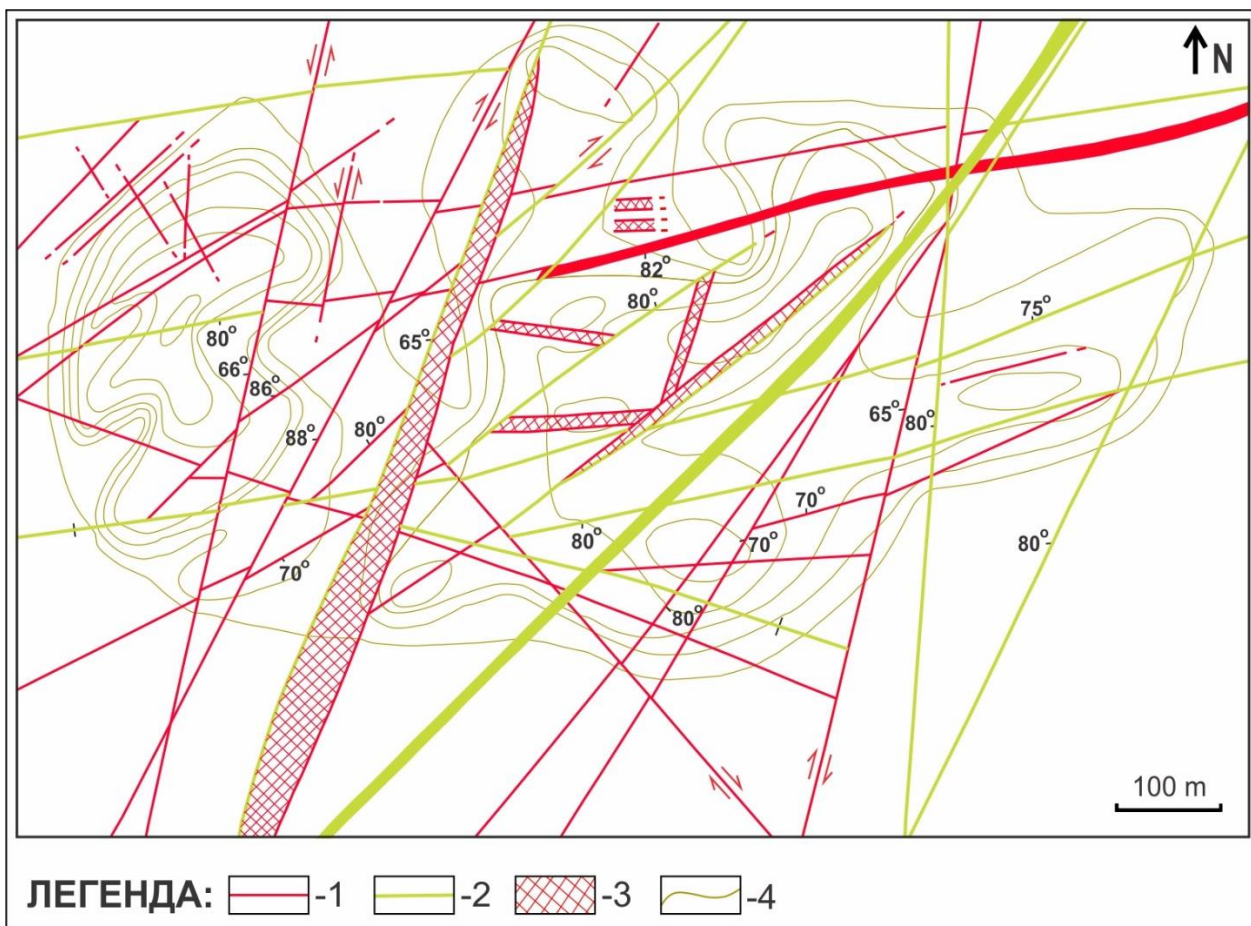
Североизточната система е една от гъсто представените. Основните структури от нея са концентрирани в западната част на находището. Разломните зони са широки с ивица от тектонска глина в централната част. Последните записани чрез стрии движения са разседни. Често по стените им са наслоени примазки със следи от различни по характер и ориентировка движения. С преобладаващо разседен характер на движенията са разломите наклонени на северозапад и поради това те могат да се причислят към краевите разседи на плутона.

Североизточната система заедно с изток-североизточната и изток-югоизточната са обединили разломите, които са проявление на напрегната нагънатост в регионален план.

Тоест, това са разломи формирани при срязване и разтягане перпендикулярно и косо на СЗ посоки на шарнирите на регионалните гънки. Поради това те са основните рудопроводящи и рудовместващи структури и главния контролиращ фактор на магматизма и орудяването.

Север-североизточната система е проявена в източната и западната част на находището. В източната част разломите са наклонени до 65°, а в западната стръмни до вертикални.

Централната част на Бояджишкия възел, където е локализирано находище Прохорово, има сложен строеж получен от преплитането на петте разломни системи. Характерна е силно изразената зоналност, дължаща се на неравномерното разпределение на разломните структури и до голяма степен на пространственото засебяване на разломните системи. Обособяват се участъци със слабо и с интензивно разломяване. Последните се оформят като локални тектонски възли или възли от втори порядък, отнесени към регионалния Бояджишки възел. Игнатовски (1986) отделя четири възела: източен, северен, южен и западен. Те се различават помежду си по четири основни признака- образуващите ги системи, количеството на структурите, характер на движенията и рудоложко значение. Последното е в зависимост от кинематичните им особености поради различията, за които няма изразена пропорционална количествена зависимост между гъстотата на разломите в отделните възли и порфирната руда (фиг. 7.3)



Фигура 7.3. Карта на разломната мрежа в находище „Прохорово“ по Игнатовски (1986).
 Легенда: 1- разлом; 2- оруден разлом; 3- тектонизирана зона; 4- изолинии на еднаквите съдържания на медта в рудното тяло.

Източния възел е образуван от север-североизточната и изток-североизточната система при по-слабо участие на североизточната. Тук Игнатовски (1986) отбелязва по-специално два немного стръмни до полегати разлома със север-северозападна ориентация. В този възел са преобладаващи отседите, и то десните, по изток-североизточната система, следвани от разседите на север-североизточната.

Северният възел е по-голям по площ и е образуван от многобройни разломи. Сред тях се срещат няколко десни отседа на север-североизточната и североизточната система. За възела са характерни разломи с широки зони, които на места увеличават дотолкова размерите си, че губят индивидуалността си дори когато са наблюдавани в минните изработки. Тук не се срещат само разломите от северозападната система.

Южният възел е образуван от четири системи без север-североизточната. По броя на структурите той не отстъпва на източния и северния, но в него по-рядко се наблюдават гъстите серии от по-малки разломи на изток-североизточната и изток-югоизточната система. Освен отседи и разседи се срещат и възседи, но отседите преобладават. Всъщност изток-североизточната система участва със същите разломи, както и източният възел и само с три-четири нови структури.

Западният възел е образуван от североизточната, изток-североизточната и изток-югоизточната система. Север-североизточната не се включва тук, тъй като по същество тя се явява екранираща в тази част на находището и е граница на участъка, в който е възелът. Късите северозападни и североизточни разломи са съсредоточени в северозападната му част, където са ограничени от структури на други системи. Това им положение е нагледен пример, че двете

най-ранни (регионални) системи са дългоживуци и в тях спрегнати структури са се образували и след залагането на локалните системи по времето, когато са се формирали локалните тектонски възли.

Към тези разломни възли са привързани основните богати участъци на находището. Поради това може да се приеме, че това са основните рудопроводящи канали изиграли най-голяма роля в разпределението на полезните компоненти. Те са били главните направляващи „магистрала“ на рудоносния поток, където циркулацията на рудоносните хидротерми е била най-обилна и продължителна.

Структури на течение

Спецификата на механиката на внедряване, краткия магмен транспорт и неголямата дълбочина на формиране са причина за спорадично и несъвършено проявление на първичните структури на течение.

Слоевите на интрузивно течение се обособяват от слабо открояващи се струпвания от фемични или салични минерали без строги граници, определена форма и реакционни ивички.

По-добре е представен плоскостния паралелизъм. Отделните повърхнини в които лежат минералните индивиди много бързо се губят в неподредената скална маса. Образован е по плагиоклаз. Линейната ориентировка, също образувана по плагиоклаза, лежи в повърхнините на плоскостния паралелизъм напречно на посоката му.

Ориентировката на първичните структури на течение не е постоянна. По посока тя варира от 220° до 330° при наклони от 60° до 75°.

Пукнатини

В плутона са отделени четири системи пукнатини: полегати, надлъжни, напречни и диагонални в съответствие с положението им спрямо линейната ориентировка на плутона.

Полегатите са развити неравномерно. Гъстотата им се движи от 1% до 15%. Това е свързано с несъвършеното проявление на структурите на течение. Характерно за тях е, че много често са превърнати в микровъзседи и поради нееднаквата степен на раздвижване на много места се наблюдава симетрично подреждане, показателно за степента на движения по пукнатините. Надлъжните са развити равномерно. Това проличава от всички диаграми, където не се долавят съществени разлики в наситеността на максимумите и полетата им. В количествено отношение превъзхождат другите системи. На много места в тази система са концентрирани повече от половината пукнатини в скалата. Те не са строго привързани към ориентировката на линейността и показват широки отклонения по наклон.

Напречните пукнатини, подобно на полегатите, са развити също неравномерно, но за разлика от тях наситеността на максимумите не показва големи разлики и общия фон на полетата е няколкократно по-висок. В сравнение с другите системи пукнатини, напречните показват най-свободно положение спрямо линейността. По положение, напречните пукнатини съвпадат с посоката на най-съвършената цепителност на скалата.

Диагоналните пукнатини са представени слабо. Само в две от диаграмите те образуват поясни максимуми с наситеност до 5%. Диагоналните пукнатини идват в две подсистеми, от които по-добре е развита тази с посока североизток-югозапад.

Развитието на пукнатинната мрежа в плутона има перманентен характер. Това се потвърждава от факта, че са запълнени с материали на различните минерални парагенези и са се развивали след рудообразователните процеси. Образоването на пукнатинния скелет в плутона има преобладаващо тектонска природа.

Напукаността на скалите от рамката е развита много интензивно, но и неравномерно. Първопричината за това е литоложкия фактор. Кварц-порфирите са напукани по-слабо от

хорнфелзите и хорнфелзуваните конгломерати. Гъстотата на пукнатините достига до 100 и повече броя на 1 линейен метър сондажна ядка.

От рудоложка гледна точка най-голямо е значението на североизточната и изток-западната пукнатинна система на рамката. Заедно с полегатите и надлъжните пукнатини в плутона те вмести в себе си основното количество руда.

Развитието на пукнатинната мрежа в рамката и в плутона е перманентно. Пукнатинните системи в рамката повтарят посоките на разломните системи. Това е указание за водещата роля на разломната тектоника в образуването на пукнатините. Заложените от разломяването посоки се повтарят от пукнатините.

Рудното тяло в находището е разделено на три части (Игнатовски, 1986). Слабо орудена зона отделяща западния участък от централния, която съвпада пространствено с бариерните север-североизточни разломи. От тази система са и разломите отделящи централния участък от източния. Трите участъка на рудното тяло съвпадат пространствено от запад на изток съответно със западния, северния, южния и източния локален тектонски възел.

Резултатите от статистическо-математическия анализ (Чобанова, 1981) са позволили обособяване на три рудоносни стъпала, в които е установена тенденция към намаляване от запад на изток. Ограничените от структурните бариери рудоносни стъпала са съподчинени до известна степен и на литоложката среда, доколкото различията във физико-механическите свойства предопределят по-интензивното напукване на хорнфелзите и кварц-порфирите. Затова в тях преобладава жилната руда, а в плутона впръснатата (Игнатовски, 1980). Най-голяма рудоносност има западното стъпало, където преобладават хорнфелзите, а най-малка източното, разположено само в плутона.

Освен с установената статистическа структура на рудното тяло, рудоложките характеристики на локалните тектонски възли са в съответствие и с количеството на запасите в трите му части, което стъпаловидно намалява от запад към изток.

7.7.2 Морфология на рудното тяло

Находище Прохорово е вместиено в плутон със сложна форма на многоъгълник. Той е изтеглен в североизток-югозападна посока. Максималната му дължина достига 1200 m, а широчината 600-700 m.

По данни от фазовите анализи от проучванията са разграничени три типа руди: окисни, смесени и сулфидни. Окисните руди са своеобразна шапка на находището. Дебелината им достига до 50 m в югозападната част, а в останалата е твърде различна, най-често 20-30 m. Под тях са разположени смесените с дебелина до 30 m, а сулфидните са разположени под тях в дълбочина.

Основен полезен компонент в рудата от находището е медта. Минималното и промишлено съдържание е 0,15%, а средното изчислено в балансовите запаси – 0,23%. Рудната (медна) минерализация е разпространена сравнително равномерно. Тя се контролира от литоложкия и тектонски фактори.

Под зоната на окисление е разположена зоната на вторично сулфидно набогатяване или така наречената зона на смесените руди. Прехода между двата типа руди е постепенен и рязка граница не може да се постави. По количество смесените руди са по-малко от окислените и без високо завишение на рудната минерализация. Дебелината им достига до 30 m.

Сулфидните руди залягат под смесените и окислени руди, като единични проби се наблюдават и на повърхността. Те са около 95% от балансовите запаси на находището.

Погледнато в план рудното тяло е със сложна многоъгълна форма. Площта му в дълбочина постепенно намалява, като се забелязва тенденция на лек наклон на запад.

Югозападния и западен борд на рудното тяло са почти вертикални, а източния, северния и югоизточния полегат с наклони съответно на запад, юг и северозапад. В източна посока минерализацията постепенно заглъхва в кварц-диоритите, а в западна се контролира от кварцпорфирите. В южна и северна посока, поради множеството дайки и апофизи, се наблюдава интензивно разломяване. В различните скални разновидности интензивността на рудообразователния процес е била различна и това обуславя сложната конфигурация на тялото в тези две посоки.

На фона на общо-взето равномерното орудяване по цялата площ на рудното тяло могат да се отбележат няколко по-богати и бедни участъци.

Източната половина на рудното тяло е в кварц-диорити и е сравнително бедна, но равномерно минерализирана.

Централната част на рудното тяло е вместиена всред интрузивни и контактни скали. В най-югозападната му част се наблюдава завишена фоновая минерализация.

В западната част на находището рудната минерализация е най-добра. Тук понятието „руден стълб“ е с най-голямо покритие. Той се налага с така нареченият западен тектонски възел.

В рудното тяло са установени и слабо орудени участъци. За отбелязване е, че те се намират в крайните части на богатите участъци и ги отделят един от друг. Някой от тях са със съществено участие в обема на рудното тяло. Най-значителен от всички тях е този в югозападната част на рудното тяло, разделящ южния от западния руден стълб.

По отношение на молибдена по-добре са орудени интрузивните скали, в по-слаба степен ефузивните и пирокластични скали, а най-слабо скалите от контактния двор. Прави впечатление, че молибденовата минерализация не се налага с медната, а е изместена встрани от нея.

7.7.1 Текстури и структури на рудите

Текстури на рудите

Най-характерни за първичните руди са прожилковата впръсната, мрежеста, нишковидна, ивичеста, симетрично-ивичеста, реликтова, текстури на пресичане, раздробяване, брекчиране, катаклаза и др (Малешков и др., 1988).

Прожилковата текстура е една от най-широко представената сред първичните руди в находището. Тя се характеризира с наличието на фини пресичащи се магнетитови, кварц-серицит-пиритови, кварц-молибденитови, кварц-халкопирит-пиритови, кварц-пиритови-зеолитови и много рядко кварц-сфалерит-галенитови прожилки с дебелина от 0,01 до 1-2 mm и рядко до 1-2 cm. На места финните взаимно пресичащи се прожилки от кварц-пирит-халкопиритов състав обуславят мрежеста текстура на рудите. По-рядко се срещат участъци с пресичане на различни по състав прожилки, обуславящи текстурата на пресичане. Тази текстура е характерна и за зеолитовите агрегати. На места се наблюдават и субпаралелни фини прожилки, отложени по плоскостите на настиляване или по слоистостта. По-голяма част от прожилките са образувани чрез запълване на отворени микропукнатини и някои от тях имат зонален строеж.

Впръснатата текстура е една от най-широко срещаните. Тя се характеризира с наличието на разсеяни впръслеци от пирит с размери на зърната от 0,01 до 0,1 и по-рядко до 0,5-1,0 cm сред изменените диоритови порфири и кварцдиорити. Пиритовите зърна образуват изометрични фини впръслеци и по-рядко имат кубична и кубооктаедрична форма. Пиритът е образуван чрез заместване на серицит и магнетит за което е указание наличието на реликти от тези минерали в него. Много рядко се срещат впръслеци от пирит и халкопирит с размери до 1-2 cm.

Прожилково-впръснатата текстура е най-широко разпространена. Тя е характерна за рудите както от кварц-диоритовия плутон, така и за хорнфелзуваните скали от неговата контактна зона и представлява съчетание на прожилковата и впръслечната текстура. Преобладава прожилковата съставна част, но наличието на фини впръследи от същите минерали от които са изградени прожилките е указание, че наред с отлагането в отворени пукнатини голяма роля през целия процес на рудоотлагането са играли и импрегнационни процеси.

Нишковидната текстура е характерна за рудите от контактната зона всред хорнфелзите и хорнфелзуваните конгломерати. Характеризира се с наличието на фини 0,01-0,1 mm взаимно пресичащи се прожилки, изградени най-често от кварц, халкопирит и пирит, развити по плоскостите на настиляване.

Ивичестата и симетрично-ивичестата текстура се срещат по-рядко. Те са характерни за някои от кварц-молибденитовите, кварц-халкопирит-пиритовите прожилки в които залбандните части са изградени от кварц, а централната им част от сулфиди или обратно.

Реликтовата текстура е характерна за различните минерални асоциации. Характеризира проявите на метасоматичното заместване в напреднал стадий, когато от заместените минерали са останали само реликти сред заместващите ги. Наблюдават се реликти на магнетит сред пирита и по-рядко сред халкопирита, на пирит I сред халкопирита, на пирита и халкопирита сред гипса, анхидрита и др.

Текстурите на раздробяване, брекчиране и катаклаза са проявени в отделни тектонски зони и характеризират междурудните и следрудни импулси на хидротермална дейност последвала тектонските движения. Наблюдава се брекчиране на флуорит от кварц, на халкопирит от гипс и анхидрит и др.

Сред текстурите на вторичните сулфиди и окислените руди се срещат мрежестата, реликтовата, симетрично-зоналната, корозионната, корковата, прожилково-шуплеста и др. Те се характеризират с пресичане и заместване на първичните сулфидни минерали (пирит, халкопирит) от вторичните сулфидни минерали (халкозин, ковелин, борнит) или от хидроокисите на желязото и хидрокарбонатите на медта с преотлагане на медни и железни окиси, карбонати и сулфати сред каверните и излужените прожилки.

Структури на рудите

За първичните руди най-характерни структури са алотриоморфнозърнеста, хипидиоморфнозърнеста, емулсионната, зоналната и др. (Малешков и др., 1988).

Алотриоморфнозърнестата структура е характерна за учащите изградени от пирит или халкопирит. Тя се характеризира с образуването на ксеноморфни с еднакви размери зърна с неправилни контакти между тях. Изявява се с учащи с недобра полировка на зърната.

Хипидиоморфнозърнестата структура е характерна за някои учащи, изградени от идиоморфни по сравнение с обкръжаващите ги зърна пиритови кристали от кварц-серицит-пиритовата и кварц-пиритовата асоциация.

Емулсионната структура е характерна за пирита от кварц-халкопирит-пиритовата асоциация, сред които се срещат фини неравномерни впръследи от халкопирит. Най-типична е за сфалерита, сред който се срещат най-различни по разположение спрямо кристалографските елементи и по големина емулсии от халкопирита.

7.8 Генезис и тип на находището

Богданов (1987) отделя в меднопорфирните находища „Меднопорфирен скарнов субформационен тип (Прохоровски)”. Към този тип отнася находищата „Прохорово“,

„Бърдцето“ и рудопроявление „Великовец“. Прохоровския субформационен тип меднопорфирни находища се намира в антиклинални структури. Изградени от седиментни, контактно метаморфозирани мезозойски скали, сред които са внедрени хипоабисални интрузивни тела от диорити, гранодиорити, кварцдиорити, разсечени от дайки с порфиroidен тип със сложен състав.

Орудяването е вместиено в антиклиналната част на интрузивните масиви и контактната зона от кварц-биотитови хорнфелзи и скарни около тях. За този тип находища са характерни гранат епидотови и гранат-пироксенови скарни. Те са образувани в началото на рудообразователния процес чрез заместване на мраморизирани варовици. Метасоматичните процеси последвали скарнообразуването са калиева фелдшпатизация, биотитизация, окварцяване и серитизация. Те са проявени преди меднопорфирното орудяване.

Процесите на следрудната минерализация се свеждат до образуването на зеолити, гипс, анхидрит.

Минералообразователните процеси последвали образуването на интрузивния масив обхващат както самия плутон, така и контактно променени скали от неговата мантия. Те са свързани с един източник- дълбоките части на магменото огнище и се проявяват в няколко стадия. По последователност на образуваните минерални асоциации се отделят три етапа: 1-скарнов; 2-хидротермален и 3-супергенен.

Скарновият етап е свързан с контактното взаимодействие (биметасоматично) на хипоабисалната интрузия с карбонатните прослойки и лещи, което води до формиране на малки гранат-епидот-пироксенови скарнови тела.

Хидротермалния етап се проявява след известно прекъсване. Той протича в условията на термално поле, създадено от внедряването на диоритовия плутон. В него се отделят три последователни стадия: - предруден, руден и следруден. В отделните стадии са образувани различни по състав и характер минерални асоциации. Изследванията на температурите на хомогенизация на газово-течните включения в кварца от различните минерални асоциации показват, че те са в рамките на постепенно понижаващ се и неголям температурен интервал от 350° до 250°.

Предрудния стадий се характеризира с постъпването на разтвори предизвикали ранните хидротермални промени на скалите. Изразяват се в калиева фелдшпатизация, окварцяване, биотизация и са формирани при високотемпературни условия.

Медно-порфирното орудяване се появява през рудния стадий. Характеризира се с последователно отлагане в пукнатини и пори от високотемпературни разтвори на следните минерални асоциации: кварц-молибденова (от 340° до 350°), кварц-пирит-халкопиритова (от 320° до 340°), кварц-пиритова (жилна, от 320° до 335°) и кварц-сфалерит-галенитова (от 260° до 270°).

Проследявайки температурите на хомогенизация на газовотечните включения от различните генерации се вижда, че за първите три асоциациите са в границите от 320° до 350°. Това е указание, че образуването им е станало при почти еднакви температурни условия и вероятно в сравнително кратък период от време. Наблюдаваните взаимоотношения между техните минерални агрегати ни дават указание за взаимни пресичания, резултат от междуимпулсни движения по време на рудообразователните процеси. Може да се допусне, че по време на рудоотлагането в апикалната част на интрузивния масив, в дайковата формация и прилежащите контактно променени скали, е съществувало термично поле надвишаващо 300°, най-вероятно 320° - 350°.

Към края на рудния стадий температурата се е понижила и отлагането на кварц-сфалерит-галенитовата асоциация е станало при температура 260° - 270°. С това се обяснява и

развитието ѝ предимно по периферията на рудното тяло в крайните части на интрузивния масив и контактено променените скали.

Следрудният етап се характеризира с отлагането на нискотемпературни минерализации, наложени върху рудните минерални асоциации. По пукнатините се отлагат отначало гипс и атхидрит, а към края разнообразни по състав зоолити. Формирането на двете минерални асоциации е станало след продължително прекъсване на минералообразуването и температурата на геотермичното поле е спаднала до около 100°.

Върху разпределението на рудната минерализация в рудното тяло влияние оказват структурните и литоложки фактори. Най-благоприятни се оказват апикалните части на интрузивния масив и образувалите се в близост до него контактно променени скали, особено в западната част на находището, където тектонската обстановка е най-благоприятна за постъпване на рудоносни разтвори.

След формирането си находището е било изведено на повърхността и през супергенният етап, сулфидната минерализация е била подложена на окисление. В резултат на това се образува зона на окисните руди. Под нея в горните части до около 50 m при редукционни условия се формира недобре издържана зона на вторично сулфидно набогатяване. Формирани са две минерало-парагенетични асоциации- гьотит-малахитова (окисна) и халкозин-ковелинова (редукционна).

Приведените данни дават достатъчно основание находище „Прохорово“ да се отнесе към високотемпературните хидротермални меднопорфирни находища образувани на малка до умерена дълбочина.

Генетичното съпоставяне с други медно-порфирни находища в Средногорската зона показва, че докато находище „Асарел“ е формирано при много по-голям температурен интервал от 320° до 150° и има скокообразен характер (Богданов, 1987), то находище „Прохорово“ е образувано при съвсем различни температурни условия. Наличието на скарни също е указание за по-високо температурни условия на рудоотлагане в находище „Прохорово“, образувано и на по-голяма дълбочина. Друг характерен отличителен белег е отсъствието на вторични кварцити (алунитови и др.) за „Прохорово“ и наличието им на „Асарел“, характерни за субвулкански процеси проявени близо до повърхността.

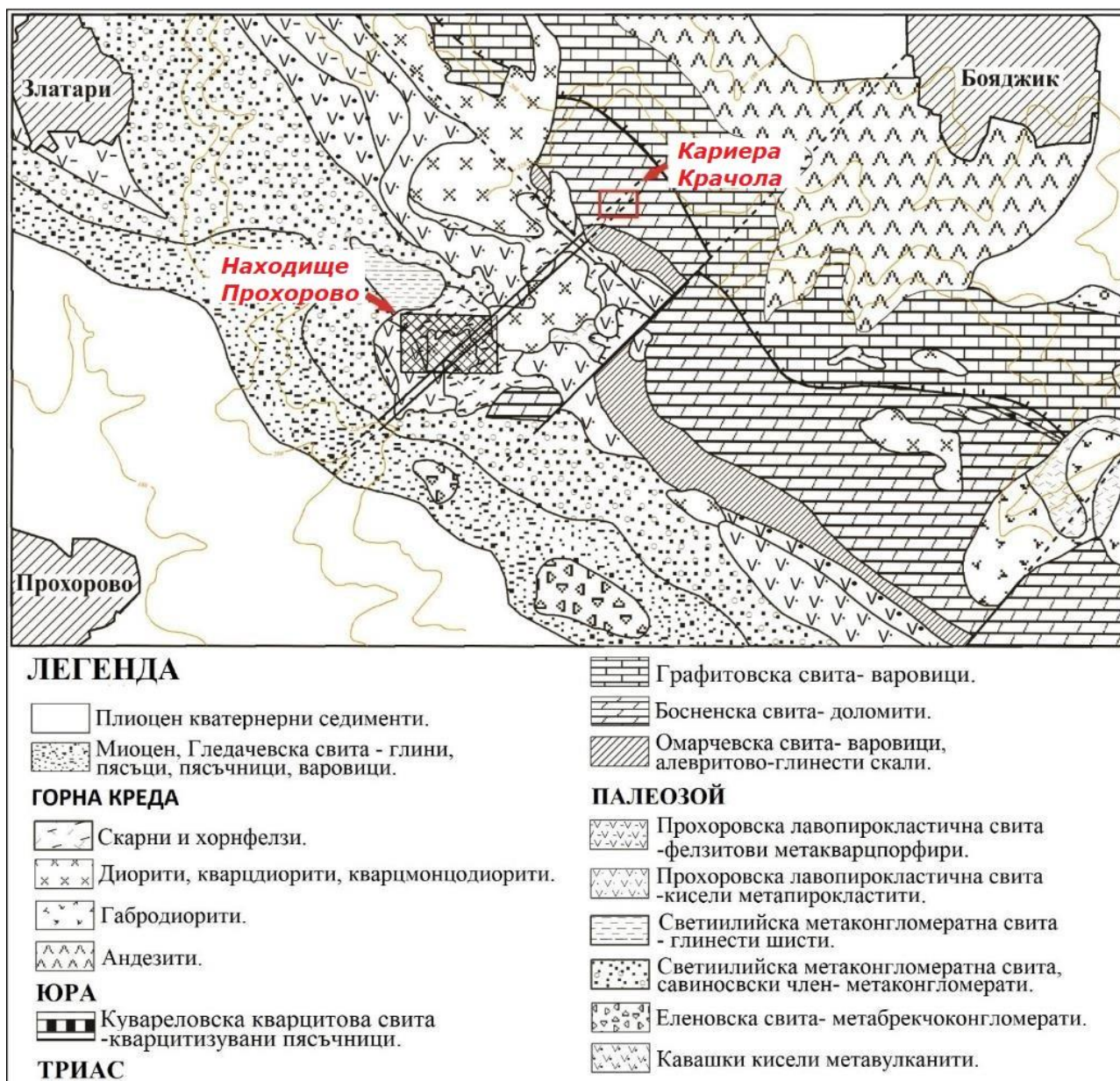
7.9 Изследвания в района на находище Прохорово

Разкритостта на терена при находище „Прохорово“ е сравнително ниска и на този етап много трудно би могло да се добие голямо количество от нова информация за структурни анализи (фиг. 7.4). Независимост от лошата разкритост в района на находището бе проведено двуседмична картировка, като бе направен опит да се открият и опишат старите траншеи и канали, които за съжаление са колапсирани или рекултивирани.



Фигура 7.5. *Панорамна фотография на терена вместващ находище Прохорово. Фотографията е направена от северната граница на находището с изглед на юг. На фотографията се забелязва слабата разкритост, която предлага терена. (сн. Д. Страхилев).*

На 1,3 km североизточно от находище „Прохорово“ в местността „Тасладжа баир“ се намира кариера за трошен камък „Крачола“ (фиг. 7.6).



Фигура 7.6. Геоложка карта с легенда на района около находище Прохорово от Светиилийските височини (модифицирана от Чаталов, 1985). С червен контур е изобразено местоположението на кариера „Крачола“.

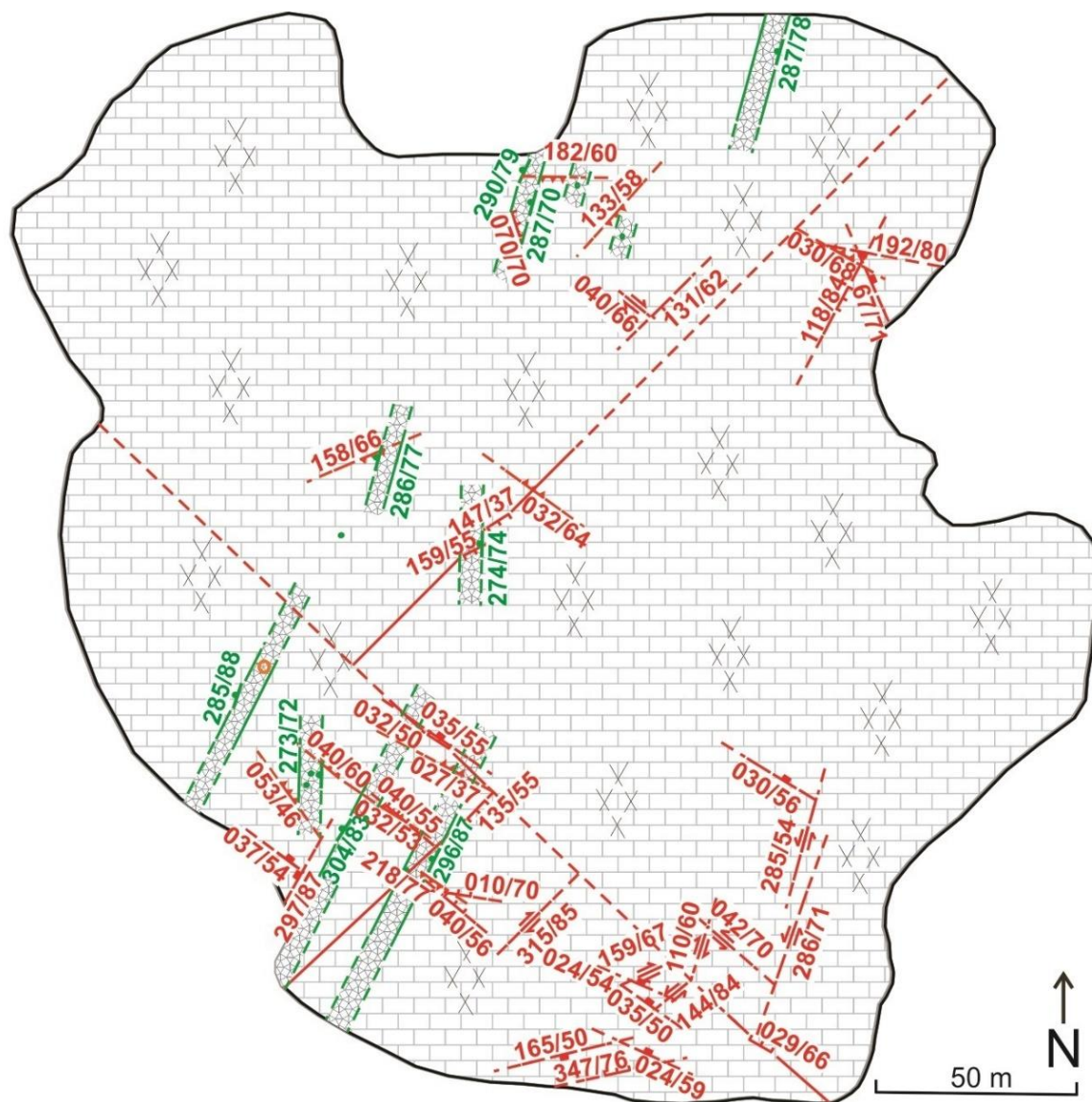
Кариерата е разработена в сиви до тъмносиви доломити и предлага изключително добра разкритост (фиг. 7.7). Повечето измервания и материали във връзка с изследването са добити от района на кариерата. Вzeti са скални образци за минераложки изследвания на скалите, резултатите от които са в приложение №1 (точка 13.1 от дисертацията).



Фигура 7.7. *Панорамен изглед на кариера за трошен камък „Крачола“. (сн. Д. Страхилев).*

В хода на изследването е събрана информация за разпространението на дайките, пукнатините и разломите в кариерата.

В резултат на проведеното картиране е изработена геолого-структурна карта на кариерата (фиг. 7.8).



ЛЕГЕНДА:

— - Възсед; - - - - Разсед; ≡ - Отсед; — - Разлом; — - Дайка; — - Замер на Дайка; X - Пукнатинна система; ● - Проби за анализ

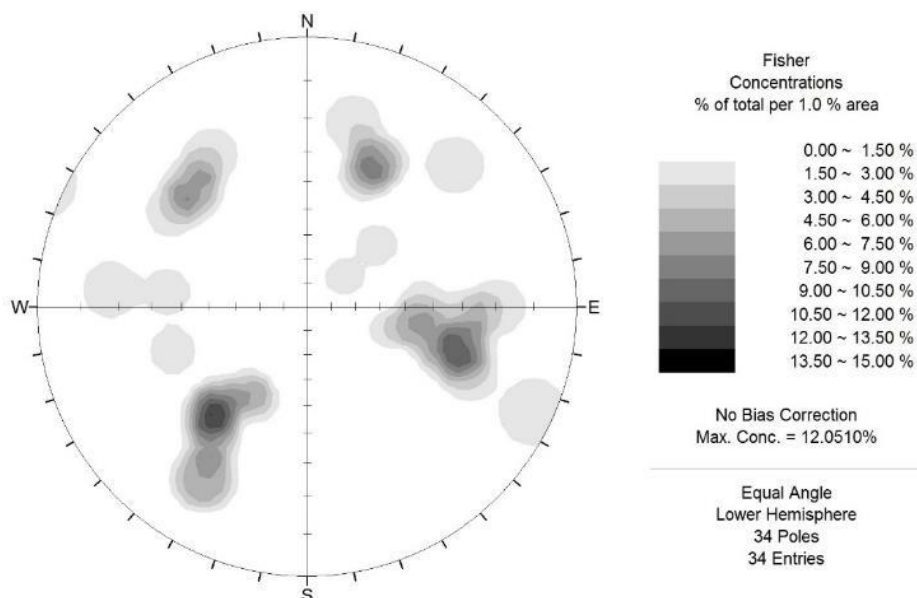
Фигура 7.8. Геолого-структурна карта и легенда на разкритата площ на кариера за трошен камък „Крачола“. Със зелен цвят са нанесени наблюдаваните разкрития на дайки в кариерата. С червена непрекъсната линия са изчертани наблюдаваните разломи, а с червена пунктирна линия, интерпретираните продължения на разломните повърхнини.

7.9.1 Структурна характеристика

В разкритата площ на кариерата посоката на пластореда е между 120 и 130° (югоизток) и с наклон между 40 и 60° към североизток. По този начин кариерата разкрива геометрията на Светиилийската мониклинала.

Посоката на наблюдаваните дайки в кариерата е средно 20° като затъват стръмно на запад (фиг. 7.8).

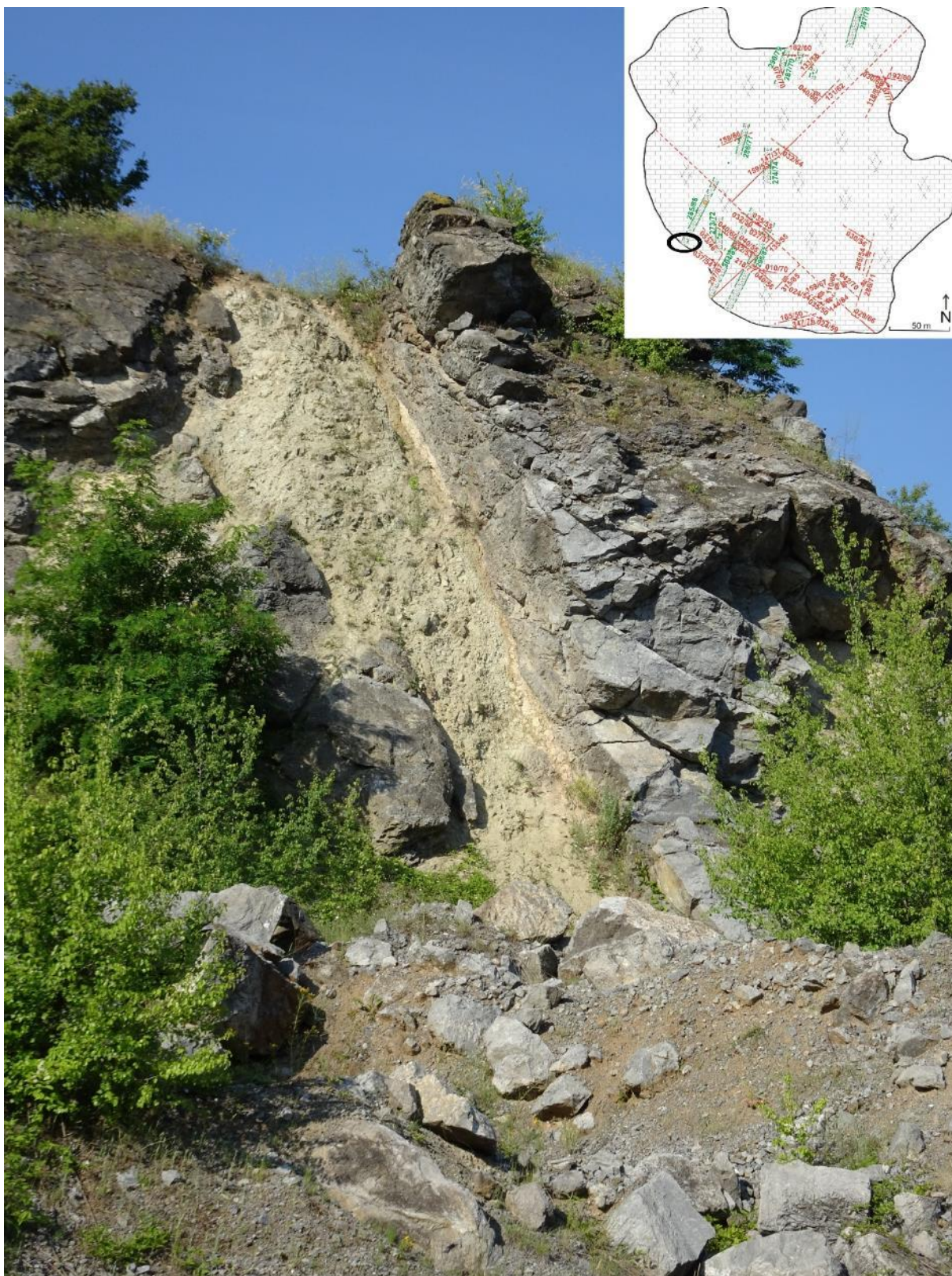
Доломитите са умерено напукани от две групи пукнатини: - пукнатини с направление северозапад и такива с направление североизток (фиг. 7.9)



Фигура 7.9. *Стереографска проекция на полюсите на 34 измерени пукнатини в района на разкритата част на кариера „Крачола“. Равноъгълна проекция, долна полусфера.*

7.9.2 Ефект на хидравличното брекчиране

На пръв поглед скалите които изграждат дайките изглеждат силно разломени, дори е възможно при първичното определение от дистанция да бъдат интерпретирани като големи разломи (фиг. 7.10), но всъщност представляват брекчирани дайкови тела.



Фигура 7.10. Изглед от дистанция към дайка в източната стена на кариера „Крачола“. Местоположението на снимката в кариерата е обозначено в горния десен ъгъл. (сн. Д. Страхилев).

Една от вероятните интерпретации за брекчирането на дайките е, че те са се внедрили по разломи, които в последствие са били реактивирани и материалът в тях е бил „смялян“. Тази интерпретация може да бъде отхвърлена на база на три основни предпоставки. Първата е, че дайките в същността си са екстензионни структури и техните стени (контакти) са

перпендикулярни на най-малкото тектонско напрежение (σ_3), следователно по време на формирането им срязване напълно липсва, за сметка на чиста екстензия. Втората предпоставка е това, че контактите на дайките с вместващите ги скали са изключително груби и неравни което отново изключва срязване (фиг. 7.11).



Фигура 7.11. Контакт на дайка с доломит в кариера „Крачола“. **а)** Наблюдава се вълнообразен и груб контакт на дайката с доломита. **б)** Изглед напречно към северната контактуваща стена на доломита към дайка. **в)** По-близък изглед към контактуващата повърхност от б)- ясно се забелязва грубия релеф на контакта. (сн. Д. Страхилев).

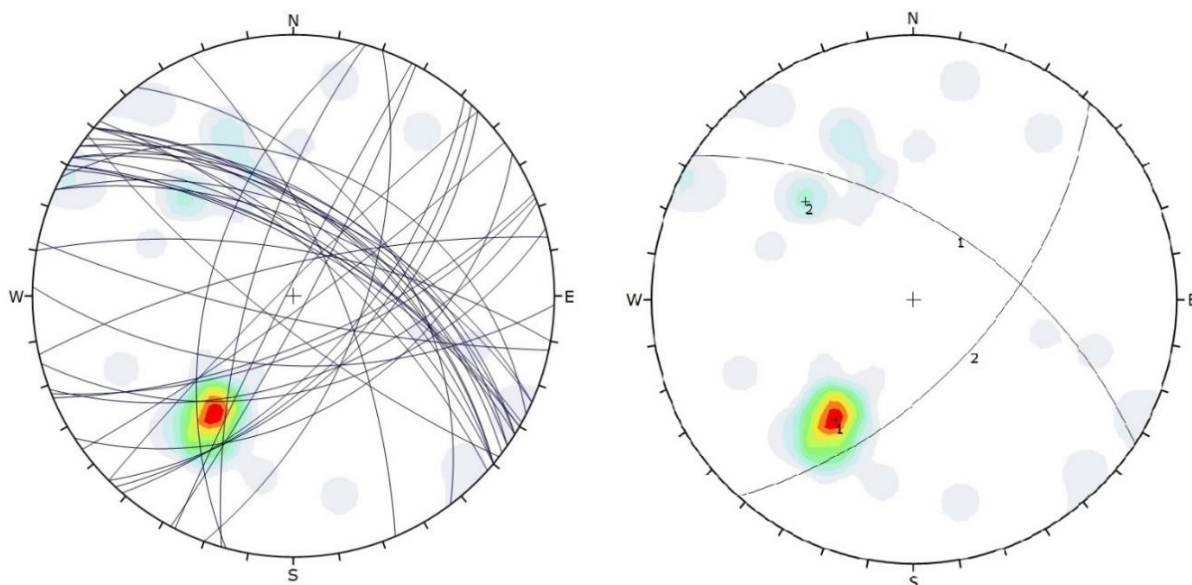
Третата предпоставка е текстурата на брекчираните скални фрагменти в дайката, която предполагат за сепарация на късовете с малка ротация на един фрагмент спрямо друг (ротацията е еквивалентна на срязването) (фиг. 7.12).



Фигура 7.12. Фотография в близък план на дайка от кариера „Крачола“ на която ясно се вижда текстурата и на хидравлично брекчиране. (сн. Д. Страхилев).

7.9.3 Анализ на разломите

В пределите на кариера „Крачола“ са измерени общо 39 разломни плоскости, които нанесени на стереографска проекция образуват два максимума (фиг. 7.13).



Фигура 7.13. В лявата част на фигурата е поместена стереографска проекция с нанесени всички 39 разломни равнини измерени в пределите на кариера „Крачола“. В дясната част на

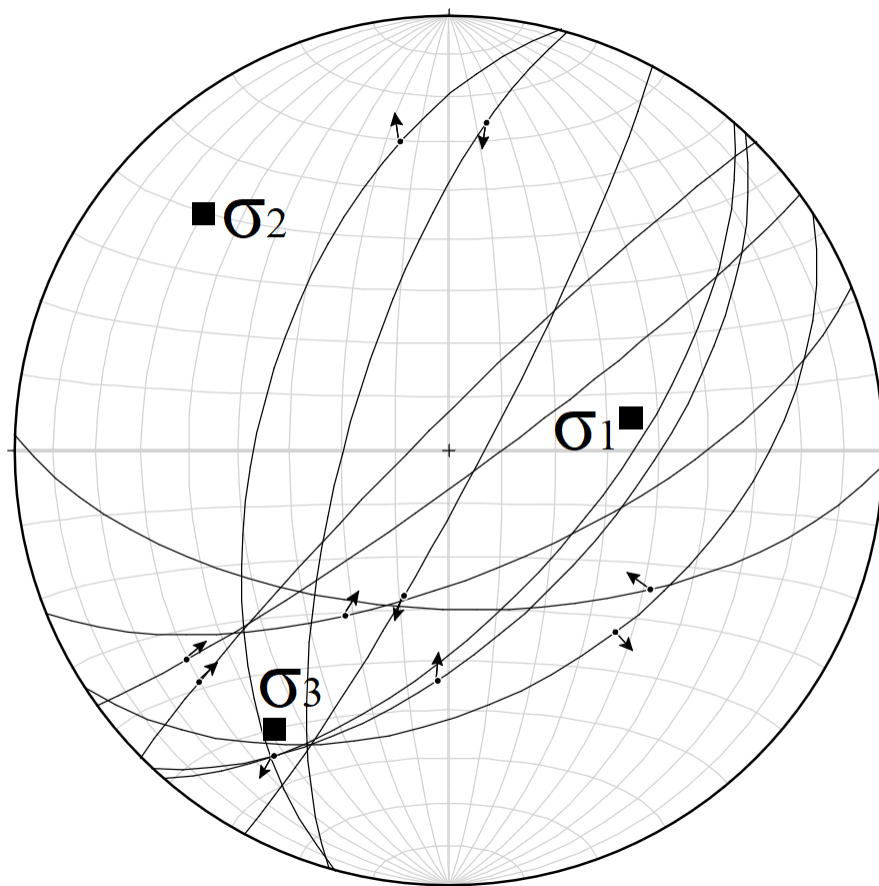
фигурата е поместена стереограма с нанесени двата максимума, които формират разломните равнини. По-ясно изразеният означен с 1 е със страна и наклон $033/57^\circ$, а другият означен с 2 е със страна и наклон $132/58^\circ$.

Двата максимума които образуват разломите са $033/57^\circ$ и $132/58^\circ$.

7.9.4 Анализ на разломните премествания

Измерените разломни премествания са анализирани както поотделно на база на посоката си на разпространение, така и заедно.

При анализа на разломите попадащи в североизточния квадрант (фиг. 7.14) се получава σ_1 с посока $79,4^\circ$ и наклон $55,8^\circ$, σ_2 с посока $313,7^\circ$ и наклон $21,6^\circ$ и σ_3 с посока 213° и наклон $25,1^\circ$ (таблица 7.1).

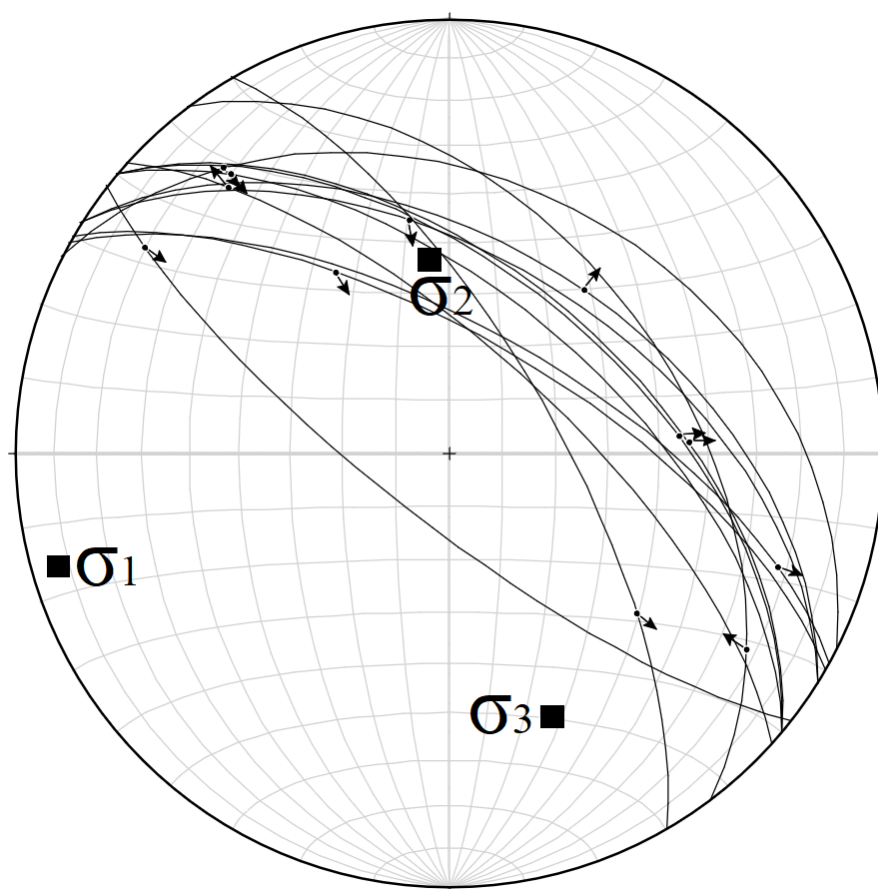


Фигура 7.14. Ориентация на главните кинематични оси получена от 10 разломни повърхности с ориентация североизток от кариера „Крачола“. Главната кинематична ос затъва към североизток.

Таблица 7.1. Извлечение от софтуера „FaultKin“ от анализа на разломните плоскости попадащи в североизточния квадрант на стереограмата.

Axis	Eigenvalue	Trend	Plunge
1.	0,0457	079,4,	55,8
2.	0,0062	313,7,	21,6
3.	0,0519	213,0,	25,1

При анализа на разломите попадащи в югозападния квадрант (фиг. 7.15) се получава σ_1 с посока $254,4^\circ$ и наклон $6,4^\circ$, σ_2 с посока $352,8^\circ$ и наклон $52,5^\circ$ и σ_3 с посока $159,6^\circ$ и наклон $36,7^\circ$ (таблица 7.2).

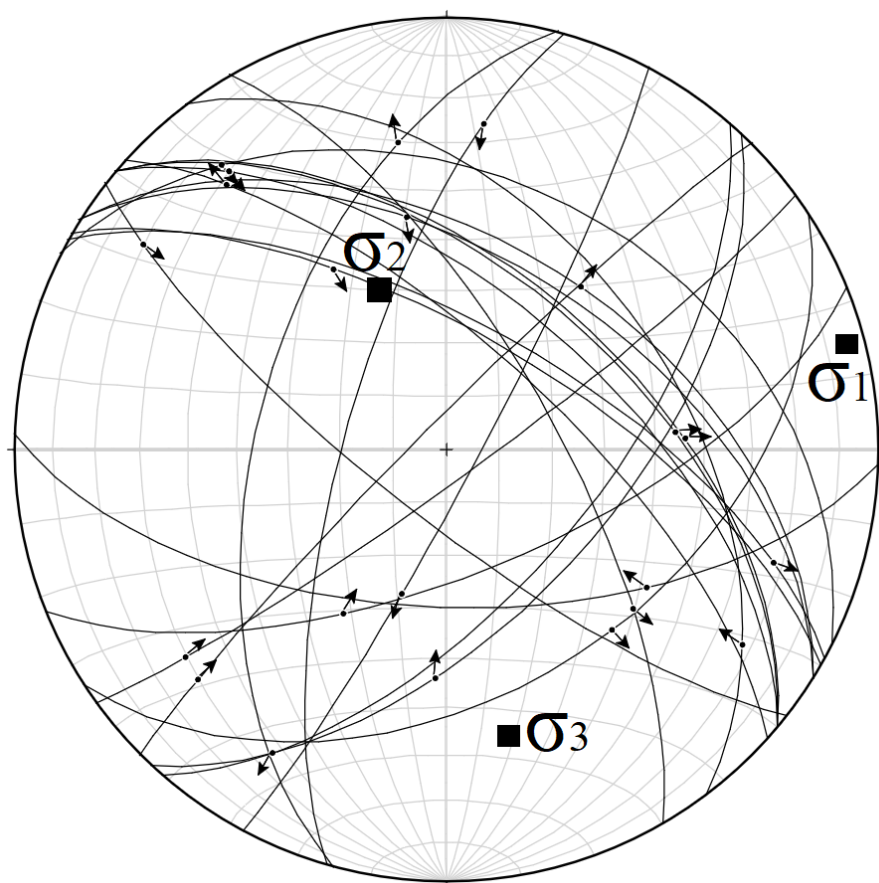


Фигура 7.15. Ориентация на главните кинематични оси получена от 12 разломни повърхности с ориентация северозапад от кариера „Крачола“. Главната кинематична ос затъва към запад-северозапад

Таблица 7.2. Извлечение от софтуера „FaultKin“ от анализа на разломните плоскости попадащи в югозападния квадрант на стереограмата.

Axis	Eigenvalue	Trend	Plunge
1.	0,1174	254,4,	06,4
2.	0,0316	352,8,	52,5
3.	0,1490	159,6,	36,7

При анализа на всички разломи (фиг. 7.16) се получава σ_1 с посока $74,8^\circ$ и наклон $5,4^\circ$, σ_2 с посока $336,7^\circ$ и наклон 56° и σ_3 с посока $168,4^\circ$ и наклон $33,5^\circ$ (таблица 7.3).



Фигура 7.16. Ориентация на главните кинематични оси получена от всички 22 разломни повърхности измерени в кариера „Крачола“. Главната кинематична ос затъва към изток-североизток. Всички изчисления са направени със софтуера „FaultKin“.

Таблица 7.3. Извлечение от софтуера „FaultKin“ от анализа на всички разломни плоскости.

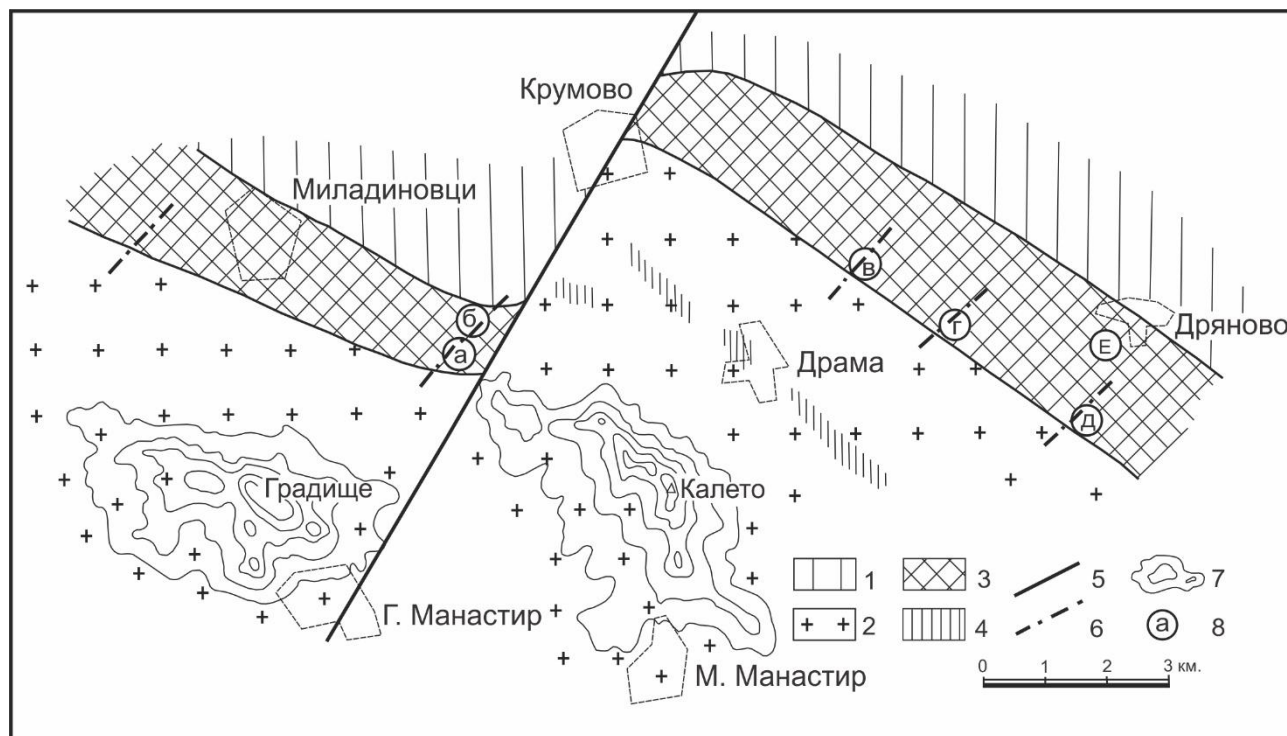
Axis	Eigenvalue	Trend	Plunge
1.	0,0599	074,8,	05,4
2.	0,0278	336,7,	56,0
3.	0,0878	168,4,	33,5

8 Рудогенетична характеристика на находищата от Крумовското рудно поле

В Манастирските възвишения са установени на много места магнетитови орудявания, свързани с внедряването на Манастирския плутон и с образуването на скарни, които са обединени в рамките на находищата Крумово, Дряново 1 и 2, Карачдере (Драма) и Лековита вода. Те се намират в една геолого-структурна обстановка, поради което са включени в един район- Крумовско рудно поле (Попов, Попов, 2022). Кунчев и др., (1988 ф) определят в района Манастирско рудно поле, в което включват находищата „Дряново“, „Драма“ и „Крумово“ и рудопроявленията „Кара Топрак“, „Лековитата вода“, „Варниците“ и „Железен баир“.

Главният рудогенериращ фактор в района е Манастирският плутон. Неговата мантия се разкрива главно в северния му контакт и е изградена от висококристалинни шисти, наситени обилно с палеозойски гранит, процепващи и скалите на по-слабо изявения диабаз-филитоиден комплекс. Непосредствено на север от плутона се срещат доломитови и по-рядко калцитови мрамори, които изграждат силно разкъсана на отделни блокове ивица и често са включени, като ксенолити в плутона. Това са метаморфозирани триаски отложения, които обуславят образуването на скарново-магнетитовите орудявания на контакта с плутона. Голяма част от района е покрита с епиконтинентални, езерно-речни терциерни и кватернерни отложения.

В тектонско отношение районът се включва в най-северозападната част на Странджанската антиклинала, като заема неговата ос и северен фланг. Главната локална структура е Миладиново-Дряновският грабен (Панайотов, 1966) (фиг. 8.1)



Фигура 8.1. Схематична структурна карта на района на Манастирските възвишения по Панайотов 1966г. 1- палеозойски скали от ядката на Странджанската антиклинала; 2- манастирски плутон- I-ва габрова наставка; 3- Миладиново-Дряновски грабен- гнайсуван гранит, мрамори, II-ра диоритпорфировата наставка; 4- остатъци от палеозойски скали върху плутона; 5- Крумовска отседна зона; 6- вероятни рудоконтролиращи зони; 7- релеф на Манастирските възвишения в изолинии; 8- скарново-железорудни находища; а) Крумово- юг; б) Крумово- север; в) Карачдере (Драма); г) Лековитата вода; д) Дряново 1; е) Дряново 2.

Грабена се оформя в северната периферия на Манастирските височини и представлява понижение с широчина около 2 km и дължина над 30 km, с посока северозапад-югоизток и се следи между селата Овчи Кладенец и Добрич (извън обсега на фиг. 8.1). В отделни части е покрит с терциерни и кватернерни отложения с дебелина до 250 m. Времето на заложеността му не е ясно, но е възможно той да е формиран по време на внедряването на Манастирския плутон чрез механизъм на нагъване и разломяване, който се свързва с издигането на стари скали непосредствено около плутона и пропадане с формиране на грабенова или синклинална част на известно разстояние от плутона (Gruden, 2008).

Димитров (Dimitrov, 2000; Димитров, 2015) показва, че най-старите скали съдържащи се в грабеновата структура принадлежащи към Соколската формация (Чаталов, 1985), са

претърпели две метаморфни събития. Те са разположени най-близо да плутона като с отдалечаване от плутона скалите стават по-млади- Кавашки кисели вулканити и триаски карбонати. На места кисели метавулканити и метагранит лежат директно върху горнокредни интрузивни скали, като запълват джобове в горнището на плутона (Dimitrov, 2005). Втория регионален метаморфизъм е най-вероятно с късно юрска възраст (Чаталов, 1990). Контактното въздействие на магмата върху метаморфната мантия е изразено във формирането на хонфелзи и магнезиеви и калциеви скарни. Рудата е представена от магнетит и частично хематит (спекуларит). Края на магматичния цикъл се бележи с внедряването на следрудни дайки (Панайотов, 1966).

Разседът, оконтурващ грабена от юг (Панайотов, 1966; Dimitrov, 2005), е служил за северна граница на габровата (първа) наставка и само в отделни изолирани участъци тя е прониквала на север сред мраморите. Диорит-порфиритовата магма (втора наставка) при своето внедряване се е контролирала от същата дислокация, но използвайки създадите се в резултат от първата магмена наставка локални структурни нарушения се е вместила и по-на север от нея в грабена. Частично тя е проникнала и в габрото (в района между находище „Крумово“ и село Драма). По този начин грабена е запълнен почти изцяло от габродиоритовите и диоритовите порфирити сред които се срещат ксенолити предимно от мрамори (скарнирани и орудени в различна степен), габра и рядко палеозойски скали, някои от които са превърнати в хонфелзи, придружени спорадично от магнетит. През същите структурни нарушения също така са проникнали и постмагматичните рудоносни разтвори. Всички промишлени находища са локализирани именно в такива участъци. Най-вероятно това са били зони на разломяване, разположени косо на главните структури. Спрямо разлома ограничаващ грабена от юг те са играли ролята на оперяващи пукнатини. Това са лабилни зони с продължителен период на активност по които е станало проникване на магма и рудни разтвори (Панайотов, 1966). Южният борд на грабена е главния рудоконтролиращ разлом в района, а косите разломявания са играли решаваща роля за локализирането на орудяванията.

Според Савов (1962) непосредствено на север от Манастирските възвишения се оформя синклинална структура, която е причина тук да се съхранят мраморите. Василев (1960) схваща тази структура като моноклинала фрагментирана и частично запазена. Най-важната характеристика на грабена е наличието в него на мрамори, което обуславя изключително образуване на скарново-рудните находища само в рамките на тази структура. Въпроса за дълбочината на разпространение на мраморите и тяхната дебелина не е достатъчно изяснен. В находище Крумово е установено, че в дълбочина под 300 m се срещат само скалите на интрузива. Най-западните разкрития на мраморите са установени в сондаж на 2 km западно от с. Миладиновци. На изток с прекъсвания мраморите достигат до с. Дряново и затъват под наслагите на плио-кватерна (Панайотов, 1966).

Миладиново-Дряновският грабен се състои от две части- източна и западна. Както източната, така и западната половина на грабена имат посока югоизток-северозапад (300° - 310°). Източната му част е отместена на около 4 km в северна посока спрямо западната. Очевидно това отместване е станало по зона на отседни движение с посока югозапад-североизток (30° - 35°) от с. Голям Манастир, източно от Крумовското находище, през с. Крумово и на север от него (фиг. 8.1). Тази тектонска форма е означена като Крумовски отседен пояс (Панайотов, 1966). Наличието на отседни движения с посока СИ е характерно за източните части на Странджанската антиклинала (Савов, 1961).

В Крумовското рудно поле е образуван магнетит привързан предимно в магнезиеви и по-малко калциеви скарни. Причината за това е, че мраморите са повсеместно доломитни. Главната маса от орудяванията в находище „Крумово“ и долните нива на находище „Дряново 2“ са от предмагматичен тип, свързан с образуването на магнезиеви скарни, носещи магнетит

в парагенеза с фостерит, калцит и +/- периклаз. В постмагматичния етап магнетитът съпътства калциевите скари, които се срещат в находищата „Драма“, „Дряново 1“, горните хоризонти на „Дряново 2“ и в рудопроявленията „Лековита вода“ и „Варниците“, и магнезиевите скарни с клинохумит и людвигит, развити частично в „Крумово“ по предмагматичните скарни.

За магматичната привързаност на орудяванията са изказани две мнения. Василев (1959) счита, че „носител“ на скарните и магнетита е габровата интрузия, а по-късните магмени интрузии от диорит-порфириров тип представляват матрица, в която са включени ксенолити от орудени скарни и незаместени мрамори, които се срещат винаги в близост до главния рудоконтролиращ фактор - генералният контакт на габровата наставка. Според Иванова-Панайотова (1974) активната магмена маса са порфирните габродиорити и диорити от втората фаза.

Рудоконтролиращите фактори са от три категории- магматични, литоложки и структурни.

Към магматичните спада Средногорският магматизъм представен от габрата на Манастирския плутон.

Литоложките се обуславят от наличието на доломитите, доломитните мрамори, мраморите предимно с триаска и съвсем малко с палеозойска възраст, магнезиевите и калциевите скарни.

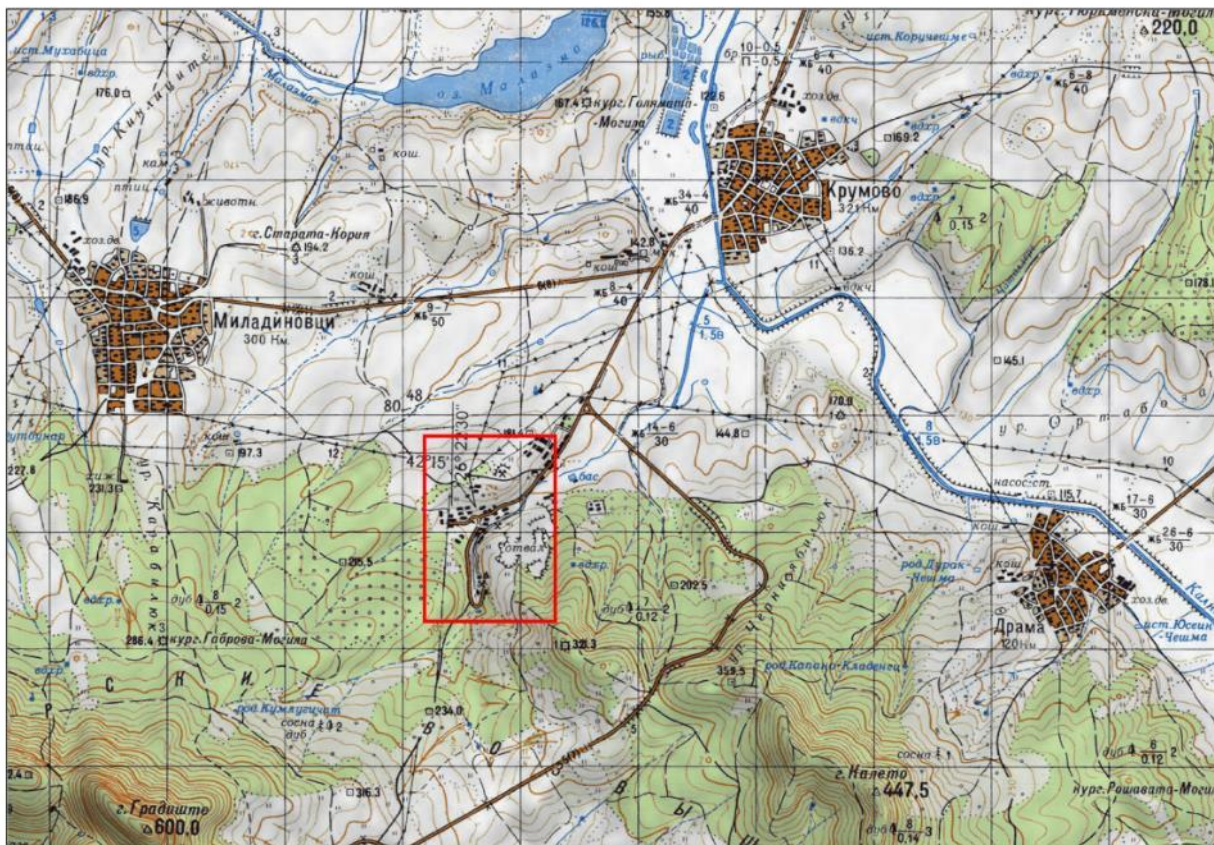
Структурните рудоконтролиращи фактори са:

- Южният разломен борд на Миладиново-Дряновския грабен и съответно северният контакт на Манастирския плутон в участъците, изградени от габрова интрузия;
- Напречните разломявания на грабена;
- Ксенолитите от карбонатни скали в периферията на плутона.

8.1 Находище Крумово

8.1.1 Географско и административно положение

Находище Крумово е разположено в северните понижения на Манастирския плутон, отстоящо на 26 km в юг-югоизточна посока от град Ямбол (фиг. 8.2 и фиг. 8.3). Най-близо разположеното населено място е село Крумово, отстоящо на 3 km. североизточно от находището.



Фигура 8.2. Топографска карта с локализацията на находище Крумово. С червен правоъгълник е показано местоположението на находището - това не са граници на запасите или на концесията, а приблизителни граници на площта, върху която е воден добив и има застрояване или насипи с различна възраст, включително и преди 9 септ. 1944г.



Фигура 8.3. Панорамна фотография на Манастирските височини в посока юг с отбелязано местоположението на находище „Крумово“. (сн. Д. Страхилов).

8.1.2 Исторически данни

Няколко години преди Балканската война (1912г.) са били проведени първите проучвателни работи в границите на находището (тогавашно мина „Благовест“) изразяващи се в три галерии и няколко сондажа. По същото време започват и експлоатационни дейности главно чрез повърхностни работи, като обект на експлоатация са били магнетитовите лещи разкриващи се на повърхността. Следи от повърхностни добивни работи се срещат и днес (фиг. 8.4 и фиг. 8.5).



Фигура 8.4. Снимка на минна изработка в находище „Крумово“, северен участък. (сн. Д. Страхилков).



Фигура 8.5. Снимка от вътрешността на минната изработка от предходната фигура. На снимката в дясно от геоложкия чук се забелязват малки рудни късове, които доказват, че на мястото на минна изработка е имало руда и целта на изработката е добив. (сн. Д. Страхилев).

Разработването на находището е било прекратено от избухването на войните от 1912-1918г. и подновено едва през 1935г.

През 1936г. Константинов публикува „Бележки върху магнетитовите залежи на мина „Благовест“ при с. Крумово (Константинов, 1936ф). Според него находището е образувано след неколнократна интрузия на габро, диорит и порфирити в една вероятно палеозойска серия от мраморизирани варовици и шисти. Като за най-вероятно смята образуването на магнетитовите орудявания след порфиристовата интрузия, но прави допускане, че може да бъде и преди нея. Той приема зонално разпределение на рудните тела в 3-4 зони имащи посока почти изток-запад и потъващи на юг с наклони от 40° до 60°. Рудните тела в тези зони са придружени от скарни, хорнфелзи и мрамори, показващи преходи помежду си. Определя контакт-метасоматичния произход на магнетита, като редките медни проявления отдава на действието на хидротермалните разтвори.

Чолаков (1936ф) извършва в района първите за България геомагнитни измервания и поставя началото на приложната магнитометрия в страната. Измерванията са установили аномалии в местностите „Видински орман“ и „Варниците“, дължащи се на рудни залежи.

Берегов (1939ф) извършва геоложки проучвания в Елховско и съседните околия. Въз основа на геоложкото картиране на находището, Берегов изчислява възможни запаси от около 0,5 милиона тона руда. Изчислението на запасите е извършено чрез извеждане коефициент на рудонаситеност. Площа на която се среща рудата се определя по магнитен път, като се приема дълбочина на орудяването до 30 m.

В края на 1941г., Димитров (1941ф) обръща внимание на вторичните промени в скалите, като споменава процесите каолинизация, епидотизация, гранитизация. Приемайки контакт-метасоматичния произход на месторождението, въз основа на установения от него минерал волластонит, той прави изводи за температурата, при която са се отложили руните тела. При микроскопското описание на рудата се споменава присъствието на минералите илменит и шпинел в нея. По отношение на пукнатинната тектоника се говори за съществуването на пукнатини с посока северозапад-югоизток, по които е станало отлагането на рудата. Следрудните пукнатини, перпендикулярни или паралелни с първите, са запълнени с аплитоици и порфирови жили.

През времето на втората световна война месторождението е посетено от германския геолог Фон Цур Мюлен и под негово ръководство се извършват проучвателни работи. Той набелязва 5 рудни зони в южния и две в северния участък, с посоки 110° - 120° затъващи на югозапад с наклони от 45° до 60° . В съседство с рудните зони намира ситнозърнест диорит, с който свързва рудообразуването.

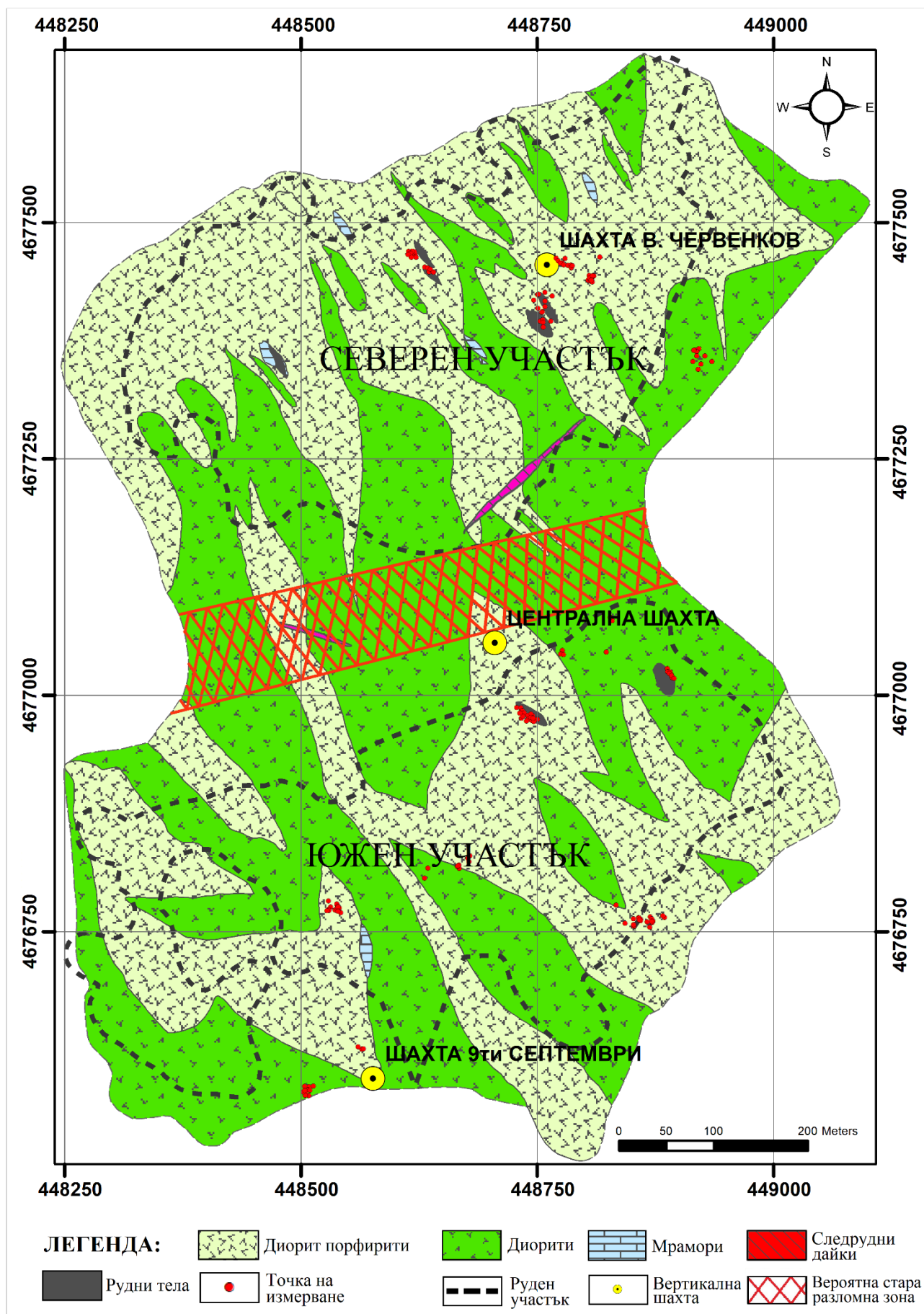
След 09.09.1944г. в резултат на нови проучвания са изчислени нови запаси (Димитров, Константинов, 1945ф; Велчев, 1947ф).

През 1949г. в доклада на Димитров (1949ф) се дава подробно описание на рудите. Установено е, че на места магнетита е заместен от мартит и по-рядко от гьотит и лимонит. Очертани са 6 рудни зони с посока на потъване югозапад под наклон средно 60° . Общо за двата участъка са изчислени запаси в С1 и В2 300 000 t, а по С2 700 000 t.

Панайотов и др. (1954ф) е поставят акцент върху петрографския строеж на района. Главното внимание е съсредоточено върху строежа на младия плутон, явяващ се носител на железните орудявания. Като най-стари скали принадлежащи към младите интрузии са приети диоритовите порфирити I-ви тип разкриващи се в северните крайнини на Манастирския плутон, следвани от габродиорити изграждащи главната маса на плутона. Най-млади са диорит-порфиритите II тип и аплитови дайки, секущи останалите скали. В доклада се стига до извода, че там където при контакт-метасоматичните процес са се образували гранат-епидотови скарни, набогатяването на магнетит е слабо, а там където магнетита идва в оливин-серпентинова парагенеза, количество му е много по-голямо.

8.1.3 Геоложка характеристика

Дайковите формации в района на находището формират две ясно очертани зони- една в северния и една в южния участък. Вероятно това са линии на чести тектонски скъсвания и разтягания, по които са проникнали скалите от дайковите формации. Между двете зони съвпадащи с двата рудни участъка на находището, се очертава една ивица с общо направление изток-запад, заета предимно от диорита, в пределите на която скалите от дайковите формации са значително по-слабо развити, вероятно поради по-слабо след-интрузивно тектонско натоварване и напукване. Освен това ясно се забелязва липсата на каквито и да било мраморни банки в пределите на тази зона. Тази липса най-вероятно маркира една мощна разломна линия, през бедни на мраморни ксенолити части от мантията на плутон, по който е проникнала значителна маса от магма, отклонена от централния плутон на север (Панайотов, Иванова-Панайотова, 1956). В резултат от вероятно издигане и вероятна ротация, рудните тела в южния участък затъват на юг, докато в северния затъват на север (Бонев, Гузгунова, 1956). Мраморните банки, остатъци от варовитите членове на метаморфна мания на плутона, са били разкъсани по линия на тази зона на мощен разлом така, че се е получило днешното им групиране в две ивици- южна и северна (фиг. 8.6).



Фигура 8.6. Геоложка карта с легенда на находище Крумово. На картата са изобразени двата участъка на находището и със червена шриховка е маркирана зоната, интерпретирана като стара разломна зона, в която липсват дайки и рудни тела.

При по-късните тектонски движения указаната разломна зона е била сравнително слабо напукана и на фона на общата тектонска нарушеност на терена се очертава като относително здрава.

Форма на рудните тела

Рудните тела имат много разнообразна форма и сложно разпределение. Повечето са ориентирани в посока северозапад-югоизток с наклон към югозапад под ъгъл от 40° до 70° (63%). Част от тях обаче западат на запад-северозапад (24%) и съвсем незначителна част (13%) в посока изток-югоизток. Контактите им са резки. Преобладават телата с лещовидна форма, по-редки са изометричните, но се срещат и съвсем неправилни образувани в резултат на частично заместване на скарнираните мраморни ксенолити или на процесите на прогресивен метаморфизъм и магматично заместване, на които са подложени част от магнетитовите орудявания в магнезиевите скарни. Някои рудни тела са разкъсани при наложената тектонска обработка и внедряването на по-късни магматични импулси от габродiorити и диоритпорфиров тип. По размери рудните тела биват малки с дебелина до 1 m (около 20% от общия брой), средни с дебелина от 1 до 6 m, дължина от 1 до 30 m и широчина от 4 до 5 m (около 75% от общия брой) и големи с дебелина над 6 m, дължина от 30 до 50 m и широчина от 10 до 20 m (5% от общия брой). Установено е, че средното съотношение дебелина: широчина: дължина е 1:2,5:5.

Минерален състав на рудата

Минералният състав на рудата е много еднообразен поради присъствието главно на магнетит и на много малко хематит и спекуларит. Наложената сулфидна минерализация е представена от незначително количество пирит, пиротин, марказит и халкопирит. Нерудните минерали са в зависимост от типа на скарните. Характерно е присъствието на лудвигит в сравнително по-високи концентрации (Йовчев, 1961)

Магнетита е привързан към трите етапа на скарниране. В предмагматичните магнезиеви скарни е най-разпространен. Идва винаги съвместно с форстерита и в зависимост от количествените им взаимоотношения изгражда фини интерстициални отложения, къси жили, сидеронитов тип запълнения и компактни мономинерални агрегати с от алотриоморфно до панидиоморфнозърнеста структура. Има фини отмествания от шпинелов минерал (1-2%). Магнетитът в рядко срещаните постмагматични магнезиеви скарни е с впръсната, гнездова или друзова текстура. Не съдържа шпинелови вместилища. Идва в парагенеза с лудвигит и рядко с клинохумит. Третият вид магнетит е свързан с калциевите скарни и изгражда тела с малки размери и неправилна до лещовидна форма. Агрегатите му са финнозърнести и най-често са примесени с гранати и пироксени. Между магнетитите, привързани към двата типа магнезиеви скарни, има различия в химичния състав, като постмагматичният магнетит съдържа значително количество Mg, а предмагматичният – повече Ti (Vassileff, 1971).

С ограничената рудна минерална парагенеза е свързано наличието в рудата на малко сяра- средно 0,8% и на незначително количество мед. Съдържанието на фосфора е средно 0,01%. Макар, че често се срещат компактни рудни тела, присъствието на значително количество скарнови минерали дава отражение върху ниското средно съдържание на желязото в рудата- 41,7% (Йовчев, 1961).

В находището магнетитовата руда се среща от повърхността до ниво 50 m (интервал от 250 m) и обхваща почти цялата мощност на карбонатния комплекс. Интензитетът на

орудяването намалява отгоре надолу: докато в най-горните хоризонти 50-70% от мраморите са превърнати в руда, в най-ниските части техният процент е под 10% (средно 22% за цялото находище), за да изчезне съвсем в последните 25-30 m. При скарните, макар и по-неравномерно, се наблюдава обратната зависимост от 10-20% в горните хоризонти до 60-80% в долните, като средно за находището е 43%. С други думи, две трети от карбонатните ксенолити са контактнопроменени (Панайотов, 1966).

Разпределението на залежите в пределите на находището се контролира от следните три фактора:

- Разпространение на мраморните ксенолити;
- Количество на диорит порфирировите дайки от първи тип;
- Тектонската нарушеност на терена обуславяща до голяма степен проникването на рудоносните еманации и хидротермални разтвори.

Независимо, че върху находища „Дряново 1“, „Дряново 2“, Карачдере и Лековитата вода не е провеждан структурен анализ в тази работа, те са част от Крумовското рудно поле и считам за важно да отбележа, макар и не така подробно и някой техни характеристики.

Находище Дряново 1

Находището се намира на 1,5 km югоизточно от с. Дряново. Образуванията са покрити от плиоценски варовити и варовито-песъчливи глини с дебелина 50-150 m. Рудната минерализация се среща сред диоритовите порфири в близост с апофизи от габроидите на първата наставка на Манастирския плутон. Образувани са калциеви скарни предимно по мраморни ксенолити, а последвалата железорудна минерализация в повечето случаи е заместила изцяло скарните и мраморите. Като правило рудните тела, вметени само сред диоритовите порфири, са по-компактни и с резки контакти, докато при наличието на скарни и мрамори орудяването е впръснато до известна степен с неясни граници, характеризирани с постепенни преходи. Орудяването е концентрирано главно в площ от 200x500 m, в която рудните тела са разпределени много неравномерно и без определена закономерност. По-големите тела, общо взето, са разположени в най-горните части на участъка- в първите няколко десетки метра от консервираната от плиоценски отложения ерозионна повърхност. Рудните натрупвания имат неправилна форма, близка до лещовидната, често усложнена от пострудни тектонски скъсвания. Размерите им биват малки, с дебелина от 0,15 до 1,5 m (представяват 66% от рудните тела) и средни от 1,5 до 6 m. Имат постоянна посока от северозапад-югоизток и наклон към югозапад под ъгъл 20°-60°. Минералният състав на рудата е еднообразен. Преобладава магнетитът придружен от съвсем малко количество спекуларит като сноповидни люспести агрегати. В някои рудни тела има пирит и халкопирит в незначителни съдържания. Количеството на желязото рядко е над 45% поради което балансовите запаси са малко.

Находище Дряново 2

Находището е разположено в северното подножие на Манастирските височини. То е покрито от 50 до 200 m плиоценски отложения. Орудяването е привързано към генералния за Крумовския район рудоконтролиращ фактор, а именно контакта на габровата наставка на Манастирския плутон. По него са проникнали и диоритовите порфири за които е много характерно наличието на голям брой мраморни ксенолити. Честото срещане на компактни рудни тела сред диоритовите порфири вероятно се дължи на пълното заместване на отделни мраморни ксенолити, скарнирани в различна степен. Образуванията са два типа-магнезиеви и калциеви, като общо взето количеството им е малко. Магнезиевите скарни се

срещат в по-дълбоките хоризонти в близост до главния интрузивен контакт, като са тотално замествени от постмагматични серпентин (антигорит)-талк-калцитови продукти.

Калциевите скарни изграждат горните нива (до 200-300 m) и се разполагат в страни от главния контакт.

Магнетитовото орудяване се среща предимно като самостоятелни тела сред диоритови порфирити и по-рядко сред скарнирани мрамори. Повечето рудни тела са концентрирани в югозападната част на орудената площ в добре обособен участък, удължен успоредно на главния контакт и разположен на 250-400 m от повърхността. Той има дисковидна форма с дебелина в централната част около 50 m и диаметър от 200 до 300 m. Орудяването е вместиено главно в магнезиевите скарни. Срещат се и отделни по-малки тела, разпръснати неравномерно на значително разстояние от контакта. По-богатото орудяване се концентрира в ориентирани успоредно на контакта неправилни лещовидни тела, чиято дебелина достига до 14 m. Минералният състав на орудяването е ограничен и еднообразен. Освен магнетита, който изгражда по същество рудата, се среща и малко спекуларит. Магнетитът обикновено е напукан и по пукнатините му са отложени пирит и халкопирит, а в някои случаи и самостоятелни калцитови жилки.

По количеството на желязна руда находище „Дряново 2“ е второто сред скарновите орудявания, след находище Крумово, но е с най-високо съдържание на желязо- 48,2%. В рудата има и значително количество Cu (около 1%), S и фосфор в стотни от процента.

Находище Карачдере

Находището се намира на 2 km североизточно от едноименното село в местността Карачдере. Орудяването е привързано към калциеви скарни. Рудните тела са разположени на близко разстояние едно над друго и са концентрирани в участък с площ 200x150 m и форма на цилиндър, който се следи в дълбочина до 180 m. В този руден стълб коефициентът на рудонаситеност е 0,2. Рудните натрупвания са неправилно лещовидни до изометрични с дебелина до 10 m и дължина и широчина до няколко десетки метра. Главните рудни минерали са магнетит и спекуларит които изграждат компактни тела с впръсната минерализация. Навсякъде се срещат пирит, пиротин, халкопирит и сфалерит. Съдържанието на сяра достига до 11%, медта е до 1,15%, средно 0,17%.

Находище Лековита вода

Находището се намира на 3 km изток-североизточно от с. Драма и е най-малкото находище в Крумовското рудно поле. Скарните са отново от калцитов тип. Главните рудни тела са разположени в дълбочина до 60 m, а установените на по-голяма дълбочина орудявания са малки, пръснати и бедни. Характерно е много ниското съдържание на сулфиди в магнетитовите руди. Скарните са от калцитов тип.

8.2 Изследвания в района на находище Крумово

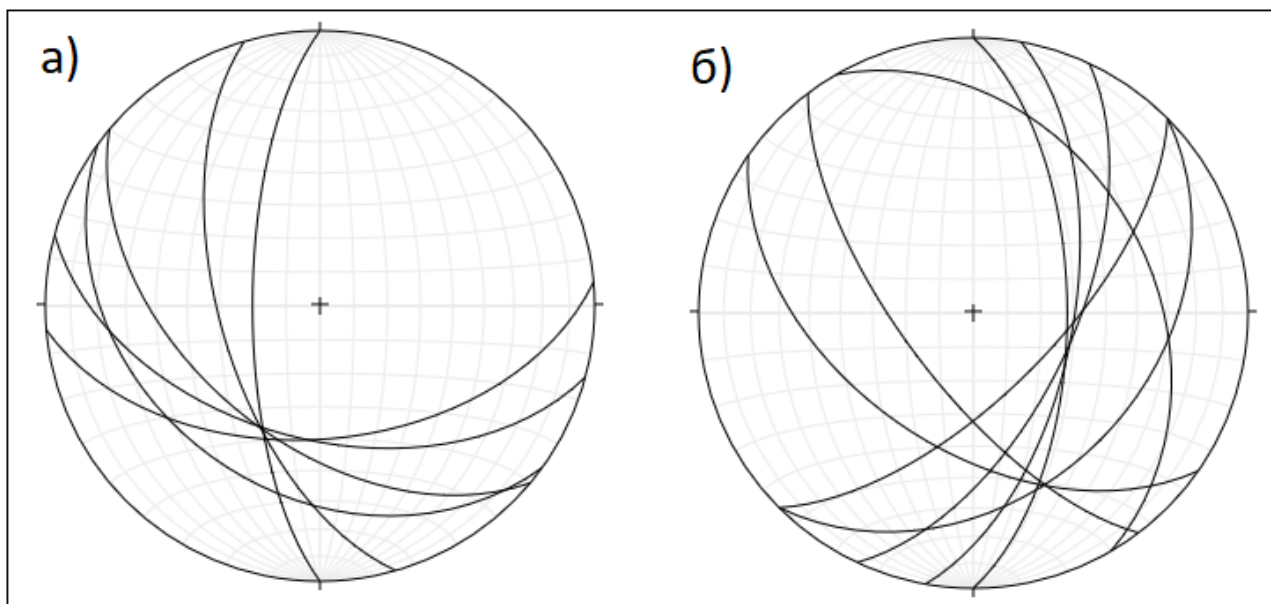
В хода на изследването е събрана информация за разпространението на дайките, пукнатините и разломите в двата участъка на находището. Общо от двата участъка е добита информация за премествания по 54 разломни плоскости. Вzeti са скални образци за минералого-петрографски изследвания на скалите, резултатите от които са в приложение №2 (точка 13.2 от дисертацията).

В резултат на проведеното картиране е изработена геолого-структурната карта на находището (фиг.8.6).

Структурна характеристика

8.2.1.1.1 Анализ на разпространението на дайките

Измерени са 5 дайки в северния и 8 южния участък. В северния участък пресечницата на дайките затъва към югозапад, а в южния участък към югоизток (фиг. 8.7).



Фигура 8.7. Стереографски проекции с нанесени големите кръгове на измерените дайки в находище Крумово. **а)** Стереографска проекция с 5 измерени дайки от северният участък на находището; **б)** Стереографска проекция с 8 измерени дайки от южния участък на находището. Равногълна проекция, долна полусфера.

8.2.1.1.2 Анализ на пукнатините

При теренните дейности се доби информация за разпростирането на около 50 пукнатини общо за двата участъка от находището при анализирането на които не се получават задоволителни резултати. Поради това, тук ще представя данните за пукнатините от фондовите материали с които се запознах. Пукнатинната система е изследвана и описана в докладите на Панайотов и др. (1954) и на Бонев и Гузгунова (1956). Според цитираните доклади в находището се обособяват 3 системи пукнатинни. Главна (най-често срещана) система от пукнатини е с посока от $280-315^\circ$ и затъва на югозапад (със страна и наклон средно $210/65^\circ$). Пукнатините от системата се проследяват по дължина от няколко метра до няколко десетки метра с преход една в друга. По тях са внедрени диорит-порфировите дайки I тип, с мощност от няколко сантиметра до 10-15 и повече метра (Бонев, Гузгунова, 1956). По пукнатините от тази система липсват следи от движения.

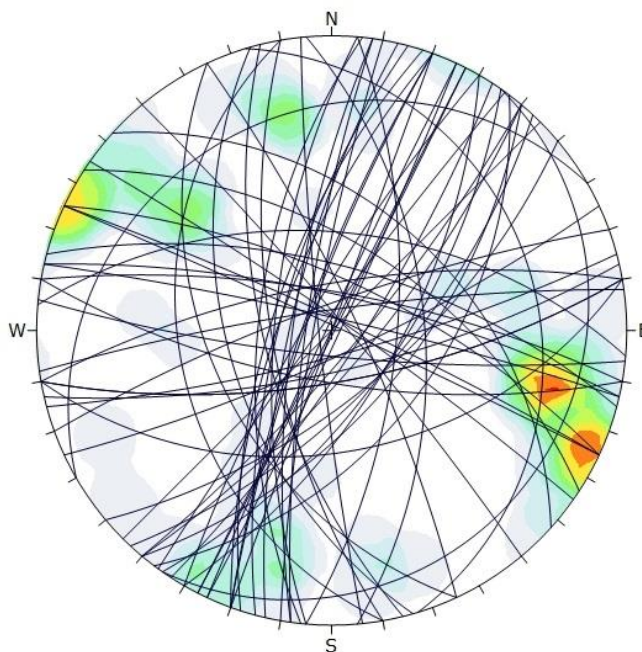
Втората система пукнатини, наречена „интер рудни“ (Бонев, Гузгунова, 1956) е с посока $350-30^\circ$ и затъва на северозапад (със страна и наклон средно $280/60^\circ$). Пукнатините от тази система се проследяват до няколко десетки метра и повече, прехождайки една в друга. За разлика от пукнатините от първата система, по тези се наблюдава значително обработване и образуване на тектонска глина. Съседните скали са хидротермално променени (карбонатизация, каолинизация и епидотизация). Голяма част от пукнатините са запълнени с епидотови прожилки с пиритни впръследи.

Третата система се обуславя от лабилни зони създадени от предходните две системи, подсилени от внедряването на дайковите скали. Пукнатините от системата са с посока североизток (Бонев, Гузгунова, 1956). По тях е станало слабо движение в един доста

продължителен период от време. По част от тези пукнатини са внедрени аплитите (Бонев, Гузгунова, 1956).

Анализ на разломите

В пределите на двата участъка на находището са измерени общо 63 разломни плоскости, които нанесени на стереограмата формират два максимума – север-североизток-юг-югозапад и изток-югоизток-запад-северозапад (фиг. 8.8).



Фигура 8.8. Ориентация на всички 63 разломни плоскости, измерени в находище „Крумово“. Разломите формират два максимума - север-североизток-юг-югозапад и изток-югоизток-запад-северозапад. Равногълна проекция, долна полусфера.

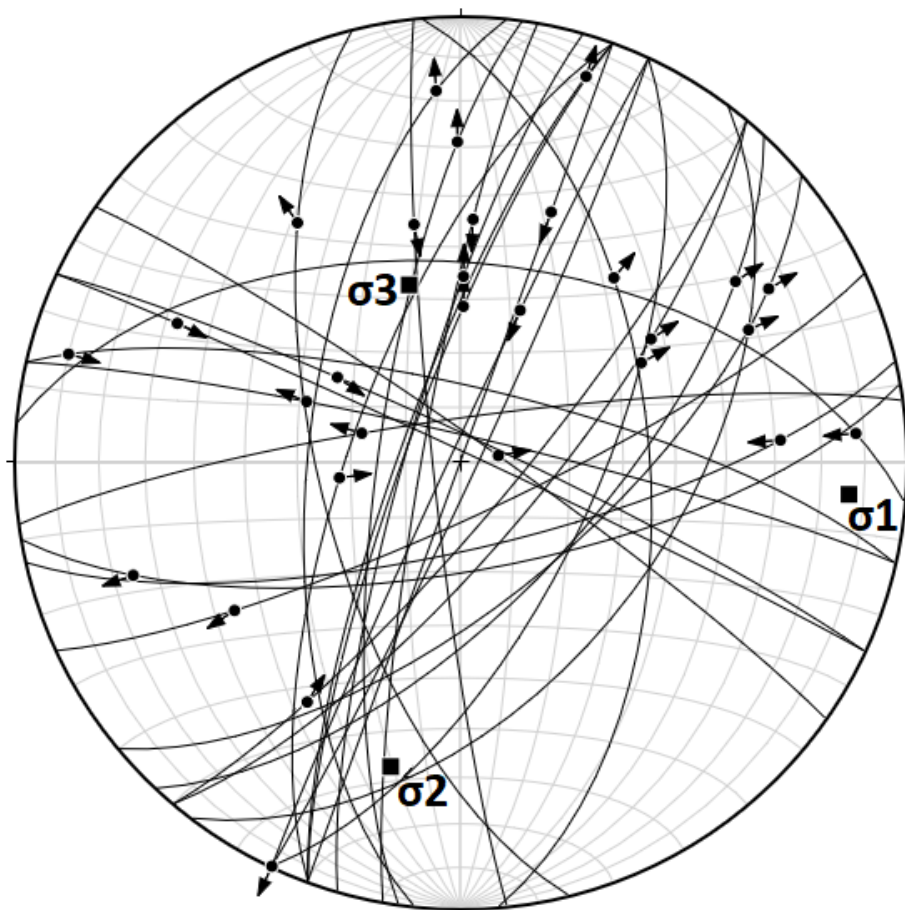
Анализ на разломните премествания

От общо измерените 63 разломни плоскости в двата участъка, за 54 от тях е добита и информация за посоката на движение (фиг. 8.9). Измерени са съответно 29 броя за северния и 25 за южния участък.



Фигура 8.9. Фотография на разломна стена с посока и наклон съответно 130° и 80° . Направлението на преместването по нея склучва ъгъл с хоризонтала -37° по конвенцията на Аки-Ричардс (Aki, Richards, 1980) (сн. Д. Страхилев).

При анализа на разломите от северния участък (фиг. 8.10, таблица 8.1) се получава σ_1 с посока $94,7^\circ$ и наклон $13,5^\circ$, σ_2 с посока $192,9^\circ$ и наклон $30,6^\circ$ и σ_3 с посока 344° и наклон $55,9^\circ$.

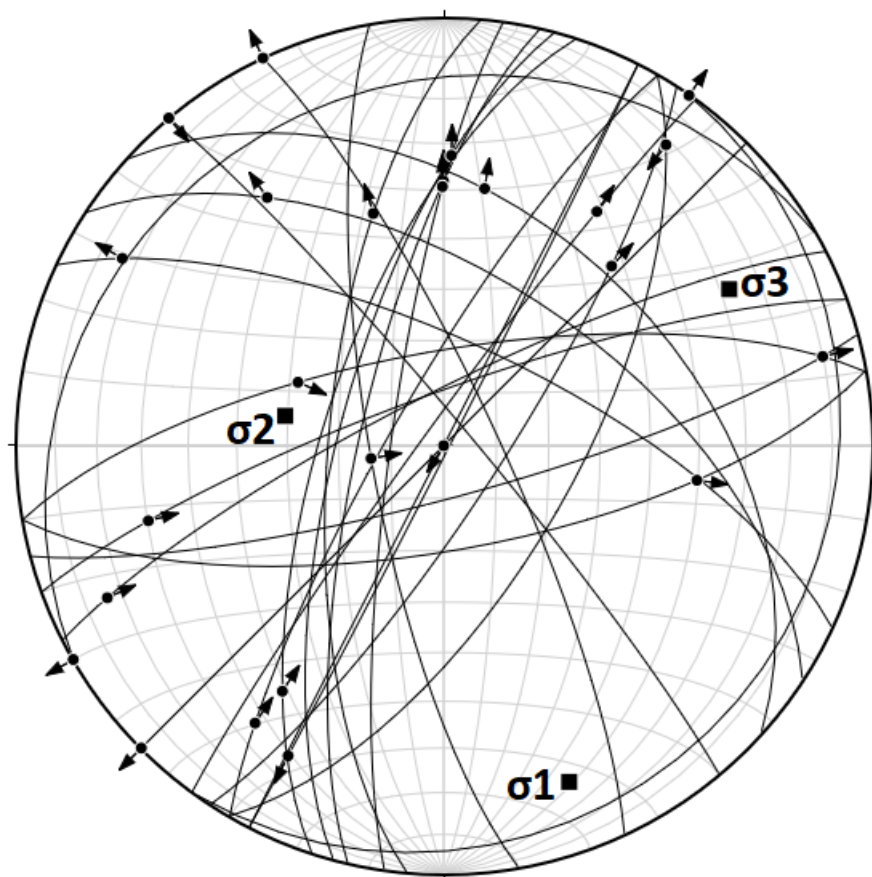


Фигура 8.10. Ориентация на главните кинематични оси получена от 29 разломни повърхности измерени в северния участък на находище „Крумово“. Със стрелки са изобразени посоките на преместване на съответните разломни повърхности. С квадратчета са нанесени осите на получените от анализа кинематични оси. Равноъгълна проекция, долна полусфера. σ_1 затъва на изток с посока 095° и наклон 13° .

Таблица 8.1. Извлечение от софтуера „FaultKin“ от анализа на разломните плоскости от северния участък.

Axis	Eigenvalue	Trend	Plunge
1.	0,1056	094,7,	13,5
2.	0,0046	192,9,	30,6
3.	0,1102	344,0,	55,9

При анализа на разломите от южния участък (фиг.8.11, таблица 8.2) се получава σ_1 с посока $159,5^\circ$ и наклон $17,2^\circ$, σ_2 с посока $280,7^\circ$ и наклон $59,1^\circ$ и σ_3 с посока $61,3^\circ$ и наклон $24,9^\circ$.



Фигура 8.11. Ориентация на главните кинематични оси получена от 25 разломни повърхности измерени в южния участък на находище „Крумово“. Със стрелки са изобразени посоките на преместване на съответните разломни повърхности. С квадратчета са нанесени осите на получените от анализа главни кинематични оси. Равногълна проекция, долна полусфера. σ_1 затъва на север-североизток с посока 160° и наклон 17° .

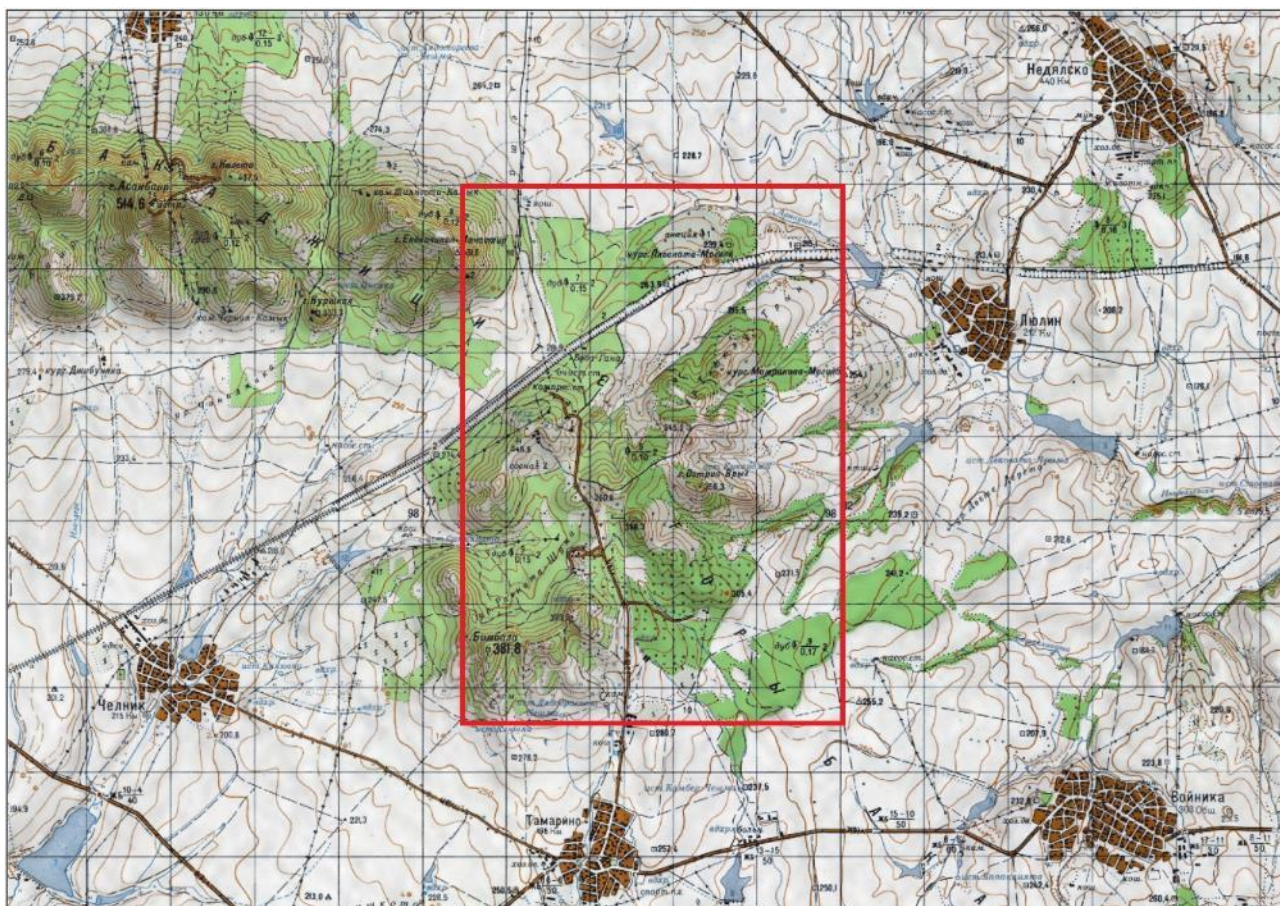
Таблица 8.2. Извлечение от софтуера „FaultKin“ от анализа на разломните плоскости южния участък.

	Axis	Eigenvalue	Trend	Plunge
1.	0,1636	159,5,	17,2	
2.	0,0414	280,7,	59,1	
3.	0,1222	061,3,	24,9	

9 Рудогенетична характеристика на находище Бакаджик

9.1 Местоположение

Полиметално находище „Бакаджик“ е най-голямото находище от т.н. Бакаджишко рудно поле (Бонев, 19726), наричано още и Тамаринско рудно поле (Попов и др., 1976). Находището е разположено в най-западната част на Бургаския руден район, в Тамаринския Бакаджик и полето източно и южно от него. Заема площ от около 45 km^2 между селата Челник, Тамарино, Войника, Люлин и Иречеково- всички в Ямболска област (фиг. 9.1).



Фигура 9.1. Топографска карта с локализацията на находище Бакаджик. С червен правоъгълник е показано местоположението на находището- това не са граници на находището или на концесията.

9.2 Исторически бележки

Наличието на полиметална руда в района е известно още от древността. Участък „Трапищата“ е бил предмет на експлоатация по време на римското владичество по нашите земи, а единични „рупи“ от римско време се срещат и в участъците „Люлин“ и „Тамарино“.

През периода 1936-1940 г. в местността „Лозята“ до с. Люлин, немска фирма извършва проучвателни работи и от 3 плитки шахти са добити няколко десетки тона полиметална руда.

През 1956 година геологопроучвателната бригада „Устрем“ извършва малък обем проучвателни работи около с. Люлин в съседство с проучвателно експлоатационните шахти.

През 1959 година картировъчен отряд номер 3 с началник Г. Кулаксьзов установява в местността „Трапищата“ стари минни изработки (рупи). Направените дълбоки траншейни проучвателни работи установяват наличието на полиметално орудяване.

През 1960 г. на най-перспективния участък „Трапищата“ започва провеждането на геологопроучвателните работи, които в последствие се провеждат и на други участъци и продължават до края на 1997г. В резултат в уч. Трапищата се установява повишено съдържание на злато и сребро.

От 1963 година до 1971 година в района на Бакаджиците Г. Станишева извършва системни изследвания и картировка в М 1:5000.

Резултатите от извършените геологопроучвателни работи за периода 1960-1969г. на уч. „Трапищата“ са отразени в доклада от 1969г. с автори Емануилов и Станишева с изчислени балансови запаси (Емануилов, Станишева, 1969ф), а за участъците „Люлин“, „Баба Гана“ и

„Тамарино“ в доклад от 1970г. с автори Емануилов и др. с изчислени извънбалансови запаси (Емануилов и др., 1970ф).

От 1967г. ДМП „Устрем“ започва добив на златно-полиметална руда на уч. „Трапищата“ по рудни зони 1, 2, 3 и 8.

Данни за геоложкия строеж, петрология, структурни особености и минерална парагенеза на находището се съдържат в редица фондови доклади и публикации като най-значими от тях мога да отделя тези на Стойнов (1955); Станишева (1965, 1969, 1970, Станишева-Василева, 1971), Емануилов и Станишева (1969ф); Бонев (1970, 1972б), Батанджиев (1973); Попов и др. (1976).

9.3 Тамарински Бакаджик

Тамаринския Бакаджик е типичен представител на древна вулканска простройка, която е интензивно денудирана. Максималната му височина 360 m, с приблизителен радиус 3,5- 4 km. Характеризира се с дълъг период на развитие и многоимпулсна активна вулканска дейност, която Станишева (Емануилов, Станишева, 1969) обобщава в три етапа на сенонска вулканска дейност:

- *Първи етап*- Отличава се с висок коефициент на експлозивност (образувани са главно пирокластити) и изливане на малко количество лави с андезитов и андезитобазалтов състав с нормална алкалност. Материалите на този етап в рамките на Тамаринския Бакаджик, като най-стари, са запазени много малко. Изучени са слабо. Вероятно е да се окаже, че те са по-скоро реликти от една по-стара формация, включени в заграбени при интензивната вулканска дейност по време на образуването на трахибазалтовата формация.

- *Втори етап*- Образуват се голямо количество лави, чието изливане е било многократно и главно под формата на лавови потоци често алтерниращи с буйни експлозии. Изхвърлени са значителни маси от пирокластити, преобладаващо околостърлов фациес. Състав-пикрити, оливинови базалти, левцитови базалти и левцит-съдържащи базалти, аналцимови базалти, анкарамитов тип базалти, трахибазалти. Характерна е повишена калиева алкалност на скалите, често реализирана посредством автометасоматични процеси. Общо вторият етап се означава като трахибазалтов. В структурата на вулканския апарат изгражда главната му маса и заема пръстеновидно периферните му части.

- *Трети етап*- Трахиандезитов- характеризира се с най-нисък коефициент на експлозивност и образуване съответно на голямо количество лави. Последните са настанени в централните части на вулканския апарат или са запълнили множество пукнатини в него, вследствие на което се засебят като дайкоподобен фациес. Характерно още за трахиандезитите е, че в дълбоките части на вулканското тяло се отличават с почти зърнеста, неясно порфиرويدна структура, свойствена на субвулканските образувания. По химизъм в зависимост от интензитета на широко, но неравномерно проявената в тях калиево алкална автометасоматоза, варират от трахиандезити до алкални трахити, често с отделяне на свободен кварц.

9.4 Тектонски бележки

Пространственото положение на Бакаджишкото рудно поле се определя от Бакаджишката вулcano-тектонска структура със субекваториална югоизточна ориентация, дълга около 25 km и широка 5-6 km. Съставена е от три вулкански структури, най-западната от които обхваща Св. Спаския, централната Тамаринския, а източната Войнишкия Бакаджик.

В рудното поле се локализируют няколко пространствено обособени рудни участъка, в които се установява струпването на по-голям или на по-малък брой метасоматични жилни тела, които са изградени от нискотемпературни околопукнатинни ортометасоматити с компактни до впръслечни орудявания от сулфиди, сулфосоли и самородно злато в парагенеза с железни окиси, хлорит, кварц, карбонати и по-рядко сулфати. Тези зони, макар че на места секат жилните трахиандезити, не рядко следят контактите им и в общи линии унаследяват техните пространствени закономерности (Бонев, 1970). Рудната минерализация обикновено е разположена в най-интензивно хидротермално променените участъци на рудовместващите разломи. Тя най-често е от прожилково-впръснат тип, като само в отделни неголеми участъци се наблюдава компактно орудяване. Прожилките са кварц-карбонатни с дебелина от няколко милиметра до няколко сантиметра, локализиращи най-вече в призалбандните части на разломите. Мощността на рудните тела варира от 0,2-0,4 до 4-5 m, а наклонът им е стръмен-70-90°. Променливостта в разпределението на полезните компоненти в тях е от смесен тип. Разпределението на оловото, златото и среброто е издържано, а на цинка и медта неиздържано (Попов, 1977). Известни са рудните участъци Трапищата, Баба Гана, Липите (Чучурката), Люлин, Тамарино, Еркесия и Синилката, които могат да се разглеждат и като малки находища.

Рудните жили са локализиращи в свързаните с вулканската дейност радиални и концентрични разломи. Времето и последователността на тяхното формиране не може да се уточни поради липсата на достатъчно наблюдения. Може да се каже само, че в „Трапищата“ и „Баба Гана“ се установяват десни отседи със север-североизточна и леви отседи с изток-югоизточна посока (Попов, 1977).

Батанджиев (1973) отделя шест етапа на деформация в находище „Баба Гана“. Според него първият от тях е синхронен с рудообразователните процеси и се изразява в отваряне в изток-североизточна посока, довеждащо до приотваряне на разлома и запълването му с рудна минерализация. Наличието обаче на рудоносни разломи с различна ориентация в различните части на рудното поле, запълнени с едновъзрастна и еднотипна минерализация, явно е в разрез с едно подобно схващане. Освен това установени сиенит-порфирни дайки, локализиращи в същите разломи, сочат за един по-ранен спрямо рудоотлагането етап на деформация. Относно останалите деформационни етапи не е приведен достатъчно фактически материал, необходим за дефинирането им. Също без необходимите данни за характера на вулканската структура Батанджиев твърди, че рудовместващият разлом в находище „Баба Гана“ е независим от вулканската постройка, че тя е тектонски пасивна през целия деформационен цикъл и като заключение, че орудяванията следва да се търсят извън обхвата ѝ. Закономерното разположение на рудовместващите разломи около център на Тамаринския вулкански апарат обаче недвусмислено показва структурно-генетичната връзка между вулканските процеси и тези структури. Наличието на сиенит-порфирови дайки подчертава тази връзка и показва, че те са образувани преди края на активната магмена дейност.

Според Бонев (1973) полиметалните орудявания се намират в тясна връзка със сенонския вулканизъм по тези места и се явяват като постмагматични/поствулкански продукти при развитието му.

По генетичните си особености Бакаджишкото рудно поле се отнася към вулканогенните т.е. свързани с вулканогенни и вулканогенно-интрузивни комплекси. В неговото образуване, според Бонев (1973) съществуват данни за отделяне на трите главни етапа на вулканогенно рудообразуване:

- Довулкански етап на формиране на вулканоконтролиращите структури;
- Етап на формиране на вулканогенните комплекси и свързаните с тях вулкански структури;

- Етап на формиране на наложените на магмените образувания пукнатини и разломни структури.

През първия етап са възникнали магмоконтролиращи структури от първи, втори и трети порядък, съответно Бакаджишката дълбочинно-разломна структура, разломните структури които оформят големите вулкански постройки (отделните Бакаджици) и непосредствените вулканоконтролиращи структури (Бонев, 1970).

През втория етап са възникнали пукнатинните структури от централен тип, запълнени с продуктите на по-късната вулканска дейност или подхвърлени на постмагматично въздействие.

Третият етап се характеризира главно с „оживяване“ на структурите от централен тип и тяхното удължаване и в по-малка степен със създаване на нови, сравнително крупни структури. Ето защо има основание да се допусне, че основните рудовместващи структури са вулканотектонски обусловени (Бонев, 1970).

9.5 Геоложки строеж на района на полиметално находище Бакаджик

В геоложкия строеж на района участват материалите на юрата, гората креда, неогена и кватерна.

Юра. Юрските материали в района на Бакаджиците са установени в най-югоизточните му части между селата Войника и Каменец и са представени само от малм, поделен на оксфорд-кемиридж и титон (Емануилов и др., 1970).

Оксфорд-кемиридж е представен от варовици, мраморизирани варовици и мрамори. Възрастта на тези материали не е доказана фаунистично, а по стратиграфски съображения. Седиментите на Титона са разнообразни, имат флишоподобен характер и са метаморфозирани. Това са варовици, филити, калкошисти и прослойки от мрамори.

Горна креда. Седиментите на горнокредния комплекс са от южен, средиземноморски тип. От проявените тектонски процеси и внедряването на млади плутони тези материали са засегнати от динамо и контактен метаморфизъм, поради което горнокредните материали в района литоложки значително се отличават от тези в останалата част на страната. В района са развити само два етажа на горната креда- Турон и Сенон (Емануилов и др., 1970).

Материалите на Турона лежат трансгресивно върху титонските седименти. Източно от село Каменец се разкриват в обърнат пласторед редуциран по тектонски причини. Представени са базални конгломерати, въглищна зона, надвъглищни мергели, песъчливи варовици и глинести материали.

По данни на Цанков и др. (1962) Сенонът в района се поделен на пет хоризонта:

1. Основен- брекчоконгломератно мергелен хоризонт.
2. Туфозен- вулканогенно седиментогенен хоризонт
3. Мергелно варовит хоризонт с прослойки от туфи.
4. Вулканогенен хоризонт- пирокластични и вулкански масивни скали.
5. Варовит хоризонт.

В района на Бакаджиците материалите от първия, втория и петия хоризонт не са установени. При село Люлин се разкриват мергели и варовици, които се отнасят към третия хоризонт.

Четвъртият хоризонт има най-широко развитие. Неговите материали (пирокластични и лави) изграждат района на Бакаджиците. Станишева (Емануилов и Станишева, 1969) разделя четвъртият хоризонт на две магматични формации:- по-ранна андезито-базалтова и по-късна алкална оливин базалтова.

Андезито-базалтовата формация се разкрива в югоизточните части на района около с. Войника, където е установена значителна вулканска постройка централен тип- Войнишки Бакаджик, чиято дейност се характеризира с отделянето на огромни маси пирокластични и незначително количество лави с андезитов и андезитобазалтов състав, от където Войнишкия Бакаджик е изграден от туфи в периферните части и едро до грубо късови андезито-базалтови вулкански брекчи в централната част и много малко количество запазени андезито-базалтови лавови потоци. Сред вулканските образувания са установени дайкоподобни тела с неправилна форма от субвулкански фациес, във връзка с които е хорнфелзуването на туфите в югозападните части на вулканската постройка.

Алкалната оливин базалтова формация се характеризира с образуването на полигенни вулкански постройки централен тип с дълъг период на развитие и многоимпулсна вулканска дейност. Коефициентът на експлозивност тук също е много висок, но не толкова, колкото при андезито-базалтовата формация, където количеството на лавите е съвсем незначително. По отношение на експлозивната дейност при алкалната оливин-базалтова формация важен белег е преобладаващия грубоотломъчен фациес- лапило-агломератов, агломератов, често блоково-агломератов.

В образуването на тази формация са установени два етапа:- по-ранен, с изливане на лави от базичен до ултрабазичен характер, с повишена калиева алкалност, образувал скалите на трахибазалтовата субформация- пикрити, оливинови базалти, аналцимови базалти, левцитови базалти трахибазалти, които преобладават и по-късен (трахиандезитова субформация) при който се образуват трахиандезити, съпроводени на места от шошонити, лимбургити и трахибазалти.

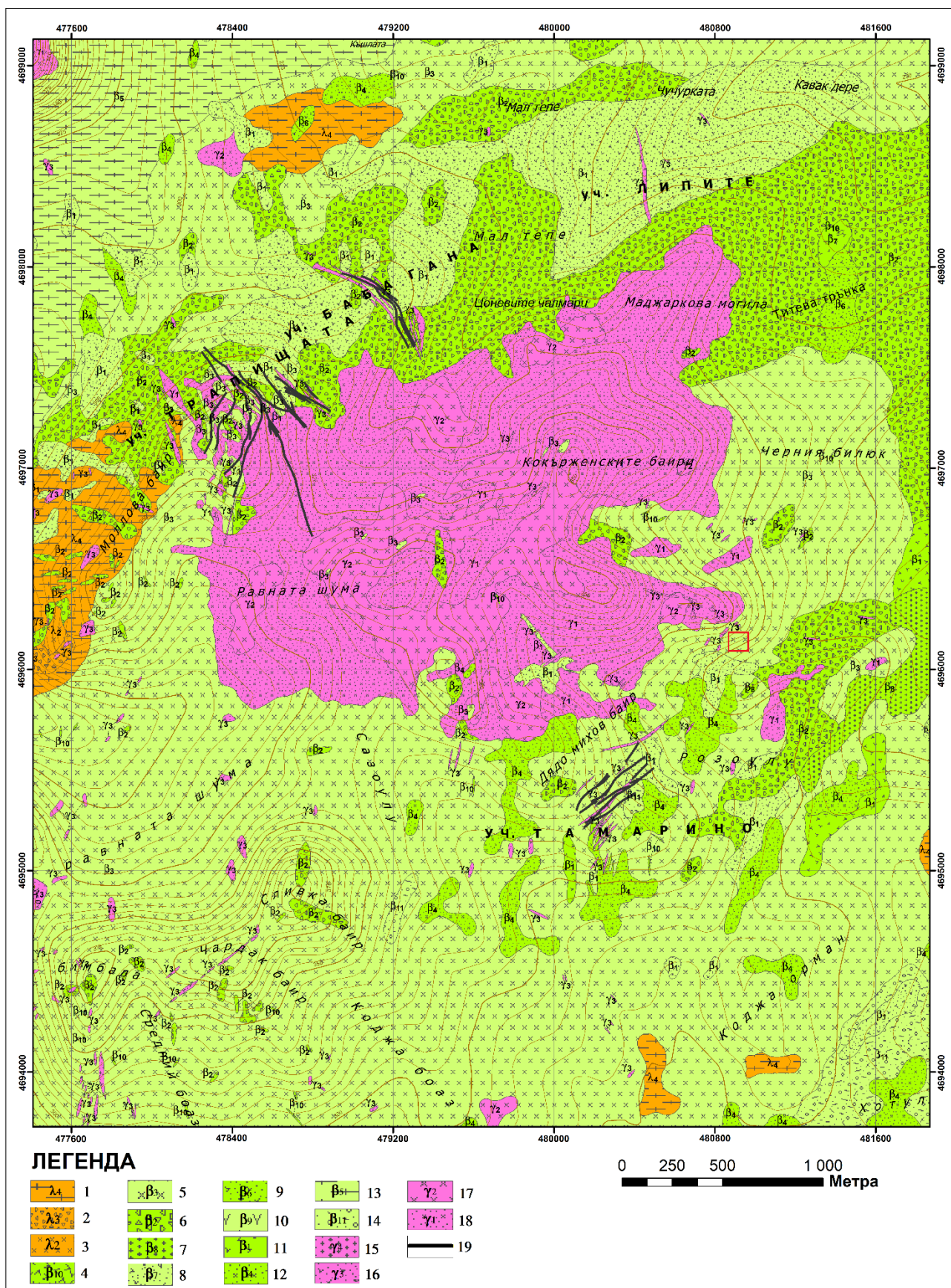
В разглеждания район алкалната оливин базалтова формация изгражда Св. Спаския и Тамаринския Бакаджици, представляващи палеовулкански постройки, централен тип, понастоящем силно денудирани.

Бонев (1978) прави подробен разбор на всички проведени изследвания за абсолютната възраст на скалите и сулфидните орудявания в Тамаринския Бакаджик и определя абсолютната възраст на находище Бакаджик и от там на целия руден възел. Той извежда стойността от 71млн.г., която геоложки отговаря на границата кампан-маастрихт.

Находище Бакаджик е медно-златно-полиметалното и по генезис е среднотемпературно, образувано на малка дълбочина в резултат на пулсиращия характер на хидротермалните разтвори (Богданов, 1987).

9.6 Геоложки строеж на участък Трапищата

Участък Трапищата се включва изцяло в рамките на вулканския апарат на Тамаринския Бакаджик, като се разполага в северозападните му части. Характеризира се със сложен геоложки строеж, в който участват материалите и на трахиандезитовия и трахибазалтовия етап от формирането на вулканската структура (фиг. 9.2).



Фигура 9.2. Геоложка карта на полиметално находище „Бакаджик“ по Емануилов (Емануилов, Станишева, 1969ф). Легенда: Първи вулкански стадий: 1- Лапилло-агломератови ксенотуфи от андезито-базалти. 2- Андезито- базалти. 3- Лапилови андезитови ксенотуфи. Втори вулкански стадий: 4- Базалтови дайки. 5- Агломератови ксенотуфи (с трахибазалти). 6- Трахибазалти. 7- Аналцимови базалти. 8- Блоково-

агломератори ксенотуфи (с левцитови базанити). 9- Лапило- агломератови базалтови ксенотуфи. 10- Блоково-агломератови туфи от анкарамитов тип базалти. 11- Оливинови базалти и пикрити. 12- Базалти (неподелени). 13- Лапило-агломератови базалтови ксенотуфи. 14- Псефитни базалтови ксенотуфи. Трети вулкански стадий: 15- Амфиболови сиенодиорит-порфирни дайки. 16- Трахиандезитови дайки. 17- Агломератово-лапилови трахиандезитови туфи. 18- Трахиандезити. 19- Рудни жили. С червен полигон е обозначено мястото на разкритията в които са направени структурните измервания.

Участък „Трапицата“ се разполага в северозападните части на вулканския апарат и се отличава със сложен геоложки строеж. В него са установени почти всички скални разновидности характерни за двата основни етапа на вулканска дейност:- пикрити, оливинови базалти, левцитови базанити, аналцимови базалти, трахибазалти, трахиандезитобазалти (от ранния трахибазалтов етап) и трахиандезити (различни фации)- от по-късния трахиандезитов етап.

Характеристика на вулканските разновидности

Пикрити

Свежите пикрити са меланократни, сивочерни скали. При по-интензивни хидротермални изменения обикновено придобиват тъмозеленикав цвят, а при супергенни-зеленикаво-кафеникав. Различават се няколко основни структурни разновидности пикрити отразяващи различни условия на образуване:- порфирни, зърнесто порфирни и почти зърнести (Емануилов, Станишева, 1969).

Текстурата на пикритите е масивна. Такситови и брекчозни текстури се наблюдават само в зони на развитие на лавови брекчи.

Минералният им състав е оливин от 25 до 80%, пироксен от 10 до 70%, хлорит, талк, +/- антигорит, магнетит, хидрохематит, нонтронит, биотит, апатит, фелдшпати, диопсид, актинолит, епидот, карбонат.

Оливина е главният макар и не винаги преобладаващ компонент в пикритите. Във всички структурни разновидности се образува преди останалите компоненти, има автоморфни очертания и е излъчен като впръследи. Едрината на кристалите варира от 0,20 до 4-5 mm, в редки случаи до 2,5 cm. Почти навсякъде е изцяло заместен от вторични минерали. Специфични за него се явяват талкът, антигоритът, магнетитът, хидрохематит, хлорит. Другите вторични минерали се срещат по-рядко и са общи за променителните процеси, които засягат не само пикритите, но и заобикалящите ги скали.

Пироксенът е вторият главен компонент на пикритите, който по количество често преобладава над оливина. Образуването му започва винаги след това на оливина. В порфирните пикрити има автоморфни очертания и в порфирната генерация и в основната маса. Наблюдава се и зонално устройство, но не така добре изразено както при оливина. Рядко се наблюдава зонално устройство тип „пясъчен часовник“.

Пироксенът е устойчив минерал и автотаморфните изменения почти не са го засегнали. Измененията в него настъпват едва при по-интензивни метасоматични и хидротермални промени в скалите. От него се развиват вторичен диопсид, уралит-актинолит, хлорит, карбонат, епидот, кварц, железни хидроокиси и др.

Акцесорните минерали са представени само от рудни: магнетит, титаноманетит и илменит.

В участък „Трапицата“ пикритите се срещат на повърхността и във всички минни изработки. Разпределението им по мощност не е равномерно, но се установява тенденция към увеличаване на мощността им в дълбочина. По простирание са доста неиздържани. Мощността

им бързо се мени в порядъка на няколко метра дори до десетки метри. Пикритите граничат с всички установени в участъка скални разновидности. Пресичат се от множество дайки или големи тела от трахиандезити.

Контактите с трахибазалтите и с туфите са винаги резки, докато с другите базични и алкално-базични вулканити могат да бъдат или резки или с преходи.

Оливинови базалти

Оливиновите базалти играят голяма роля в изграждането на вулканогенния комплекс в Тамаринския Бакаджик и специално в участък „Трапищата“. Главните им разлики спрямо пикритите са: - пониженото количество на оливин; - присъствието на фелдшпати в основната маса, която е обикновено доста добре изкристализирала; - отсъствие на почти зърнести структури. Съществуват обаче доста преходи между порфирните пикрити и оливиновите базалти и много често макроскопски отличаването им е невъзможно, особено на повърхността, където супергенезата е много силно проявена.

Състава им е: оливин 8-20%, пироксен 30-45%, акцесори (магнетит, титаномгнетит, илменит?) 1-3%. Текстурата им е масивна, рядко миндална. Структурата порфирна и субпорфирна по пироксен и оливин; основната маса холокристална, микролитова, в преход към микродолеритова; срещат се интерсертални структури. Вторичните изменения са хлоритизация, карбонатизация, епидотизация, деанортитизация на плагиоклаза и пр. При калиево-алкална метасоматоза в тях се образуват биотит, калиев фелдшпат, апатит.

Оливиновите базалти образуват множество лавови потоци от които на повърхността са запазени неправилни петна (реликтни). В сондажите са наблюдавани множество интервали от оливинови базалти, алтерниращи с другите базалтоиди, разкриващи се в участък Трапищата. Оливиновите базалти играят особена роля сред базичните вулканити в изследвания район. Те служат като съединително звено между ултраосновните, почти безфелдшпатови базалтоиди (пикрити и левцитови базанити) и трахибазалтите (богатите на фелдшпати калиево алкални базалти). Тези две групи помежду си непосредствено никога не прехождат.

Левцитови базанити

Те са тъмносиви, почти черни скали, с ясно очертаваща се порфирна генерация от пироксен и оливин. При изветряване цветът им се изменя от сивочерен през кафеникав до червеникав в зависимост от съдържанието на оливин в тях, който макар и с невисоко съдържание на фаялит, лесно се подава на окисление и хидратация на Fe в него.

Съдържащите левцит базалтови скали полево не могат да се отличат от другите базалти. Те обикновено са с още по-плътна основна маса и с порфирна генерация в по-малко количество в сравнение с левцитовите базалти.

Състава им е: оливин 12-14,5%, пироксен 24-35%, левцит 10-12%, руден акцесор 3-4,5% титаномгнетит, основна маса 37-48% (изградена от пироксен, неиндивидуализирано фелдшпатово вещество, рядко индивидуализиран плагиоклаз, титаномгнетит), вторични минерали- талк, хлорит, серпентин, калиев фелдшпат, нефелин, хидронефелин?, хидрослюди, карбонат, албит, актинолит, левкоксен, железни хидроокиси, глинести минерали.

Структурата на левцитовите базанити е порфирна, често сериално порфирна по пироксен и оливин. По отношение на левцита е само субпорфирна.

Характерна за левцита е неговата пълна промяна, която може да се подели на два етапа: - първи етап- образуване на псевдолевцит;- втори етап- образуване на епилевцит.

Аналцимови базалти

В участък Трапищата са установени само в два сондажа, където са с масивна текстура без миндали. Много широко е тяхното разпространение в участък Тамарино.

Състав:- оливин (5 до 18%), пироксен от 40 до 50%, аналцим от 5 до 15%, плагиоклаз от 10 до 30%, рудни акцесори от 3 до 5%- магнетит, титаномagnetит. Текстура: масивна, много често миндална. Структура:- хетеропорфирна, често гломеропорфирна по пироксен, порфирна до субпорфирна по оливин и субпорфирна по аналцим. Основната маса е много подобна на тази в левцитовите базанити, но тук скелетно-зародишната структура на плагиоклаза достига до образуване на перести индивиди без крайни кристалографски очертания. Вторични изменения: боулингит (по оливина), калиева фелдшпатизация (на плагиоклаза и аналцима), биотитизация (слаба), иглест апатит (с калиев фелдшпат) зеолитизация, глинясване.

Трахибазалти

Това са скалите с най-широко разпространение във вулканската структура на Тамаринския Бакаджик, също и в самия участък „Трапищата“. Те съставляват най-голямата част от лавовите образувания и главната маса от пирокластичните продукти. Мощността на отделните тела по данни от сондажите варира от 2 до 18-20 m, рядко достига до 30-50 m.

Трахибазалтите са относително най-здравите скали между останалите базалтоиди и се подават по-трудно от тях на супергенно разлагане. На цвят са тъмно до средносиви, често с едва доловим розоват отенък. В зависимост от степента на изкристализирането на основната маса биват плътни, дори и дребнозърнести.

Съставени са от оливин от 1 до 10%, пироксен от 35 до 60%, плагиоклаз от 30 до 50%, биотит от 0 до 15%, калиев фелдшпат от 5 до 20%, акцесорни от 1 до 3%- магнетит, титаномagnetит. Текстурата им е масивна, често миндална, а структурата хетеропорфирна по оливин и пироксен, рядко и по плагиоклаз. Основната маса е холокристалинна, много често с неравномерна переста кристализация на фелдшпатите.

Вторичните изменения са аналогични както при другите базалти.

Характерно за трахибазалтите е, че развитието на калиевите фелдшпати има метасоматичен характер за сметка на плагиоклаза в основната маса. Заместването е твърде неравномерно. Обикновено се съпровожда с отделяне на иглест апатит. Образуването на биотита по структурни белези на места изглежда първично, а някъде ясно вторично. Много често без химични изследвания не може да се постави граница между трахибазалтите и другите базалти.

Трахиандезитобазалти

Почти винаги са тясно пространствено свързани с трахибазалтите с които правят постепенни преходи. Отличават се от тях по количеството на плагиоклаза, който тук играе по-съществена роля в скалата за сметка на фемичните компоненти. Общо взето трахиандезитобазалтите в участък „Трапищата“ са сравнително слабо застъпени. Участват често като обломъчен материал в агломератовите туфи.

Трахиандезити

Образуването на трахиандезитите се свързва с един по-късен етап от развитието на вулканската структура. Според Станишева (Емануилов, Станишева, 1969) то се извършва в сложна обстановка на създаване на лансираната от нея калдерна структура в централните части на вулкана и на също така сложните разривни нарушения в прикалдерното пространство. Запълването на калдерата и прикалдерните нарушения с трахиандезитова магма е станало чрез многофазова, многоимпулсна вулканска дейност, с което може да се обясни голямото разнообразие фациално-структурно и отчасти съставно на скалите с общ трахиандезитов

състав. В участък „Трапищата“ се включва една от най-сложните части на прикалдерното разположение на трахиандезитите. Тук границата между трахиандезитите и по-рано образуваните скали е със сложна конфигурация, със заливообразно вдаване на трахиандезитите в базалтоидите, при което те включват много големи пакети от последните. Това може да се види на геоложката карта (фиг. 9.2). Освен това в участъка има голямо развитие на разривни нарушения като радиално разположени пукнатини или снопове от такива. Всички те са запълнени с трахиандезитова магма и образуват трахиандезитови дайки.

Трахиандезитите са развити, като лавови потоци и разливи често сменящи се с пирокластични материали, главно пепелно лапилови. Тези типично вулкански образувания в дълбочина, а на места на самата повърхност (в зависимост от ерозионния срез на палеовулканската постройка), преходят в субвулкански фациес, съставно еднакъв, различаващ се главно по структурните си особености.

Състав на трахиандезитите:- пироксен (1 до 5%), плагиоклаз (30 до 80%), амфибол (1-5%), биотит (1-8%) калиев фелдшпат (10-60%), кварц (5-10%), акцесорни до 1,5% (магнетит и апатит). Текстура:- масивна, такситова, миндална. Структура:- порфирна по плагиоклаз, пироксен, амфибол, биотит, много често субпорфирна или гломеропорфирна (главно по плагиоклаз). Структурата на основната маса може да бъде фелзитова, хиалопилитова, микролитова, трахитоидна до преходи към призматично-зърнести структури. Чести са такситовите текстури в трахиандезитите.

Във всички фациални разновидности на трахиандезитите (лави, пирокластични, дайки, субвулкански тела) неизменно се наблюдават множество дребни тъмнозеленикави включения. Те представляват реликти от базалтоидите (пикрити, оливинови базалти, трахибазалти). Имат големина от 1 до 2-3 mm, рядко до 1-2 cm. Разположени са сравнително гъсто в скалната маса на трахиандезитите. Те вероятно са били заграбени и включени при внедряването и изливането на трахиандезитовата магма в централните части на вулкана, изграден до тогава само от базични вулканити.

Автометасоматичното развитие в трахиандезитите на калиеви фелдшпати е неравномерно, дори на разстояние от десетки сантиметри до 2-3 метра в едно и също магмено тяло. Особено силна и неравномерна е калиевата автоматоматоза при типично вулканските фациеси, докато при субвулканските образувания тя е по-умерена по интензитета.

9.7 Метасоматични изменения в района на находище Бакаджик

Метасоматичните изменения в района на находището имат постмагматичен характер и могат да се класифицират по следния начин (Емануилов, Станишева, 1969).

1. Пропилити- представени са в различна степен от актинолитизация, хлоритизация, серпентинизация, оталкозяване, албитизация, карбонатизация, зеолитизация, глиняване и др. „Пропилитите“ имат регионално разпространение и без установена до момента пряка връзка с орудяванията. Тяхното образуване се свързва главно с постмагматичната дейност на вулканизма по време на трахибазалтовия етап.

2. Калиево-алкални метасоматити- автоматоматити и приконтактни метасоматити. Тези процеси се развиват интензивно в трахибазалтите и в трахиандезитите, като водят до повишаване алкалността на скалите, често с отделяне на свободен кварц.

Приконтактната алкална метасоматоза е най-ярко проявена около трахиандезитите в базичните и ултрабазични вулканити. Тя се изразява в образуването на хорнфелзоподобни скали и своеобразна сиенитизация на базитите.

3. Околожилни метасоматити- образувани са в сравнително ниско температурни условия при благоприятстващи разломни структури с преобладаваща посока север-северозапад.

Установени са следните минералообразователни процеси: биотитизация, адуларизация, апатитизация, окварцяване, епидотизация, хлоритизация, серпентинизация, карбонатизация, анхидритизация, аргилизация, гипсизация и др.

Предполага се, че медното и златно орудяване имат място в началните етапи след биотит-адулар-апатитовата минерализация и преди масовата хлоритизация, докато оловно-цинковото орудяване вероятно е свързано по време с окварцяването и карбонатизацията, преди анхидритизацията.

Началните стадии на околорудни изменения са свързани с образуването на биотит-адулар-апатитовата парагенеза.

Други дорудни минерализации

Сред базалтоидите е разпространен миндалният тип минерализация. Размерът на миндалите е предимно от части на милиметъра до 5 mm, максимално до 25 mm. В строежа им вземат участие карбонат, зеолит, хлорит, кварц и по-рядко халкопирит. По количество на минералите, изграждащи отделните миндалки, последните могат да се разделят на прости и сложни. Простите са запълнени изцяло от един минерал - карбонат, зеолит или хлорит. Сложните са двуслойни или трислойни.

Магнетит се среща вложен, както в свежите, така и в силно калиевоалкално променените вулканити. Той е масивен и образува гнезда с размери около десетина сантиметра и прожилки с мощност около 1 cm (Бонев, 1973)

Бонев (1972a) прави заключение, че освен структурно, златно-полиметалното орудяване се отличава от миндалните, прожилковите и гнездовидните дорудни минерализации по своето количествено преобладаване и отделна самостоятелна линия на развитие (например генерализирана последователност на кристализация на цветните метали). Съвкупността от тези особености не дава основание да се допуска пряка генетична връзка на орудяванията с трахиандезитовия вулканизъм, а по-скоро с един по-общ дълбочинен и много по-дългоразвиващ се източник.

9.8 Форма и условие на залягане на рудните тела

В участък „Трапищата“ е проучен комплекс от 6 рудни зони с множество апофизи. Основните рудни зони по които са изчислени запаси са 1-ва, 2-ра, 3-та и 8-ма. Те са проследени на повърхността на протежение до 700 m.

Комплексът от рудни зони има посока север-северозапад (320° - 340°), запада на запад-югозапад (230° - 250°) с наклон от 60° до 80° и е вложен в система на силно тектонизирани радиални пукнатини и разломни зони. Част от тях са запълнени с трахиандезитова магма. Интензивната постмагматична дейност се отнася към пропилитовата формация и има регионално разпространение. Околожилните изменения са окварцяване, епидотизация, хлоритизация, карбонатизация, анхидритизация- гипсизация и др. Най-масовото е разпространението на хлорита, кварца и карбонатите в рудните зони, а останалите минерали са в приконтактните части мощни няколко метра.

Руните тела, възникнали в по-късните стадии на хидротермалната дейност заемат най-интензивно променената част в разломните зони и представляват система от субпаралелни или неориентирани минерализирани кварц-карбонатни прожилки, къси кварц-карбонатни жили в хлоритовата маса запълваща зоната.

Прожилки се наблюдават в близост до лежащия и до висящия контакт на зоните. Срещат се и такива, които пресичат контактите на зоните или са извън тях. Обикновено в зоните се оформят по няколко ивици от компактно полиметално орудяване. Мощността на рудните зони

е непостоянна и е в границите от 0,40 до 2,60 m. В двата фланга на повърхността и в дълбочина рудните зони постепенно изкливат.

Рудна зона 1. Следи на повърхността с протежение от 550 m. Общото и направление е северозапад (330°), но съществуват и отклонения от него в южния фланг на зоната (шрек 1), където посоката и е 20°. Зоната запада на югозапад (240°) с известни отклонения за малки интервали в границите от 200-290°. Наклонът на зоната не се мени в широки граници и е 75-80°.

Мощността на зоната в южната и половина е с малки колебания и е от порядъка 0,8- 1,2 m. Тя постепенно намалява и в южния фланг е 0,20-0,30 m., където зоната изклива. В северната половина мощността се колебае в по-широки граници от 0,20 до 3,60 m. В дълбочина се наблюдава тенденция за увеличаването и.

В централната и северна част зоната е изградена от хлоритова маса с полиметално-прожилково и впръслечно неравномерно проявено орудяване. Прожилките са къси, кварц-карбонатни и с малка мощност от 2 до 5 mm. Рудните минерали в тях са галенит, сфалерит, халкопирит, пирит, хематит и злато и са срупани предимно в залбандите на прожилките. Впръслечното орудяване преобладава и е от пирит, галенит, главно и по-малко сфалерит и халкопирит.

В северния фланг на зоната се оформя къса, 20 метрова кварцова жила с мощност 0,50 m с компактно орудяване от сфалерит и галенит.

В южната половина зоната има характер на кварц-карбонатна жила с компактно, гнездово и прожилково полиметално орудяване. Преобладават сфалерит и галенит. Тук съдържанието на злато в рудата е повишено.

Контактите на зоната са ясно изразени и облепени с тектонска глина.

В дълбочина в южната половина на рудната зона се оформят 6 апофиза с посока на югозапад (200-230°). Апофизите затъват на северозапад (300°) с наклон от 65-80°. Орудяването в тях е полиметално прожилково, неравномерно разпределено и е непромишлено.

Рудна зона 2. Следи се на повърхността на протежение от 800 m. Общото и направление е северозапад (320°) с известни отклонения от него (300°, 330°, 340°). Зоната запада на югозапад с наклон до 80°, а в по-ниските нива той е 75-80°. Мощността на зоната се колебае в границите 0,70 до 1,20 m.

Зоната е изградена от хлоритова маса с прожилково и впръслечно полиметално орудяване, като последното преобладава. Прожилките са предимно кварцови, рядко кварц-карбонатни, с мощност от 1 mm до 2 cm. В тях преобладава галенита над останалите сулфидни минерали, а в южния фланг се наблюдава натрупване на халкопирит. Контактите на зоната в северния фланг и централната и част са ясно изразени с тектонска глина, докато в южния фланг са неясни на места. В южния фланг на зоната се оформят 8 апофиза, някои от тях са непромишлени, променливи по мощност и рудна минерализация.

Аналогични по характер, морфоложки особености и орудяване на рудна зона 2 са останалите зони 3 и 8.

Минерален състав на рудите:

Рудните тела, както по отношение на рудите, така и на нерудните минерали се характеризират с един сравнително постоянен минерален състав.

Рудните минерали са:

-*главни*- сфалерит, галенит, пирит, халкопирит, злато, хлорит и кварц;

-*второстепенни*- спекуларит и карбонати;

-*спорадично застъпени*- магнетит, тенантит, айкинит, сулфосоли и др.

9.9 Структури и текстури на рудите

Структури

За находището са характерни предимно първичните структури. Те се определят от условията на кристализация и специфичните особености на минералите. Слабото развитие на окислителната зона обуславя и липсата на вторични структури.

Срещат се хипидиоморфозърнеца, алотриоморфозърнеца, сноповидна, емулсионна, катакластична, на обрастване и на заместване.

Текстури

Те отразяват проявените предрудни, междурудни и следрудни тектонски деформации и се контролират от механичните свойства и химически състав на вместващите скали. За находището са характерни:

- *Жилна*- отразява интензивните предрудни тектонски движения;
- *Прожилкова*- възниква при аналогични, но по-слабо изразени тектонски движения;
- *Брекчозна*- при нея късове от вместващата скала и рудни минерали са натрошени и споени от продуктите на по-късен хидротермален стадий (карбонатен);
- *Крустификационна*..

9.10 Развитие на хидротермалния процес и стадий на минерализация в находище „Бакаджик“

Формирането на рудните жили в находище „Бакаджик“ е резултат от протичането на един плавен хидротермален процес, усложнен на места от странични, вероятно тектонски фактори (Емануилов, Станишева, 1969).

Началото на този процес се бележи с площна пропилитна промяна на вместващите скали, предшествана и съпътствана от повсеместни тектонски прояви, които благоприятстват движението на разтворите и създават удобни места за локализация на орудяването. Същинското орудяване започва с отделянето на кварц и железоокисни рудни минерали.

В развитието на хидротермалния процес се открояват два основни цикъла, които са нееднакви по продължителност, но показват една аналогия на развитие. Всеки един от тях се поделя по физикохимични, химични и текстурни взаимоотношения на отделни стадии.

В първия цикъл се отделят следните стадии:

- *Пропилитен стадий*- изразява се в окварцяване, хлоритизация, пиритизация, серицитизация, актинолитизация, епидотизация и др. ;
- *Кварц-спекуларитен стадий и магнетит*- обуславя се от отлагането на кварц, спекуларит и незначително количество магнетит, оформящи тънки прожилки;
- *Кварц-пирит-халкопирит-сфалерит-сулфосолен стадий*;
- *Кварц-пирит-сфалерит-халкопирит галенитов стадий със злато*- характеризира се с отлагането на кварц, пирит, сфалерит, халкопирит, злато, тенантит, галенит, калцит, аметист.

Втория цикъл повтаря в най-общи линии развитието на първия. Поделя се на следните стадии:

- *Кварц-спекуларитов*- под формата на тънки прожилки, продуктите му секат и обрастват всички по-рано отложени минерали;
- *Пиритен*;
- *Карбонатен*;
- *Гипсов*- маркира завършването на хидротермалния етап. Изявява се в отлагането на гипс и анхидрит.

9.11 Структурно-тектонски проблеми на находище „Бакаджик“

Тамаринският палеовулкан, вместващ находище „Бакаджик“, представлява една сложна вулканоплутонична структура, формирана в резултат на многоетапната сенонска магмена дейност. Склоновете на този вулкан са изградени от лавови и пирокластични материали, а в гърловината му е внедрен Тамаринският сиенитов интрузив.

В структурните си изследвания в участъци „Баба-Гана“, „Трапищата“ и „Липите“, Емануилов и Станишева (1969) са описали резултати на които трябва да бъде обърнато внимание.

В участците „Баба Гана“ и „Трапищата“ установяват, че орудяванията са локализирани в разломни зони („конвергиращи руптури с възседен характер на движенията по тях“) с посока около 130° в зоните на съчленяването на които описват сравнително по-слабо орудени разломни нарушения с отседен характер на движенията по тях и с меридионална посока (около 180°). Рудните зони секат дайките и съответно техните контакти. От друга страна рудата е силно тектонизирана, като залбандите на рудните зони са облепени с тектонска глина. Зоните често са отместени и разкъсани. Тези наблюдения им дават основание за твърдението за наличие на интензивна пост рудообразователна обработка, която усложнява чувствително структурната картина. Също така, по характера на деформациите в непосредствена близост с рудните и разломните зони, предполагат, че епитектониката в тези участъци се предистинира главно от напрежения с компресиращ характер през отделните деформационни етапи.

Подобна ситуация описват и за участък „Трапищата“, но с по-интензивно проявена епитектоника. Там отново описват орудяване на сравнително добре издържани и силно тектонизирани разломни зони. Отбелязват и един характерен пример и неопровержим факт в участък „Липите“, че орудяването там идва по кливажни повърхнини, перпендикулярно на дайките и съответно на техните контактни повърхнини. В същия този участък се наблюдава и мощна рудна зона срязана от разлом с възседен характер на движенията, което говори за наличието на добре проявена епитектоника.

Емануилов и Станишева (1969) открояват и един факт, който не трябва да се пренебрегва, а именно, че основните рудни зони, се придържат към разломни зони с посока 130° . Ако се погледне на този факт в регионален аспект ще видим, че въпреки известно отклонение, вулканските апарати на Бакаджиците са подредени линейно в посока около 130° . Това дава основание за по-детайлно изследване на структурите ориентирани в тази посока, които ако не се окажат рудовместващи, то могат да бъдат рудопроводящи.

Един от мотивите на Станишева да лансира идеята за калдерно обрушване (Емануилов, Станишева, 1969) е наличието на запазени материали от трахиандезитовия етап в централната част на вулканската постройка. При извършените от Попов и др. (1976) изследвания той не установява подобно пропадане. Явно е, че ксенолитните блокове от лавови и пирокластични скали с трахиандезитов състав, разположени в Тамаринския интрузив, са пропаднали в една или друга степен. В случая обаче се касае по-скоро за едно кратерно обрушване, а не за калдерообразуване.

Четвърти етап на магмена дейност

Попов и др. (1976) след провеждането на структурно картиране и проучване на находище Бакаджик установяват в централните му части, че е внедрен неголям интрузив от сиенитови скали, които според него бележат един четвърти етап на горнокредната магмена дейност. По-рано за наличието на интрузивни скали в рамките на района на Бакаджиците отбелязва и Стойнов (1955). В южния склон на Войнишкия Бакаджик Попов и др. (1976) дефинират едно малко интрузивно тяло от левкомондонит. Отново във Войнишкия, но и в

Тамаринския Бакаджик споменават за наличието на малки тела от сиенит-диоритови порфири.

Във Войнишкия и Тамаринския Бакаджик Стойнов (1955) описва развита дайкова формация, скалите на която варират от монцонит-порфири до сиенитпорфири и кварц-сиенитпорфири. Станишева (Емануилов, Станишева, 1969) описва интрузивните материали (които в последствие Попов отделя като 4-та фаза) като трахиандезити от третата фаза на сенонската вулканска дейност. В работата си Станишева споменава и за наличието на сиенитови скали по тези места, които обаче третира като резултат на калиева метасоматоза наложена върху базични и ултрабазични вулканити. Според Попов се касае за един интрузив изграден от розовочервени сиенити. В периферните и приконтактните части сиенитите имат порфирен до субвулкански облик, а във вътрешните части интрузивът е изграден от равномернозърнест сиенит. На база на тази хетерогенност Попов и др. (1976) отделят две фащиални разновидности свързани с постепенни преходи помежду си – зона на порфирен окраен фашиес и равномернозърнест от вътрешните части.

Попов отбелязва, че навсякъде контактът между сиенитите и вместващите ги ефузивни е рязко изразен. При това алкалната метасоматоза е проявена предимно около пукнатините, които обикновено са запълнени с епидот-хлоритови прожилки и бързо заглъхва във вместващите скали от трахибазалтовата задруга. Така Попов и др. (1976) не се съгласяват със схващането на Станишева за наличието на „сиенитизация“ на базичните и ултрабазичните вулканити. Според Станишева (Емануилов, Станишева, 1969) в резултата на алкална метасоматоза на вулканитите са се образували алкални сиенити. Попов аргументирано отхвърля това твърдение и твърди, че сиенитите са образувани в резултат на внедряването на магма в хипоабисални условия по време на ясно засебен етап от горнокредния магматизъм, обосновавайки се с резките контакти на тези скали с вместващите ги вулканити и ксенолитите от тях и обстоятелството, че алкалната метасоматоза е проявена интензивно и повсеместно само в пределите на описания интрузив.

Пети етап на магмена дейност

Според Попов и др. (1976) след формирането на Тамаринския интрузив се внедряват и редица сиенит-порфирови дайки, като резултат от пети етап на горнокредната магмена дейност. Тези дайкови тела са споменавани по-рано и от Стойнов (1955), но той ги е определил като кварц-сиенитови порфири. За тях Попов отбелязва и коригира към описанието на Стойнов, че завишеното количество на кварц в дайките е в резултат на действието на по-късни хидротермални разтвори. След Стойнов, Станишева (1969) разглежда същите скали като субвулкански трахиандезитови дайки. За тях, критикувайки отново Станишева, Попов и др. (1976) отбелязват, че под микроскоп тези скали показват зърнесто-порфирна структура, което говори за хипоабисалните условия на тяхното образуване. Също така отбелязва, че минералният им състав е аналогичен на състава на сиенитите от Тамаринския интрузив.

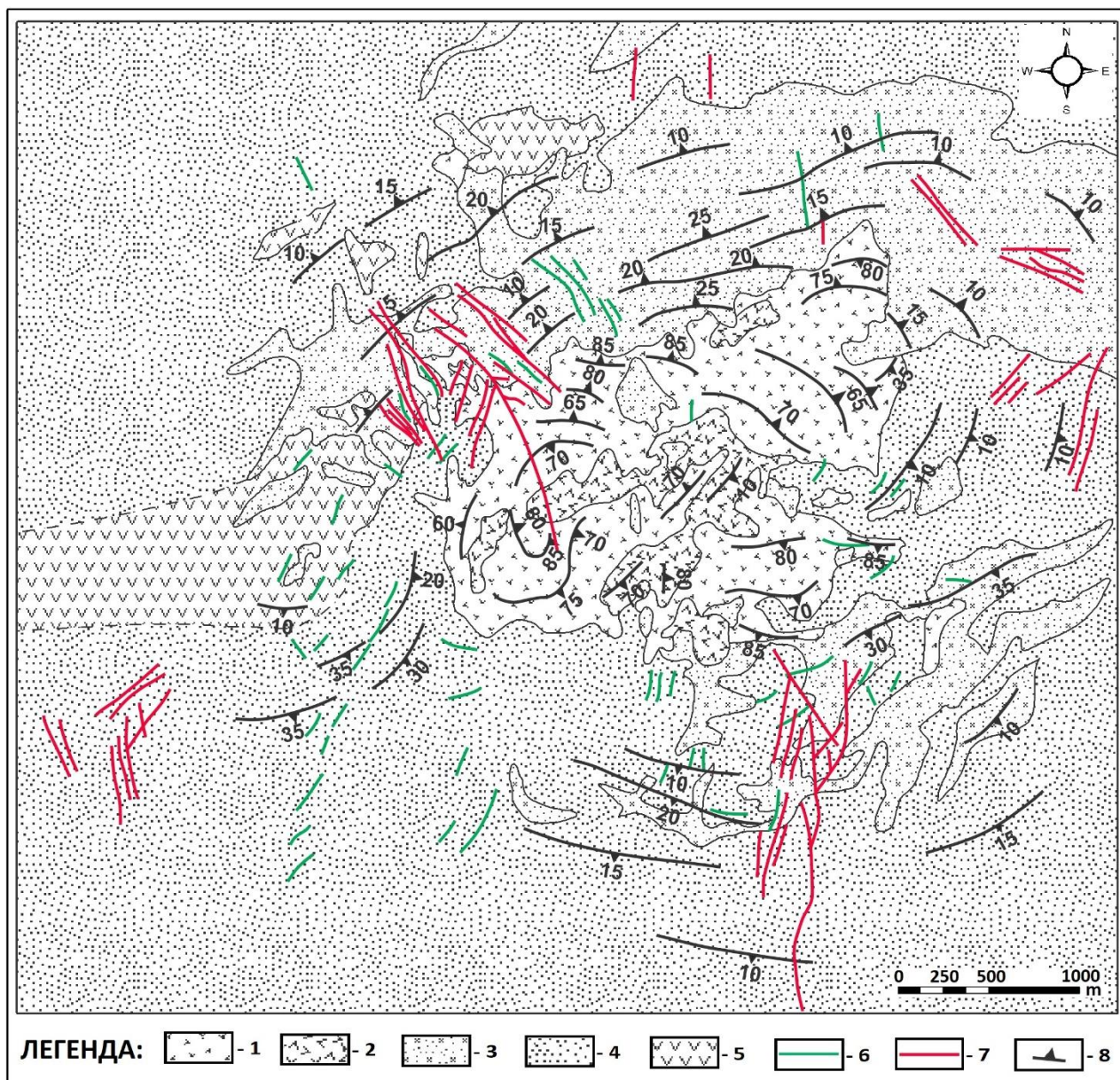
Сиенитпорфировите дайки се характеризират с най-различни размери, като най-едрите достигат до 500-600 m дължина и до 30-35 m дебелина. Най-често се срещат по северозападните и югоизточните склонове на Тамаринския интрузив. Те са разположени или напречно на посоката на разпространение на лавовите потоци и покрови, съгласно надлъжните пукнатини в тях, или по посоката на разпространението им, т.е. съгласно на напречните пукнатини. Тази закономерна ориентация сочи, че въпросните дайки са локализираны в радиални и концентрични вулканотектонски разломи.

Структурна карта на находището по Попов и др. (1976)

Тамаринския интрузив е внедрен в централната част на Тамаринския вулкан (Попов и др., 1976), като фактически запълва неговото гърло. Той представлява едно неголямо слабо удължено в североизточно посока тяло с дължина до 3,3 km и ширина 2 km. В план има твърде сложни очертания, като границите му с вместващите скали изобилстват с многобройни заливообразни форми. Освен това вътре в самото тяло са включени крупни ксенолитни блокове от вместващите го ефузивни материали предимно от трахиандезитовата задруга. В повечето случаи при внедряването на интрузива тези материали са били изведени от нормалното си положение, като наклоните им, които първоначално са били от 10 до 30°, са достигнали 50-80°.

Вулканските скали изграждащи Тамаринския вулкан са представени от лавови покрови и потоци и прослаяващи се с тях пирокластичности. Лавовите покрови и потоци имат дебелина от 2-3 до 8-10 m и общо взето, залягат съгласно един върху друг, като са отделени и неравни разграничителни повърхнини.

Както се вижда от приложената структурна карта изработена от Попов и др. (1976) (фиг. 9.3), лавовите потоци и покрови от трахибазалтовата задруга затъват радиално от центъра към периферията на вулкана с наклони от 5 до 35°, като близо до гърлото те са по-стръмни. Реконструираният посоки на разпространение на покровите ясно показват концентрично развитие спрямо центъра на структурата.



Фигура 9.3. Геолого-структурна карта на находище Бакаджик, (по Попов и др., 1976).
 Легенда: 1-Сиенити; 2- Трахиандезити и техните пирокластити; 3- Трахибазалти; 4- Трахибазалтови пирокластити; 5- Андезити и техните пирокластити; 6- Сиенитпорфирови дайки; 7- Рудни жили; 8- Ориентация на плоскостния паралелизъм и наслявяването.

Всред сиенитите в централната част се установяват ксенолити от гърлови трахиандезитови и трахибазалтови материали. Този факт, както и обстоятелството, че по тези места е запазена част от трахиандезитовата суперструктура на вулкана показват, че магмопроводящият канал през трахиандезитовия и трахибазалтовия етап е бил един и същ. Първичното напукване на лавовите и пирокластичните материали е главно от паралелепипеден тип. По-рядко се наблюдава сферично напукване в пилоулавите. Най-често са развити три системи пукнатини: пластови, напречни и надлъжни, ориентирани закономерно спрямо плоскостния паралелизъм и наслявяването. Освен това понякога се наблюдават една или две системи диагонални пукнатини. Пластовите пукнатини са съгласни на наслявяването и на плоскостния паралелизъм. Напречните и надлъжните пукнатини обаче са перпендикулярни спрямо тези структурни елементи, като посоката на първите е еднаква с посоката на разпространение на наслявяването и плоскостния паралелизъм, а на вторите със страната на

затъването им. Тези три групи пукнатини са резултат от концентрацията и неравномерното охлаждане по време на застиването на магмата, за което говори тяхната морфология. Закономерната им ориентация спрямо плоскостните елементи във вулканите определя и пространственото им развитие. Така пластовите и напречните пукнатини са разположени концентрично спрямо вулканското гърло, а надлъжните радиално.

Анализ на плоскостния паралелизъм

В Тамаринския интрузив Попов и др. (1976) установяват добре изразен плоскостен паралелизъм, който се бележи главно от субпаралелното подреждане на фелдшпатите и порядко на фемичните минерали. Когато ксенолитите са с неголеми размери, също показват плоскопаралелна ориентация. Наклоните на плоскостния паралелизъм са стръмни, като варират от 55 до 90°. Посоката му в различните участъци е твърде разнообразна. Най-често е съгласен с контактите на интрузива. Не са редки случаите обаче, особено в местата на апофизните вдавания на интрузива във вместващите скали, когато посоката на плоскостния паралелизъм може да е перпендикулярна спрямо тези контакти. Това се дължи на сложната морфология на тялото, резултат от наличието на многобройни апофизи и крупни ксенолити, което не позволява структурите на течение да бъдат ориентирани винаги съгласно на контактите на тялото.

Като се следи рисункът на реконструирания посоки на разпространение на плоскостния паралелизъм, показан на структурната карта (фиг. 9.3.) отчетливо се вижда, че той има едно общо взето концентрично развитие. Взимайки в предвид външната форма на разглеждания интрузив и пространственото положение на паралелизма в него, следва да го характеризираме като едно дискордантно спрямо вместващите го скали тръбообразно тяло с конформен до дисконформен вътрешен строеж.

Първичното напукване на сиенитите от Тамаринския интрузив е от паралелепипеден тип. Пластовите пукнатини са субпаралелни на плоскостния паралелизъм и подобно на него са стръмни, перпендикулярно спрямо оста на интрузива. Напречните пукнатини са полегати и със значителни вариации по отношение на посоката на разпространение. Понякога се срещат и диагонални пукнатини, които са стръмни и коси спрямо посоката на плоскостния паралелизъм.

Вулканотектонски разломи

Вулканогенната структурообразователна дейност не се заключава само в активния наземен вулканизъм и свързания с него интрузивен магматизъм. Съществуващото по това време тектонско поле на напреженията, резултат от налагането на субвертикалното натоварване на фона на регионалното поле на напрежение, обуславя образуването на редица радиални и дъгообразни вулканотектонски разломи. Първите от тях се разполагат радиално спрямо центъра на вулканската структура, като по посока съвпадат с надлъжните пукнатини в лавовите потоци или с интрузива. Развити са най-вече по северните и северозападните склонове на вулкана и по-малко в останалите участъци. Към тази група следва да се отнесат и обособените от Бонев (1972б) разломи от трети порядък с меридионална посока.

Дъговидните разломи се разполагат концентрично около вулканското гърло, като пространствената им ориентация съвпада с ориентацията на напречните пукнатини в лавовите и пирокластичните материали. Засега най-широко развитие на тези структури се установява по югоизточните склонове на вулкана, което е отбелязано и от Станишева (Емануилов, Станишева, 1969). Освен това разломи от тази група се установяват и в останалите участъци на вулкана.

Радиалните и дъговидните вулканотектонски разломи са служили като структури в които става внедряването и застиването на споменатите сиенит-порфирни дайки. По време на постмагматичните процеси те играят ролята и на рудовместващи структури в които се локализируют полиметалните рудни жили от Бакаджишкото рудно поле. При това се установява, че в едни и същи разломи са локализиранни както дайки, така и рудни жили, което говори за неколнократни движения по тях.

Въз основа на установените факти Попов и др. (1976) характеризират Тамаринската вулканска структура, като един конусообразен централен стратовулкан, формират в резултат на многоетапната горнокредна магмена дейност. Общата запад-северозападна ориентация на Бакаджишката вулканогенна структура подсказва и за една подобна ориентация на главния магмопроводящ канал, който не е изразен на съвременната повърхност (Бонев, 19726).

9.12 Изследвания в района на находище Бакаджик

По време на теренните работи се установи, че поради напредналата ерозия старите минни изработки в участък „Трапищата“ не могат да бъдат използвани. Скални разкрития от които е добита информация бяха локализиранни само в площта в близост до най-южно разположеният участък „Тамарино“ (фиг. 9.4). Вzeti са скални образци и за петроложки изследвания на скалите, резултатите от които са в приложение №3 (точка 13.3 от дисертацията). Петроложката работа е нужна, поради факта, че точното определяне на вулканските разновидности без оптична микроскопия е трудно. И въпреки че работата не е петроложка по характер, ориентиране в литоложкия състав е нужно за целите на теренните изследвания.



Фигура 9.4. Скално разкритие от участък Тамарино. Скалата е определена като фенотрахиандезит (приложение 13.3) (сн. Д. Страхилев).

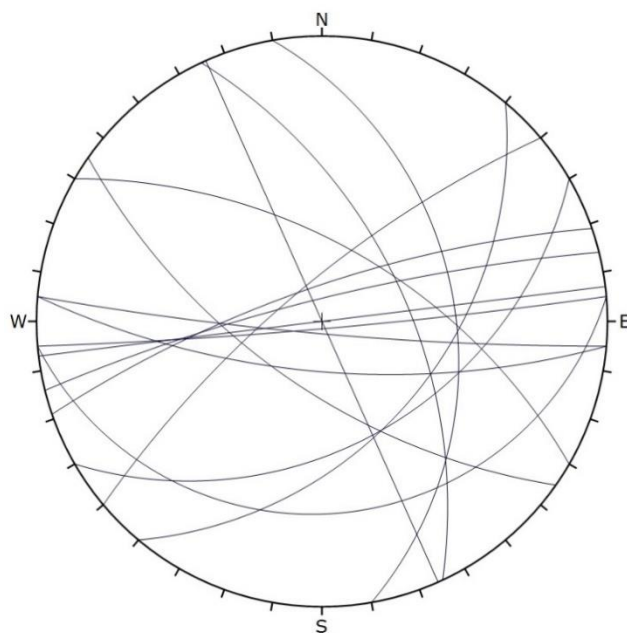
От локализираните разкрития беше добита информация за пукнатините, разпространението на лавовите потоци и премествания по разломни повърхности (фиг. 9.5).



Фигура 9.5. Измерване на посоката на разломна повърхност и посоката на преместване по нея в съответствие с конвенцията на Аки-Ричардс (сн. Д. Страхилев).

Структурна характеристика

Ориентацията на пукнатините е сравнително изменчива и поради малкият брой измерени пукнатини, заради лошата разкритост, не достатъчно открояваща се (фиг. 9.6), но все пак на база и на литературните данни, могат да се определят три максимума.

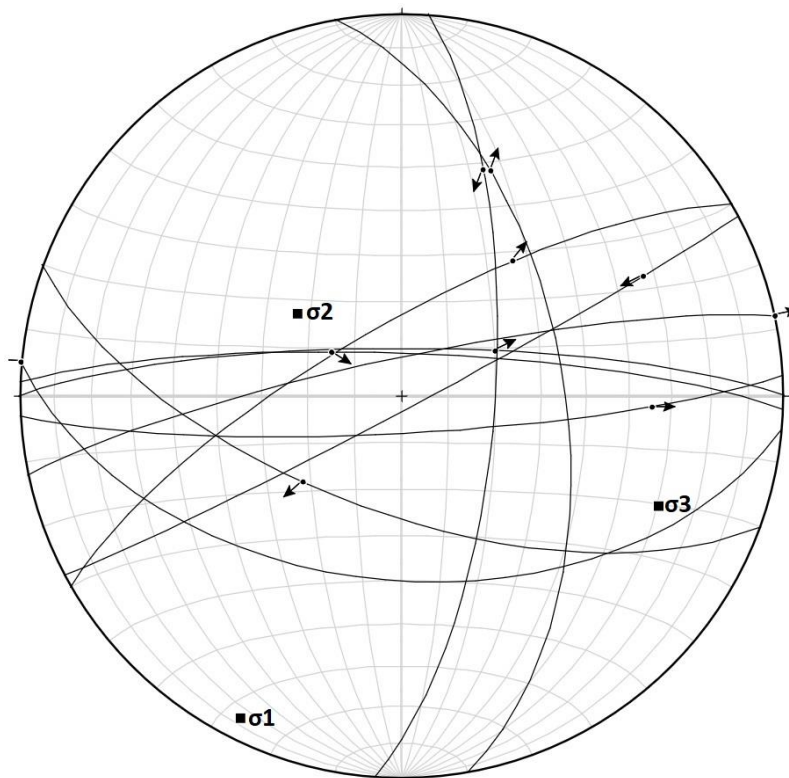


Фиг. 9.6. Стереографска проекция с 15 пукнатини от участък Тамарино. Равноъгълна проекция, долна полусфера.

Първият максимум е представен от субвертикални пукнатини с посока изток-запад. Вторият максимум затъва полегато към югоизток, а третият е от пукнатини затъващи стръмно на изток-североизток.

Анализ на разломните премествания

Измерени и в последствие анализирани са 10 разломни плоскости с премествания по тях. При анализа се получава σ_1 с посока $206,4^\circ$ и наклон $6,4^\circ$, σ_2 с посока $308,3^\circ$ и наклон $61,6^\circ$ и σ_3 с посока 113° и наклон $27,5^\circ$ (фиг. 9.7, таблица 9.1).



Фигура 9.7. Ориентация на главните кинематични оси получена от 10 разломни повърхности измерени в близост до участък „Тамарино“. Със стрелки са изобразени посоките на преместване на съответните разломни повърхности. С квадратчета са нанесени осите на получените от анализа главни кинематични оси. Равногълна проекция, долна полусфера. σ_1 затъва на югозапад с посока 206° и наклон 06° .

Таблица 9.1. Извлечение от софтуера „FaultKin“ от анализа на разломните плоскости от участък „Тамарино“.

Axis	Eigenvalue	Trend	Plunge
1.	0.1939	206.4,	06.4
2.	0.0694	308.3,	61.6
3.	0.1244	113.1,	27.5

10 Изводи и дискусия

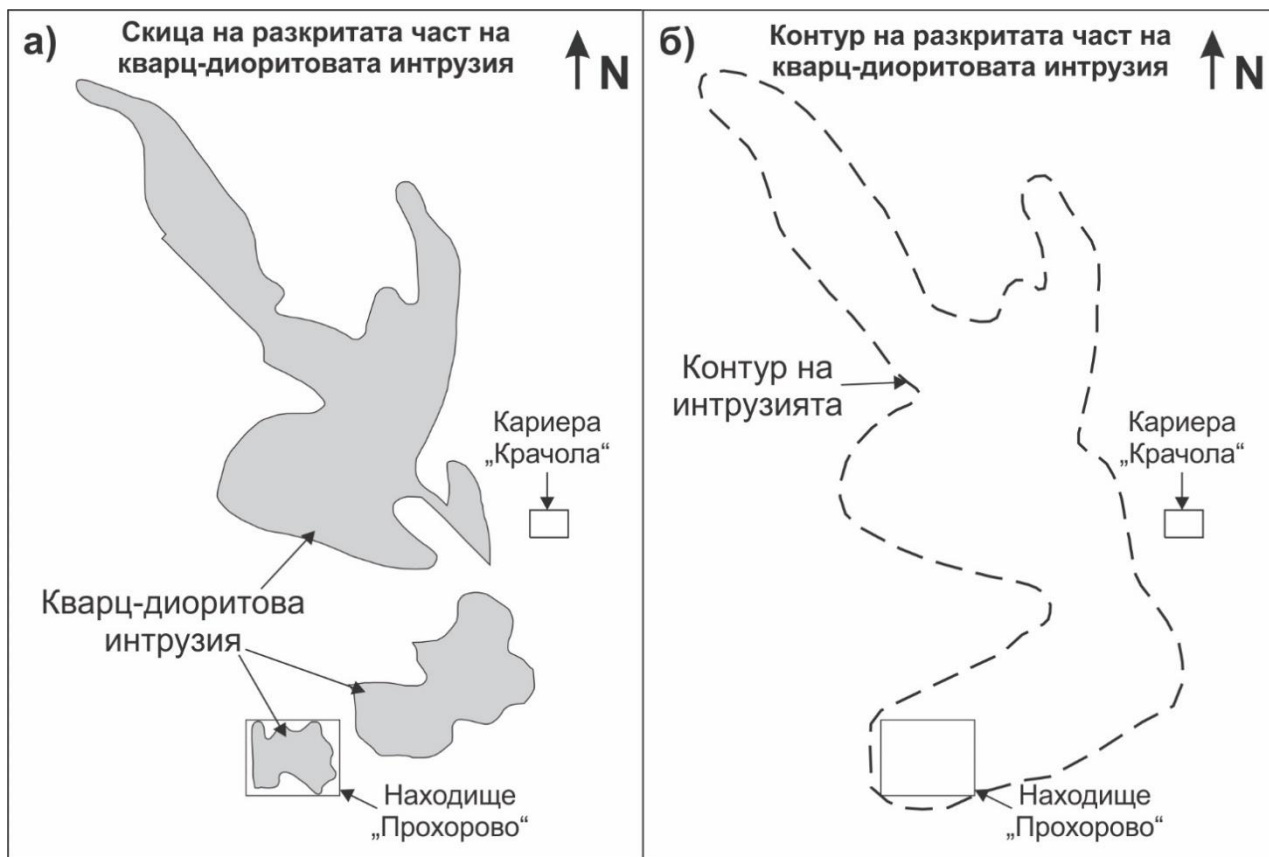
10.1 Прохорово

Разположената в близост до находище „Прохорово“ кариера „Крачола“ предоставя добра разкритост, но все пак покрива сравнително малка площ и затова не е съвсем ясно доколко наблюденията върху тази площ са валидни за цялото пространство на находище Прохорово. Все пак от проведеното структурно картиране и направените анализи се получиха ясни и геоложки смислени резултати, от които убедително могат да се направят няколко извода.

Въпреки, че наблюдаваните разломи в кариерата не са от най-значимите структури в района, те и към днешна дата са представителни за регионалната кинематика и от тях може да бъде добита информация за еволюцията на Прохоровския плутон.

Както е констатирано и по-рано в литературата, находището „Прохорово“ е вместиено в горните части на южното крило на кварц-диоритов плутон с „L“ образна форма. Едната част от интрузията е с посока северозапад, а другата североизток- илюстративно контролирани от Бояджишкия регионален тектонски възел.

На фигура 10.1. а) е пречертана от геоложката карта (фиг. приложение 13.4) разкриващата се на повърхността кварц-диоритова интрузия, местоположенията на кариера „Крачола“ и находище „Прохорово“ и ясно се вижда споменатата „L“ или по-скоро „Z“ образна форма на интрузивното тяло.



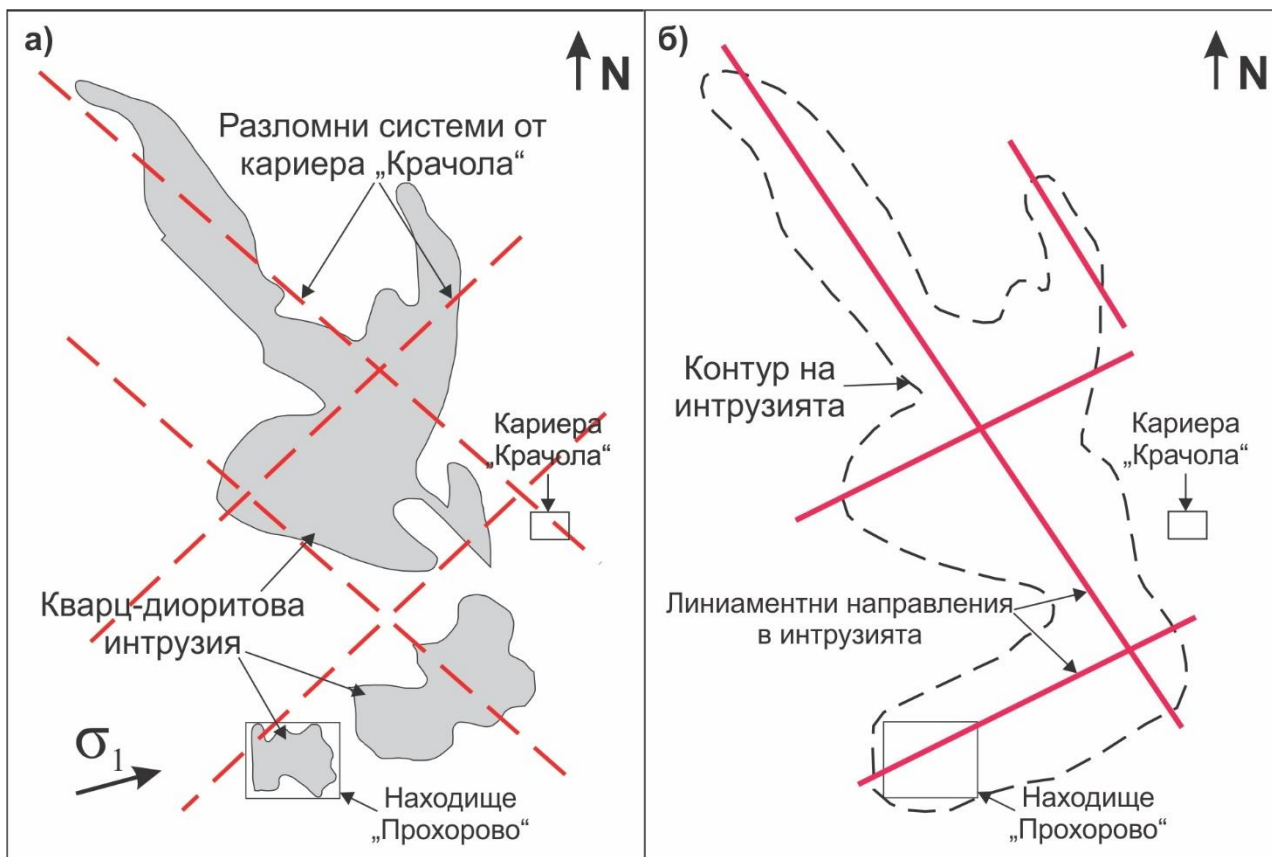
Фигура 10.1. а) Скица на разкриващата се на повърхността кварц-диоритова интрузия с нанесени местоположенията на находище „Прохорово“ и на кариера „Крачола“ в която са проведени изследванията. **б)** Очертания на формата на кварц-диоритова интрузия от фиг.10.1. а) с нанесени местоположенията на находище „Прохорово“ и на кариера „Крачола“ в която са проведени изследванията.

Морфологията на интрузията е усложнена от едно раздуване с посока североизток разположено в средата на дългото (северозападното) крило (фиг. 10.1. б).

При анализа на разломните плоскости в кариерата се изведоха две групи разломни-северозападна (страна и наклон 033/57) и североизточна посока (страна и наклон 132/58). Изглежда, че някои от разломите от северозападната група са оперяващи на главния в района Светиилийски разлом (Цанков, 1983) (фиг. приложение 13.4), а тези от североизточната са представители на широкоразпространената в цялата област североизточна система (Савов, 1961).

При кинематичния анализ на разломните премествания от двете системи се получиха близки резултати за ориентацията на кинематичните оси, както при анализиране поотделно на североизточната и северозападната система. От това следва, че полето на напрежението е издържано и е общо за двете разломни системи въпреки различната им ориентация.

На фигура 10.2 а), върху кварц-диоритовото интрузивно тяло са наложени ориентацията на установените в кариерата две разломни системи и главната кинематична ос, получена от анализа на двете разломни системи заедно.



Фигура 10.2 а) Скицата от фиг. 10.1 а) с нанесени на нея с червени пунктирани линии ориентацията на установените в кариера „Крачола“ две разломни системи. Със стрелка в долният ляв ъгъл на фигурата е показана ориентацията на главната кинематична ос получена от кинематичния анализ на двете разломни системи от кариерата и местоположенията на находище „Прохорово“ и на кариера „Крачола“ в която са проведени изследванията. **б)** Очертания на формата на кварц-диоритовата интрузия от фиг. 10.1 б) с нанесели с червени линии линеаментните направления, които морфологията на интрузията формира и местоположенията на находище „Прохорово“ и на кариера „Крачола“ в която са проведени изследванията.

На фигура 10.2 б) върху следата на интрузивното тяло са изчертани най-вероятните линеаментни направления, които морфологията на интрузията формира.

Съпоставяйки разломните системи от фигура 10.2 а) и линеаментните направления от фигура 10.2 б), ясно се вижда приликата помежду им (фиг. 10.3).



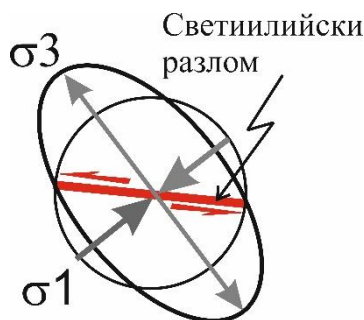
Фигура 10.3. Фигура с наложени върху очертанията на кварц-диоритовата интрузия от фиг. 10.1. а) разломните системи установени в кариера „Крачола“ (с червени пунктирани линии), линеаментните направления, които интрузията формира (червени непрекъснати линии) и местоположенията на находище „Прохорово“ и на кариера „Крачола“ в която са проведени изследванията.

Имайки в предвид близката ориентация на наблюдаваните разломи в кариерата и линеаментните направления на интрузията, можем да заключим, че линеаментните направления в интрузията (или палеоруптурите контролирали внедряването ѝ) и наблюдаваните разломни системи в кариерата са съпоставими с наблюдаваните днес разломни системи в кариера „Крачола“ и в Светиилийските височини като цяло. Тоест те са представителни за еволюцията на плутона и представляват разломните направления, контролирали внедряването му.

Очевидно, в резултат на продължителна деформация, визуализирана на фигура 10.3, разломите са ротирани в обратна на часовниковата стрелка посока, което несъмнено е свързано и с ротация на главната кинематична ос в същата посока.

По общи съображения, свързани с образуването на разломите в различна реоложка среда може да се очаква, че главната кинематична ос не е паралелна на плоскостите на разломите, а сключва ъгъл с тях. Такъв е случаят на взаимоотношенията на главната кинематична ос със североизточната система (фиг. 10.2. а). Този ефект може да се дължи, както на първичното несъвпадение на кинематичните и стресови оси, така и на прогресивна ротация съпътстваща деформацията.

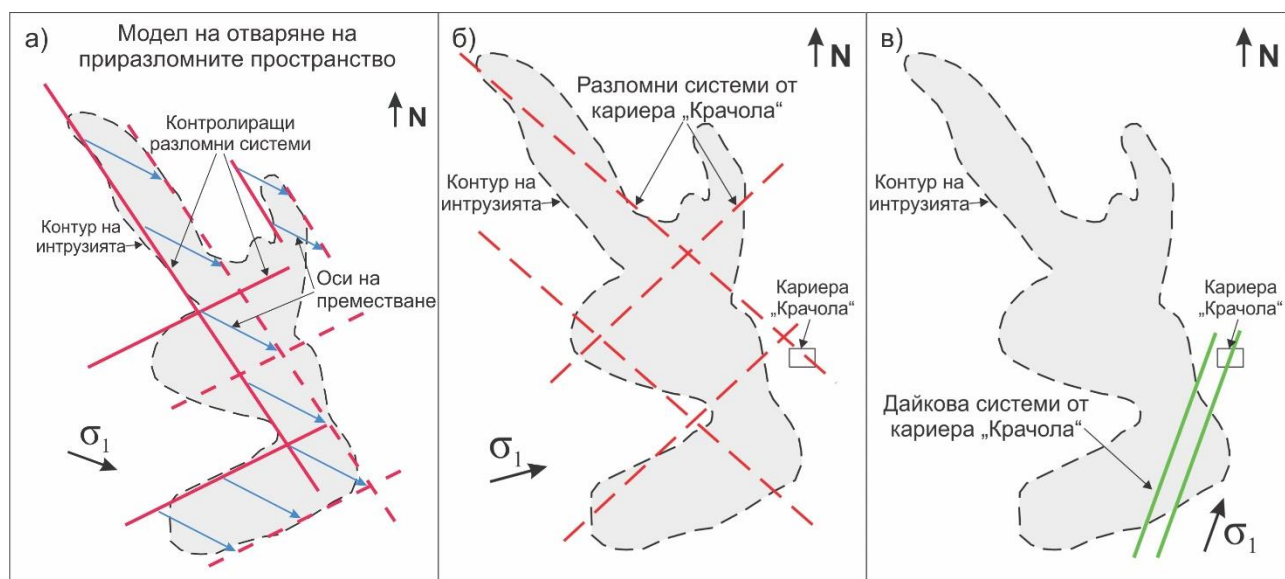
Главната кинематична ос сключва голям ъгъл със северозападната разломна система. Това е системата на Светиилийския разлом (фиг. 10.4).



Фигура 10.4. Взаимоотношение между кинематичните оси и главният надлъжен разлом - Светиилийският разлом.

От фигури 7.14, 7.15 и 7.16 (кинематичните анализи) се вижда, че получените в трите анализа главни кинематични оси представят едно и също напрегнато поле. Действайки в посока североизток-югозапад то е способно да отвори и двете съществуващи разломни системи, като предизвика „отваряне“ по североизточната система, което от своя страна ще „отвори“ пространство и по северозападната система и ще позволи внедряване на магма и в двете разломни направления. Този кинематична ситуация отговаря на формата на Прохоровския плутон.

Несъмнено ротацията на разломните плоскости от момента на внедряването на интрузията до наши дни е съпроводена и с ротация на напреженията в посока обратна на часовниковата стрелка. Съдейки от ъгъла, който формира получената главна кинематична ос от анализа, с положението на разломните плоскости в наши дни и механиката на отваряне на свободни пространства, можем да предположим, че главното напрежение при внедряването на плутона е действало с посока приблизително изток-югоизток (фиг. 10.4 а). При това положение се вижда, че посоката на максимално отваряне (главната кинематична ос) е успоредна с главното напрежение, както би следвало и да бъде (фиг. 10.4. а).



Фигура 10.4. а) Модел на „отваряне“ на свободните пространства при формирането на кварц-диоритовата интрузия. б) Контур на кварц-диоритовата интрузия с нанесени с червени пунктирани линии ориентацията на установените в кариера „Крачола“ две разломни системи. Със стрелка в долният ляв ъгъл на фигурата е показана ориентацията на главната кинематична ос, получена от кинематичния анализ на двете разломни системи от кариерата и местоположението на кариера „Крачола“ в която са проведени изследванията. в) Контур на кварц-диоритовата интрузия с нанесени със зелени линии ориентацията на дайките установени в кариера „Крачола“. Със стрелка в долният десен ъгъл на фигурите е вероятната ориентацията на главната кинематична ос действала при формирането на дайките и местоположението на кариера „Крачола“ в която са проведени изследванията.

Следващият момент в еволюцията на напрегнатото поле в района е този, който се получава от кинематичния анализ. Това е момента на последното реактивиране по разломните повърхности, които са наблюдавания в наши дни в кариера „Крачола“ (фиг. 10.4. б).

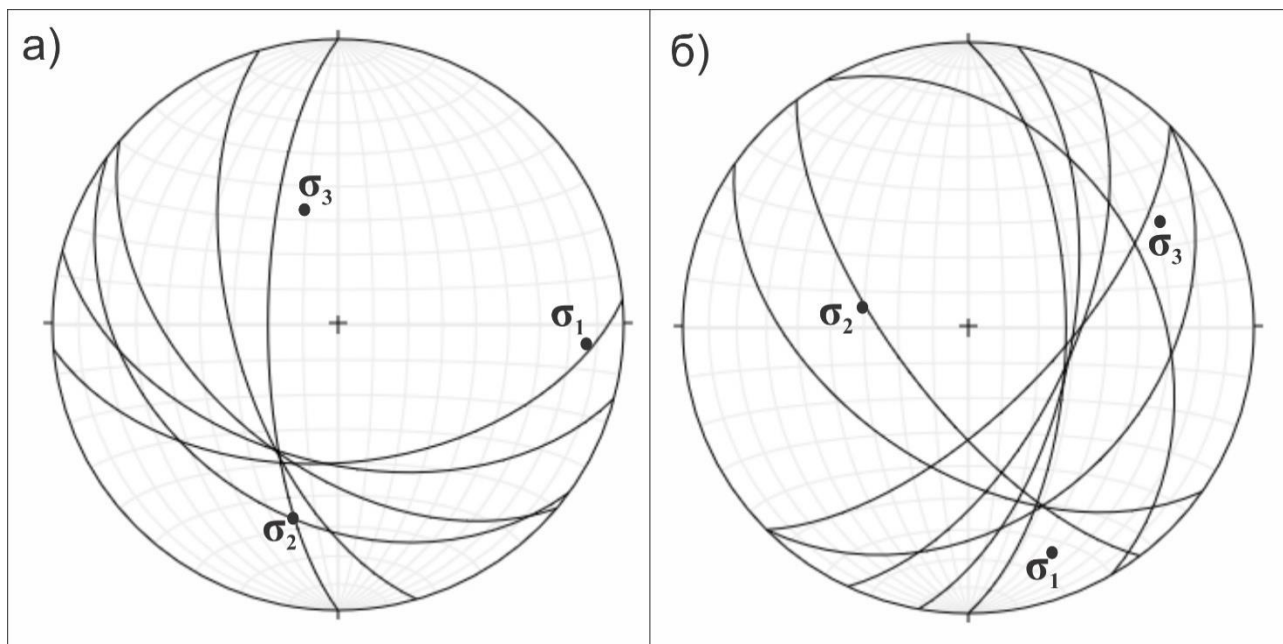
В Кариерата се установи дайкова система с посока 20° и затъващи стръмно на запад. Всички дайки разкриващи се в кариерата са хидравлично брекчирани в различна степен. Очевидно е, че причината за брекчирането на дайките не е от тектонски произход. Тяхното брекчиране най-вероятно е станало под влиянието на горещите флуиди изпуснати от плутона в крайната фаза на еволюцията му. Факта, че флуидите са били горещи означава, че те са били и под високо налягане. Това предположение се потвърждава и от изследването за хидротермалните промени в дайките. Дайките са били с първоначален диоритов състав, но в последствие по време на протеклата хидротермална промяна са набогатени с кварц.

За да се формират дайките в това им направление е необходимо максималното напрежение да е успоредно на тях, т.е. посока на σ_1 20° . От казаното следва, че дайките фиксират последващото положение на главната кинематична ос, която е продължила своята ротация в посока обратна на часовниковата стрела (фиг. 10.4. в)

Така в еволюцията на напреженията в района на находище „Прохорово“ могат да се отделят 3 етапа илюстрирани на фигура 10.4. При внедряването на интрузията (фиг. 10.4. а) главната кинематична ос е била с посока изток-югоизток и под нейното въздействие са се „отворили“ пространства по двете разломни направления за внедряване на кварц-диоритовия плутон. В последващият етап, разломните плоскости заедно с главната кинематична ос са се ротирали в посока обратна на часовниковата стрела (фиг. 10.4. б). Посоката на главната кинематична ос в този етап е изток-североизток. Третия етап е този в който са се образували дайките. При тяхното внедряване главната кинематична ос е продължила своята ротация в посока обратна на часовниковата стрела до посока север-североизток (фиг. 10.4. в).

10.2 Крумово

Приложените анализи и данни от находище „Крумово“ индикират за сигурна ротация на блоковете (северния и южния участък на картата на находището), която е настъпила след формирането на дайките и рудните тела. Тази ротация е станала по протежението на разломната зона маркирана на съставената геоложка карта (фиг. 8.7) между двата домейна. Възрастта на разломната зона или времето в което е била реактивирана не са ясни. Предположението, че старата разломна зона, която отделя двата участъка, налага ротация на двата блока засягайки рудните тела и дайките, вече е направено от Бонев и Гузгунова (1956). Тази ротация се потвърждава от различните ориентации на дайките и на главните кинематични оси, които се получиха при анализите в двата участъка (фиг. 10.5).



Фигура 10.5. а) *Стереографска проекция с големите кръгове на дайките и получените от анализа на разломните кинематични оси в северния участък. б)* *Стереографска проекция с големите кръгове на дайките и получените от анализа на разломните кинематични оси в южния участък.*

При анализа на разломите от северния участък (фиг. 8.11, таблица 8.1), получената главна кинематична ос е с посока $94,7^\circ$ и наклон $13,5^\circ$ която посока е приблизително паралелна на посоката на Миладиново-Дряновския грабен и може да се интерпретира, като фактор предизвикващ дясно-отседни движения по ограничаващите грабена разломи или по северния борд на Манастирския плутон.

При анализа на разломите от южния участък (фиг.8.10, таблица 8.2), получената главна кинематична ос е с посока $159,5^\circ$ и наклон $17,2^\circ$, която посока е приблизително паралелна на посоката на свиването или посоката на масов транспорт, предизвикан от внедряването на плутона, която в северния му борд ще отразява движение от юг на север.

Стереограмата на всички разломни плоскости показва два максимума- север-североизток-юг-югозапад и изток-югоизток-запад-северозапад (фиг. 8.9). Първият (по-изразеният от двата) е със средна посока 25° . Най-вероятно това са оперяващи структури на главния дълбочинен разлом в района, който размества Манастирските височини и Миладиново-Дряновския грабен- Крумовският отсед (фиг. 10.6).

Другата група от разломни плоскости е с приблизителна посока от 100° . Предвид близостта на находището до Крумовският отсед, по който се е осъществило ляво отседно движение с предполагаема амплитуда от 4 km, може да се предположи, че наблюдаваните структури от тази група са приразломно ротирани в обратна на часовниковата стрелка ротация и първоначално са били с характерната ориентация за района от около $125-130^\circ$. Това твърдение е приложимо и за интерпретираната като стара разломна зона разделяща двата участъка на находището.

При анализа на пукнатините се констатираха три системи пукнатини. По първата група пукнатини (със страна и наклон средно $210/65^\circ$) са се внедрили диорит-порфирировите дайки I тип, и не се срещат движения. Това показва, че с отварянето на пукнатините от тази група е последвало вметване на диорит-порфирировата магма, без да са станали каквито и да са били движения.

По втора група пукнатини (със страна и наклон средно 280/60°) са констатирани както признаци за движения по тях, така и хидротермални промени и минерални запълнения. Това предполага, че по тях са се придвижили рудоносните еманации и хидротермални разтвори.

По третата група от пукнатини (с посока североизток) също са отчетени движения, но значително по-малки от тези при втората група. Движението по тях е спомогнало за милонитизиране на скалите, рудните тела и образуване на тектонски огледала и стрииции по стените на срязванията.

По своята ориентировка и морфология една от двете силно развити системи пукнатини (първата) съответства на системата на най-ранните тектонски нарушения, а другата (втората) отговаря на по-младите съпровождащи етапа на рудоотлагане. Третата система на пукнатини, която е с незначително разпространение съответства на системата на младите разломни нарушения и по разпространението си, съвпада с масово разпространената североизточна разломна система в района.

От всичко казано следва, че находището попада в една силно дислоцирана зона, която е спомогнала за проявяването на магматизма (дайките) и провеждането на хидротермалните разтвори.

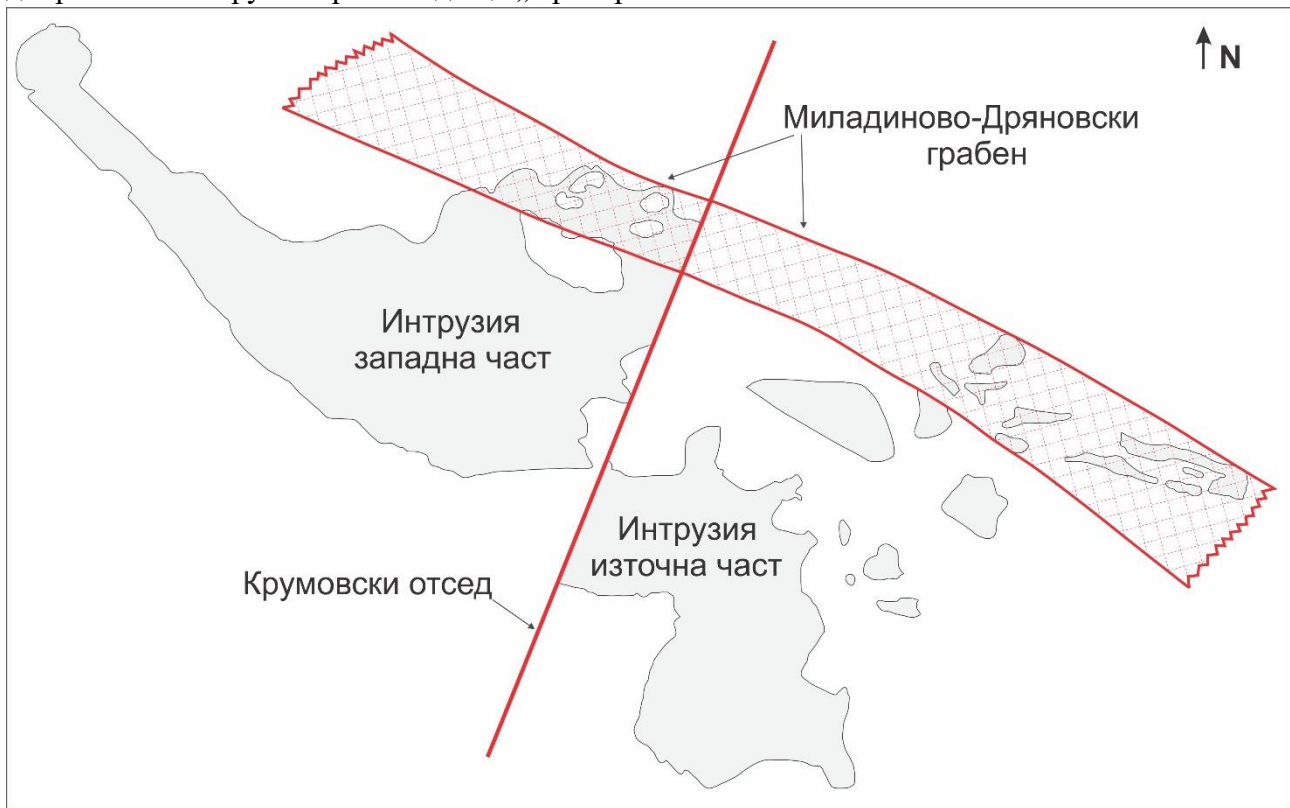
Линеаментните изследвания в района (Nachev, 2013) показват, че линеаментите развити в неогенските седименти са със същите посоки, като тези в кристалинните скали, от това изглежда, че движенията предизвикали разломните премествания в кристалинните скали са все още активни и в наши дни, заключение към което водят и резултатите от изследването в находище „Прохорово“.

Погледнат генерално Манастирския плутон е силно удължен в изток-западна посока, като в източното му крило се забелязва промяна в посоката към юг-югозапад (фиг.10.6).



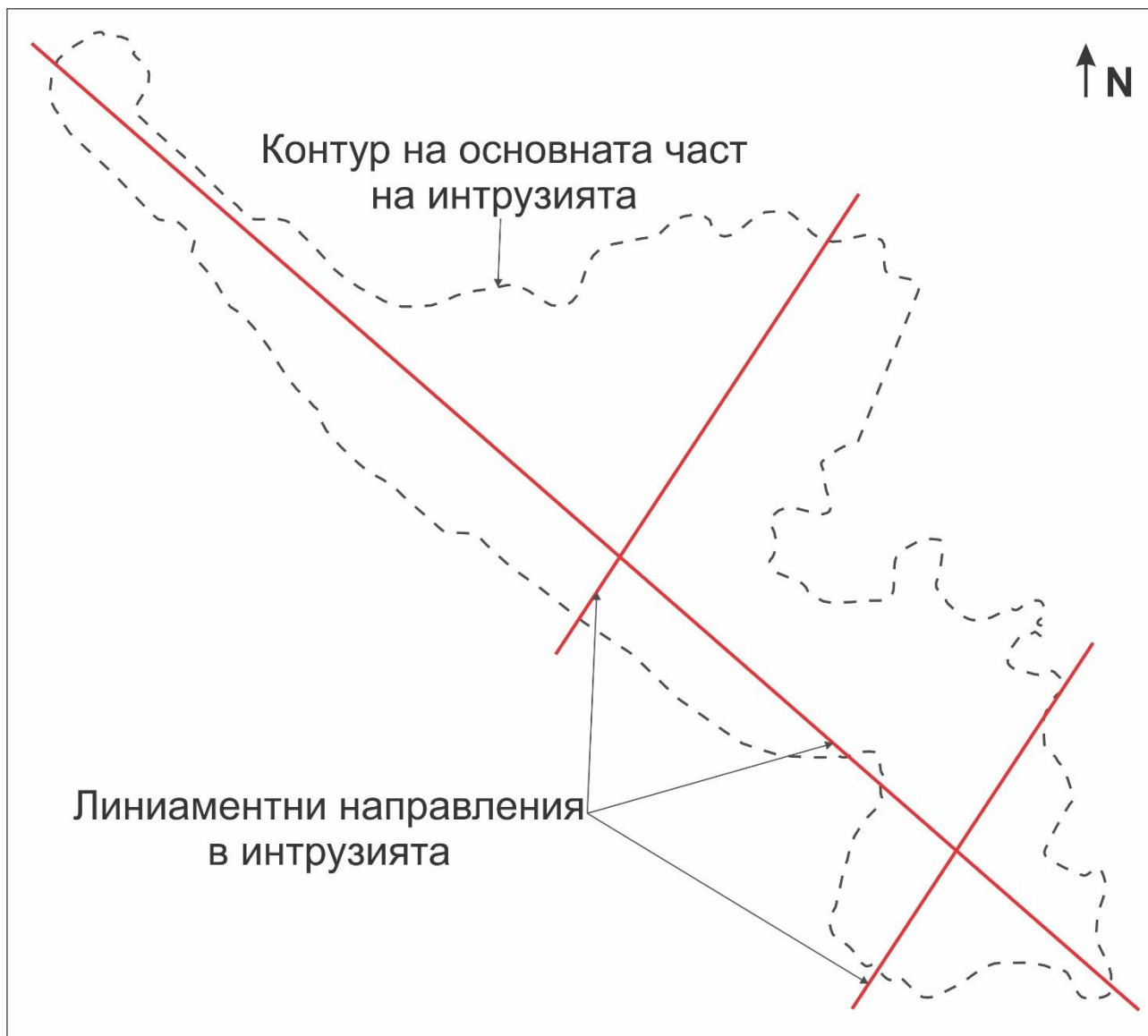
Фигура 10.6. Скица на разкриващите се на повърхността части на Манастирския плутон-западна част, източна част и малки тела. На скицата с червена шриховка е изобразен Миладиново-Дряновския грабен. С червена непрекъсната линия е означено положението на Крумовският отсед, който размества, както инtruзията, така и грабена. С черни полигони са показани местоположенията на скарновите рудни находища.

Ако възстановим срязването, което се е извършило по Крумовският отсед до предполагаемото първоначално положение на интрузията и на грабена (фиг. 10.7) ще видим, че всъщност морфологията на интрузията е с изключително подобна „L” образна форма с отново раздуване в средните части на по-дългото северозападно рамо, както в случая с кварц-диоритовата интрузия при находище „Прохорово“.



Фигура 10.7. Скица на разкриващите се на повърхността части на Манастирския плутон и Миладиново-Дряновския грабен, след възстановяване на предполагаемата им позиция преди лявото срязване по Крумовския отсед.

Изчертавайки линеаментните направления на структури върху контура на основната част на интрузията след възстановяването и до предполагаемото първично положение, които биха могли да играят контролираща роля при внедряването на интрузията, се забелязва голяма прилика с предполагаемите контролиращи линеаментни структури при кварц-диоритовата интрузия с която е привързано находище „Прохорово“ (фиг. 10.8).

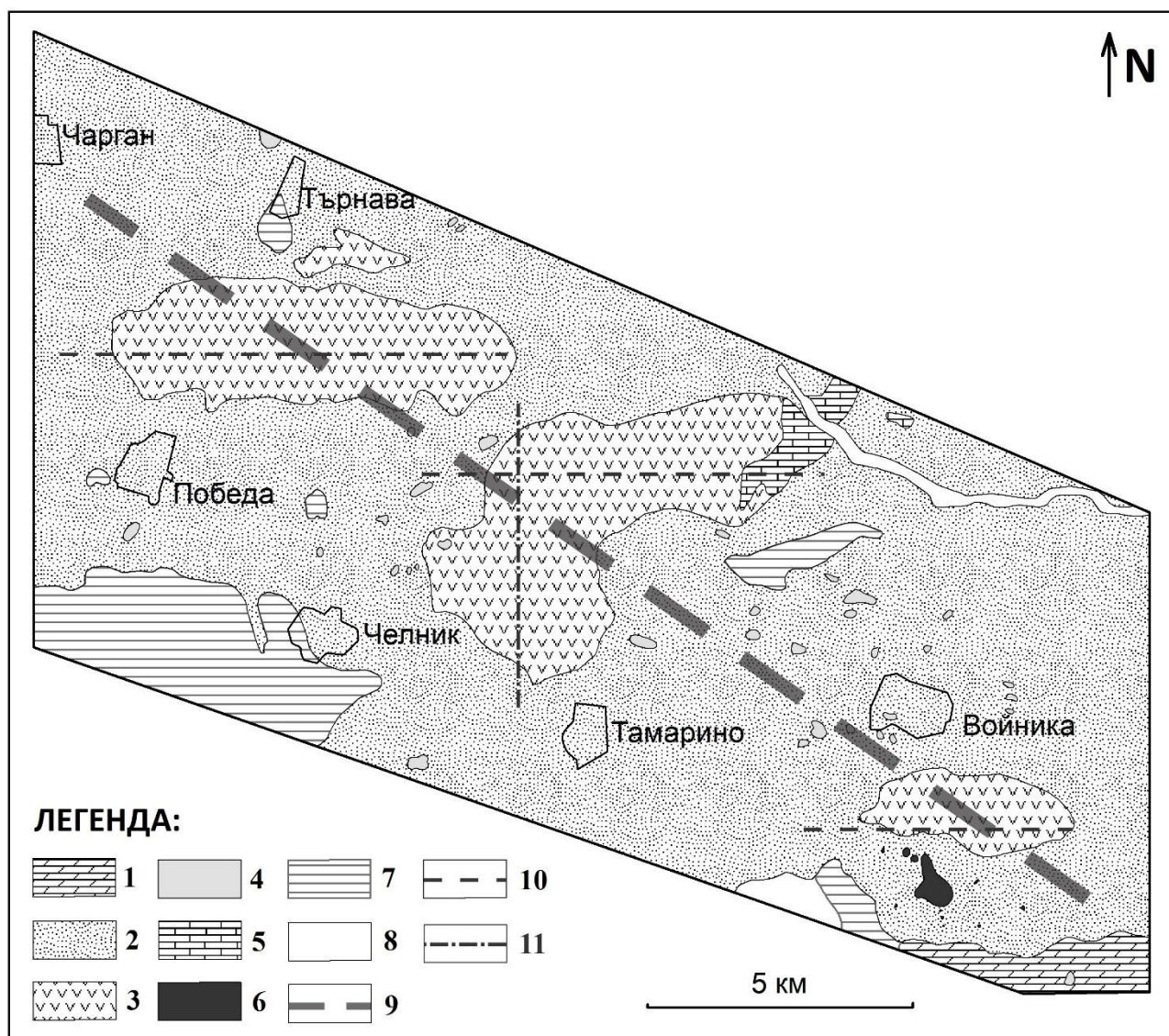


Фигура 10.8. Скица на контура на разкриващите се на повърхността основни части на Манастирския плутон след възстановяване на предполагаемата им позиция преди лявото срязване по Крумовския отсед (фиг. 10.7) с изчертани линеаментните направления на структури, които биха могли да играят контролираща роля при внедряването на интрузията.

Тези линеаменти, също както при ситуацията в кварц-диоритовата интрузия с която е привързано находище „Прохорово“, представляват вероятните структури контролирали внедряването на магмата, като напреженията отговорни за тяхното „отваряне“ също са подобни.

10.3 Бакаджик

Структурната обстановка в която е локализирано находище „Бакаджик“ се различава от структурната обстановка в която попадат находищата „Крумово“ и „Прохорово“. Въпреки това прилики помежду им не липсват. Основната прилика е проявения структурния контрол при формирането на големите вулкански тела- отделните Бакаджици. Погледнати генерално се забелязва, че те са подредени в редица с едно общо направление (фиг. 10.9).



Фигура 10.9. Тектонска скица на Бакаджиците (по Бонев, 1970) Легенда: 1- Трети и четвърти хоризонт на маастрихта; 2- Пирокластити; 3- Вулканити (големите тела); 4- Вулканити (малки тела извън големите); 5- Пети хоризонт на маастрихта; 6- Средногорски неоплутони; 7- Плиоцен; 8- Кватернер; 9- Бакаджишки дълбочинен разлом; 10- Екваториално направление на вулканските тела; 11- Меридионално направление на югозападната половина на Тамаринския Бакаджик.

Контролиращата тяхното подреждане структура, Бонев причислява към дълбочинните разломи и нарича „Бакаджишки дълбочинен разлом“ (Бонев, 1970) (фиг. 10.9). Той е с посока 130° и е паралелен на оста на Странджанската антиклинала. Друго отличаващо се направление в морфологията на вулканските тела е изток-западното (екваториално) удължение на Светиспаския (северния) и Войнишкия (южния), както и североизточната половина на Тамаринския (централния) Бакаджик (фиг. 10.9). Линеаментните направления на предполагаеми разломните структури, обуславящи формите на Светиспаския и Войнишкия Бакаджик, Бонев нарича съответно Светиспаска и Войнишка разломна структура. Тяхното направление е идентично и съвпада с балканидното направление (95°). В района на Бакаджиците, това направление е фиксирано на север от тях от Заббалканския дълбочинен разлом ($92-95^\circ$), а на югоизток в удължението на Оман-Факийския плутон ($90-100^\circ$), който е най-близо разположения до Бакаджиците и едновременно най-големият плутон в българската част на Странджанската зона.

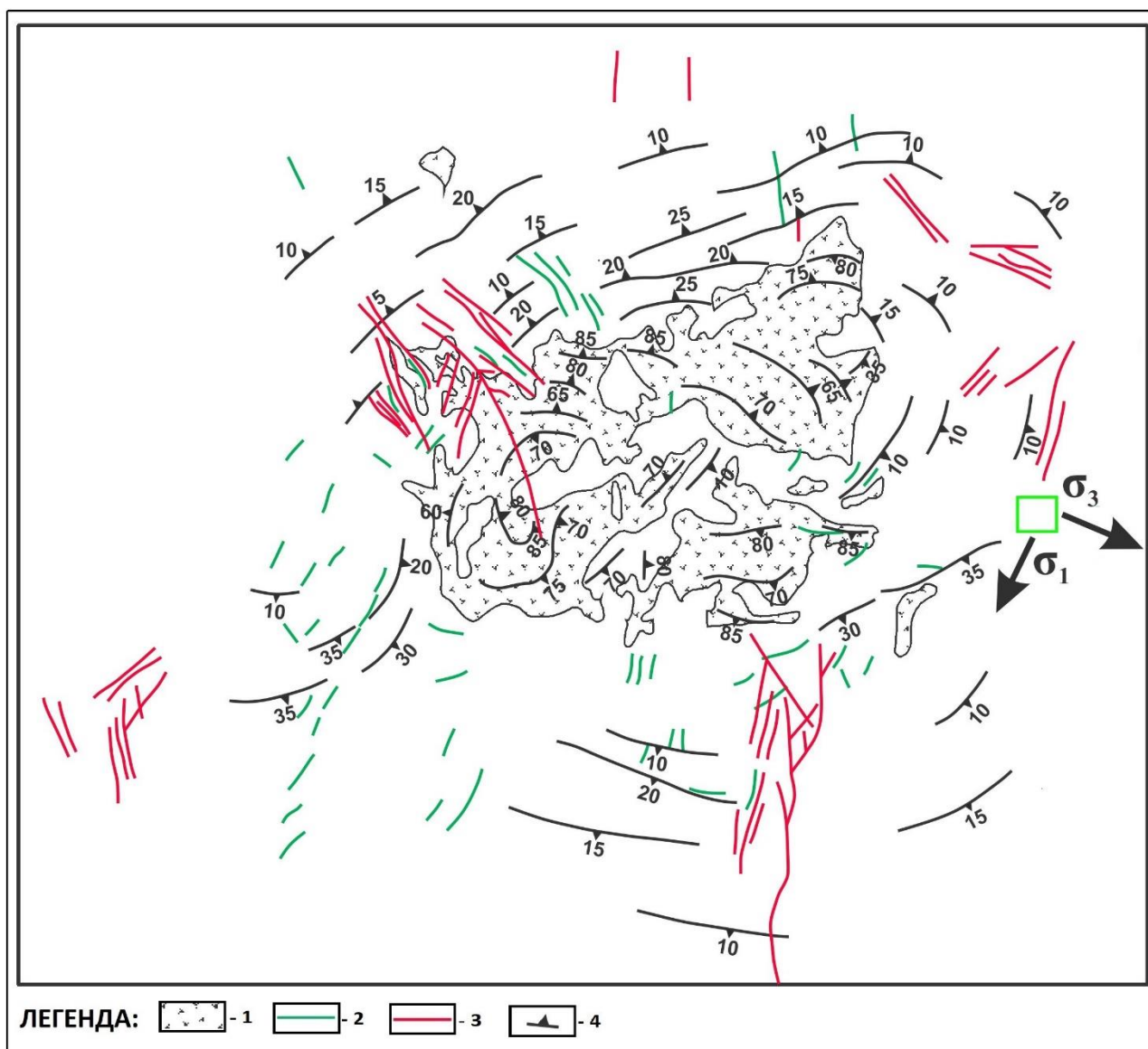
За района на Бакаджиците, Бонев определя „Бояджишкия дълбочинен разлом“ като структура от първи порядък, екваториалните удължения на големите вулкански тела като структури от 2-ри порядък и също така отделя и структури от трети порядък. Към последните отнася пукнатинните структури по които са внедрени малките вулкански тела и плутоничните и дайкови интрузии. За тях най-характерни са меридионалното удължение на базалтовите и трахобазалтовите тела сред андезитите и андезитобазалтите от южната част на Тамаринския Бакаджик. Поглеждайки отново към структурната скица се забелязва, че и югозападната част на Тамаринския Бакаджик е с това направление (фиг.10.9).

Така докато морфологията на Светиспаския и Войнишкия Бакаджик е контролирана от балканидното (екваториално) направление, морфологията на Тамаринския се явява комбинация от екваториалното и меридионално направления (структурите от 2-ри и 3-ти порядък на Бонев).

Меридионалните и субмеридионалните разломни структури могат да се корелират с дълбочинните разломи по р. Тунджа и с меридионалната система от плиоценски и кватернерни разседи и огъвания в източното средногорие (Савов, Петков, 1972; Мишев и др., 1986).

Трите разглеждани направления са твърде характерни и за геоложките структури южно от Бакаджиците в обсега на зоната.

Местоположението на локализираните разкрития в находището, където са направени и измерванията, е в югоизточната му част в близост до установената сиенитова интрузия от Попов (1976) (фиг. 10.10).



Фигура 10.10. Извадка на сиенитовата интрузия и структурните елементи от тектонската скица на Попов и др. (1976) с нанесен полигон обозначаващ местоположението на теренните измервания и получените от кинематичния анализ σ_1 и σ_3 . Легенда: 1-Сиенити; 2- Сиенит-порфирови дайки; 3- Рудни жили; 4- Ориентация на плоскостния паралелизъм и насляването.

Получената главна кинематична ос σ_1 там е с посока 206° , а най-малката кинематична ос σ_3 е с посока 113° . Известно е, че ешелонното подреждане на жилите се образува под малък ъгъл към максималното напрежение, а индивидуалните жили са паралелни на него с максимално разширяване по посока на най-малката главна ос на напрежение (σ_3). В случая, видно от фигура 10.10, се констатира такава геометрична връзка между рудните жили и главните кинематични оси. Изглежда, че в този случай получените кинематични оси и осите на главните напрежения повреме на формирането на рудните жили са с подобни ориентации. На база на установената зависимост между ориентацията на главните кинематични оси и посоките на рудните жили, може да се заключи, че установяването на ориентацията на кинематичните оси може да допринесе за изясняване на тектонския модел на жилообразуването и да е в помощ при търсене на други рудни жили.

От получените системи пукнатини също могат да се направят няколко извода. Пукнатинната система затъваща полегато на югоизток е паралелна на слоистостта в лавовите

потоци, за които в района на изследване (зеления полигон на фиг. 10.10) са измерени страна и наклон $140/40^\circ$, което съвпада и със структурната схема на Попов и най-вероятно представляват първичната слоистост. Другите две системи (субвертикални с посока изток-запад и пукнатини затъващи стръмно на изток-североизток) изглежда са пукнатини образувани перпендикулярно на разпространението на лавовите потоци и най-вероятно представляват първичните пукнатини на изстиване.

Знае се, че ориентацията на рудните жили в отделните участъци на находището е различна (Емануилов, Станишева, 1969), видимо и от структурната схема по-горе. На база на получените резултати от анализите може да се направи извода, че σ_3 е паралелна на посоката на разпространение на лавовите потоци навън от централната част на находището, където според Попов и др. (1976) съществува сиенитна интрузия. Също така, че всеки отделен ешелон от жили е свързан с различно локално поле на напрежение диктувано от положението му спрямо интрузията.

Регионалното поле на напрежение, както е отразено на модела на регионалната карта показва гънкови оси и разломи с направление северозапад и посока на литотектонския тренд изток-запад, което индикира за главна ос на напрежение (σ_1) идваща от запад-северозапад, изхождайки от предположението, че тези структури са в резултат предимно на просто срязване.

Установената главна кинематична ос в района на изследването (съответно σ_1 или T ос) е с посока югозапад, което е крайно нетипично за седиментните комплекси от този район, където главните тектоно-стратиграфски зони са с посока северозапад-югоизток и най-вероятно може да се свърже със стара руптура, която е контролирала формирането на вулканския апарат и/или локално тектонско поле характерно за част от вулканския апарат.

Така регионалното поле на напрежение и получените кинематични оси в участък Тамарино са несъвместими. Въпреки недостатъчното количество данни, резултата от кинематични анализ индикира за локално поле на напрежение разпространено около куполна структура.

За жилите локализираните в северните участъци генериращото поле на напрежение, което е допринесло за тяхното отваряне е радиално по отношение на централните части на структурата, а жилите в южните участъци са формирани от напрежения, които са повече или по-малко концентрични по отношение на централната част на структурата. Анализа на разломните премествания индикира за главна кинематична ос на югозапад, съответстваща с жилите в близост и концентрично разположена спрямо структурата.

Получения резултат е смесица между двата модела- този на Емануилов и Станишева (1969) и този на Попов и др. (1976). Южният масив от жили не може да се формира едновременно със силно налягане упражнено от интрузия локализирана в централната част на района на картата. Най-вероятно обяснение за разположението на жилите е, че това са били разломи и пукнатини формирани по време на формирането на куполната структура и някой от тях по-късно са били използвани от хидротермалните флуиди. Това се е случило по време на последния стадий от вулканската и магматична активност.

11 Литература

- Ангелова, Д. 1992. Стратиграфия на кватернерните седименти в Сливенската котловина. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 53, 3, 78-87.
- Ангелова, Д., Попов, Н., Миков, Е. 1991. Стратиграфия на кватернерните седименти в Тунджанското понижение. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 52, 2, 99-105.
- Бакалов, П., Николов, И. 1964. Плейстоценска бозайна фауна от България. *С.*, БАН, 162.
- Батанджиев, И. 1962. Върху структурно-тектонските и стратиграфски особености в района на Харманския плутон. *Спис. Бълг. геол. д-во*, 23, 291-300.
- Батанджиев, И. 1973. Структурно-тектонски изследвания в северозападната част на месторождение „Бакаджик“, Ямболско. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 34, 2, 154-159.
- Богданов, Б. 1987. Медните находища в България. „Техника“, С., 388 с.
- Бонев, П. 1970. Геолого-структурни особености на Бакаджиците, Ямболско. *Год. ВМГУ*, 14, 2, 121-126.
- Бонев, П. 1972а. Върху някои метасоматични изменения и дорудни минерализации в златно полиметално находище Бакаджик, Ямболско. *Год. ВМГУ*, 16, 2, 27-36.
- Бонев, П. 1972б. Геоложки особености на вулканогения комплекс от Бакаджишкото рудно поле. *Год. ВМГУ*, 16, 2, 16-24.
- Бонев, П. 1973. Минералогия и стадийност на златно-полиметалното находище Бакаджик Ямболско. *Дисертация*, 269.
- Бонев, П., ТМП –гр. Перник. 1978. Геоложка абсолютна възраст на сулфидните орудявания от Тамаринския бакаджик. *25 години ВМГУ*, 2, 272-277.
- Бончев, Г. 1903. Петрографски бележки на югоизточния кът на България. *Периодично списание, Бълг. книжовно д-во*, 14, 327-485.
- Бончев, Е. 1946. Основи на тектониката на българските земи. *Спис. БАН*, 8, 2, 20-30.
- Бончев, Е. 1963. Нови идеи за тектониката на българските земи. *Спис. БАН*, 8, 2, 20-30.
- Бончев, Е. 1970. Върху някои тектонски проблеми на Средногорието. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 31, 281-288.
- Бончев, Е. 1971а. Проблеми на българската геотектоника. *С. Техника*, 203.
- Бончев, Е. 1971б. Тектоника на Предбалкана. *Изд. БАН*, 580 с.
- Бончев, Е. 1975. Понто-Каспийская плита и ее геотектоническое положение. *Geologica Balc.*, 5, 1, 5-26.
- Бончев, Е. 1977. Трибаллский геокомплекс в каледонском развитии Балканского полуострова. *Geologica. Balc.*, 7, 3, 3-30.
- Бончев, Е. 1979. Странджа в структурной модели Балканского полуострова. *Geologica Balc.*, 9, 2, 3-28.
- Бончев, Е., Савов, С., Чаталов, Г. 1969. Върху блоковото разчленяване на Странджанския антиклинорий. *Изв. Геол. инст., сер. Геотект.*, 18, 143-157.
- Борисов, И. 1954. Младите интрузии и контактни метаморфизъм в района между селата Оман и Факия (Северозападна Странджа планина). *Год. Соф. Унив., биол-геол.-геогр. фак.*, 47, 2, 93-162.
- Бояджиев, С. 1971. Витошко-Гуцалска неоинтрузивна зона. *Тектонски строеж на България. С., Техника*. 363-367.
- Бояджиев, С. 1979. Средноалпийски магматизъм от Средногорската зона в условия на телескопирана рифтогенеза. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 40, 223-235.
- Бояджиев, С. 1981. Развитие Среднеальпийского магматизма в подложке Пловдивского грабена. *Докл. БАН*, 34, 10, 1421-1424.

- Бояджиев, С., Лилов, П. 1972. Върху данните за възрастта на южнобългарските гранитоиди от Средногорската и Сакаро-Странджанската зона, определена по К/Аг метод. *Изв. Геол. инст., сер. Геохимия, минерал. и петрогр.*, 21, 211-220.
- Бояджиян, О., Иванова-Панайотова, В., Асланов, А. 1964. Юрски диабазов магматизъм в района на с. Граматиково, Бургаско. *Год. Гл. Управл. Геол.*, 14, 153-172.
- Боянов, И., Кожухаров, Д. 1968. Строеие и блоковоe расчленение Родопского массива. *Изв. Геол. инст., сер. Геотект., стратогр. и литол.*, 17, 199-226.
- Вархатов, В., Божков, И., Данев, Д., Харалампиева, К. 1983. Нови данни върху вулканизма и разломната тектоника на Светиилийските възвишения. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 44, 2, 188-193.
- Василев, Л. 1959. Към проблема на първичната регионална и възлова зоналност на горнокредно-палеоценските рудни формации в ЮИ България. *Год. упр. геол. пр.*, 10, 45-69.
- Василев, Л. 1960. Към проблема за първична регионална и възлова зоналност на горнокредно-палеоценските рудни формации в югоизточна България. *Год. упр. геол. пр.*, 10, 45-66.
- Василев, Л., Иванова-Панайотова, В., Стайков, В. 1962. Контактено-метасоматични образувания и свързаните с тях орудявания при с. Факия, Бургаско. *Тр. върху геол. България, сер. геохим. и пол. иск.*, 3, 179-235.
- Василев, Л., Савов, С. 1962. Върху присъствието на диабаз-филитоидната формация с палеозойска възраст в западните отдели на Странджанско-Сакарската област. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 23, 3, 344-347.
- Василев, Л., Станишева, Г. 1963. Илменито-титаномангнетитовото орудяване във Великовския плутон при с. Кости, Странджа планина. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 24, 1-27.
- Василев, Л., Стайков, М., Иванова-Панайотова. 1965. О некоторых закономерностях в развитии интрузивных и скарново-рудных процессов в Страндже планине. В: *Докл. VII конгр. КБГА*. С., 3, 141-145.
- Василев, Л. 1968. Метасоматични формации и фациеси в Бургаско-Странджанския район. Изученост и някои проблеми. *Юбилеен геологически сборник*, 245-261.
- Вергилов, В., Каменов, Б., Дабовския, Х., Хайдутов, И., Генов, И., Ивчинова, Л., Вергилов, И., Савов, С., Андреев, А. 1986. Нови данни за Сакарския батолит. *Странджанско-Сакарски сб.*, 4, 8, 145-158.
- Вергилов, В., Стойчева, К., 1968. Петрология на Гранитовския плутон. *Изв. Геол. инст., сер. Геохим., минерал. и петрол.* 17, 241-267.
- Ганев, М., Стефанов, С. 1977. Стратиграфия и корелация в част от Централните Балканиди. *Палеонт., стратигр. и литол.*, 6, 27-46.
- Гочев, П. 1979. Мястото на Странджа в алпийската структура на Балканския полуостров. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 40, 27-46.
- Гочев, П. 1983. Субхерцински алохтон в Западното Средногорие. *Тектект., тектонофиз. и геодинам.*, 15, 3-16.
- Гочев, П. 1985. Странджиди. *Геотект., тектонофиз. и геодинам.*, 18, 28-52.
- Гочев, П., Будуров, К. 1991. Клипата на Аабаир в разреза на триаса северно от с. Полски Градец. *Геотект., тектонофиз. и геодинам.*, 23, 47-51.
- Гочев, П., Чернявска, С., Будуров, К. 1992. Клипата на вр. Дренака в Тополовградско. *Геотект., тектонофиз. и геодинам.*, 24, 18-25.
- Дабовски, Х. 1968. Палеозойски магматизъм. Формация на южнобългарските гранитоиди. *Стратиграфия на България*, 121-134.
- Дабовски, Х. 1988. Пукнатинни интрузии в средногорието. Структурен анализ, математични и лабораторни модели. *Издат. на БАН*, 181.
- Дабовски, Х., Савов, С. 1985. Строеж на Оманския плутон, Северна Странджа. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 46, 2.

- Дабовски, Х., Савов, С., Чаталов, Ч., Шиляфов, Г. 1994. Обяснителна записка към геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Елхово. *Комитет по геология и минерални ресурси „Геология и Геофизика“ - АД*, 75 с.
- Дабовски, Х., Загорчев, И. 2009. Въведение: Мезозойска еволюция и алпийски строеж. В: *Геология на България. Том II. Мезозойска геология. С., Акад. изд. "Проф. Марин Дринов"*, 13-37.
- Димитров, И. 2005. Тектонска позиция на скарновите находища от Крумовското рудно поле. *Сб. Разширени Резюмета от Юбилейна Международна Конференция "80 Год. Бълг. геол. д-во."*, 39-42.
- Димитров, И., Съчков, Д., Вълчев, Б., Василева К., 2010. Геохимична характеристика на карбонатните почви от Тунджанското понижение, Югоизточна България, *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 71, 1-3, 25-39.
- Димитров, И. 2015. Структура на метаморфните скали от северната периферия на Манастирските височини, между селата Инзово и Драма, Ямболска област. *Год. МГУ*, 58, 1, 61-66.
- Димитров, И. 2018. Определяне на максималното срязващо напрежение върху произволно ориентирана скална прекъснатост, в контекста на геотехническата практика на пътното и тунелно строителство. *Спис. Бълг. геол. д-во*, 79, 1-2, 59-60.
- Димитров, С. 1946. Постигания и задачи на петрографските проучвания у нас. *Год. Соф. унив., Физ-мат. фак.*, 35, 3, 225-253.
- Димитров, С. 1955. Состояние и очередные задачи изучения магматических и метаморфических комплексов в Болгарии. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1, 5-15.
- Димитров, С. 1959. О развитии магматизма и размещении связанных с ним рудных месторождений Болгарии. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 8, 3-9.
- Димитров, Ц. 1974. Сенонский вулканизм в Средногорье и связанные с ним рудные минерализации. В: *Тр. IV Симпозиума, IAGOD*, 1, 321-329.
- Драгоманов, Л., Казаринов, В., Коюмджиева, Е., Николов, И., Ечев, Е., Христов, Х. 1981. Палеогеография на неогена от Пазарджишко и Пловдиско. *Палеонтол., стратигр. и литол.* 14, 65-74.
- Иванов, Ж. 2017. Тектоника на България. *Унив. Изд. „Св. Климент Охридски“*, 331 с.
- Иванов, Ж., Герджиков, Я., Кунов, А. 2001. Нови данни и съображения за структурата и тектонската еволюция на Сакарската област, ЮИ България. *Год. СУ, Геол. -геогр. фак.*, 91, 1, 35-80.
- Иванов, И. Д. 2005. Тектонска позиция на скарновите находища от Крумовското рудно поле. *Сб. Разширени Резюмета от Юбилейна Международна Конференция "80 Год. Бълг. геол. д-во."*, 39-42.
- Иванова-Панайотова, В. 1974. Железрудное месторождение Крумово. *Двенадцать рудных месторождений Болгарии. Симп. МАГРМ, Варна*, 177-186.
- Игнатовски, П. 1980. Взаимоотношения между напукаността и орудяването в медно-порфирните находища „Асарел“, „Цар Асен“, „Влайков връх“, „Прохорово“ и „Стиденец“. *БАН, рудообразователни процеси и минерални находища*, 12, 64-70.
- Игнатовски, П. 1986. Рудоностност на локалните тектонски възли в медно-порфирното находище Прохорово. *БАН, рудообразователни процеси и минерални находища*, 23, 26-34.
- Йовчев, Й. 1961. Полезни изкопаеми на НР България, цветни метали. *Техника, София*, 131.
- Каменов, Б. 1969. Петрохимична характеристика на скалите от Манастирските височини. *Год. СУ, Геол. -геогр. фак.*, 61, 1, 207-235.
- Каменов, Б., 1970. Петрохимично значените на плагиоклазите от Манастирската интрузия. *Год. СУ, Геол. -геогр. фак.*, 62, 1, 207-233.

- Каменов, Б. 1972. Петрология на Манастирския плутон. *Аврореф. Дисерт. С., Геол. инст.*, 38.
- Каменов, Б. 1976. Петрология на Желясковския плутон. *Год. СУ, Геол. -геогр. фак.*, 67, 1, 179-212.
- Каменов, Б. 1980. Петрология на Горнополяския плутон. *Год. СУ, Геол. -геогр. фак.*, 72, 1, 101-156.
- Каменов, Б., Вергилов, В., Генов, И., Савов, С., Дабовски, Х., Ивчинова, Л., Вергилов, И., Андреев, А. 1986. Геоложки строеж и петрографски особености на Лесовския ортометаморфен комплекс. *Странджанско-Сакарски сборник, ЦИНТИ*, 4, 8, 336-345.
- Каменов, Б., Панов, Г. 1976. Геоложка връзка между възлищните пластове от Марица-запад и Марица-изток от Маришкия басейн. *Нефт. и въгл. геол.*, 4, 60-71.
- Кожухаров, Д., Боянов, И., Савов, С. 1968. Геология на областта между село Клокотница и град Марица, Хасковско. *Юбилеен геол. сб. Геол. инст., БАН и Ком. геол.*, 37-50.
- Кожухаров, Д., Савов, С., Чаталов, Ч., Кожухарова, Е., Боянов, И., Челебиев, Е. 1994. Обяснителна записка към геоложка карта на България М 1:100 000. к.л. Тополовград. *Ком. по геол. и минер. ресурси, „Геология и геофизика“ АД*, 73.
- Кожухаров, Д., Боянов, И., Кожухарова, Е., Горанов, А., Савов, С., Шиляфов, Ж., 1995. Обяснителна записка към Геоложка карта на България в мащаб 1:100 000 к.л. Свиленград. *Ком. по геол. и минер. ресурси, „Геология и геофизика“ АД*, 67.
- Кожухарова, Е., Кожухаров, Д. 1973. Стратиграфия и петрология на докамбрийските метаморфни скали от Сакар планина. *Изв. Геол. инст., сер. Геохим., минер. и петрол.*, 22, 193-213.
- Кожухарова, Е., Кожухаров, Д. 1978. Бележки върху триаския кварц-порфиристов магматизъм между с. Клокотница и гр. Марица, Хасковско. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 39, 3, 335-341.
- Колчева, К. 1969. Габропегматити при с. Чернозем, Ямбоско. *Год. СУ, Геол.-геогр. фак.*, 61, 1, 193-204.
- Колчева, К. 1970. Върху петрохимията на Чернозем-Разделския плутон. *Год. СУ, Геол. -геогр. фак.*, 62, 1, 235-257.
- Константинов, К. 1936. Бележки върху магнетитовите залежи на мина „Благовест“ при с. Крумово. *Ямболско списание Грубобомин*, 5, *препис ф-VII-48*.
- Константинов, К. 1979. Геоморфоложко развитие на Сливенската котловинна морфоструктура (източна част). *Год. СУ, Геол. -геогр. фак.*, 71, 2, 87-96.
- Константинов, К. 1980. Геоморфоложко развитие на западната част от Сливенската котловинна морфоструктура. *Год. СУ, Геол. -геогр. фак.*, 72, 2, 65-75.
- Коюмджиева, Е., Драгоманов, Л. 1979. Литостратиграфия на олигоценските и неогенските седименти от Пловдивско и Пазарджишко. *Палеонт., стратигр. и литол.*, 11, 49-61.
- Коюмджиева, Е., Стойков, С., Маркова, С. 1984. Литостратиграфия на неогенските седименти на Тунжанския (Елховско- Ямболски) басейн. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 45, 3, 287-295.
- Кулаксьзов, Г. 1974. Принос към стратиграфията на горната креда и палеогена в Югоизточна България. *Изв. Геол. инст., БАН и МТП, сер. Стратигр. и литол.*, 23, 51-63.
- Маляков, Й., 1976. Върху възрастта и тектонското положение на нискокристалинните метаморфити от Югоизточна Странджа. *Геотект., тектонофиз. и геодинамика.*, 5, 57-78.
- Маринова-Чипчакова, С. 1956. Принос към петрографската характеристика на дайковите скали в Странджа планина. *Год. Упр. Геол. и мин. проучв., отд. А*, 6, 349-405.
- Мишев, К., Вапцаров, И., Алексиев, Г. 1986. Линеаменти и линеаментиран релеф в България. *Проблеми на геогт.*, 4.
- Мишев, К., Данева, М. 1970. Морфоструктурен анализ на южния старопланински склон и подножие между проломите на реките Беленска и Мараш. *Известия на географския институт, БАН*, 14, 27-42.

- Начев, Г. 2013. Линеаментен анализ на част от югоизточна България в светлината на Риделовия разломен модел. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 74, 1-3, 93-94.
- Начев, Г. Димитров, И. 2015. Връзка между почвените типове, релефа и скалната подложка в Югоизточна България. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 76, 1, 51-68.
- Начев, И. 1953. Връзка между магматизма и рудообразуването в междинните земи на Бургаско-Странджанската област. *Минно дело*, 12, 733-741.
- Начев, И., Маляков, Й. 1979. Развитие на познанията за геологията на Странджа. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 40, 1, 1-9.
- Начев, И., Султанов, А. 1979. Върху седиментологията на горната креда в Странджа. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 40, 2, 119-128.
- Недялков, Н. 1964. Изследвания върху триаския магматизъм в областта на Светиилийските височини. *Сборник в чест на акад. Й. Йовчев. С., Техника*, 743-768.
- Недялков, Н., 1983а. Нови данни за природата на Сазлийския разлом. *БАН, Геотект., тектонофиз. и геодинам.*, 16, 43-49.
- Недялков, Н. 1983б. Върху геологията на подложката на Източномаришкия терциерен басейн. *Геотект. тектонофиз. и геодинам.*, 15, 18-30.
- Недялков, Н., Коюмджиева, Е. 1983. Стратиграфия на надвъгленосните седименти в Източномаришки басейн. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 44, 3, 259-264.
- Панайотов, В. 1966. Върху ролята на структурния и литоложки контрол при локализиране на скарново-магнетитовите орудявания в района на Манастирските възвишения. *Изв. НИГИ*, 3, 93-105.
- Панайотов, В., Иванова-Панайотова, В. 1956. Младата интрузия от Манастирските височини и свързаните с нея орудявания. *Год. Упр. геол. и мин. проучв.*, А, 6, 221-279.
- Петрова, А., Василев, Е., Михайлова, Л., Симеонов, А., Челебиев, Е. 1980. Литостратиграфия части верхнего мела в Бургаском районе. *Geologica Balc.*, 10. №4, 23-67.
- Петрова, А., Симеонов, А. 1989. Нови данни за литостратиграфията на горната креда в Източното Средногорие. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 50, 3, 6-14.
- Петрунова, Л., Димитрова, Т., Димитров, И., Маляков, Й. 2010. Нови палиноложки находки от Югоизточна Странджа планина. *Сб. Разширени резюмета „Геонауки 2010”, Бълг. геол. д-во*, 82-83.
- Попов, П. 1977. Структура на Върлибрежкото меднорудно поле. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 38, 301-307.
- Попов, П., Маринов, Т., Петров, П. 1976. Върху структурата и магматизма на Тамаринското рудно поле. *Год. ВМГИ*, 22, 2, 197-213.
- Попов, П., Попов, К. 2022. Металогения на България. „БМГК КОМЕРС“ ЕООД, 426.
- Савов, С. 1961. Косите разломи в югоизточна Странджа. Върху структурата и магматизма на Тамаринското рудно поле. *Год. Упр. геол. проучв.*, 11, 73-77.
- Савов, С. 1962. Тектоника на южна странджа. В: *Приноси към геологията на България*, 1, 1961, 253-293.
- Савов, С. 1971. Сакаро-Странджанска тектонска зона. В: *Тектонски строеж на България. с., Техника*, 207-224.
- Савов, С. 1983а. Строеж на Елховското структурно понижение. *Спис. Бълг. геол. д-во*, 44, 3, 327-331.
- Савов, С. 1983б. Тектоника на Оманския дял от Северна Странджа и на част от Босненската дислокационна зона. *Аврореф. Дисерт.* 40.
- Савов, С., Каменов, Б. 1974. Върху тектонското положение и някои особености на средногорския интрузивен магматизъм в западната част на Странджанския антиклинорий. *Изв. Геол. инст., сер. Геотект.*, 23, 119-139.

- Савов, С., Петков, И. 1972. Относно дълбочинния строеж на Тунджанския разломен сноп. *Изв. Геол. инст., сер. Прил. геофиз.*, 21, 123-133.
- Савов, С., Филипов Л. 1995. Обяснителна записка към геоложка карта на България М 1:100 000. к.л. Ямбол. *Ком. по геол. и минер. ресурси, „Геология и геофизика“ АД*, 49.
- Сокерова, Д., Григорова, Е., Гочев, П. 1966. Изследване на елементите и сеизмотектонската характеристика на земетресението от 15 март 1964 г. в Ямболско. *Изв. Геофиз. Инст.*, 9, 101-118.
- Станишева, Г. 1965. Ултрабазични вулкани в Тамаринския Бакаджик, Ямболско. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 26, 2, 135-156.
- Станишева, Г. 1969. Левцитови базанити в Тамаринския Бакаджик, Ямболско. *Изв. Геол. инст., сер. Геохим., минерал. и петрогр.*, 18, 233-252.
- Станишева, Г. 1970. Лимбургити от трахибазалтовата формация в Ямболско. *Изв. Геол. инст., сер. Геохим., минерал. и петрогр.*, 19, 189-197.
- Станишева-Василева, Г. 1971. Верхнемеловые магматические формации в Бургасском синклиории. *Докл. БАН*, 24, 11, 1509-1512
- Станишева-Василева, Г. 1979. Контактни явления между наставките на Великовския плутон, Странджа планина. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 40, 62-70.
- Станишева-Василева, Г., Стоянова, С., Василев, Л. 1982. Тамаринский бакаджик, Ямболской области - новая палеовулканическая и металлогеническая интерпретация. *Доклады Болгарской Академии Наук, Comptes Rendus De L'academie Bulgare Des Sceinces*, 35, 10, 1403-1406.
- Станишева, Г., Василев, Л. 1972. Върху присъствието на горнокредна палеовулканска постройка в района на с. Зидарово, Бургаско и нейното рудно значение. *Рудодобив*, 3, 9-15.
- Стойнов, С. 1955. Вулканските и дайковите скали в района на Бакаджиците, Ямболско. *Изв. Геол. инст.*, 3, 57-94.
- Стойнов, С., Стойнова, М. 1960. Геоложки и петрографски изучавания южно от Бакаджиците (Ямболско-Елховско). *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 21, 15-40.
- Тварчлеридзе, А. 1977. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. *М., Недра*. 110 с.
- Тронков, Д. 1975. Бележки върху стратиграфията на триаса в Голо бърдо. *Палеонт., стратигр. и литол.*, 1, 71-84.
- Тронков, Д. 1981. Стратиграфия триасовой системы в части Западного Средногорья (Западная Болгария). *Geologica Balc.*, 11, 1, 3-20.
- Христов, Р. 1971. Речни тераси в долините на р. Тунжа между Ямбол и Елхово. *Год. ВМГИ*, 15, 2, 207-218.
- Христов, Р. 1972. Изучаване на четвъртитите наслаги и проявите на неотектонски движения в източната част на тракийската низина. *Год. ВМГИ*, 16, 2, 77-90.
- Цанков, Ц. 1983. Алпийски деформации в Светиилийските височни. *БАН, Геотект., тектонофиз. и геодинам.*, 16, 19-42.
- Цанков, Ц., Наков, Р., Недялков, Н., Ангелова, Д. 1995. Обяснителна записка към геоложка карта на България М 1:100 000. к.л. Нова Загора. *Ком. по геол. и минер. ресурси, „Геология и геофизика“ АД*, 86.
- Цанков, В., Кулаксьзов, Г., Савов, С. 1962. Бележки върху стратиграфията на сенона в югоизточните отдели на Ямболско. *Год. СУ, Биол.-геол.-геогр. фак.*, 2, 55, 29-45.
- Чаталов, Г. 1961. Триаски кристалинни шисти и гранитите, вложени в тях, в областта на селата Светлина, Орлов дол, Градец и Мъдрец (северно от Сакар планина). *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 22, 1, 85-91.

- Чаталов, Г. 1962. Триаските и юрски нискокристиалини шисти в източната част на Св. Илийските височини. *Тр. геол. Бълг., сер. Стратигр. и тект.*, 4, 41-50.
- Чаталов, Г. 1965а. Новые тектонические структуры в области между Сакар-Планина и Странджа-Планина. *Докл. БАН*, 18, 9, 861-864.
- Чаталов, Г. 1965б. Млад палеозой в Светиилийските височини. *Изв. Геол. инст.*, 14, 107-134.
- Чаталов, Г., 1973. Кондоловская структурная полоса и Странджанская лобовая линия. *Докл. БАН*, 28, 10, 1379-1382.
- Чаталов, Г. 1984. Принос към стратиграфията и литологията на триаската система в Троянския Балкан. *Палеонт., стратигр. и литол.*, 20, 57-70.
- Чаталов, Г. 1985а. Принос към стратиграфията и литологията на палеозойските и триаските скали в Светиилийските височини. *Спис. Бълг. геол. д-во.*, 46, 1, 53-70.
- Чаталов, Г. 1985б. Принос към стратиграфията и литологията на Сакарския тип триас (Сакар планина, Югоизточна България). *Сп. Бълг. геол. д-во*, 46, 2, 127-143.
- Чаталов, Г. 1985в. Стратиграфия юрской системы в Странджанской области Болгарии. *Geologica Balc.*, 15, 4, 3-39.
- Чаталов, Г. 1986. Предиценоманска геология на Странджанската зона в България (стратиграфия, литология, петрология и тектонска еволюция). *Аврореф. Дисерт*, 54.
- Чаталов, Г. 1990. Геология на Странджанската зона в България. *Изд. БАН*, 253.
- Чаталов, Г., Трифонова, Е. 1985. Принос към Стратиграфията на балканидния тип триас в Светиилийските височини и Странджа планина. *Спис. Бълг. геол. д-во*, 46, 3, 312-324.
- Чипчакова, С. 1970. Ритмично развитие на сенонския магматизъм в Панагюрския руден район и на свързаната с него хидротермална дейност. *Спис. Бълг. геол. д-во*, 31, 3, 337-346.
- Чобанова, А. 1981. Статистическа структура на медната минерализация в находище Прохорово. *Рудообраз. проц. и минерал. наход.*, 16, 49-61.
- Янишевски, А. 1946. Кратко изложение върху геологията на Странджа планина. В: *Основи на геологията на България*, 380-388.
- Яранов, Д. 1960. Тектоника на България. С., *Техника*, 281 с.

-
- Aki, K. 1966. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, 2, Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain from G wave spectrum. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo*, 44, 73-88.
- Aki, K., Richards, P. 1980 Quantitative Seismology - Vol 1, Theory and Methods, 557 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756800034439>
- Akgündüz, S., Aysal, N., Peytcheva, I., Yilmaz, S., Güngör, Y. 2021. Geochronology, geochemistry and tectono-magmatic evolution of the upper Carboniferous– lower Permian Kula pluton in the Istranca (Strandja) Massif, NW Turkey. *Geol. Carpathica* 72, 5, 373–394. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.72.5.2>
- Aleksandrowski, P. 1985. Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: An attempt to modify Arthaud's method. *Jurnal of Structural Geology*, 7, 73-82. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90116-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90116-6)
- Aleksić, V., Dimitriadis, S., Kalenić, M., Stojanov, R., Zagorčev, I. 1988. Precambrian in the Serbo-Macedonian Massif. *Precambrian in Younger Fold Belts – European Variscides, the Carpathians and Balkans: Chichester, John Wiley and Sons*, 780–820.
- Anderson, E. M. 1951. The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain. *Oliver and Boyd, Edinburgh, U.K.* 206. <https://doi.org/10.1017/S0016756800065493>

- Angelier, J., Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie. La méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société géologique de France*, 19, 1309-1318. <http://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309>
- Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of geophysical Research*, 89, 5835-5848. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05835>
- Armijo, R., Carey, E., Cisternas, A. 1982. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, 82, 145-160. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(82\)90092-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90092-0)
- Arthaud, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin Société Géologique de France*, 11, 729-737. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XI.5.729>
- Arthaud, R., Mattauer, M. 1972. Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques parallèles à la stratification: Leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc). *Bulletin Société Géologique de France*, 14, 12-17. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIV.1-5.12>
- Aydin, A. 1974. Etude pétrographique et géochimique de la partie centrale du Massif d'Istranca (Turquie) (Ph. D. Dissertation): *University of Nancy, France*, 132.
- Aydin, A., Reches, Z. 1982. Number and orientation of fault sets in the field and in experiments. *Geology*, 10, 107-112. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<107:NAOOF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<107:NAOOF>2.0.CO;2)
- Aysal, N., Sahin, S.Y., Güngör, Y., Peytcheva, I., Öngen, S. 2018. Middle Permian-Early Triassic magmatism in the Western Pontides, NW Turkey: geodynamic significance for the evolution of the Paleo-Tethys. *J. Asian Earth Sci.* 164, 83–103. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.06.026>
- Balkanska, E., Gerdjikov, I., S., Lazarova, A., Dörr, W., Kounov, A. 2021. Structural and geochronological constraints on the magmatic and tectonic events in the pre-Alpine basement of the central parts of the Balkan fold-thrust belt (Central Stara Planina Mountains, Bulgaria). *Int. J. Earth Sci.* 110, 1181–1211. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02011-1>
- Bedi, Y., Vasilev, E., Dabovski, C., Ergen, A., Okuyucu, C., Doğan, A., Tekin, U.K., Ivanova, D., Boncheva, I., Lakova, I., Sachanski, V., Kuşcu, I., Tuncay, E., Demiray, D.G., Soykan, H., Göncüoğlu, M.C. 2013. New age data from the tectonostratigraphic units of the Istranca "Massif" in NW Turkey: A correlation with SE Bulgaria. *Geologica Carpathica*, 64, 255–277. <https://doi.org/10.2478/geoca-2013-0019>
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A. 1974. The Balcanids as an instance of back-arc thrust belt: possible relation with the Hellenids. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1077-1084.
- Bonev, N., Filipov, P., Moritz, R., Raicheva, R., Borisova, M. 2017a. Paleozoic magmatism in the Sakar unit of the Sakar-Strandzha Zone, Bulgaria. In: *13th Workshop on Alpine Geological Studies, EGU series-Emile Argand Conference, Zlatibor, Serbia, Abstract volume*, 19-19.
- Bonev, N., Filipov, P., Moritz, R., Raicheva, R., Borisova, M. 2017b. Ordovician and Carboniferous-Permian magmatism in the Sakar unit of the Sakar-Strandzha Zone, Bulgaria. *Rev. Bulg. Geol. Soc. Annual Conference with international participation "Geosciences 2017"*, 47-48.
- Bonev, N., Filipov, P., Raicheva, R., Moritz, R. 2019a. Timing and tectonic significance of Paleozoic magmatism in the Sakar unit of the Sakar-Strandzha Zone, SE Bulgaria. *Int. Geol. Rev.* 61, 16, 1957-1979. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1575090>
- Bonev, N., Filipov, P., Raicheva, R., Moritz, R., 2019b, Detrital zircon age constraints on the deposition of the Topolovgrad Group, Sakar-Strandzha Zone, SE Bulgaria: *Geophysical Research Abstracts*, 21, 1, 51.
- Bonev, N., Spikings, R., Moritz, R., 2020. ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints for an early Alpine metamorphism of the Sakar unit, Sakar-Strandzha zone, Bulgaria. *Geol. Mag.*, 157, 12, 2106–2112. <https://doi.org/10.1017/S0016756820000953>

- Bonev, N., Filipov, P., Raicheva, R., Moritz, R., 2021. Evidence of late palaeozoic and middle triassic magmatism in the sakar-strandzha zone, SE Bulgaria: regional geodynamic implications. *Int. Geol. Rev.* 1199-1225. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1917008>
- Bonev, N., Filipov, P., Raicheva, R., Moritz, R. 2022. Evidence of late Paleozoic and Middle Triassic magmatism in the Sakar-Strandzha Zone, SE Bulgaria: Regional geodynamic implications. *International geology review*, 64, 9, 1199-1225. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1917008>
- Bončev, E. 1965. Probleme der Lineamenttektonik im östlichen Teil der Balkanhalbinsel. *Bull. Geol. Inst.*, 14, 5-31.
- Bončev, E. 1976. Lineament-geosynclinal zones – zones of impermanent riftogenesis. *Geologica Balc.*, 6, 1, 85-100.
- Bončev, E. 1978. Geotectonic position of the Balkanides. *Geologica Balc.*, 8, 1, 23-40.
- Bončev, S. 1936. Geologische Skizze Bulgariens. In: *La Bulgarie devant le IV-e Congrès des géographes et ethnographes*, 29-47.
- Bott, M. H. P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96, 109-117.
- Boyadjiev, St. 1979. The Srednogorie neointrusive magmatism in Bulgaria. *Geochem., mineral and petrol.*, 10, 74- 90.
- Boyanov, I., Goranov, A. 2001. Late Alpine (Palaeogene) superimposed depressions in parts of Southeast Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 31, 3-4, 3-36. <https://doi.org/10.52321/GeolBalc.31.3-4.3>
- Burnley, P. 2012. Tensors: Stress, Strain and Elasticity. *Introduction to Mineral Physics „Mineral Physics 101”, Department of Geoscience and High Pressure Science and Engineering Center University of Nevada, Las Vegas.* https://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/mineralogy/mineral_physics/tensors.html
- Carey, E., Burnier, B. 1974. Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire appliquee a l'etude d'une population de failles. *C.R. hebd. Seanc. Sci. Paris, D*, v. 279, 891-894.
- Carrigan, C.W., Mukasa, S.B., Haydoutov, I., Kolcheva, K. 2005. Age of Variscan magmatism from the Balkan sector of the orogen, central Bulgaria. *Lithos*, 82, 1-2, 125–147. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.12.010>
- Čatalov, G. 1961. Triassische kristalline Schiefer und magmagesteine zwischen Haskovo und Dimitrograd. *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 14, 5, 503-506.
- Čatalov, G. 1977. A new facial type of Triassic in the Strandja Mountain. *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 30, 11, 1605-1608.
- Čatalov, G. 1980. Two facies types of Triassic in Strandja Mountain, SE Bulgaria. *Riv. Ital. Paleont.*, 85, 3-4., 1019-1046.
- Čatalov, G. 1983. Lithostratigraphy of the rocks in the western part of the Sveti Ilija Heights (SE Bulgaria). *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 36, 10, 1319-1322.
- Čatalov, G. 1988. Recent developments in the geology of the Strandzha zone in Bulgaria. *Bulletin of the Technical University Istanbul*, 41, 433–465.
- Čatalov, G. 1991. Triassic in Bulgaria – A review. *Bulletin of the Technical University Istanbul*, 41, 433–465.
- Čatalov, G., Budurov, K., Stefanov, S. 1979. Ladinian sediments and conodonts in a part of the Central Balkan Range. *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 32, 6, 789-791.
- Cattò, S., Cavazza, W., Zattin, M., Okay, A. 2017. No significant Alpine tectonic overprint on the Cimmerian Strandja Massif (SE Bulgaria and NW Turkey). *International Geology Review*, 60, 513-529. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1350604>
- Chester, F. M., Logan, J. M. 1987. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *J. Struct. Geol.*, 9, 621-634. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1350604>
- Cox, S. J. D, Scholz, C. H. 1988. On the formation and growth of faults: an experimental study. *J. Struct. Geol.*, 10, 413-430. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90019-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90019-3)

- Cvijić, J. 1901. Die tektonischen Vorgänge der Rhodopenmasse. *Stinzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Cl., Abt. 1*, 110, 408-432.
- Dabovski, C. 1965. Tektonische Stellung und Innenbau der obrekriede-paläozenen Plutone zwischen Sofia und Plovdiv. In: *Proc. 7-th Congr. CBGA*, 1, 85-89.
- Dabovski, C. 1980. Magmotectonic feature of Upper Cretaceous intrusives in the Srednogorie Zone: Field and Experimental Evidence for a rift Model. *Geologica. Balc.* 10, 1, 15-28.
- Dabovski, C., Boyanov, I., Khrichev, K., Nikolov, T., Sapounov, I., Yanev, Y., Zagorchev, I. 2002. Structure and Alpine evolution of Bulgaria. *Geologica Balc.*, 32, 2-4, 9-15.
- Dabovski, C., Čatalov, G., Savov, S. 1991. The Strandzha Cimmerides in Bulgaria. – In: Savascin M.Y., Eronat A.H. (Eds.). *International Earth Sciences Congress on Aegean regions, Izmir*, 92-101.
- Dabovski, C., Harkovska, A., Kamenov, B., Mavrudchiev, B., Vasileva, G., Yanev, J. 1991. Geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria. *Geologica Balc.*, 21, 4, 3-15. <https://doi.org/10.52321/GeolBalc.21.4.3>
- Dabovski, C., Savov, S. 1988. Structural studies of the nappes of Southern Strandza. *Geologica Balc.*, 18, 2, 19-36.
- Dimitrov, I. 1998. Heterogeneous deformation in the Radovets body of Lessovo gneiss-granites. *Geoch. Miner. and Petrol.*, BAS, 35, 55- 69.
- Dimitrov, I. 1999. Internal structure of the meta-granitoids in Sakar region, Southeastern Bulgaria. *Geologica Balc.*, 29, 1-2, 111-124. doi: 10.52321/GeolBalc.29.1-2.111
- Dimitrov, I. 2000. Overturned stratification in the green rocks from the Southeastern periphery of Sveti Ilija Ridge. – In: *Geological Conference "Bulgarian Geology on the Threshold of 21st Century"*, 145–146.
- Dimitrov, S. 1956. Die kinetische Regionalmetamorphose der jurassischen Ablagerungen und Leukogranite in Südostbulgarien. *Abt. 20, Intern. Geologenkongr., Mexico.* – In: *Akad. Str. Dimitrov, Wiss. Werke*, 2, 333-343.
- Dimitrov, S. 1958. Üeber die alpidische Regionalmetamorphose und ihre Beziehungen zu der Tektonik und dem Magmatismus in Südostbulgarien. *Geologie*, 7,3-6, 560-568.
- Dimitrov, S. 1959. Kutze Übersicht der metamorphen Komplexe in Bulgarien. *Freiberger Forschungshefte, C.*, 57, 62-72.
- Donath, F.A. 1962. Analysis of Basin-Range structure, south-central Oregon. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 73, 1-16. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1962\)73\[1:AOBSSO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1962)73[1:AOBSSO]2.0.CO;2)
- Elliott, D. 1976. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Asrt. Soc.*, A283, 289-312. <https://doi.org/10.1098/rsta.1976.0086>
- Elmas A., Yilmaz I., Yigitbas, E., Ullrich, T. 2010. A Late Jurassic—Early Cretaceous metamorphic core complex, Strandja Massif, NW Turkey. *Int. J. Earth Sci.*, 100, 1251-1263. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0540-3>
- Etchecopar, A., Vasseur, G., Diagneires, M. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3, 51-65. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(81\)90056-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(81)90056-0)
- Franke, W., Ballèvre, M., Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., Żelaźniewicz, A. 2020. Variscan Orogeny. *Encyclopedia of Geology*, 2, 338–349. <https://doi:10.1016/B978-0-08-102908-4.00022-9>.
- Gallhofer, D., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Schmid, S., Heinrich, C. 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Late Cretaceous arc in the Carpathian-Balkan orogen. *Tectonics*, 34, 1813–36. <https://doi: 10.1002/2015TC003834>
- Gamond, J. F. 1987. Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *Jurnal of Struntural Geology*, 9, 609-620. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90146-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90146-5)

- Gauthier, B., Andelier, A. 1985. Fault tectonics and deformation: a method of quantification using field data. *Earth Planet Sci. Lett.*, 74, 137-148. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90173-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90173-6)
- Georgiev, S., von Quadt, A., Heinrich, C., Peytcheva, I., Marchev, P. 2012. Time evolution of a rifted continental arc: Integrated ID-TIMS and LA-ICPMS study of magmatic zircons from the Eastern Srednogie, Bulgaria. – *Lithos*, 154, 53–67.
- Gephart, J. W. 1988. On the use of stress inversion of fault-slip data to infer the frictional strength of rock [abs.]. *EOS (American Geophysical Union Transactions)*, 69, 1462.
- Gephart, J. W., Forsyth, D.W. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, 89, 9305-9320. <https://doi.org/10.1029/JB089iB11p09305>
- Gerdjikov, Y. 2005. Structure of the metamorphic basement in the northern part of the Sakar unit, SE Bulgaria. *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 58, 3, 289-296
- Gerdjikov, Y., Georgiev, N., Dimov, D., Lazarova A. 2007. The different faces of supposedly single thrust: a reevaluation of the Vezhen thrust, Central Balkanides. *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 68, 1-3, 24–26.
- Gocev, P.M., 1991, Some problems of the nappe tectonics of the Strandzides in Bulgaria and Turkey. *Bulletin of the Technical University Istanbul*, v. 44, 137–164.
- Gruden, A. 2008. Emplacement mechanisms and structural influences of a younger granite intrusion into older wall rocks – a principal study with application to the Götemar and Uthammar granites. *SKB Rapport R-08-138. Svensk Kärnbränslehantering AB, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co*, 48.
- Hagdorn, H., Göncüoğlu, M.C. 2007. Early-middle triassic echinoderm remains from the Istranca Massif, Turkey. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 235–245. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2007/0246-0235>
- Huang, Q. 1988. Computer-based method to separate heterogeneous sets of fault-slip data into subsets. *Journ. Struct. Geol.*, 10, 297-299. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90062-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90062-4)
- Hull, J. 1988. Thickness-displacement relationships for deformation zones. *Journ. Struct. Geol.*, 10, 431-435. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90020-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90020-X)
- Ivanov, I. 2000. Overturned stratification in the green rocks from the Southeastern periphery of Svety Ilija Ridge. – In: *Geological Conference - Bulgarian Geology on the threshold of 21st century*. Sofia, 145-146.
- Jackson, J. A., McKenzie, D. P. 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal*, 93, 45-73.
- Jacobshagen, V., Durr, S., Kockel, F., Kopp, K.O., Kowalczyk, G., Berckhamer, H., Buttner, D. 1978. Structure and geodynamic evolution of the Aegean region, Cloos, H., Roeder, D., and Schmidt, K., *Alps, Appenines, Hellenides, Stuttgart*, 537–564.
- Kamb, W. B. 1959. Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington in relation to theory and experiment. *Journal of Geophysical Research*, 64, 1891-1909. <https://doi.org/10.1029/JZ064i011p01891>
- Kamenov, B., Tarassova, E., Nedialkov, R., Amov, B., Monchev, P., Mavroudchiev, B. 2000. New radiometric data from Late Cretaceous plutons in Eastern Srednogie area, Bulgaria. *BAS, geochemistry, mineralogy and petrology*, 37, 13-24.
- Kostov, I. 1975. Temporal and Lateral Mobilization on the Ore-forming Elements in the Balkan Peninsula. *Geologica. Balc.*, 5, 1, 27-40.
- Kostrov, V. 1974. Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, 1, 23-44.

- Kozhoukharov, D., Kozhoukharova, E., Papanikolaou, D. 1988. Precambrian in the Rhodope massif. *Precambrian in Younger Fold Belts - European Variscides, the Carpathians and Balkans: Chichester, John Wiley and Sons*, 723–778.
- Krantz, R. 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *J. Struct. Geol.*, 10, 255–237. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90056-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90056-9)
- Ksiazkiewicz, M. 1930. Sur la géologie de l'Istrandja et des territoires voisins. In: *Libr. Geogr. Orbis, Cracovie*, 1–28.
- Lacombe O., 2012. Do fault slip data inversions actually yield “paleostresses” that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *Comptes Rendus Geoscience*, 344, 3–4, 159–173.
- Lakova, I. 1992. Upper Ordovician to Llandovery land plant spores and acritarchs from the Derwent Heights, SE Bulgaria. - *Geologica Balcanica*, 22, 1, 88.
- Lakova, I., Gochev, P.M., Yanev, S.N. 1992. Palynostratigraphy and geological setting of the Lower Paleozoic allochthon of the Derwent Heights, SE Bulgaria. – *Geologica Balcanica*, 22, 6, 71–88.
- Lips, A.L.W., White, S.H., Wijbrans, J.R. 1998. ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser-probe direct dating of discrete deformational events: A continuous record of early Alpine tectonics in the Pelagonian zone, NW Aegean area, Greece. *Tectonophysics*, 298, 1–3, 133–153. [10.1016/S0040-1951\(98\)00181-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00181-4)
- Lisle, R. J. 1987. Principal stress orientations from faults: an additional constraint. *Ann. Tect. Internat. Journal of Struct. Geol. and Tect.* 1, 155–158.
- Machev, P.H., Ganev, V., Klain, L. 2015. New LA-ICP-MS U-Pb zircon dating for Strandja granitoids (SE Bulgaria): evidence for two-stage late Variscan magmatism in the internal Balkanides. *Turkish J. Earth Sci.* 24, 230–248. <https://doi.org/10.3906/yer-1407-21>.
- Marrett, R., Allmendinger, R. W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *J. Structural Geol.*, 12, 973–986.
- Marrett, R., Allmendinger, R. W., Grier, M.E. 1989. Kinematic changes during late Cenozoic deformation of the southern Puna plateau: Argentine Andes, 23°S–27 °S Latitude. *Proc. 28th Int. Geol. Congr.*, 2, 372–373.
- Mardia, K. V. 1972. Statistics of Directional Data. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, 349–393.
- Means, W. D. 1987. A newly recognized type of slickenside striation. *Journal of Structural Geology*, 9, 585–590. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90143-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90143-X)
- Michael, A.J. 1984. Determination of stress from slip data: Faults and folds. *Jurnal of Geophysical Research*, 89, 11517–11526. <https://doi.org/10.1029/JB089iB13p11517>
- Molnar, P. 1983. Average regional strain due to slip on numerous faults of different orientations. *Jurnal of Geophysical Research*, 88, 6430–6432.
- Natal'in, B., Sunal, G., Gun, E., Wang, B., Zhiking, Y. 2016. Precambrian to Early Cretaceous rocks of the Strandja Massif (northwestern Turkey): Evolution of long lasting magmatic arc. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53, 1312–1335. <https://doi.org/10.1139/cjes-2016-0026>
- Natal'in, B., Sunal, G., Satir, M., Toraman, E. 2012. Tectonics of the Strandja Massif, NW Turkey: history of long-lived arc at the northern margin of Palaeo-Tethys. *Turkish Journal of Earth Sciences* 21, 755–98. <https://doi.org/10.3906/yer-1006-29>
- Okay, A., Satir, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., Akyuz, S., 1996, Paleo- and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic and geochronologic constraints. *The tectonic evolution of Asia, Cambridge University Press*, 420–441.
- Okay, A., Satir, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., Chen, F., 2001. The tectonics of the Strandja Massif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences* 90, 217–233. doi: 10.1007/s005310000104

- Okay, A., Topuz, G. 2017. Variscan orogeny in the Black Sea region. *Int. J. Earth Sci.*, 106, 569–592. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1395-z>
- Papanikolaou, D. 1984. The three metamorphic belts of the Hellenides; review and kinematic interpretation. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 551–561. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01.42>
- Papanikolaou, D. 2013. Tectonostratigraphic models of Alpine terranes and subduction history of the Hellenides. *Tectonophysics*, 595-596, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.008>
- Peytcheva, I., Georgiev, S., Von Quadt, A. 2016. U/Pb ID-TIMS dating of zircons from the Sakar-Strandzha Zone: New data and old questions about the Variscan orogeny in SE Europe. *Bulgarian Geological Society*, 77, 3, 71–72.
- Petrov, N. 2005. Emplacement mechanism of Late Cretaceous subvolcanic magmatic bodies during transpression in the Northern part of Sredna Gora tectonic zone, Bulgaria. *Annual of Sofia University* 98, 43–65 (in Bulgarian, with English abstract)
- Petrov, N., Nedkova, K. 2011. Internal structure of the Elatsite fault zone. *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 64, 8, 1157–1162.
- Power, W.L., Tullis, T.E., Weeks, J. D. 1988. Roughness and wear during brittle faulting. *J. geophys. Res.*, 93, 268-278. <https://doi.org/10.1029/JB093iB12p15268>
- Popov, P. 1981. Magmotectonic features of the Banat-Srednogorie belt. *Geologica Balc.*, 11, 2, 43-72.
- Popov, P., Bairaktarov, I., Marinov, T. 1979. Magmatism and structure of the eastern part of the Bourgas Ore Region I. Characterization of the Magmatic Formation. *Geologica Balc.*, 9, 1, 109-124.
- Popov, P., Berza, T., Grubic, A., Ioane, D., 2002. Late Cretaceous Apuseni–Banat–Timok–Srednogorie (ABTS) magmatic and metallogenic belt in the Carpathian–Balkan orogen. *Geologica Balc.*, 32, 145–163. . <https://doi.org/10.52321/GeolBalc.32.2-4.145>
- Pristavova, S., Tzankova, N., Gospodinov, N., Filipov, P. 2019. Petrological study of metasomatic altered granitoids from Kanarata Deposit, Sakar Mountain, southeastern Bulgaria. *J. Mining Geol. Sci.* 62, 53–61.
- Ramsay, J.G. 1967. Folding and Fracturing of Rocks. *McGraw-Hill, New York*, 568 p.
- Reches, Z. 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields- II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95, 133-156. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90264-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90264-0)
- Reches, Z. 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 6, 846-861. <https://doi.org/10.1029/TC006i006p00849>
- Reches, Z., Dieterich, J. 1983. Faulting of rock in three-dimensional strain fields: I. Failure of rocks in polyaxial, servo-control experiments. *Tectonophysics*, 95, 111-132. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90263-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90263-9)
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E. 1984. Introduction: Aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 1–74. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.017.01>.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I., Ustaomer, T. 1996. Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 105, 239–263. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.105.01.22>
- Salacińska, A., Gerdjikov, I., Gumsley, A., Szopa, K., Chew, D., Gawęda, A., Kocjan, I., 2021. Two stages of Late Carboniferous to Triassic magmatism in the Strandzha Zone of Bulgaria and Turkey. *Geol. Mag.* 158 (12), 2151–2164. <https://doi.org/10.1017/S0016756821000650>

- Şahin, S.Y., Güngör, Y., Aysal, N., Öngen, S. 2009. Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of granites within the Strandja and Istanbul Zones (NW Turkey). In *62nd Congress of the Geological Society of Turkey: Ankara, Abstracts*, 598–599.
- Şahin, S.Y., Aysal, N., Güngör, Y., Peytcheva, I., Neubauer, F., 2014. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of metagranites in Istranca (Strandja) Zone, NW Pontides, Turkey: Implications for the evolution of Cadomian orogeny. *Gondwana Research*, 26, 2, 755–771. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.07.011>
- Sammis, C., King, G.C.P., Biegel, R. 1987. Kinematics of gouge formation. *Pure & Appl. Geophys.* 125, 777–812. <https://doi.org/10.1007/BF00878033>
- Şengör, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustaömer, T., Hsü, K.J. 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land: Gondwana and Tethys. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 37, 119–181. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.037.01.09>.
- Şengör, A.M.C. Yilmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. – *Tectonophysics*, 75, 181–241.
- Şengör, A.M.C., Yilmaz, Y., Sungurlu, O. 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (eds. I. E. Dixon, A. H. F. Robertson)*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 13, 77–112
- Şengün, F., Koralay, O.E., Kristoffersen, M. 2020. Zircon U-Pb age and Hf isotopic composition of the Carboniferous Gönen granitoid in the western Sakarya Zone of Turkey. *Turkish J. Earth Sci.*, 29, 617–628. <https://doi.org/10.3906/yer-1910-7>
- Stampfli, G.M., Kozur, H.W. 2006. Europe from the Variscan to the Alpine Cycles. *Geol. Soc. London, Memoirs*, 32, 57–82. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.04>
- Stampfli, G., Hochard, C. 2009. Plate tectonics of the Alpine realm. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 327, 89–111. <https://doi.org/10.1144/SP327.6>
- Stampfli, G., Borel, G. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*. 196, 1–2, 17–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Stampfli, G., Borel, G. 2004. The TRANSMED transect in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer Verlag, Berlin, 53–90.
- Stanisheva-Vassileva, G. 1980. The Upper Cretaceous magmatism in Srednogorie zone, Bulgaria: A classification attempt and some implication. *Geologica Balc.*, 10, 2, 15–36.
- Stephan, T., Kroner, U., Romer, R.L., Rösel, D. 2019. From a bipartite Gondwanan shelf to an arcuate Variscan belt: The early Paleozoic evolution of northern Peri-Gondwana. *Earth-Sci. Rev.*, 192, 491–512. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.012>
- Strahilov, D., Banushev, B., Dimitrov, I. 2019. Preliminary results from the Tasladja bair's dyke's study, an indicator for the structural evolution of the Prohorovo copperporphyry system in Southeastern Bulgaria. *J. Mining and Geol. Sci.*, 62, 1, 23–28.
- Sunal, G., Natal'in, B., Satir, M., Toraman, E. 2006. Paleozoic magmatic events in the Strandja Massif, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 19, 283–300. <https://doi.org/10.3166/ga.19.283-300>
- Sunal, G., Satir, M., Natal'in, B., Toraman, E. 2008. Paleotectonic position of the Strandja massif and surrounding continental blocks based on zircon Pb-Pb age studies. *Intern.l Geol. Rev.*, 50, 519–545. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.6.519>
- Sunal, G., Satir, M., Natal'in, B.A., Topuz, G., Vonderschmidt, O. 2011. Metamorphism and diachronous cooling in a contractional orogen: the Strandja massif, NW Turkey. *Geological Magazine*, 148, 580–96.

- Szopa, K., Salacinska, A., Gumsley, A.P., Shew, D., Petrov, P., Gaweda, A., Zagorska, A., Deput, E., Gospodinov, N., Banasik, K. 2020. Two-stage Late Jurassic to Early Cretaceous hydrothermal activity in the Sakar unit, Southeastern Bulgaria. *Minerals*, 10, 3, 16. <https://doi.org/10.3390/min10030266>
- Tollmann, A. 1965. Das Strandscha-Fenster, ein neues Fenster der Metamorphiden im alpinen Nordstamm des Balkans. *N. Jb. Geol. Paleont.*, 4, 234-248.
- Tranos, M. 2012. Slip preference on pre-existing faults: a guide tool for the separation of heterogeneous fault-slip data in extensional stress regimes. *Tectonophysics*. 544-545, 60-74.
- Vassileff, L. 1971. Antemagmatic magnetite ores with Mg-skarns from intermediate depths in the Krumovo deposit, Bulgaria. *Soc. Mining Geol. Japan., Spec. Issue, 3 (Proc. IMALAGOD Meetings, '70, IAGOD Vol.)*, 381-386.
- Vavassis, I., De Bono, A., Stampfli, G.M., Giorgis, D., Valloton, A., Amelin, Y. 2000. U-Pb and Ar-Ar geochronological data from the Pelagonian basement in Evia (Greece): Geodynamic implication for the evolution of the Paleotethys. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80, 21-43.
- Vladinova, T., Georgieva, M., 2020. New data on the westernmost part of the Sakar unit metamorphic basement, SE Bulgaria. *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 8, 3, 105-107.
- Vladinova, T., Georgieva, M., Bosse, V., Cherneva, Z. 2018. U-Pb detrital zircons geochronology from metasedimentary rocks of the Sakar Unit, Sakar-Strandzha zone, SE Bulgaria. *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 79, 3, 67-68.
- Vladinova, T., Georgieva, M., Peytcheva, I. 2019. U-Pb geochronology and geochemistry of rutiles from metaconglomerate in the Sakar-Strandzha zone, SE Bulgaria. *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 80, 3, 91-93.
- Wallace, R.E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Jurn. of Geol.*, 59, 2, 118-130.
- Walsh, J., Watterson, J. 1988. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *J. Struct. Geol.*, 10, 239-247. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90057-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90057-0)
- Wojtal, S. 1989. Measuring displacement gradients and strains in faulted rocks. *J. Struct. Geol.* 11, 669-678.

Фондови материали

- Берегов, Р. 1939. Рапорт за железорудните находища в Елховско и граничните с тях части от Новозагорска, Ямболска и Средецка околии. *Геофонд КГ*.
- Бонев, П., Гузгунова, Р. 1956. Доклад за детайлните геолого-проучвателни работи на железорудното месторождение „Крумово“, Ямболско, извършени през 1954-1956 г. с преизчисляване на запасите., 339.
- Велчев, Ц. 1947. Геомагнитни измервания в мина „Благовест“ през 1947 год. Ф.VII.24.
- Димитров, Л. 1941. Рапорт на магнетитовото находище в с. Крумово, Ямболско, ф-I-29.
- Димитров, Л. 1949. За резултатите от детайлното монтанистично проучване на железорудното находище „Крумово“ през 1949 год., ф.т.201.
- Димитров, Ц., Константинов, К. 1945. Доклад за железорудните залежи и запаси в България към 1.VIII. 1945 г. ф-104.
- Емануилов, Х., Станишева, Г. 1969. Доклад за резултатите от извършените геологопроучвателни работи на златно-полиметалното находище „Бакаджик“, участък „Трапищата“, Ямболско, с изчисление на запаси към 1. VII. 1968 г. *МХМ – Комитет по геология, обединение за търсене и проучване на руди, въглища и нерудни полезни изкопаеми - СОФИЯ*, 255.

- Емануилов, Х., Котев, К., Стоянова, С., Георгиев, К., Михайлова, В. 1970. Доклад за резултатите от извършените геологопроучвателни работи в участъците Люлин, Баба Гана и Тамарино от полиметално находище Бакаджик- Ямболско в периода от 1962 до 1970 г. *МХМ – Комитет по геология, обединение за търсене и проучване на руди, въглища и нерудни полезни изкопаеми - СОФИЯ*, 93.
- Емануилов, Х. 1975. Доклад за резултатите от допълнителните геологопроучвателни работи в участък „Бакарджийницата“, находище Прохорово с изчисляване на запаси към 01.12.1975г. *Геофонд*.
- Игнатовски, П., Чобанова, А., Еврова, Р., Недялкова, С. 1980. Структура и веществен състав на медно-порфирните находища Прохорово и Студенец. *Геофонд НИПИ*.
- Кунчев, Д., Мутафчиева, В., Михайлова, В., Станишева-Василева, Г. 1988. Доклад за резултатите от геологопроучвателните работи за търсене на железни руди в Манастирското рудно поле- находища: „Крумово“, „Дряново“ и „Драма“, извършени през периода 1973/84 г.
- Малешков, М., Емануилов, Х., Михайлова, В., Станишева, Г., Стоянова, С. 1988. Доклад за резултатите от извършените геоложки проучвания на медно находище „Прохорово“ за периода 1959-1985 година с изчисление на запаси по състояние към 15.I.1988 год. *Министерски съвет, Комитет по геология- София, Геологопроучвателно предприятие – Ямбол.*, 431.
- Недялков, Н., Дойков, Ж., Власковски, И., Ковачев, И., Червенков, С. 1964. Доклад за резултатите от геологопроучвателните работи, извършени на медно месторождение „Св. Илийски възвишения“ в периода I VII 1959- 31 XII 1963 г. с изчисляване на запаси от първична и вторична (окисна и смесена) медна руда по състояние 1.IV.1964 год. *Геофонд КГ. I.*, 657.
- Панайотов, В., Василев, Л., Бонев, П. 1954. Предварителен доклад за геолого-проучвателните работи за железорудното находище „Крумово“. *Ф.574/1953г.*
- Савов, С. 1975. Строеж на Вършилско-Светиилийския структурен пояс в участъка между долините на реките Тунджа и Факийска. *Геофонд Геол. инст. БАН*.
- Чолаков, И. 1936. Изложение върху магнитометричните измервания в Ямболско. *ф-VII*, 41.

12 Приноси на докторанта

По време на работата по темата на дисертацията са издирени и обработени голямо количество регионално-геоложка, тектонска, рударско-генетична и специализирана структурно геоложка литература.

Изпълнена е теренна структурно-геоложка работа с цел проверка на установени в литературата структурно-геоложки факти, изнамерване на нови факти и събиране на данни за прилагане на нов за България структурно геоложки метод.

Усвоен е методически, събрани са данни и е приложен нов компютъризиран метод за кинематичен анализ върху терена на три известни и значими метални минерални находища в Източна България.

Основният акцент на работата е практическо прилагане на кинематичният анализ и извличане на нова, неизползвана до момента структурно геоложка информация за ориентацията на главните кинематични оси.

Информацията за ориентацията на главните кинематични оси е съчетана със стандартен геометричен структурно геоложки анализ, като са търсени нови доказателства за подсилване на аргументите на геометричния анализ и набелязване на нови работни хипотези за еволюцията на разломите и скалните тела, които са рудовместващи.

Като резултат на тази работа е разработен модел за тектонската еволюция на Прохоровския плутон и тектонските условия за формиране на рудовместващо пространство.

Разработен е модел за тектонската еволюция на северната периферия на Манастирските височини и след рудната еволюция на находище Крумово, което се състои от две тектонски разграничими части.

Изграден е модел на находище Бакаджик, при което са анализирани две работни хипотези, приложени в литературните източници и на база на кинематичния анализ е избрана хибридна работна рудогенетична хипотеза.

В работата се доказва, че геодинамичната обстановка на формиране на находищата „Прохорово“ и „Крумово“ е почти идентична, като основния тектонски рудоконтролиращ фактор е отваряне на две съществуващи разломни системи за внедряване на магма и контактно въздействие на генерираните от тази магма флуиди.

В работата се доказва, че в находище „Бакаджик“ основният фактор на отваряне на рудовместващо пространство е първичната концентрично-радиална разломна система на вулканския апарат, който формира свое собствено поле на напреженията.

Разработените в дисертацията хипотези и тяхното съгласуване с данните от трите находища показва, че е възможно практическо прилагане на метода за проблеми свързани с търсенето и проучването на полезни изкопаеми.

Геометричните анализи на трите находища са повишили степента на изученост до ниво, което не е било възможно за осемдесетте години на 20-ти век.

13 Приложения

13.1 Приложение №1. Петрология и петрохимия на находище Прохорово.

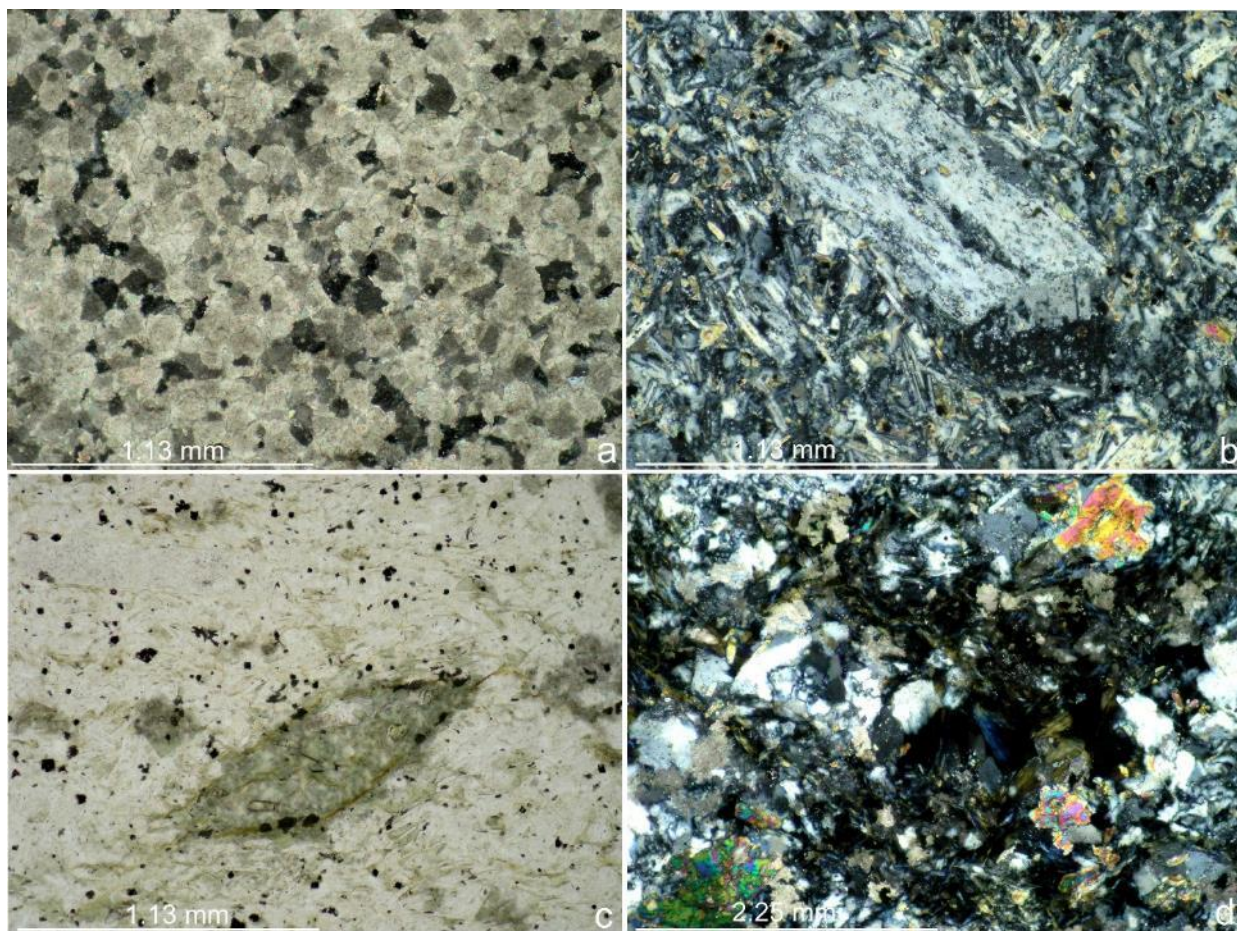
Материалът в това приложение е частично публикуван в публикацията Strahilov et., al. (2019). Той е събран в контекста на докторската дисертация, като се излагат данни, които са събрани и обработени от автора на дисертацията попълно със структурните данни които са водещите за този труд. Материалите се прилагат тук със съгласието на съавторите.

13.1.1 Материал и методи

Изследваните скали са Триаски седименти в които е развита кариера „Крачола“ и пресичащите ги Горнокредни дайкови скали. Вzeti са над 30 образеца за лабораторни изследвания. Изготвени са 20 дюншлифа и текстурни образци. Съставът и структурните особености на скалите са определени с поляризационен микроскоп NIKON Eclipse LV100ND. Микрофотографиите са направени с дигитална камера Olympus 5060. Химичните анализи на скалите са извършени в ЦНИЛ „Геохимия“ при МГУ „Св. Иван Рилски“, с апарати – SPECTRO Analytical instruments (Germany) и оптико-емисионен спектрометър ICP-OES-720, Agilent Technologies, с източник на възбуждане индуктивно свързана плазма (Аналитик Д. Драгоева).

13.1.2 Петрографска характеристика.

Седиментните скали са представени от сиви до тъмносиви доломити със слоеста текстура и дребнозърнеста структура. На места по пукнатинни зони те са неравномерно ожелезнени – лимонитизирни и хематитизирани, оцветени в ръждивокафяво и червено. Около разломните зони доломитите са тектонски преработени и превърнати в тектонска брекча, изградена от незаоблени доломитни късове и матрикс от по-дребнокъсов материал със същия състав. В тези участъци се наблюдават и бели калцитни жилки, с дебелина до няколко сантиметра, както и каверни (около 2-5 cm), с добре оформени калцитни кристали. Доломитите са изградени почти изцяло от дребнозърнест, равномернозърнест доломит. Кристалите са изометрични, често с типичните за минерала ромбоедрични форми и потъмнение в централните части, в резултат на включения от глинесто вещество (фиг.13.1 а). Размерите им са между 0.03 и 0.05 mm. Кластичните минерали са представени от много редки кварцови зърна с размери до 0.15 mm. Скалата е процепена от неиздържани калцитни жилки с дебелина от 0.04 до 0.2 mm.



Фигура 13.1. Микрофотографии на седиментни (доломити – а) и магмени скали (диоритови порфирити – b-d) от района на находище „Прохорово”: а – дребнозърнест, равномерно зърнест доломит, +N; b – порфирен плагиоклаз частично заместен от хлорит, +N; c – цялостно променен мафичен минерал, ПН; d – агрегат от епидот, хлорит и кварц, +N.

Дайките са от диоритови порфирити, внедрени в Триаските доломити. Дебелината им е до 2 m. Те са тектонски преработени (брекчирани), което е особено добре изразено в периферните им части. Диоритовите порфирити са зелени, светлозелени, микрозърнести, с редки фенокристали от плагиоклази и променени мафични минерали. Текстурата е масивна, а структурата – порфирна. Изградени са от първичномагматични плагиоклази, мафични минерали (амфиболи?), биотит, апатит, магнетит и вторични – хлорит, карбонат, епидот, цоизит, албит и кварц.

Фенокристалите (3-5%) са от плагиоклази и мафични минерали (амфиболи?). Плагиоклазите са призматични и плочести, заместени от дребнозърнест карбонат и малко хлорит, а периферните им части са сравнително свежи (фиг.13.1). В други случаи са заместени от дребнолюспеста бяла слюда и хлорит. Съдържат включения от акцесорен апатит. Размерите им са до 0.9 x 1.7 mm, преобладаващи – 0.5 x 1 mm. Мафичните минерали са призматични, цялостно променени в хлорит и епидот, често с нарушена, неясна форма. По морфоложки особености са определени като амфиболи (фиг.13.1). В интензивно променените и брекчирани периферни участъци на дайката, мафични минерали липсват, поради цялостната им промяна и деструкция. Акцесорните минерали са от дебело- и тънкопризматичен апатит и магнетит.

Основната маса е пълнокристалинна, дребнозърнеста с микропризматичнозърнеста структура. Изградена е от дребни призматични плагиоклази, в по-малка степен биотит, хлорит,

карбонат, албит, ксеноморфен кварц магнетит и апатит. Плагиоклазите са свежи, с размери до 0.03x0.15 mm, с добре изразена субпаралелна ориентировка. Биотитът е представен от дребни, цялостно хлоритизирани люсповидни кристали. На места се наблюдават изометрични и лещовидни агрегати, изградени от вторични минерали – епидот, цоизит, хлорит и кварц в различни количествени съотношения – в някои преобладава хлоритът, а в други епидотът (фиг.13.1). Установяват се и участъци, с неравномерна хлоритизация, епидотизация и карбонатизация, както и тънки, неиздържани кварцови жилки, с дебелина до 0.2 mm.

13.1.3 Хидротермални изменения

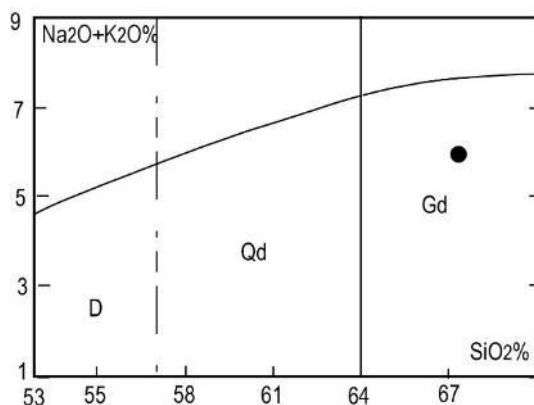
Дайките са хидротермално изменени, с вторичната минерална асоциация от хлорит, карбонат, епидот, цоизит и албит, типоморфна за пропилитов тип изменение (табл. 16.1). Първичните скалообразуващи минерали са променени, особено добре изразено при мафичните фенокристали, които на места са изцяло заместени, без реликти. Измененията са по-интензивни в периферните брекчирани участъци на дайката, където проникващите по пукнатини и брекчирани участъци хидротермални разтвори, са променили интензивно скалата до глинести минерали.

Таблица 16.1. Минерален състав на дайковите скали.

Образец №	Скала	Първични минерали	Хидротермална минерална асоциация
Пр 4-2	Диоритов порфирит	плагиоклази, мафични минерали (амфиболи?), биотит, апатит, магнетит	хлорит, карбонат, епидот, цоизит, албит, кварц

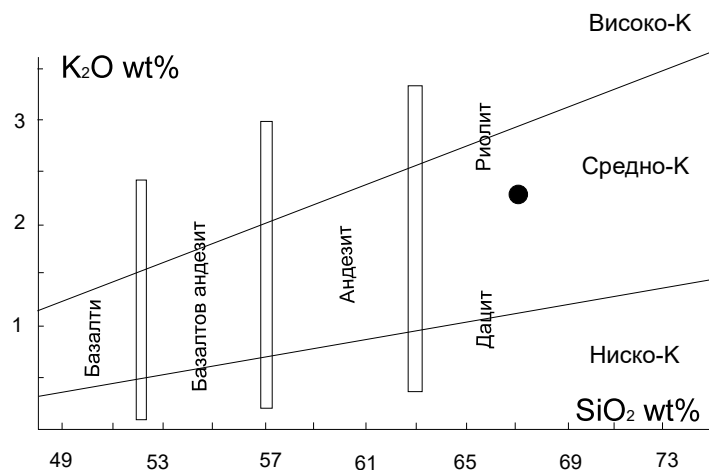
13.1.4 Петрохимични особености.

На алкално-силициевата класификационна диаграма изследваните магмени скали попадат в полето на гранодиоритите (фиг.13.2).



Фигура 13.2. Класификационна диаграма (Богатилов и др., 1981) с разположение на фигуративна точка на дайка от района на находище „Прохорово“.

Скалите са преситени на SiO₂, среднокалиеви (фиг.13.3), с преобладание на Na₂O над K₂O, като съотношението K₂O/Na₂O е 0,62.



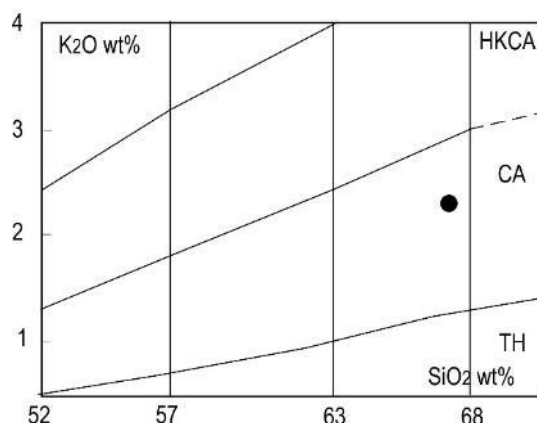
Фигура 13.3. Диаграма K_2O-SiO_2 за разделяне на вулканитите на ниско-К, средно-К и високо-К (по Le Maitre et al., 1989).

Коефициентът al' е 2.66, а пералкалният индекс е 0.56 (табл.16.2).

Таблица 16.2. Химичен състав (wt %) на дайка от района на находище „Прохорово”; $K/Na = K_2O/Na_2O$; $al' = Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$; $PI = Na_2O + K_2O/Al_2O_3(mol)$. Аналитик – Д. Драгоева.

Образец №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	LOI	Total	K/Na	al'	PI
4-25	67.55	0.44	15.22	3.44	0.05	2.27	1.41	3.68	2.29	0.09	0.05	3.43	99.92	0.62	2.66	0.56

На диаграмата K_2O-SiO_2 фигуративните точки на скалите попадат в полето на калциево-алкална серия (фиг. 13.4).



Фигура 13.4. Диаграма на Ресерилло, Тейлор (1976) с разположение на фигуративна точка на дайка от района на находище „Прохорово“. Серии: TH – толеитова, CA – калциево-алкална; HKCA – висококалиево калциево-алкална.

Съдържанието на SiO_2 при химичните изследвания е завишено, което се дължи на хидротермалните промени, съпроводени с окварцяване на основната маса на скалата.

13.1.5 Изводи от петрографските изследвания

Горнокредните магмени продукти в района на находище „Прохорово“; са представени от няколко дайки, вметени в Триаски доломити. Въз основа на минералния състав и структурните особености те са определени като диоритови порфирити, а според химизма си – като гранодиорити. По-киселият състав на скалата, определен при химичните изследвания, се дължи на хидротермалните промени, съпроводени с окварцяване на основната маса на скалата и завишаване съдържанието на SiO_2 . Наименованието диоритови порфирити е възприето съобразно принципите за класифициране на магмените скали, приети от МСГН, според които пълнокристалинните скали са класифицират по модален състав.

13.2 Приложение №2. Петрографска характеристика на скалите от находище Крумово

Епидозит

Два дюншлифа (фиг. 13.5 и фиг. 13.6) от две отделни места показват идентична скала. Единия образец от който е направен дюншлифа е взет от дайково тяло с дебелина 1 метър и замер $270/70^\circ$. Скалата е зелена до тъмнозелена, интензивно хидротермално променена скала, с черни налепи от Mn хидроксида. В един от образците се наблюдава контакт между зелен епидотизиран участък и тъмнозелена неясно порфирна хидротермално променена скала. Петрографски определена като интензивно хидротермално променена, неясно порфирна скала, пропилов тип изменение- *Епидозит*. Масивна текстура и неясно изразена порфирна структура. Първичен минерален състав – плагиоклази, мафични минерали, апатит, титанит. Наблюдаваните вторични минерали са албит, епидот, хлорит, кварц.

Микроскопско описание

Скалата е много интензивно хидротермално променена, с вторична минерална асоциация от албит, епидот, хлорит и изометрични зърна титанит, определяща пропилитов тип изменение.

Първичните минерали и структурните особености са почти изцяло променени. На места се наблюдават реликти от фенокристали - деанортозирани до албит и епидотизирани плагиоклази и хлоритизирани и епидотизирани мафични минерали, вероятно пироксени. На места се наблюдават и изометрични зърна титанит.

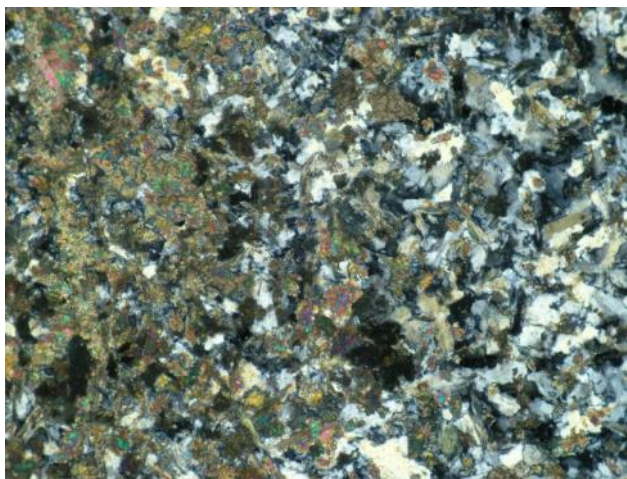
Епидотът е под формата на бледо-жълтозеленикави, призматично удължени, на места радиалнолъчести кристали. По-рядко е под формата на плътна зърнеста маса.

Хлоритът е неравномерно разпределен, бледозелен, с аномални интерференционни цветове.

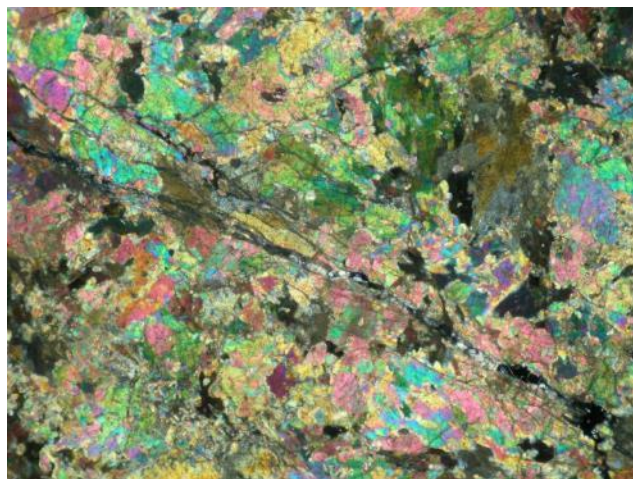
На места в скалата се наблюдават локални Fe-хидроксида и късни епидотови жилки. Основната маса е с напълно заличен първичен минерален състав и структурни особености. Изградена е изцяло от вторични минерали – албит, епидот, хлорит и малко кварц. Скалата е процепена от тънки, често взаимно пресичащи се епидотови жилки.

Хидротермални изменения

Скалата е много интензивно хидротермално променена – пропилитизирана, с вторично минерална асоциация от албит, епидот, хлорит. На места количеството на епидота се увеличава до плътна епидотизация. В тези участъци скалата може да се определи като епидозит.



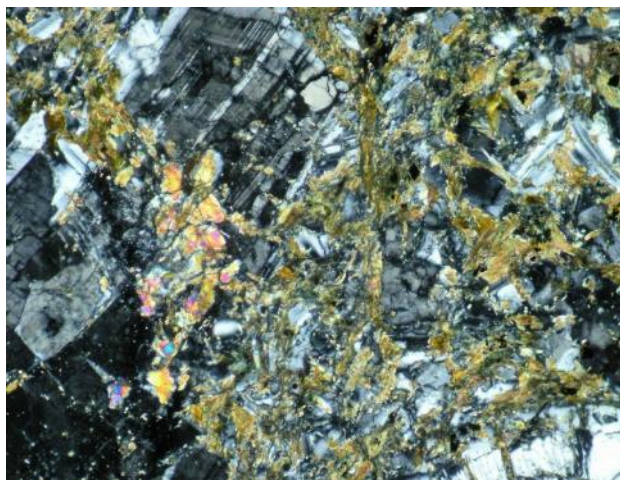
Фигура 13.5. Контакт между интензивно хидротермално променена скала (в дясно) и епидотизиран участък (в ляво). +N, основа на фигурата – 4.50 mm.



Фигура 13.6. Епидозит. +N, основа на фигурата – 4.50 mm.

Диоритов порфирит

Два дюншлифа показват идентична скала (фиг. 13.7). Единия образец от който е направен дюншлифа е взет от дайково тяло с дебелина 1,5 метъра и замер 233/60°. Скалите са светлозелени до сивозелени, на изветрителна повърхност белезникави, с множество пукнатини, запълнени с епидот. Биват и гъстопорфирни по плагиоклаза. Текстура масивна, структура порфирна. Наблюдават се първични минерали плагиоклази, амфиболи, биотит, апатит, титанит. Вторични кварц, епидот, хлорит, албит, Fe-хидроксида.



Фигура 13.7. Диоритов порфирит. +N, основа на фигурата – 2.26 mm.

Микроскопско описание

В състава на скалата участват първични плагиоклази, амфиболи, биотит, апатит, титанит и вторични – епидот и хлорит. Фенокристалите (30-35%) са от плагиоклази и амфиболи.

Плагиоклазите са преобладаващите фенокристали, до около 80% от порфирите. Те са идиоморфни, плочести, с размери до 1 x 3 mm. Полисинтетните им срастъчни ламели са ясно изразени. Заместени са частично от епидот. На места са призматични, напълно променени – деанортозирани до албит. Някои са с по-кисели, бистри периферни части, които подчертават зоналният им строеж.

Амфиболите са призматични, удължени до 1 mm. Те са напълно променени – хлоритизирани, на места с неясна морфология.

Акцесорните минерали са представени от иглест апатит и титанит.

Основната маса е пълнокристалинна, дребнозърнеста, равномерно зърнеста. Изградена е от голямо количество призматични плагиоклази и амфиболи, в по-малка степен биотит и вторични епидот и хлорит. При хидротермално променените участъци е много интензивно хидротермално променена, с напълно заличени първични структурни особености. Изградена е изцяло от вторични минерали – кварц, епидот, хлорит и албит. Рудната минерализация е неравномерно диспергирана и под формата на тънки жилки.

Хидротермални изменения

Диоритовите порфирити биват от свежи до интензивно хидротермално променени, с вторична минерална асоциация развита както по фенокристалите, така и в основната маса. Минералната асоциация от албит, епидот и хлорит е типоморфна за пропилитов тип изменение.

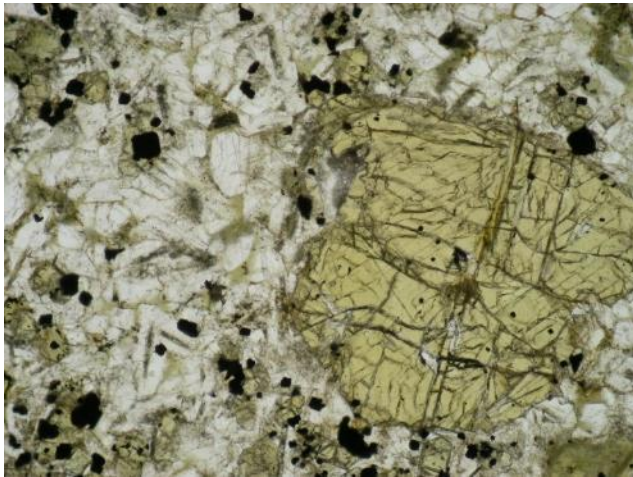
Габропорфирит

Зелена, изветряла и напукана порфира скали. Текстурата и е масивна, а структурата порфирна. С първичен минерален състав от плагиоклаз, клинопироксен, оливин, апатит и магнетит. Вторични- хлорит, боулингит и железни хидроокиси.

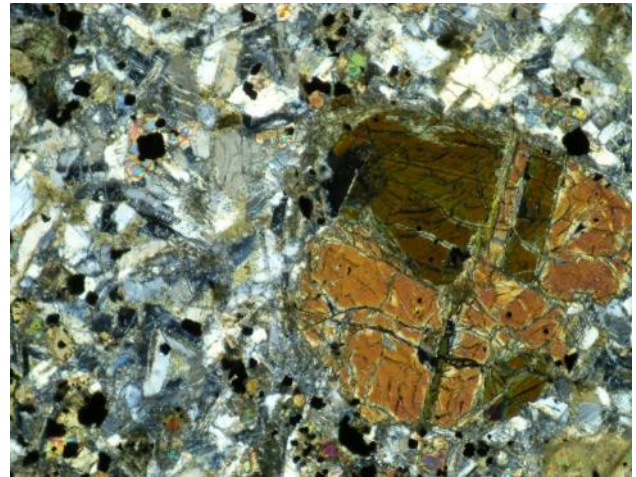
Микроскопско описание

Скалата е изградена от първичномагматични плагиоклази, клинопироксени, оливин, апатит, магнетит и вторични – хлорит, боулингит, Fe хидроокиси. Фенокристалите са

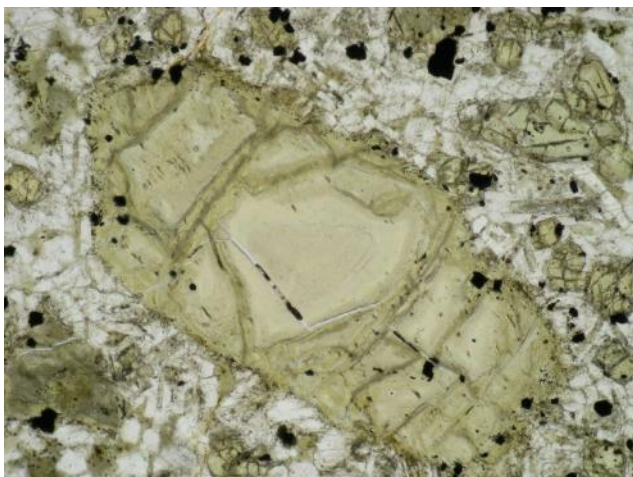
представени от субпорфирни плагиоклази, порфирни пироксени и оливин (фиг. 13.8, фиг.13.9, фиг.13.10 и фиг.13.11).



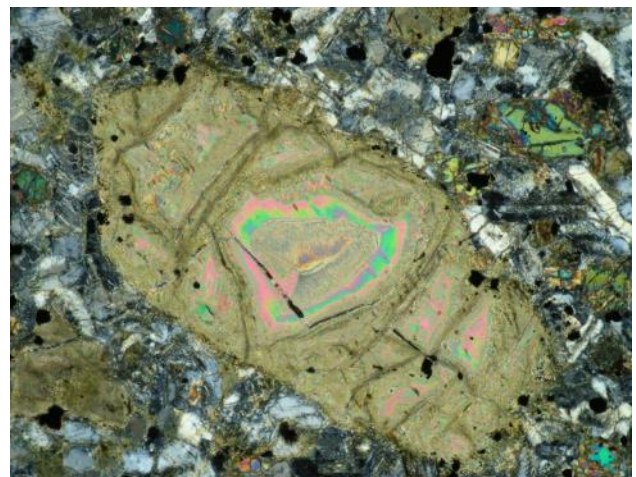
Фигура 13.8. Порфирен клинопироксен в габропорфирит. HN , основа на фигурата – 4.50 mm.



Фигура 13.9. Порфирен клинопироксен в габропорфирит. $+N$, основа на фигурата – 4.50 mm.



Фигура 13.10. Напълно променен оливин в габропорфирит. HN , основа на фигурата – 4.50 mm.



Фигура 13.11. Напълно променен оливин в габропорфирит. $+N$, основа на фигурата – 4.50 mm.

Плагиоклазите са преобладаващи, субпорфирни, с размери 0.2x0.5 mm. Съдържат голямо количества иглест апатит, който на места образува гъста мрежа.

Клинопироксените са свежи, светлозелени, с включения от магнетит. Те са късопризматични, често с добре оформени осмоъгълни кристали, със съвършена цепителност в две посоки. Размерите им са до 3 mm.

Оливинът е представен от сравнително редки кристали, със заоблена или с типична ромбодрична форма, напълно променени в зелен влакнест боулингит (смес от хлорит, смектит, талк и слюда). Клинопироксените съдържат включения от магнетит. Размерите са до 2 mm, но преобладаващите са около 1 mm.

Основната маса е изградена от голямо количество плагиоклази, в по-малка степен клинопироксени и оливин.

Редът на кристализация е магнетит→ оливин→ клинопироксен→ апатит→ плагиоклази. Апатитът е сравнително късно образуван, но той се наблюдава като включения само в плагиоклазите и липсва в оливина и клинопироксените.

Хидротермално променен габропорфирит в пропилов тип изменение

Образец е взет от порфирно мафично тяло с дебелина 1 m и контакт с околната скала 270/70°. Скалата е зелена, до тъмнозелена хидротермално променена, с фенокристали от мафични минерали. Текстурата е масивна, а структурата порфирна. Първичният минерален състав е от плагиоклази, мафични минерали (пироксени? и амфиболи). Вторични минерали са хлорит, епидот, албит и железни хидроокиси.

Микроскопско описание

Скалата е порфирна, с фенокристали от мафични минерали. Те са призматични и късопризматични, заместени изцяло от влакнест амфибол. Наблюдават се и редки напълно хлоритизирани амфиболи.

Плагиоклазите най-вероятно са напълно променени и деструктирани.

Основната маса е изградена от призматични плагиоклази, мафични минерали, албит, епидот и хлорит. Мафичните минерали, вероятно пироксени са напълно заместени от влакнест амфибол и хлорит.

Хидротермални изменения

Хидротермалните промени се изразяват в развитие на епидот, хлорит и албит по фенокристалите и в основната маса, минерална асоциация определяща пропилов тип изменение.

Амфиболит

Образец от дайково тяло с дебелина 15 cm и замер 215/50°. Скалата е тъмнозелена, дребнозърнеста скала, с бели кварцови жилки. Текстурата е неясно шистозна, а структурата нематогранобластна. Скалата е изградена от плагиоклази, амфиболи, апатит, дребнолюспеста бяла слюда (серицит), глинести минерали, епидот.

Микроскопско описание

Скалата е дребнозърнеста, равномерно зърнеста. Изградена е от плагиоклази, амфиболи, апатит, дребнолюспеста бяла слюда (серицит), глинести минерали и епидот.

Амфиболитите са с шистозна текстура, нематогранобластна структура, с редки порфиробласти на плагиоклази и амфиболи.

Плагиоклазовите порфиробласти са идиобластни, призматични, с размери до 0.2 x 0.7 mm. Заместени са частично от глинести минерали и дребнолюспеста бяла слюда.

Амфиболовите порфиробласти са редки, удължени до 0.4 mm.

Между порфиробластите се разполага субпаралелно ориентиран, дребнокристален агрегат от плагиоклази и амфиболи и подчинено количество епидот, апатит и рудни минерали. Преобладаващите размери на кристалите са 0.08 x 0.25mm. Плагиоклазите са призматични, свежи, до незначително заместени от глинести минерали, с добре изразени полисинтетни срастъчни ламели. Амфиболите са тънкопризматични, с ясен плеохроизъм по схемата $Z > Y > X$, тъмнозелен по Z, зелен по Y, и светлозелен по X.

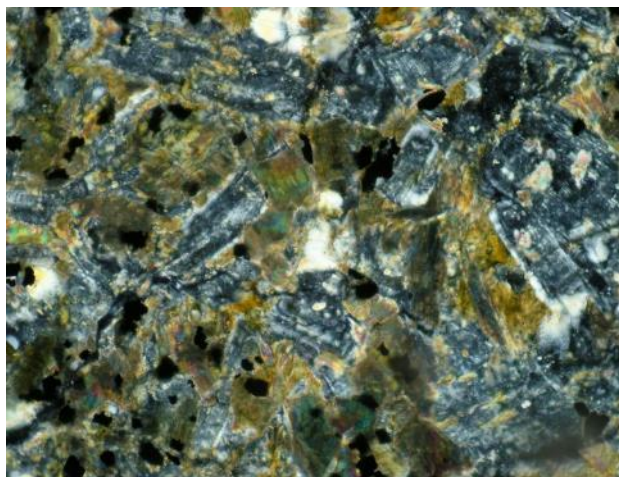
Скалата е процепена от кварцови жилки, с дебелина 1-1.5 mm.

Променена и изветряла дребнозърнеста скала (габро)

Образецът е взет от дайково тяло. Скалата е зелена до светлозелена, променена и изветряла дребнозърнеста. Текстура е масивна, а структурата габрова, неясно изразена. Първичния минерален състав е от плагиоклази и пироксени, а вторични минерали са хлорит, глинести минерали, дребнолюспеста бяла слюда (серицит), епидот, кварц и железни хидроксида.

Микроскопско описание

Скалата е хидротермално променена и изветряла. Изградена е от магматични плагиоклази и пироксени и вторични – хлорит, глинести минерали, дребнолюспеста бяла слюда (серицит), епидот, кварц и Fe-хидроксида (фиг. 13.12).



Фигура 13.12. Дребнозърнеста, променена и изветряла габроидна скала. +N, основа на фигурата – 2.26 mm.

Плагиоклазите са преобладаващи. Те са призматични, удължени до 1 mm. Много често обаче са с неясна морфология в резултат на интензивните промени. Заместват се от дребнолюспеста бяла слюда и албит в периферните части.

Пироксените са светлозелени, късопризматични, със съвършена цепителност. Заместват се от хлорит. Съдържат включения от акцесорен магнетит.

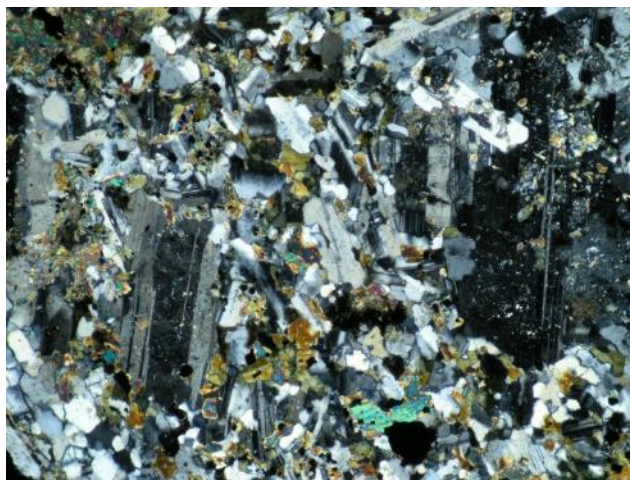
Интерстициалното пространство е запълнено с променени плагиоклази, пироксени, малко вторичен кварц, глинести минерали, хлорит и неравномерно разпределени Fe-хидроксида.

Кварцдиоритов порфирит

Образецът е взет от дайково тяло с дебелина 5 метра. Скалата е сивозелена, порфирна по плагиоклаз и амфибол магмена скала. Текстура е масивна, а структурата порфирна. Първични минерали са плагиоклази, амфиболи, кварц, биотит и апатит, а вторични епидот, хлорит, глинести минерали и дребнолюспеста слюда (серицит).

Микроскопско описание

Скалата е изградена от магматични плагиоклази, амфиболи, кварц, биотит, апатит и вторични – епидот, хлорит, глинести минерали и дребнолюспеста бяла слюда. Фенокристалите са от плагиоклази и амфиболи (фиг. 13.13).



Фигура 13.13. *Кварцидиоритов порфирит. +N, основа на фигурата – 4.50 mm.*

Плагиноклазите са плочести, ясно идиоморфни, с размери до 1 x 3 mm. Те са свежи, с добре изразени полисинтетни срастъчни ламели и слабо зонален строеж. Някои са деанортозирани и частично заместени от дребнолюспеста бяла слюда и епидот.

Амфиболите са призматични, частично заместени от хлорит и светлокафеникав безструктурен агрегат от глинести минерали. В тези случаи морфоложките им особености са почти изцяло заличени.

Основната маса е пълнокристалинна, дребнозърнеста. Изградена е от плагиноклази, амфиболи, кварц, акцесорен апатит и магнетит. Скалата е процепена от тънки кварцови и покъсни, епидотови жилки, които пресичат кварцовите.

Кварцидиоритов порфирит, пропилов тип изменение

Скалата е зелена до тъмнозелена, микрозърнеста, неяснопорфирна, хидротермално променена магмена скала. Текстура е масивна, а структурата порфирна. Първичните минерали са плагиноклази, амфиболи, кварц и апатит, а вторични епидот, хлорит, албит и железни хидроокиси.

Микроскопско описание

Скалата е изградена от около 20-25% фенокристали на плагиноклази и амфиболи, разположени срез микрозърнеста основна маса.

Плагиноклазите са плочести, идиоморфни, с размери до 1 x 2 mm, преобладаващи – 0.2 x 0.8 mm. Заместват се частично от епидот.

Амфиболите са представени от редки, напълно променени кристали, с неясна морфология.

Основната маса е пълнокристалинна, микрозърнеста, изградена от плагиноклази, амфиболи, кварц, акцесорни апатит и магнетит и вторични епидот и албит. Скалата е процепена от тънки жилки от микрозърнест епидот.

Хидротермалната минерална асоциация от епидот, албит и хлорит, определя пропилов тип изменение.

Лампрофирна скала (Керсантит)

Образаца е взет от дайково тяло с дебелина 1,2 m и замер 135/35°. Скалата е зелена, микрозърнеста магмена скала, с единични фенокристали. Текстура е масивна, а структурата призматична. Първични минерали са плагиноклаз, биотит, амфиболит и апатит, а вторични хлорит, карбонат, епидот и кварц.

Микроскопско описание

Скалата е пълнокристалинна, дребнозърнеста, равномернозърнеста. Първичните минерали са плагиоклази, биотит, амфибол, апатит, а вторичните – хлорит, карбонат, епидот и кварц.

Плагиоклазите са призматични, с добре изразени полисинтетни срастъчни ламели. Преобладаващите им размери са 0.07x0.15 mm.

Биотитът е около 25-30%. Свеж, до частично хлоритизиран. Притежава силен плеохроизъм, от кафяв по $Z \cong Y$, до светложълт по X. Схемата на абсорбция е $Z \cong Y > X$.

Амфиболите са представени от сравнително редки, призматични кристали, с ясен плеохроизъм по схемата $Z > Y > X$, тъмнозелен по Z, зелен по Y и светлозелен по X.

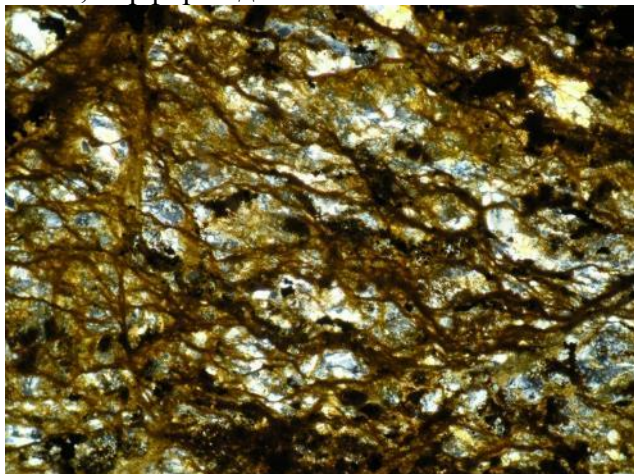
Интерстиционното пространство е запълнено с дребни биотитови люспи, хлорит, карбонат, кварц и епидот. Акцесорните минерали са от тънкопризматичен до иглест апатит.

Тектонизирана скала (милонит)

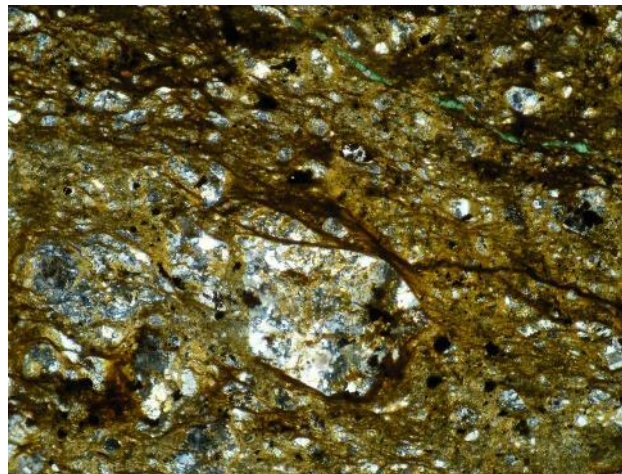
Скалата е кафеникава, тектонизирана, с късни жилки от малахит (?). Текстурата е ивичеста, а структурата милонитова. Минералния състав е кварц, плагиоклази, глинести минерали, епидот, хлорит, Fe-хидроксиди, малахит (?).

Микроскопско описание

Скалата е изградена от дребнозърнест, неравномернозърнест, стрит материал (фиг. 13.14 и фиг.13.15). Интензивното тектонско въздействие е довело до формиране на дребно- до микрозърнест стрит и смлян материал обособен в ивици, редуващи се с лещовидни агрегати, с реликти от протолита. Тези реликти са променени, в резултат на което изходната скала не може да се установи достоверно. Най-вероятно на милонитизация е подложена средна по състав, порфирна дайкова скала.



Фигура 13.14. Милонит. +N, основа на фигурата – 2.26 mm.



Фигура 13.15. Милонит. +N, основа на фигурата – 2.26 mm.

В резултат на милонитизацията, пространството между лещовидните агрегати е превърнато в дребно- до микрозърнест агрегат от хлорит, глинести минерали, епидот и Fe-хидроксиди. Скалата е процепена от късни малахитови(?) жилки.

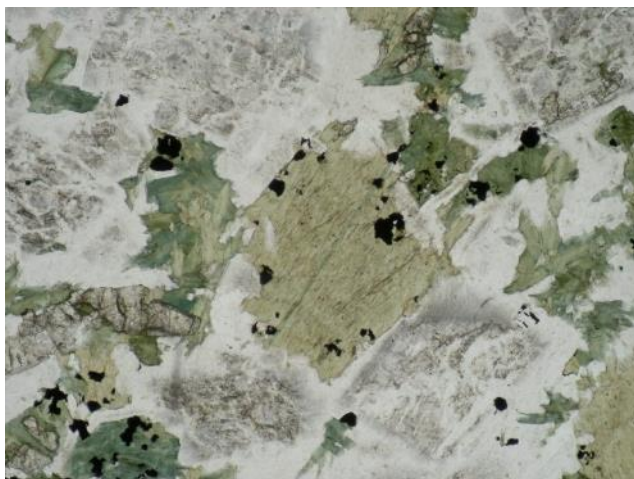
Диорит (дребнозърнест, неравномернозърнест)

Представява тъмнозелена, дребнозърнеста, неравномернозърнеста плутонична скала. Текстурата е масивна, а структурата призматично-зърнеста, порфироидна. Първични минерали

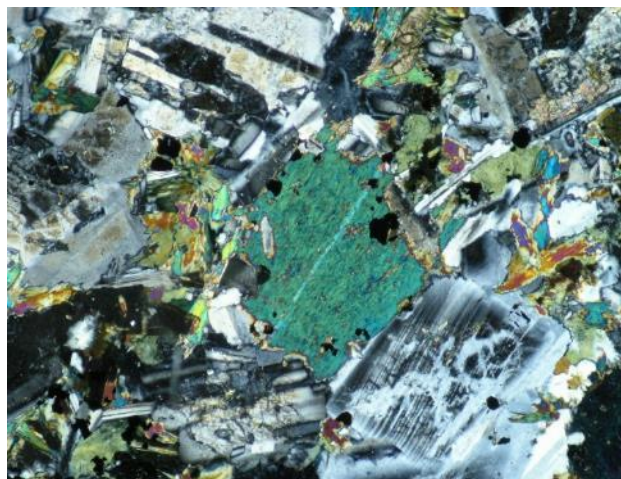
са плагиоклаз, амфибол, титанит и апатит, а вторични епидот, хлорит, глинести минерали и дребнолюспеста бяла слюда (серицит).

Микроскопско описание

Скалата е плутонична, дребнозърнеста, неравномерnozърнеста. В състава ѝ участват магматични плагиоклази, амфиболи, титанит, апатит и вторични – епидот, хлорит, глинести минерали и дребнолюспеста бяла слюда (серицит) (фиг. 13.16 и фиг. 13.17).



Фигура 13.16. Диорит. *PPN*, основа на фигурата – 4.50 mm.



Фигура 13.17. Диорит. *+N*, основа на фигурата – 4.50 mm.

Плагиоклазите са призматични (с размери около 0.2 x 0.8 mm) и плочести (до 1x2 mm), с добре изразени полисинтетни срастъчни ламели и зонален строеж. Заместени са частично от глинести минерали и дребнолюспеста бяла слюда. Периферните им части на по-едри кристали са албитизирани.

Амфиболите са зелени, свежи, до частично заместени от хлорит. Размерите им варират в широк интервал от 0.15 mm до 3 mm по дългата ос, което обуславя неравномерnozърнеста, порфиرويدна структура.

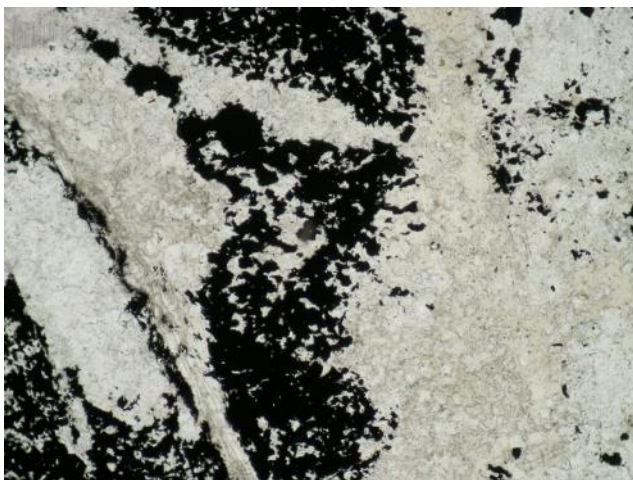
Скалата е процепена от тънки епидотови жилки. Наблюдават се и изометрични епидотови агрегати, с размери до 4 mm.

Руден къс

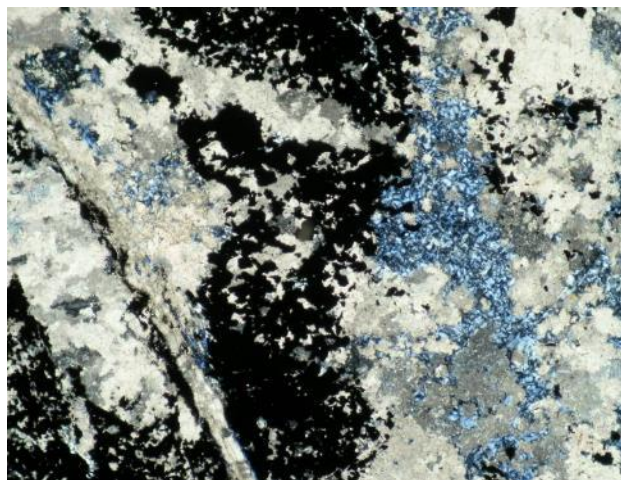
Образа е изграден от тъмносив до черен оруден участък, със серпентинизирана зона. Текстурата е масивна, а структурата бримчеста на серпентинизираната зона. Минералния състав е магнетит, калцит, серпентин (хризотил, лизардит).

Микроскопско описание

Изследваният образец представлява руден къс, с карбонат, контактуващ със серпентин (фиг.13.18 и фиг.13.19).



Фигура 13.18. Рудна минерализация (черно), сред карбонат и серпентин. ПН, основа на фигурата – 4.50 mm.



Фигура 13.19. Рудна минерализация (черно), сред карбонат и серпентин. +N, основа на фигурата – 4.50 mm.

Под микроскоп се наблюдава голямо количество рудни минерали (вероятно магнетит), които асоциират с калцит. Последният е под формата на късни жилки, процепващи рудната част.

Серпентинизираната зона е изградена от влакнест и микрозърнест серпентин (хризотил, лизардит), с добре изразена бримчеста структура. Минералният състав и структурните особености дават основание да се предполага, че най-вероятно се касае за участък от серпентинизирана скала. Серпентинизираната зона, заедно с орудяването се пресичат от калцитни жилки. Наблюдава се и късна серпентинизация, под формата на жилки, секущи рудната част.

Микроскопските изследвания показват, че карбонатните жилки са най-късни – процепват рудната част, серпентинизираната зона и серпентиновите жилки.

13.3 Приложение №3. Петрографско описание на скали от Тамаринския Бакаджик

Епидозит

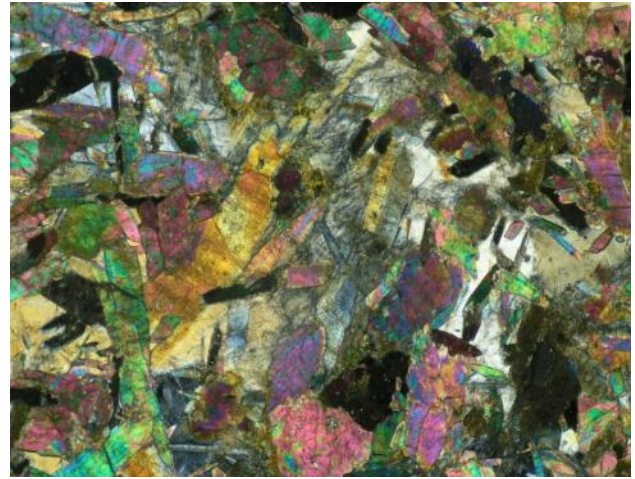
Скалата е зелена, микрозърнеста, локално пигментирана с железни хидроксида и с масивна текстура. Минералният състав е от епидот, кварц, хлорит, титанит, железни хидроксида. Образец е взет от скали които на терена са интерпретирани като лавови потоци със замер на напластяването 147/40°.

Микроскопско описание

Изследваният образец е изграден почти изцяло от епидот, с малки количества кварц, хлорит и титанит (фиг. 13.20 и фиг. 13.21). На места скалата е неравномерно и жилно пигментирана от железни хидроксида.



Фигура 13.20. *Епидозит. HN , основа на фигурата – 4.50 mm.*



Фигура 13.21. *Епидозит. $+N$, основа на фигурата – 4.50 mm.*

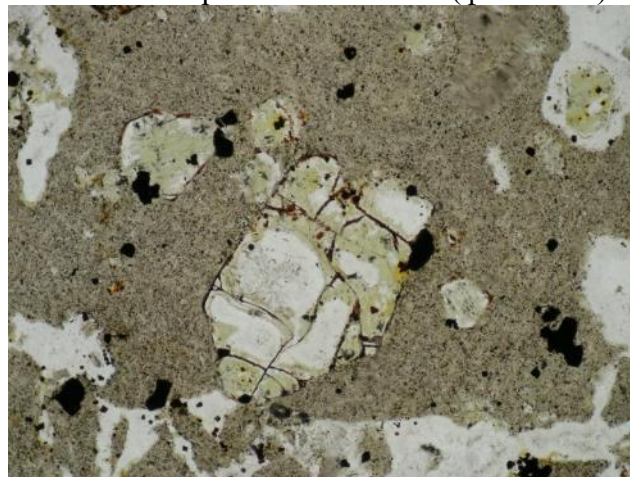
Епидотът е бледо жълто-зеленикав, изометричен (с преобладаващи размери около 0.3 mm), до призматично удължен (до 0.1x0.6 mm). Ъгловатите пространства между епидотовите кристали са запълнени с ксеноморфен кварц и незначително количество хлорит. На места в кварца се наблюдава голямо количество, взаимно пресичащи се оптически неопределими иглести кристали, с вид на сагениит, образуващи гъста мрежа.

Фенобазалт

Скалата е сивозелена, на места с неравномерно, петнисто и ивичесто кафеникаво оцветяване. Текстурата е масивна, а структурата порфирна. Първични минерали пироксени, оливин и магнетит, а вторични хлорит, серпентин, кварц, карбонат и железни хидроокиси.

Микроскопско описание

Скалата е вулканска, хидротермално променена. Изградена е от магматични плагиоклази, пироксени, оливин, магнетит и вторични – хлорит, кварц, карбонат и Fe-хидроокиси. Фенокристалите са от пироксени и оливин (фиг. 13.22).



Фигура 13.22. *Фенобазалт с напълно променен порфирен и субпорфирен оливин. HN , основа на фигурата – 4.50 mm.*

Пироксените са късопризматични, с размери до 2 mm, изцяло променени в карбонат и хлорит. Определени са по характера на промените и типичните морфоложки особености – характерни осмоъгълни прерези.

Оливинът е представен от изометрични и ромбедрични порфири и субпорфири, напълно променени в серпентин, с отделен кварц и Fe-хидроксида. Размерите им са между 0.2 и 2 mm.

Основната маса е изградена от плагиоклазови микролити и девитрифицирано и променено вулканско стъкло.

Хидротермални изменения

Скалата е хидротермално променена. Основната маса е карбонатизирана, окварцена и хлоритизирана.

Карбонатизацията е сравнително равномерно разпределена в основната маса. Карбонатът замества и пироксеновите фенокристали.

Окварцяването е под формата на жилки, неправилни по форма и лещовидни агрегати и асоциира с карбонат и хлорит.

В скалата се наблюдават и миндали запълнени с кварц и хлорит в периферните и карбонат в централните части. Кафеникавото оцветяване видимо и макроскопски се дължи на неравномерно разпределените Fe-хидроксида.

*Точното номиниране на вулканска скала следва да се осъществи с химичен анализ.

Фенотрахиандезит

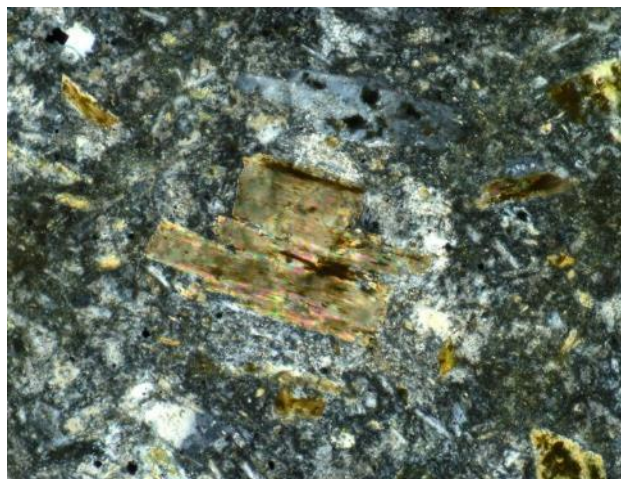
Скалата е кафеникава с фенокристали от плагиоклази и биотит. Текстурата е масивна, а структурата порфирна. Първичните минерали са плагиоклази, К фелдшпат, биотит, амфиболи(?) и апатит, а вторични хлорит, кварц, дребнолюспеста бяла слюда (серицит).

Микроскопско описание

Скалата е изградена от фенокристали на плагиоклази, биотит и амфиболи(?). Акцесорните минерали са от апатит, а вторичните – от хлорит, кварц и дребнолюспеста бяла слюда (серицит) (фиг. 13.23 и фиг. 13.24).



Фигура 13.23. Порфирен биотит във фенотрахиандезит. Обр. 19, IIN, основа на фигурата – 2.26 mm.



Фигура 13.24. Порфирен биотит във фенотрахиандезит. Обр. 19, +N, основа на фигурата – 2.26 mm.

Плагиоклазите са порфирни, с размери до 1x2 mm и субпорфирни (0.07x0.15mm). Те са призматични, ясно идиоморфни, замествени частично до интензивно от дребнолюспеста бяла слюда.

Биотитът е сравнително свеж, до частично хлоритизиран, с отделени при промяната Fe-Ti минерали.

В скалата присъства и друг, призматичен мафичен фенокристал, най-вероятно от амфибол, напълно заместен от хлорит.

Основната маса е изградена от плагиоклазови микролити, К фелдшпат(?), вторичен кварц, девитрифицирано и променено вулканско стъкло. Кварцът е под формата на лещовидни и неправилни по форма агрегати.

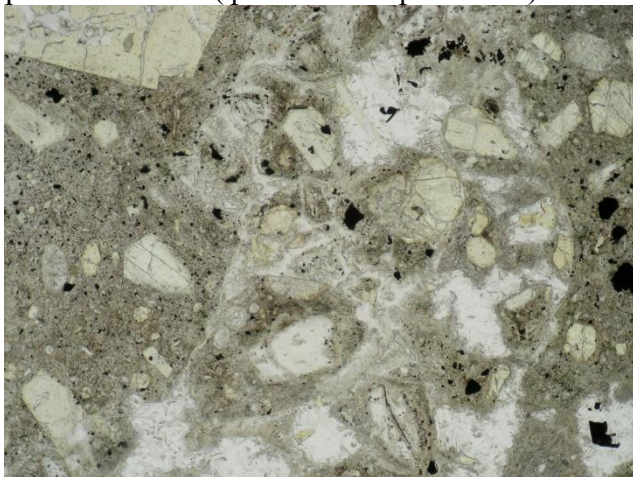
*Точното номиниране на вулканска скала следва да се осъществи с химичен анализ.

Литокластичен туф, базичен, едрозърнест пепелен до дребнолапилен

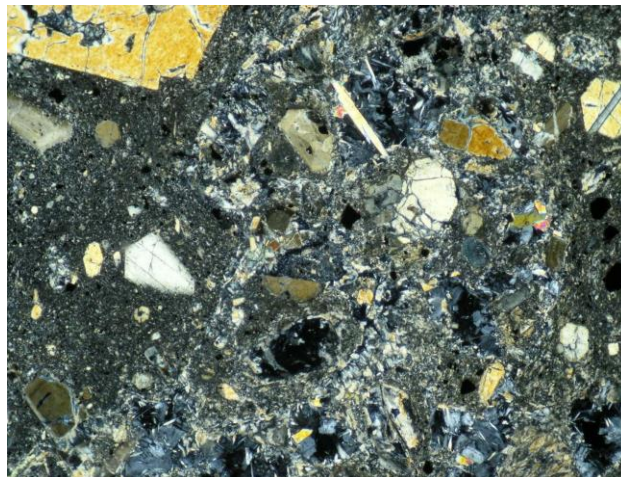
Скалата е тъмнозелена до черна пирокластична скала, с макроскопски видими литокласти от вулканити. Текстурата е масивна, а структурата литокластична. Изградена е от литокласти, витрокласти, кристалокласти.

Микроскопско описание

Скалата е пирокластична, изградена предимно от литокласти, единични витрокласти и кристалокласти (фиг. 13.25 и фиг. 13.26).



Фигура 13.25. Базичен литокластичен туф.
IIN, основа на фигурата – 4.50 mm.



Фигура 13.26. Базичен литокластичен туф.
Обр. 20, +N, основа на фигурата – 4.50 mm.

Литокластите са представени от късове от базични вулканити (базалтоиди), с размери 0.5-5 mm, преобладаващи 2-3 mm. Изградени са от порфирни клинопироксени и оливин. Клинопироксените са свежи., късопризматични, ясно зонални. По морфоложки особености са определени като авгит. Оливинът е по-рядък. Среща се само в някои литокласти. Заместен е напълно от серпентин и хлорит-сметитов агрегат. Основната маса е от редки плагиоклазови микролити, хлорит и девитрифицирано и променено вулканско стъкло.

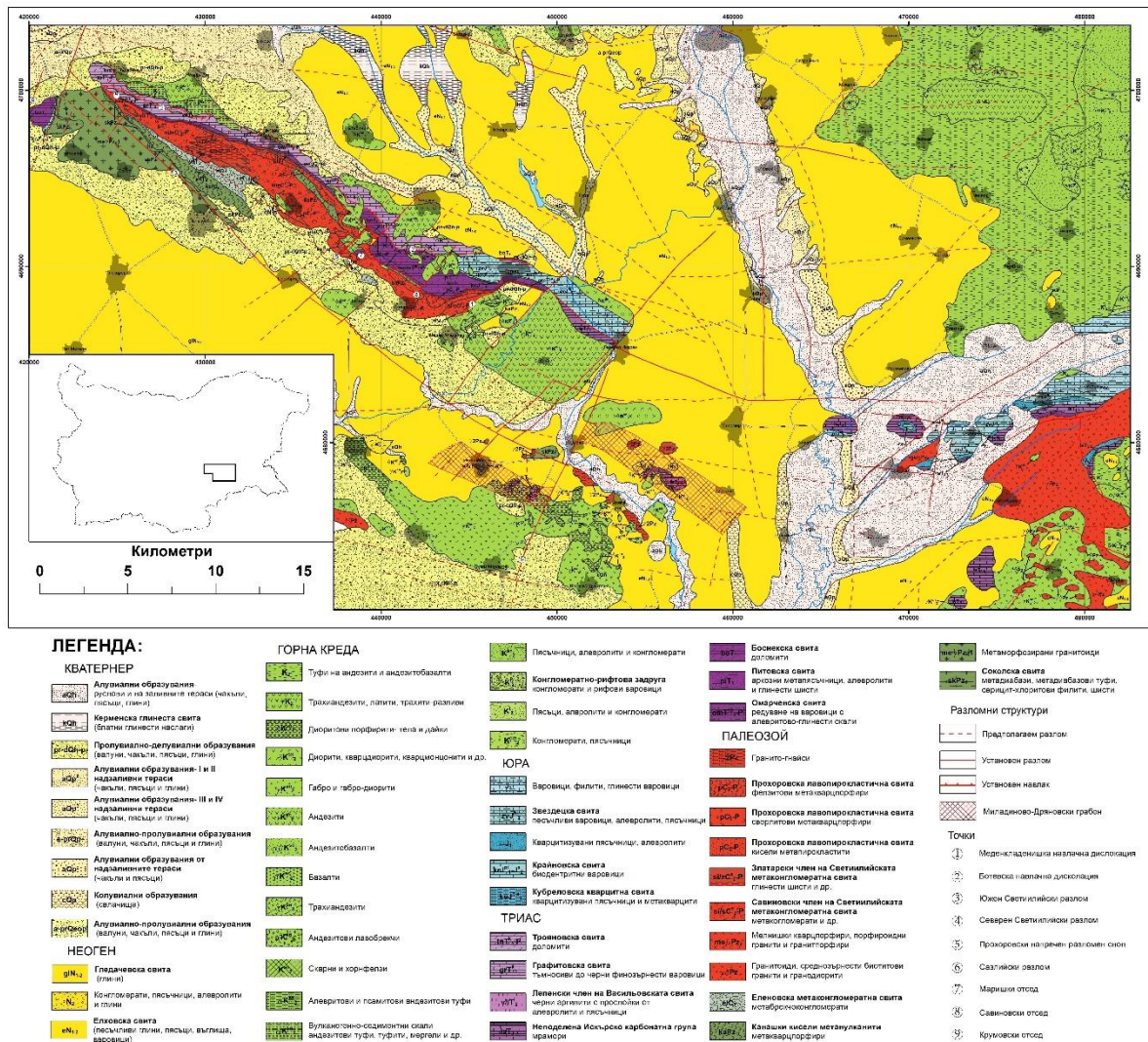
Витрокластите са редки, изцяло променени в хлорит-сметитов агрегат. Някои са с добре изразена пореста микротекстура.

Кристалокластите са най-редки. Представени са от свежи части от кристали на клинопироксени.

Между отделните класти се наблюдават неправилни по форма агрегати от зеолити и епидот.

13.4 Приложение №4. Геоложка карта на района на изследване.

ГЕОЛОЖКА КАРТА НА РАЙОНА НА ИЗСЛЕДВАНЕ



Фигура 13.27. Геоложка карта на западните части на Странджанската зона с легенда към нея. Картата е компилационна от няколко геоложки карти и от собствено картиране. Използваните геоложки карти от които е съставена картата са: Геоложка карта на Монастирските височини в мащаб 1:25 000 по Панайотов и др. (1956ф); - Геоложка карта на полиметално находища- Бакаджик, Ямболско, в мащаб 1:5 000 по Емануилов и Станишева (1969ф); Геоложка карта на Светицелийските височини в мащаб 1:25 000, по Малешков и др.(1988ф); Схематична структурна карта на района на Манастирските възвишения по Панайотов (1966); Геолого-структурна карта на Светицелийските възвишения (без рахлите отложения), съставена по литературни данни и данни на авторите съгласно Вархатов и др., (1983); Геоложка карта на България в мащаб 1: 100 000, картен лист Елхово (Дабовски и др., 1994); Геоложка карта на България в мащаб 1: 100 000, картен лист Тополовград (Кожухаров и др., 1994); Геоложка карта на България в мащаб 1: 100 000, картен лист Нова Загора (Цанков и др., 1995); Геоложка карта на България в мащаб 1: 100 000, картен лист Ямбол (Савов и Филипов, 1995).