



МИННО-ГЕОЛОЖКИ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. ИВАН РИЛСКИ“
КАТЕДРА „ГЕОЛОГИЯ И ГЕОИНФОРМАТИКА“

ЕЛИЦА СТОЯНОВА ИЛИЕВА

„ГЕОЛОГИЯ НА ГОЛО БЪРДО“

АВТОРЕФЕРАТ

за придобиване на образователната и научна степен „доктор“
по професионално направление 4.4 „Науки за Земята“
научна специалност „Регионална геология“

Научен ръководител: проф. д-р Венелин Желев
МГУ „Св. Иван Рилски“

София, 2018

Дисертационният труд е обсъден и насочен за защита на разширено заседание на катедра „Геология и геоинформатика“ при Минно-геоложки университет „Св. Иван Рилски“ – гр. София, на 18.10.2018 г. от 15 ч., съгласно Ректорска заповед Р-990/04.10.2018.

Публичната защита ще се проведе на 20.12.2018 г., 15 ч., зала 274, Геологопроучвателен факултет на МГУ „Св. Иван Рилски“ – София.

Материалите за предстоящата защита са на разположение на заинтересуваните лица в канцеларията на Сектор „Следдипломна квалификация“ на МГУ „Св. Иван Рилски“, Ректорат, ет. 3, стая 79, тел. 02/80 60 209.

Научно жури:

проф. дн Николай Георгиев Бонев, СУ „Св. Кл. Охридски“

доц. д-р Диан Ангелов Вангелов, СУ „Св. Кл. Охридски“

доц. д-р Владимир Генчев Георгиев, ГИ при БАН

доц. д-р Иван Димитров Иванов, МГУ „Св. Ив. Рилски“

доц. д-р Борис Владимиров Вълчев, МГУ „Св. Ив. Рилски“

Рецензенти:

1. проф. дн Николай Георгиев Бонев

2. доц. д-р Диан Ангелов Вангелов

Автор на дисертационния труд: **ас. инж. Елица Илиева**

Тема: **ГЕОЛОГИЯ НА ГОЛО БЪРДО**

Ръководител на докторанта: **проф. д-р Венелин Желев Желев**

ОБЩА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ДИСЕРТАЦИОННИЯ ТРУД

Пълният обем на дисертацията е 200 страници, от които 9 страници приложения и една геоложка карта. В основният текст са включени 65 фигури, 11 таблици.

Използваната литература се състои от 225 заглавия, от които 163 на кирилица и 62 на латиница. Цитираните фондови материали са 25.

1. Въведение – 2 стр.
 2. Състояние на проблема – 2 стр.
 3. Цели и задачи – 1 стр.
 4. Литературен обзор – 11 стр.
 5. Методология – 3 стр.
 6. Регионално-геоложки строеж – 63 стр.
 7. Нови данни за стратиграфията и тектониката на Голо бърдо – 80 стр.
 8. Изводи – 2 стр.
 9. Научни приноси - 2
- Насоки за бъдещи изследвания – 1 стр.
- Литература – 18 стр.

Номерацията на главите в автореферата и номерацията на фигурите съответства на тези в дисертацията.

1 ВЪВЕДЕНИЕ

Настоящият дисертационен труд е резултат от задочна докторантура по научна специалност *Регионална геология*, професионално направление 4.4. *Науки за Земята*. Изследванията са проведени в катедра „Геология и геоинформатика“ при Минно-геоложкия университет „Св. Иван Рилски“.

Обектът на изследване има площ 648.6 km² и включва територията на Голо бърдо, част от Пернишкия, Николаевския и Малиновския грабен, Пернишка област (Фиг. 1). Изследваната област се доминира от разкрития на устойчиви на ерозия триаски варовици, доломити и доломитизирани варовици, които оформят верига от възвишения с посока северозапад-югоизток, обградени от Пернишката и Радомирската котловини.



Фиг. 1. Местоположение на изследвания район

Планината Голо бърдо попада в сложен тектонски възел, резултат от съчленяването на структури с Краищидна и Балканидна ориентировка, на границата на три структурни зони: Краищиди, Средногорие и Родопи. Скалните единици, изграждащи планината са няколкократно деформирани, главно през алпийския тектонски цикъл. Възрастта и характера на тези деформации са дискуссионни. Основните нерешени въпроси са следните: 1) какво представлява границата висок-нисък кристалин; 2) какви са взаимоотношенията на горнокредните седименти с триаските седименти и съществува ли субхерцински алохтон; 3) защо в горнокредните (кониас-кампански) седименти няма следи от Средногорския вулканизъм. Въпреки регионалната значимост на тази зона, все още има неразрешени въпроси, които бяха дискутирани и по време на държавната картировка на Република България в М 1:50 000.

Морфотектонската принадлежност на района е обект на редица интерпретации през годините, които в някои случаи са противоположни. Някои автори дори го наричат „ничия земя между Маришкия дълбочинен разлом и Краищидите” (Моев, 1967). Бончев (1971) отнася района на Голо бърдо към Краищидната структурна зона. В едни от най-съвременните схващания за геологията на България Загорчев и др. (2009) го причисляват към Любашко-Голобърдска единица на Средногорската зона. Според представите на Ж. Иванов (2017) районът на Голо бърдо е едно естествено продължение на Лужничката тектонска единица на Краищенската зона.

В геоложко отношение районът на дисертационния труд обхваща части от три картни листа в М 1:50 000 – К-34-58-Б (Радомир), К-34-59-А (Перник) и К-34-59-В (Дрен). В стратиграфско отношение той е доста разнообразен. В него се разкриват кватернерни, неогенски, палеогенски, горнокредни, юрско-долнокредни, юрски, триаски, пермски, девонски, палеозойски скали и неопротерозойско-долнопалеозойски скали (Фиг. 8). Преобладават мезозойските седименти, които в границите на изследваната област не са метаморфозирани. Смята се, че са засегнати от няколко алпийски нагъвателни фази, но точния брой на фазите, регионалният им обхват и времето на проява са дискуссионни.

Актуалността на разработката се състои в решаването на някои специфични проблеми свързани с геоложкия строеж на района на Голо бърдо, които бяха поставени по време на съставянето на държавната геоложка карта на Република България в М 1:50 000.

2 СЪСТОЯНИЕ НА ПРОБЛЕМА

Ридът Голо бърдо, разделящ Пернишката и Радомирската долина, е предмет на геоложки проучвания още от времето на първите изследователи на нашите земи. Дълги години вниманието на геоложките проучвания в района е насочено главно към Пернишкия въгленосен басейн. В началото на новото хилядолетие е извършено прекартиране на значителна територия, включваща рида Голо бърдо, а през 2004 г. започва ревизионно геоложко картиране в М 1:50 000 в рамките на проект 425/20.07.2004 г. на Министерството на околната среда и водите за съставяне на държавна геоложка карта на Република България озаглавен „Ревизионно геоложко картиране в М 1:50 000 на части от Кюстендилско Краище и Голо бърдо”.

В процеса на изпълнението на задачата възникнаха специфични проблеми, чието разрешаване не попадеше в приоритетите на картировката и изискваше провеждане на специализирани изследвания, като например изясняване на взаимоотношенията между триаските и горнокредните скали, прецизиране на взаимоотношенията между литостратиграфските единици, доизясняване на

морфоструктурното положение на Голо бърдо и характеризиране на структурните особености на метаморфните комплекси и техните взаимоотношения.

Първият проблем е свързан с описания от Гочев (1983) субхерцински алохтон. Според този автор, Голобърдската единица ($T+J+K_1$) е навлечена върху горнокредните седименти. С този проблем са свързани и изследванията на Желев и Синьовски (1989), които описвайки разрезите на Горната Крета в разрезите на Кошарево и Голо бърдо стигат до извода за значително сближаване на разнофациални зони от къснокредния басейн в резултат на по-късни деформации (навличания).

Вторият проблем бе маркиран през 2004 г., при рекогносцировъчните маршрути в Голо бърдо, свързани с геоложката картировка в М 1:50 000. Установено бе, че някои от триаските свити са корелати на свити от Земенска и Конавска планина и Западния Балкан и се нуждаят от корекция.

Следващият проблем е свързан с разкриващия се в югоизточната част на Голо бърдо (на границата с Верила) контакт висок-нисък кристалин, който през последните години е предмет на оживена дискусия (Антонов и др., 2001, Бонев, 1995 и др.).

В резултат на поставените проблеми възникна идеята за разработването им под формата на дисертационен труд. В геоложката летопис на тази малка планина са запазени следи от няколко важни и дискуссионни геоложки събития.

3 ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ

ЦЕЛ

Основната цел на настоящата работа е да се прецизират представите за геоложкия строеж на територията на Голо бърдо, като се използват и допълнят данните от картировката в М 1:50 000, в която участвах като полеви геолог към група „Крайще“. Независимо от регионалната значимост на тази зона, все още има някои неизяснени проблеми и въпроси, свързани с нея. След прокарването на АМ „Струма“ се разкриха нови взаимоотношения между литостратиграфските единици в района. Това породило необходимостта от един осъвременен поглед върху геоложкото развитие на Голо бърдо, разработен въз основа на получените нови данни.

ЗАДАЧИ

За постигането на поставената цел бяха решени следните основни задачи:

1. Анализ на публикуваната и фондова литература, включително обяснителните записки и геоложките карти в М 1:50 000, М 1:25 000 от

Националния геофонд на Министерството на енергетиката, имаща отношение към района на Голо бърдо.

2. Изясняване характера на взаимоотношенията между триаските и горнокредните скали в западните склонове на Голо бърдо.
3. Прецизиране на взаимоотношенията между литостратиграфските единици, участващи в разреза на Голо бърдо и неговите околности.
4. Изследване и доизясняване на морфоструктурното положение на Голо бърдо и връзката му с околните райони.
5. Характеризиране на структурните особености на скалите от Планския гнайсов комплекс, както и на тези от Празинитовия комплекс.
6. Характеризиране на тектонския контакт между Планския гнайсов комплекс и Празинитовия комплекс.

4 ЛИТЕРАТУРЕН ОБЗОР

Направен е пълен преглед на публикуваната и фондовата литература за района на Голо бърдо. Обработени са 225 заглавия, от които 163 на кирилица и 62 на латиница. Бяха обработени различни материали от Националния геофонд: 25 геоложки доклада, обяснителни записки както и геоложки карти в М 1:100 000, 1:50 000, 1:25 000, засягащи стратиграфските и фащиални характеристики на изследвания район, характеризирани на тектонските му граници, взаимоотношенията между литостратиграфските единици.

Последното мащабно изследване на района на Голо бърдо е ревизионната геоложка и геоморфоложка картировка на Република България в М 1:50 000, извършена през 2004-2006. Като резултат от нея са изготвени геоложки карти и обяснителни записки към тях за района на дисертацията, който попада в три картни листа: Радомир (Милованов и др. (2006а, б), Перник (Антонов и др., 2011а, в) и Дрен (Антонов и др., 2011б, г). В рамките на тази картировка единиците са наименувани съгласно препоръките на Хрисчев (2005) и Хрисчев и др. (2005), като за седиментните скали са използвани имената на вече отделените литостратиграфски единици, а за метаморфните единици също са използвани топонимни имена по подобие на литодемичните единици в Североамериканския стратиграфски кодекс придружени с едно съществително за преобладаващ литоложки вид, две съществителни за два доминиращи вида и с литоложкия клас (метаморфити) при хетерогенен състав. Те от своя страна са обединени в по-големи единици - метаморфни комплекси, които също носят географски имена (имената на групите, в които са обединени метаморфните свити при предишните изследвания). Установени са и нови разкрития на горнокредни седименти в границите на Ковачевския грабен, обединени в две неофициални литостратиграфски единици – конгломератно-пясъчникова задруга (Кампан) и флишоидна задруга (Кампан-Мастрихт). При описанието на тектонското развитие на района е използван подходът на структурните планове,

който е използван и в обяснителните записки на геоложките карти на България в М 1:100 000. Към обяснителните записки са добавени и данни за геоложката опасност.

5 МЕТОДОЛОГИЯ

Изследването се базира на основата на съвременен комплексен мултидисциплинарен подход, използвайки средствата на регионалната геология, структурната геология и ГИС. Той включва геоложко картиране и профилиране, мезоструктурни и микроструктурни изследвания, петрографски и микропалеонтологички изследвания, резултатите от които, са въведени в ГИС среда.

Теренни методи

Планирането и извършването на теренната работа протича в няколко етапа. Подготвителният етап е свързан със събиране и запознаване със съществуващата литература, като бяха обработени 225 заглавия, от които 163 на кирилица и 62 на латиница. Бяха обработени различни материали от Националния геофонд: 25 геоложки доклада, обяснителни записки както и геоложки карти в М 1:100 000, 1:50 000, 1:25 000 от Националния геофонд, засягащи стратиграфските и фациални характеристики на изследвания район, характеризирани на тектонските му граници, взаимоотношенията между литостратиграфските единици.

Проведено е детайлно структурно профилиране по предварително подбрани характерни разрези по време, на което е извършено опробване по първичен ореол, взети са ориентирани образци, проби за петрографски анализ, проби за нанофосилно определение. Описани са характерни ключови разрези, в които е приложен мезоструктурен анализ на плоскостни и линейни структурни елементи, фолиация и др.

Камерална работа

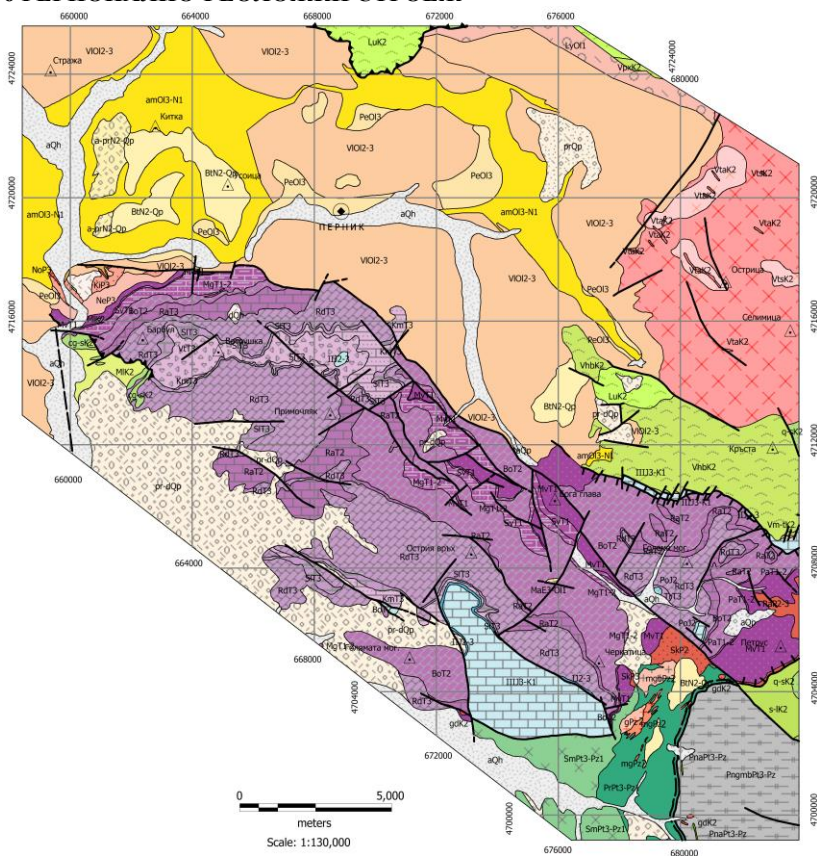
Камералната работа се състои в обработване на получената информация и представянето ѝ в графичен и табличен вид. За изготвяне на таблиците е използван Microsoft Excel, а за графиките са използвани различни програми – *MapInfo Professional 12.5*, *Canvas X 2017 GIS*, *Microsoft Office Picture Manager*, *Rocscience.Disp.v6.008.portable*.

Лабораторни изследвания

Лабораторните изследвания и компютърно-информационната обработка на събраните данни включват петрографски определения на 20 бр. дюншлифа, микропалеонтологичко определение на нанофосили от 30 проби, фотографирание на образците и микрофотографии на специфични особености с дюншлифите.

Микроскопското определение е направено с микроскоп *MT9430 Series Trinocular Incident and Transmitted Polarizing Microscope*.

6 РЕГИОНАЛНО-ГЕОЛОЖКИ СТРОЕЖ



Фиг. 8. Геоложка карта на изследвания район М 1:130 000 (по Загорчев и др. (2009), Милованов и др. (2006), Антонов и др. (2011а, б) с изменения и допълнения).

Легенда

	aQh Алувиални наслаг - руслови и на заливните тераси - пясъци, глинести пясъци, чакъли, валуни (Холоцен)		PoJ2 Полатенска свита - пясъчници, варовити пясъчници, алевролити, аргилити, мергели (Аален - Долен Бат)
	dQh Делувални наслаг - чакъли, валуни, глинести пясъци (Холоцен)		IJ2-3 Друганска свита - сиви глинести варовици (Среден Кинеридж)
	aP Алувиални наслаг на надзаливните тераси - чакъли, пясъци, глин (Горен Плейстоцен)		Гинска свита - ядчести варовици (Долен Кинеридж)
	pPQ Пролувални наслаг - наносни конуси - чакъли, валуни, грубозърнести пясъци (Плейстоцен)		Полатенска свита - варовити пясъчници, аргилити (Аален - Долен Бат)
	pPQdQ Пролувално-делувални наслаг - карбонатни брежи (Плейстоцен)		Градецка свита - кварцови пясъчници, гравелити (Аален)
	aPnQ Алувиални и алувиално-пролувални наслаг - конгломерати, пясъци (Горен Роман - Долен Плейстоцен)		VtJ3 Ветрушкова свита - брежи и конгломерати от карбонатни късове (Нор - Рет)
	BnJ2-Q Батановска свита - чакъли, валуни, пясъци, глин, гравелити (Роман - Долен Плейстоцен)		KmtJ3 Конячка свита - червени алевролитни, аргилити и пясъчници (Карн - Нор)
	amOJ3-N1 Аргилито-мергелна задруга - аргилити, мергели, пясъчници (Горен Олигоцен - Долен Мiocен)		SlT3 Славеева свита - розови до сиви тънкопластови доломити, доломитни варовици (Нор)
	PwOJ3 Перинска свита - конгломерати, пясъчници, аргилити, глин, въглища (Горен Олигоцен)		TrJ3 Тръйска свита - сибобели микритни варовици (Карн - Нор)
	VloJ2-3 Владайска свита - конгломерати, пясъчници, аргилити (Среден Олигоцен)		RdJ3 Русиндовелска свита - сиви, преднопластови до дебелопластови доломити (Карн - Нор)
	LyO1 Люлинска свита - конгломерати, валуни, пясъчници (Среден Олигоцен)		RaT2 Радонирска свита - сиви афанитови и ядчести варовици с прослойки от аргилити (Анза - Ладин)
	MaE3-O11 Масоринска свита - брекчконгломерати и глин с прослойки от варовици (Горен Еоцен - Долен Олигоцен)		BoT3 Босненска свита - дебелопластови варовици с отделни прослойки от доломитни варовици (Анза)
	sp-sK2 Конгломератно-пясъчникова задруга - варовикови брежи, конгломерати, гравелити, пясъчници (Кампан)		PaT1-2 Панчаревска свита - грубозърнести пясъчници, брекчконгломерати, гравелити, пясъчливи доломити (Спат - Долен Анза)
	Vm-tK2 Мергелно-туфитна задруга - розови и сивозелени мергели, пелитни туфи и туфити (Конас)		MgT1-2 Могилска свита - тъмносиви дебелопластови варовици (Анза)
	gdK2 Интрузивни тела и дайки - гранодиоритови порфирити - хипоабсален до субвулкански фауес (Горна Крета)		SvT1 Свидолска свита - алтернация на тънкопластови варовити пясъчници, алевролитови варовици и мергели (Горен Оленек)
	s-K2 Пясъчничково-варовникова задруга - тънкослойни сиви варовици, пясъчници, алевролити, мергели, (Турон)		MvT1 Мърволска свита - розови до бели кварцови и кварцитизувани пясъчници (Горен Оленек)
	q-sK2 Кварцитно пясъчничкова задруга - пясъчници, аргилити, конгломерати, гравелити (Долен Турон)		NeP3 Непразнишка свита - червени глинести алевролити, мергели, аргилити с прослойки от пясъчници (Горен Перн)
	MlK2 Меловска свита - мергели, варовици, варовити пясъчници (Баланж - Хотри)		NoP3 Ноевска свита - червени конгломерати, пясъчници, брекчконгломерати (Горен Перн)
	VtaK2 Витошки плутон - сиенитгранити, алити, пегматити (Кампан)		KiP3 Киселичка свита - червени пясъчници, прослойки от аргилити (Горен Перн)
	VtaK2 Витошки плутон - левкоситени (Кампан)		SkP3 Скринска свита - червени конгломерати, пясъчници, варовити пясъчници, алевролити, аргилити (Горен Перн)
	VtmK2 Витошки плутон - монцитити, кварцови монцитити (Кампан)		RaP2-3 Равулска свита - червени до розови пясъчници, алевролити, аргилити (Среден - Горен Перн)
	LuK2 Люлински вулкански комплекс: Пирокластична задруга - амфибол-пироксенови и пироксенови андезитобазалти, агломератови до лапилни туфи с трахизаитов състав (Долен Кампан)		PrD3-C1 Пропалинска свита - пясъчници, алевролити, конгломерати (Фаен - Турней)
	VbhK2 Витошки комплекс: Задруга на амфиболитите базалти - лави, лавобрежи и туфи (Конас - Сантон)		gP2 левоократен пегматитоиден гранит (Горен Палеозой)
	VrxK2 Витошки комплекс: Задруга на пироксеновите базалти - лави, лавобрежи и туфи (Конас - Сантон)		mgP2 едро - до среднозърнист метатанит (Горен Палеозой)
	Централнобалканска флишка група P1133-K1 Костолска свита - пясъчници, варовити пясъчници, алевролити, аргилити, мергели (Горен Кинеридж - Среден Титон)		mgbP2 едрозърнист биотитов метатанит (Горен Палеозой)
	Нешковска свита - аргилити, алевролити, финозърнист пясъчници (Горен - Среден Кинеридж)		SmP13-P21 Струнски диоритов комплекс - деформирани и недеформирани габра, габродиорити и диорити (Неопротерозой - Долен Палеозой)
	IJ2-3 Гинска свита - розови и сивозелени ядчести варовици (Долен Кампан)		PrP13-P21 Празнитов комплекс - едро - до среднозърнист метатанит - едро - до среднозърнист метатанит (Неопротерозой - Долен Палеозой)
	Яворецка свита - сиви афанитови варовици (Среден Капов - Горен Оксфорд)		Плански гнайсовкомплекс P1133-K1 - двуспидени гнаиси, микатити, биотитови и мусковитови гнаиси (Неопротерозой - Долен Палеозой)
	Полатенска свита - пясъчници, варовити пясъчници, алевролити, аргилити, мергели (Аален - Долен Бат)		P1133-K1 - амфиболити, метатанити, еклогити (Неопротерозой - Долен Палеозой)

Планината е изградена от докамбрийски високостепенни метаморфити (висок кристалин), зеленошистни метаморфити (диабаз-филитоиден комплекс – нисък кристалин), палеозойски гранитоиди, пълен разрез на платформения тип триас (Петроханската теригенна група, Искърската карбонатна група и Мизийската теригенно-карбонатна група), средноюрски теригенни и теригенно-карбонатни седименти, горноюрско-долнокреден флишки комплекс (Костелска свита), горнокредни теригенни и карбонатни седименти, и палеогенски теригенно-въгленосни седименти (Фиг. 8). В литостратиграфско отношение в рамките на изследвания района попадат 54 официални и неофициални литостратиграфски единици.

В тектонско отношение съвременният строеж на района е свързан с ранно- и късноалпийските структурнообразователни процеси. В тази връзка за характеризирането му са използвани алпийските тектонски модели, разработени от Ж. Иванов (1988, 2017) и Zagorchev (1995, 2001). Според тях в изследваната площ попадат части от Струмската (Лужничката) тектонска единица на Краищенската зона и Софийската тектонска единица на Средногорската зона. Възгледите на тези автори за обема на двете тектонски единици и за местоположението на границата между тях в обсега на картния лист се различават. Ж. Иванов прокачва тази граница по протежение на Пернишката разломна зона, представена от Боснекия разлом. Загорчев, в рамките на Струмската „наединица“, отделя Лужничко-Трънска и Гологлавска единица, а към Средногорската „наединица“ отнася т. нар. Голобърдска единица, без да посочва характера на границата ѝ с Гологлавската единица.

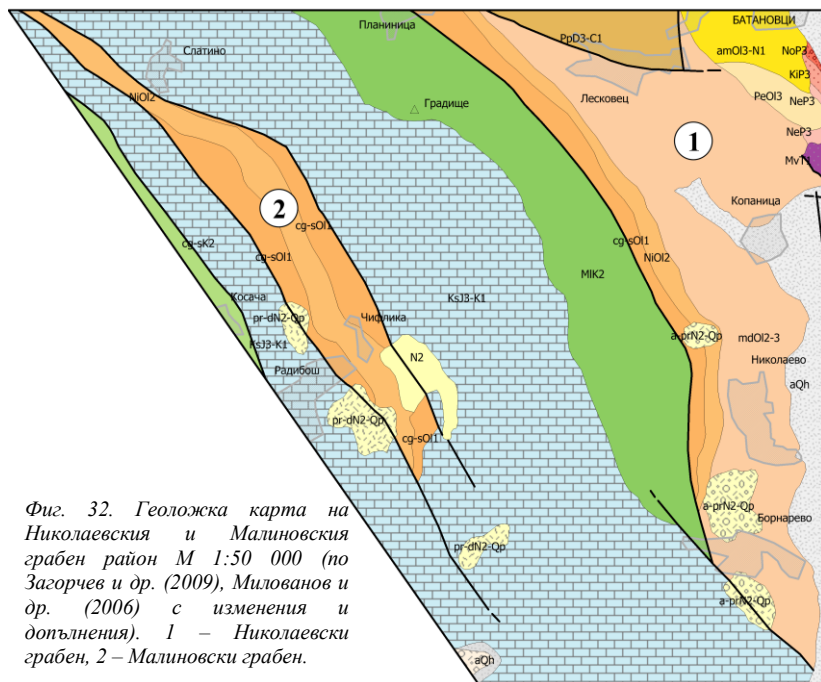
В тектонско отношение районът обхваща Струмската единица, принадлежаща на Краищенската зона и Софийската единица на Средногорската зона и границата между тях е поставена по Пернишката разломна зона (По Ж. Иванов, 2017).

7 НОВИ ДАННИ ЗА СТРАТИГРАФИЯТА И ТЕКТЕНИКАТА НА ГОЛО БЪРДО

7.1 СТРАТИГРАФСКА ПОДЯЛБА

7.1.1 Нови литостратиграфски единици в Палеогена от Пернишкия, Николаевския и Малиновския грабен

Пернишкият грабен и разполагащите се на югозапад от него Николаевски (Фиг. 32, 1) и Малиновски грабени (Фиг. 32, 2) са почти изцяло запълнени с палеогенски седименти. В Пернишкия басейн от десетилетия се добиват кафяви въглища и скалните асоциации са отделени от различните изследователи като различни по име, възрастов интервал и скално съдържание задруги.



Фиг. 32. Геоложка карта на Николаевския и Малиновския грабен район М 1:50 000 (по Загорчев и др. (2009), Милованов и др. (2006) с изменения и допълнения). 1 – Николаевски грабен, 2 – Малиновски грабен.

Легенда

aQh Алувиални наслагы - чакъли, пясъци (Холоцен)	cg-so12 Конгломератно-пясъчникова задруга - конгломерати, пясъчници (Среден Олигоцен)
aQr Алувиални наслагы на надзаливните тераси - чакъли, пясъци, глинни (Горен Плейстоцен)	NeP3 Непразнишка свита - червени алевролити, мергели, аргилити, прослойки от пясъчници (Горен Пери)
pr-dN2-Qr Пролувално-делувални и алувиално-пролувиални наслагы - чакъли, пясъци, глинни (Роман - Долен Плейстоцен)	KIP3 Киселичка свита - червени пясъчници, прослойки от аргилити (Горен Пери)
a-prN2-Qr Алувиални и алувиално-пролувиални наслагы - конгломерати, пясъчници (Горен Роман - Долен Плейстоцен)	NoP3 Ноевска свита - червени конгломерати, пясъчници, брекчии (Горен Пери)
N2 Езеро-речни седименти (плиоценски) - конгломерати, пясъци, глинни (Горен Дак - Долен Роман)	MIK2 Меловска свита - мергели, варовици, варовити пясъчници (Турон - Кампан)
amO13-N1 Аргилито-мергелна задруга - аргилити, мергели, пясъчници (Горен Олигоцен - Долен Миюцен)	cg-sk2 Конгломератно-пясъчникова задруга - конгломерати, брекчии (Кампан)
ReO13 Перинишка свита - конгломерати, пясъчници, аргилити, глинни, въглища (Горен Олигоцен)	KsJ3-K1 Костелска свита - конгломерати, пясъчници, аргилити (Кимеридж - Бернас)
VI012-3 Владайска свита - конгломерати, пясъчници, аргилити (Среден - Горен Олигоцен)	MvT1 Мъвродолска свита - кварцови конгломерати, кварцитизирани пясъчници, червени алевролити, аргилити (Среден Оленек)
NI012 Николаевска свита - битуминозни аргилити, мергели, прослойки от пясъчници и варовици (Среден Олигоцен)	RpD3-C1 Пропадинишка свита - пясъчници, аргилити, конгломерати (Фамен - Турней)

Пернишкият грабен и разполагащите се на югозапад от него Николаевски (Фиг. 32, 1) и Малиновски грабени (Фиг. 32, 2) са почти изцяло запълнени с палеогенски седименти. Поради характерната си литология и преобладаването на неустойчиви скали, Палеогенът е свързан с чести свлачищни явления. Необходимостта от отделянето на официални литостратиграфски единици възникна поради факта, че на геоложката общественост би било добре да се предложат представителни разрези в случай на бъдещ геоложки интерес към тях, ние предлагаме представителни разрези на единиците, които се разкриват там.

В настоящата работа в границите на Пернишкия басейн са отделени три официални литостратиграфски единици: Люлинска, Владайска и Пернишка свита. Отделената от Илиева, Желев (2010) брекчоконгломератна задруга, тук се доразвива и се издига в ранг на свита, която е наименувана Масоришка свита. В района на Николаевския и Малиновския грабен е отделена една официална литостратиграфска единица – Николаевска свита.

При прокарването на магистрала „Струма“, при разклона за с. Боснек, бе разкрита нова брекчоконгломератна задруга (Илиева, Желев, 2010), чийто състав, възраст и взаимоотношения водят към ново тълкуване на тектониката на Голо бърдо, като доказват значителни савски деформации. Настоящата работа има за цел да бъде описана според изискванията на Стратиграфския кодекс, да се представи типов разрез, да се интерпретират взаимоотношенията ѝ с останалите единици, да се проследи разпространението ѝ в границите на изследвания район.

Масоришка свита (MaE₃-Ol₁)

Номенклатура: Масоришката свита е наименувана на вр. Масорица (1033.8 m), в близост, до който е типовият разрез.

Историческа справка: За пръв път е описана като „брекчоконгломератна задруга“ от Илиева и Желев (2010). Под същото име е нанесена впоследствие на к.л. Перник (K-34-59-A) от геоложката карта на Р. България, М 1: 50 000.

Типов разрез: Типовият разрез се намира на ССЗ шкарп на АМ „Струма“ при разклона за с. Боснек (Фиг. 34а). Справочният разрез се намира на ЮЮИ шкарп и на уширението за с. Боснек (Фиг. 34б)

Дефинитивни белези: Изградена е от ненаситени брекчоконгломерати и глини с лещовидни прослойки от варовици и кисели вулкански туфи.

Литоложка характеристика: Брекчоконгломератната задруга включва главно брекчоконгломерати и глини, с прослойки от варовици и кисели туфи. Брекчоконгломератите са ненаситени. Размерите на кластите варират от 1 cm до

1 m. В късовият им състав преобладават карбонатни скали (варовици и доломити). Рядко се срещат кварцови пясъчници и среднокисели вулканити (Фиг. 36в). Късовете са слабо загладени до ръбести. Спойката на брекчоконгломератите е пъстра (предимно червеникава), глинесто-песъчлива. В основата на разреза се наблюдава дребнокъсов базален конгломерат с добре загладени карбонатни късове и жълтеникава карбонатна спойка (Фиг. 36б).

Глините са червено-кафяви, ръждиви, с единични конгломератни късове от варовици, доломити и редки кварцови пясъчници. Глините изграждат отделни прослойки в разреза или латерално се съчленяват с брекчоконгломератите. Те участват и в спойката на брекчоконгломератите.

В две нива на типовия разрез в червените глини са установени калкретни конкреции.

Сред глинестите и конгломератните пачки в ССЗ шкарп (Фиг. 34а) се наблюдават два ясни слоя с дебелини 1.0 и 1.30 m, изградени от кисели (риолитови) туфи, богатени на фелдшпат, кварц, биотит и променен фемичен минерал (Фиг. 36в).

В ЮЮИ шкарп (Фиг. 34б) са установени три пласта от светли, кремави варовици с дебелини 3.20 m, 0.60 m и 1.90 m. Два от тях имат кластичен характер, като карбонатните класти достигат до 1 cm. Третият пласт е изграден от плътни микритни варовици.

Граници и дебелина: Двата контакта на задругата (Фиг. 34а, б) са с доломитните варовици на Боснекската свита (Среден Триас) от Искърската карбонатна група. Югозападният контакт е разлом, потъващ полегато (30-40°) на ЮЮЗ (200-212°). Той се маркира от дребнокъсова тъмносива карбонатна тектонска брекча дебела 40-50 cm (Фиг. 36д, е) и катаклазирана зона с дебелина 3-4 m (Фиг. 36г). В долната част на шкарпа разломната повърхнина е скрита под тънка делувиялна кора (Фиг. 36г). Североизточният контакт на задругата е трансгресивен и несъгласен (Фиг. 36а). Маркира се от дребнокъсов базален конгломерат с карбонатна спойка, лежащ върху доломитни варовици (190/67°).

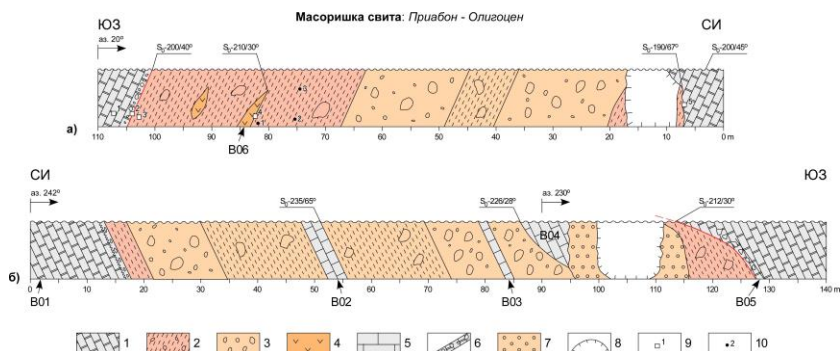
Дебелината на свитата варира между 80-100 m.

Разпространение: В рамките на района на изследване свитата се разкрива около разклона за с. Боснек при АМ „Струма”.

Фосилно съдържание и възраст: Извършеното опробване на микрофауна и нанофлора показва липса на фораминифери и коколити. Възрастта ѝ се приема за Приабон-Олигоцен.

Документирани са два разреза – типов и справочен с генерална посока ССИ-ЮЮЗ. Типовият разрез е в ССЗ шкарп на пътя и има дължина 110 m, а справочният е в ИЮИ шкарп на магистралата, има дължина 140 m, като

включва и част от отбивката за с. Боснек. Документирани са двата шкарпа на пътя, тъй като в тях се разкриват различни литоложки разновидности.



Фиг. 34. а) Типов разрез на Масоришката свита (Приабон-Олигоцен) ССЗ шкарп на магистрала Струма; б) Справочен разрез на Масоришката свита ЮЮИ шкарп на магистралата и отклонението за с. Боснек. 1 – доломитни варовици; 2 – червени глини; 3 – брекчоконгломерати; 4 – риолитови туфи; 5 – варовици; 6 – катаклазирани доломити; 7 – конгломерати; 8 – свлачище; 9 – номер на проба за дюнилифи; 10 – номер на проба за микрофосили.

Тълкуване на резултатите

Разликите в двата близко разположени разреза показват бързо изклоняване на литотелата от свитата. Този факт, заедно с цвета (пъстър, предимно червен) на глините и спойката на брекчоконгломератите, както и присъствието на калкreti, подсказват континентален произход. В подкрепа на това е и липсата на морска макро- и микрофауна в карбонатните прослойки. Тези факти дават основание да се приеме езерен произход на глините и варовиците, и алувиално-пролувиален на съчленените с тях брекчоконгломерати. Присъствието на кисели (риолитови) туфи подсказва синхронност с приабон-олигоценския вулканизъм от Краището и Родопите. Литологията и възрастта на задругата позволяват тя да се приеме за корелат на наслагите на Пернишкия грабен. Установеният възсед е сателитен на Пернишкия разлом и няколко широки разломни зони в триаските седименти от Голо бърдо, и най-вероятно е едновъзрастен с тях. Той маркира значителни тектонски деформации след Олигоцена (Савска фаза).



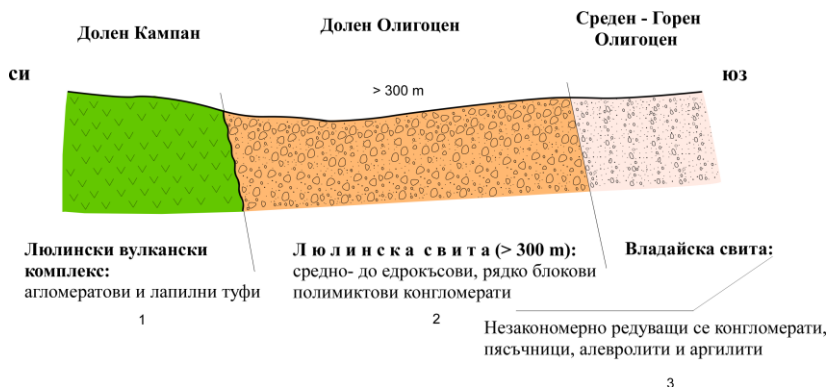
Фиг. 36. Детайли от разреза на Масоришката свита: а – ъглово несъгласие между доломитните варовици на Триаса (1) и дребнокъсови конгломерати с карбонатна спойка (2) от основата на Масоришката свита; б – ненаситени брекчоконгломерати с червена глинеста спойка; в – прослойка от риолитови туфи (1) между червени глини с калкрети (2); г – строеж на разломната зона: 1 – катаклазирани доломитни варовици, 2 – тектонска карбонатна брекча, 3 – делувиялна карбонатна брекча; д – фрагменти от тектонската брекча и (е) делувиялната брекча, под която се разкриват червени глини (2)

Люлинска свита (LyOl₁)

Номенклатура: Наименувана е на Люлин планина. Представява голо име, което е използвано като „люлински конгломерат“ от Радев (1928). Предложена е за свита от М. Иванов (в: Тенчов – ред., 1993), но не е представен типов разрез. Името е използваемо и валидно. Стабилизира се като свита в настоящата работа.

Историческа справка: За тези скали за пръв път пише Hochstetter (1872). Скалите в подножието на Люлин във Владайския пролом и Пернишкия басейн са описани като „люлински конгломерат“ от Радев (1928), който уточнява техния ареал на разпространение. В Обяснителната записка към к.л К-34-59-А Перник тези скали са обозначени и описани, като „Люлинска свита“, като се цитира М. Иванов (в: Тенчов – ред., 1993), който обаче не посочва типов разрез.

Типов разрез: Типовият разрез на Люлинската свита се намира на източния шарп на АМ „Люлин“ в близост до с. Мало Бучино (Фиг. 37).



Фиг. 37. Типов разрез на Люлинската свита по магистрала „Люлин“

Дефинитивни белези: Включва конгломерати, на места до блокови, с късове от сиенити, андезити, червени пясъчници и кристалинни шисти.

Литоложка характеристика: Свитата е изградена от средно- до едрокъсови, рядко блокови, полимиктови конгломерати. Те са несортирани с късове от сиенити, андезити, червени пясъчници, кварцити, варовици, гнайси, шисти и др. Матриксът е пясъчлив, глинесто-пясъчлив до гравие. В основата на разреза се наблюдава слабоизразена ориентировка по удължените късове.

Граници и дебелина: Люлинската свита покрива с рязка размивна граница вулканитите и пирокластитите на Люлинския и Витошкия вулкански комплекс.

Над нея с постепен литоложки преход се разполага Владайската свита. Дебелината на свитата варира от 20 до 80 m.

Разпространение: Люлинската свита се разкрива в южната периферия на Люлин планина. Представява тясна издължена ивица с посока ЮИ-СЗ до З, която лежи трансресивно и несъгласно върху агломератовите и лапилни туфи на Люлинския вулкански комплекс.

Фосилно съдържание и възраст: Конкретни данни за възрастта на Люлинската свита няма. Коняров (1932) определя понтска възраст. Берегов (1939) ги описва като олигоценски, а Каменов (1964) – като горноеоценски. Възрастта на свитата по стратиграфска позиция се приема за ранноолигоценска (Маринова и др., 2011).

Николаевска свита (NiOl₂)

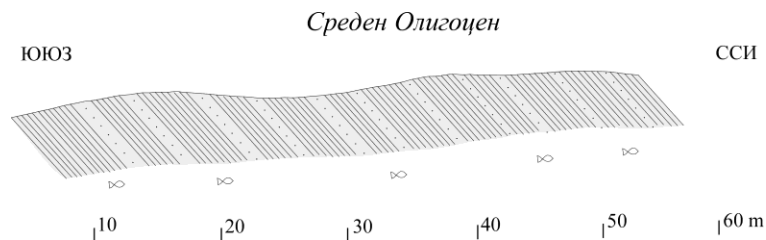
Номенклатура: Николаевската свита се въвежда в настоящата работа. Наименувана е на с. Николаево на северозапад, от което се намира типовият ѝ разрез.

Историческа справка: Свитата е известна в литературата като „глинесто-битуминозен хоризонт” (Каменов, 1964). Името „битумолитна задруга” е използвано от Загорчев и др. (1994). Милованов и др. (2006) използват наименованието „битуминозна задруга”.

Типов разрез: Типовият разрез на Николаевската свита се намира на СЗ от с. Николаево в левия шкарп на шосето между с. Копаница и с. Косача, в СЗ край на с. Копаница (Фиг. 38). Справочният разрез на свитата се намира в ЮЗ край на с. Копаница (Фиг. 39).



Фиг. 38. Типов разрез на Николаевската свита в SW край на с. Косача.



Николаевска свита:

Светло бежови, фино ламинирани мергели с хартиен изглед и *Smerdis macrurus*, алтерниращи с дребнозърнести пясъчници - 53 m

Фиг. 39. Справочен разрез на Николаевската свита в NW край на с. Копаница.

Дефинитивни белези: Николаевската свита е изградена от аргилити и редки прослойки от пясъчници, мергели, варовити аргилити и варовици.

Литоложка характеристика: На повечето места в основата на разреза се разкрива ниво от аргилити (Табл. 1а). Нагоре в разреза следват аргилити с редки прослойки от пясъчници; ниво изградено от мергели и варовици (Табл. 1г); аргилити с редки прослойки от пясъчници.

Битумните аргилити рязко преобладават и определят облика на задругата. Те са светло- до тъмносиви, тънкослойни. Структурата им е пелитова. Изградени са от глинести минерали, примесени с глинесто вещество. При изветряне се разлистват хартиеподобно (Табл. 1в). По повърхнините на наслояване се наблюдават силно оксидирани битуми.

Пясъчниците са светложълти със зеленикав оттенък, плътни с неравен лом. Те са финозърнести с богата варовита спойка и често преминават в пясъчливи варовици.

Мергелите и варовиците са светлосиви до сивобели, финослоисти. Структурата им е микрозърнеста- пелитова. Наблюдават се отпечатьци от палеофлора (Табл. 1, б).

В битумните аргилити в профилите при с. Косача и с. Копаница са намерени скелети на сладководни риби от вида *Smerdis macrurus* (Берегов, 1935).

Граници и дебелина: В Николаевския и Малиновския грабен Николаевската свита лежи с постепенен преход върху конгломератно-пясъчниковата задруга.

В Николаевския грабен се покрива от Владайската свита. Дебелината на Николаевската свита е в рамките на 50-100 m.

Разпространение: Николаевската свита се разкрива като ивица със СЗ-ЮИ посока в границите на Николаевския грабен. Установява се и като тясна ивица в границите на Малиновския грабен, изграждащи ядрото на Косачката синклинала.

Фосилно съдържание и възраст: В битумните аргилити в профилите при с. Косача и с. Копаница Берегов (1935) съобщава за намерени скелети на сладководни риби от вида *Smerdis macrurus*. Чернявска (1970) определя спорополенова зона *Monocolporollenites amplitudo* и определя възрастта в границите на Среден-Горен Олигоцен. В Николаевската свита Паламарев и др. (1998) определят гирогонити от характерния за Средния Олигоцен вид *Rabdochara stockmansii* Gramb. и при с. Жедна *Stratiotes websteri*. Въз основа на тези данни, възрастта на единицата се определя като средноолигоценска.

Владайска свита (VIOI₂₋₃)

Номенклатура: Владайската свита се въвежда в настоящата работа. Наименувана на с. Владая в близост, до което се разкрива.

Историческа справка: Единицата е характеризирана като „моласоиден хоризонт“ (Каменов, 1964) или като теригенна задруга (Бояджиев, 1980^Ф). По време на последната картировка в М 1:50 000 е обособена от Милованов и др. (2006) като пъстра моласоидна задруга.

Типов разрез: Типовият разрез на Владайската свита се намира на изхода от стария път от Големо Бучино за София в участъка, който е под трасето АМ „Люлин“ (Фиг. 40).

Дефинитивни белези: Изградена е от конгломерати, пясъчници, алевролити и аргилити. Литоложките разновидности се намират в незакономерна алтернация помежду си.

Литоложка характеристика: Свитата е изградена от незакономерно редуващи се конгломерати, пясъчници, алевролити и аргилити. Преобладава сивият, сиво-зеленият, ръждиво-жълтият до виолетов и розово-червен цвят на седиментите. На места се срещат тънки въглищни лещи с незначителна дебелина.

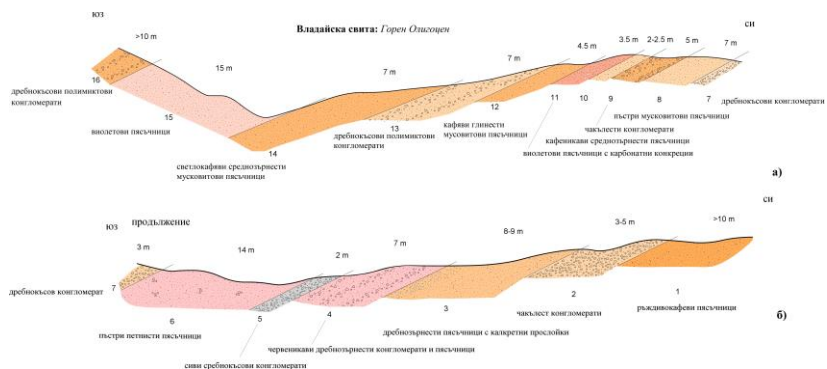
В долните части на задругата преобладават конгломератите с глинеста спойка и пясъчниците, които нагоре в разреза алтернират с по-финотеригенните разновидности. На места в горните нива се наблюдават дебелислойни сиво-жълти пясъчници със сферично изветряне, често с коса слоестост.

Граници и дебелина: Долната граница на задругата е постепенен литоложки преход от конгломератите на Лозенската свита. Горната граница също е литоложки преход към скалите на Пернишката свита. Максималната разкриваща се дебелина на единицата е 150-200 m.

Владайската свита покрива с постепенен преход Николаевската свита, а в местата където тя изклинва, покрива направо базалната конгломератно-пясъчникова задруга. Покрива се с постепен преход от Пернишката свита. Преходът към нея се бележи от появата на по-дебели прослойки от черни аргилити и въглищни чернилки.

Разпространение: Владайската свита има широко площно разпространение в Пернишкия басейн. В изследвания район се разкрива по цялото протежение на Николаевския грабен от с. Планиница на северозапад до с. Борнарево на югоизток. Същата има широко площно разпространение на север при селата Яржиловци, Ноевци и Мешица.

Фосилно съдържание и възраст: Биостратиграфските данни на Чернявска (1970), Černjavska (1977), Паламарев (1980), Николов (1985), и Паламарев и др. (1989) определят късноолигоценска възраст на задругата, но се допуска и средноолигоценска възраст за най-ниските ѝ нива (Милованов и др., 2006).



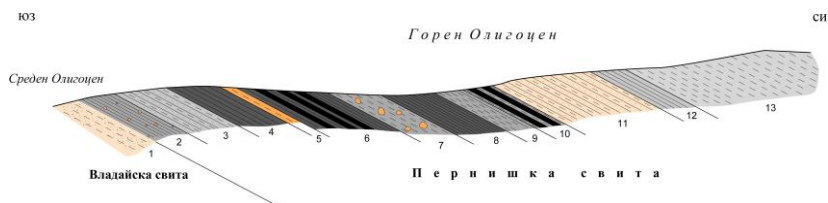
Фиг. 40. Типов разрез на Владайската свита на стария път от Големо Бучино за София в участъка, който е под трасето АМ „Люлин“ (номерата на отделните пачки са посочени с цифри).

Пернишка свита ($PeOl_3$)

Номенклатура: Наименувана е на гр. Перник. Въвежда се като свита при настоящото изследване.

Историческа справка: Единицата е обособена от Коняров (1932) и допълнително описана от Берегов (1939). Благодарение на интензивните експлоатационни и проучвателни работи през 50-те до 70-те години на миналия век в Пернишкия басейн, разрезът единицата е отлично изяснен. Характеризирана е детайлно от Каменов (1964) под наименованието „въгленосен хоризонт”.

Типов разрез: Типовият разрез на Пернишката свита се намира по северния шкарп на шосето от Перник за Големо Бучино в западния край на селото (Фиг. 41).



Фиг. 41. Типов разрез на Пернишката свита по северозападния шкарп на шосето от Перник за с. Големо Бучино, източно от гробището на селото.

Дефинитивни белези: В литолошко отношение е представена от незакономерно редуващи се пясъчливи и мазни глини, тънкослойни аргилити, жълтокафяви пясъчници с глинеста и варовита спойка и въглищни пластове. Преобладаващата литоложка разновидност са мергелите. Те са сиви, тъмносиви до кафяви на цвят, обикновено битуминозни.

Литоложка характеристика: Свитата е представена от незакономерно редуване на пясъчливи и мазни глини, тънкослойни аргилити, жълто-кафяви пясъчници с глинеста и варовита спойка и въглищни пластове (Табл. 2а). В централните части на басейна са представени четири въглищни пластове с обща дебелина от 5 до 13 m, които заедно с най-долния шистозен пласт достигат дебелина до около 20 m (Каменов, 1964). В североизточните части на басейна към с. Голямо Бучино (в страни от района), въглищните пластове се сливат в един общ пласт, достигащ дебелина до 30 m. Аналогично е положението в южната част на басейна, в района на кв. Калкас (бивш рудник „Куциян”), където дебелината на пласта се изменя от 6 до 16 m.

Граници и дебелина: Пернишката свита покрива чрез литоложки преход седиментите на Владайската свита, а се покрива също чрез литоложки преход от аргилитно-мергелната задруга. Дебелината на задругата е до 100 m.

Разпространение: В границите на района Пернишката свита се разкрива в северния край на Перник, в западния край на Големо Бучино, където е типовия ѝ разрез, както и в една ивица югозападно от Батановци

Фосилно съдържание и възраст: В рамките на Пернишката свита Cernjavska (1977) определя споро-поленова зона *Intratripollenites insculptus*. Паламарев и др. (1998) определят следните таксони: *Boehlensipollis hohli* Krutzsch, *Discolpopollis cockeli* Pflanzl, *Aglaioredia cyclops* Erdtman, въз основа на които възрастта на свитата се определя като горноолигоценска.

ТАБЛ. 1



а) Бежови аргилити от Николаевската свита; б) Растителни останки в Николаевската свита; в) „Хартиени шисти“ от Николаевската свита; г) Варовиков пласт сред мергелите на Николаевската свита; д) Ненаситен полимиктов конгломерат от Люлинската свита; е) Субвертикални пластове от пясъчници и дребнокъсов полимиктов конгломерат от Владайската свита на контакта ѝ с Люлинската свита.

ТАБЛ. 2



а) Въгленосни прослойки в типския разрез на Перникската свита; б) Пясъчников пласт сред въгленосни прослойки; в) Желязо-хидрооксидни конкреции сред въгленосните наслаги на Перникската свита; г) Ненаситени, полимиктови конгломерати и дребнозърнести пясъчници от типския разрез на Владейската свита; д) Калкретни образувания в дребнозърнести пясъчници от Владейската свита; е) Издържан пясъчников пласт сред конгломерати от Владейската свита.

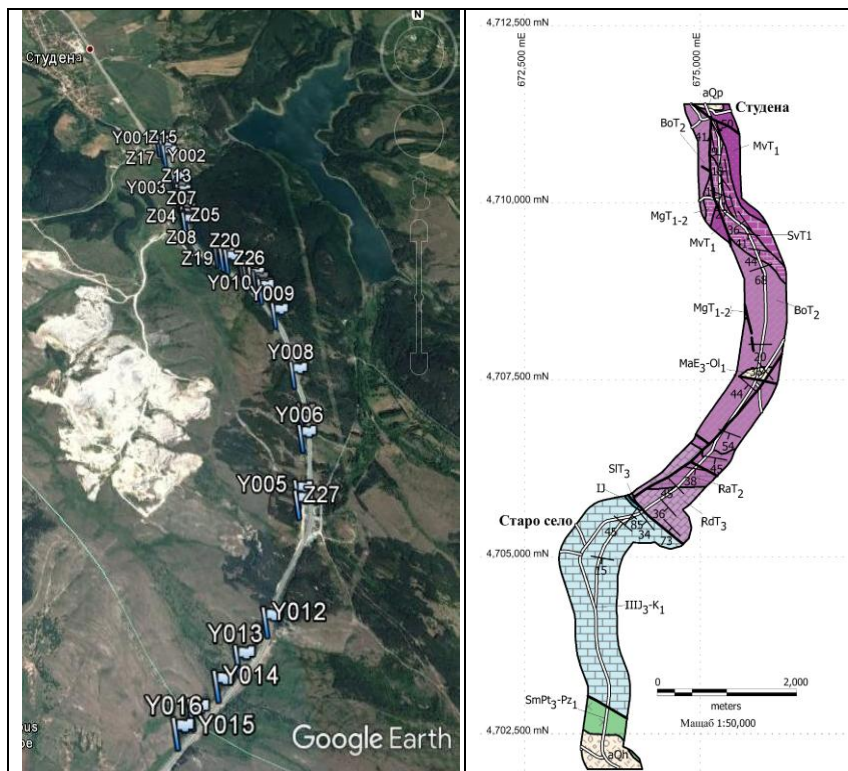
7.2 ОПИСАНИЕ НА ЛИТОСТРАТИГРАФСКИТЕ ЕДИНИЦИ ПО ГЕОЛОЖКИ РАЗРЕЗ „СТАРО СЕЛО – СТУДЕНА“

Изучаваният разрез “Старо село – Студена” се намира по протежение на автомагистрала „Струма“, като започва от южния край на с. Студена и завършва при Старо село (Фиг. 42а). Началната точка (km 0+000) е с координати: 675202 E и 4711063 N в координатна система WGS 84, проекция UTM, зона 34. Документиран е предимно западният шкарп на магистралата, където разкритията са по-представителни, а в някои характерни случаи и източният. Разрезът, показан на Фиг. 43 е изчертан от юг на север и отразява геоложките особености на мезозойския разрез между селата Студена и Старо село.

На територията на Голо бърдо различни автори описват няколко разреза. Стратиграфските взаимоотношения между триаските, юрските и кредните скали, разкриващи се в района са засегнати в работата на Budurov et al., (1995), които представят три разреза в района на с. Боснек и Радомир и ги изследват за фораминифери и конодонти. Предоставят голямо количество палеонтоложки материал и детайлизират значително възрастовите интервали на литостратиграфските единици в района. Изследвайки геоложкото развитие и палеодинамиката на България през Мезозоя и Тerciера, те доказват латерални различия в отделните разрези в Голо бърдо. Юрският разрез се разполага несъгласно върху скалите на Триаса.

На Фиг. 42б е показан план на основните структурни елементи, включващи литостратиграфските единици и разломните структури, наблюдавани по протежение на разреза. Установено е, че описваната в Горанов и др. (2002^ф) и в Антонов и др. (2011б, г) Свидолска свита се различава съществено от описанието на Чаталов (1974). Свидолската свита се характеризира с алтернация на червени, кремави или сиви карбонатни скали. В изоставената кариера южно от с. Батановци се наблюдава нейният латерален аналог – Любашка свита (Тронков, 1983), включваща тънкопластови алевритови и песъчливи мергели, варовици и варовити пясъчници.

В началото на разреза се разкриват бежови песъчливи варовици, ивичести песъчливи варовици с мусковит (Фиг. 44г), които не са част от характеристичните литологии нито на Свидолската, нито на Любашката свита. Най-вероятно тази съвкупност представлява техен разнофациален латерален аналог, който би могъл да се обособи като самостоятелна свита. За тази цел ще бъдат необходими по-задълбочени изследвания, които ще бъдат отразени в една следваща работа. В настоящия труд, тези скали са описани условно като Свидолска? свита.

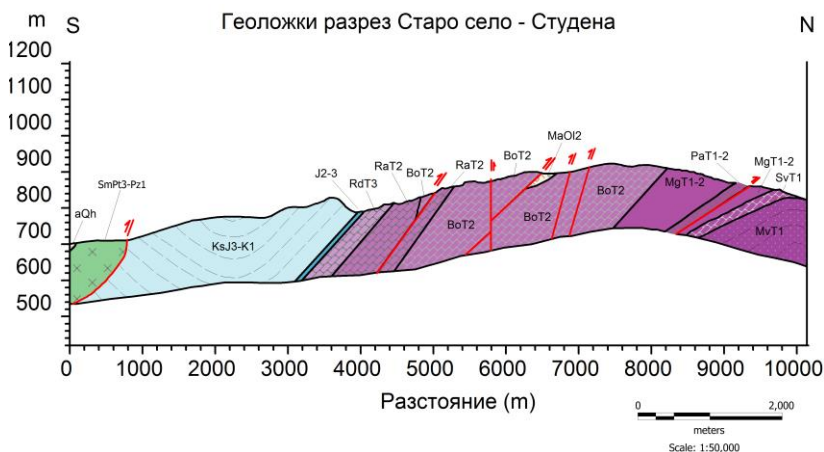


Фиг. 42. а) Точки на наблюдение по разрез Студена – Старо село (Google-изображение, 2017); б) План на основните структурни елементи, измерени по разреза Студена – Старо село в мащаб 1:50 000. SmPt₃-Pz₁ – Струмски диоритов комплекс, SvT₁ – Свидолска свита, MgT₁₋₂ – Могилска свита, RaT₁₋₂ – Панчаревска свита, BoT₂ – Боснекска свита, RaT₂ – Радомирска свита, RdT₃ – Русиновделска свита, KtT₃ – Комицицка свита, SIT₃ – Славеева свита, II – Градецка, Полетинска, Гинска, Друганска свита, III₃-K₁ – Централнобалканска флишка група – Нешковска и Костелска свита, MaE₃-Ol₁ – Масоришка свита, aQ_n – алувий, дебела линия – разлом.

Данните от проведеното изследване показаха, че описваният до момента от Загорчев и др. (1991, 1994) и Антонов и др. (2011б) тектонски контакт между черните ядести варовици на Радомирската свита и захаровидните доломити на Боснекската свита не са разломни.

Наблюдаваните гънки (основно в Радомирската свита) на контакта между двете единици най-вероятно се дължат на междоформационно приплъзване в

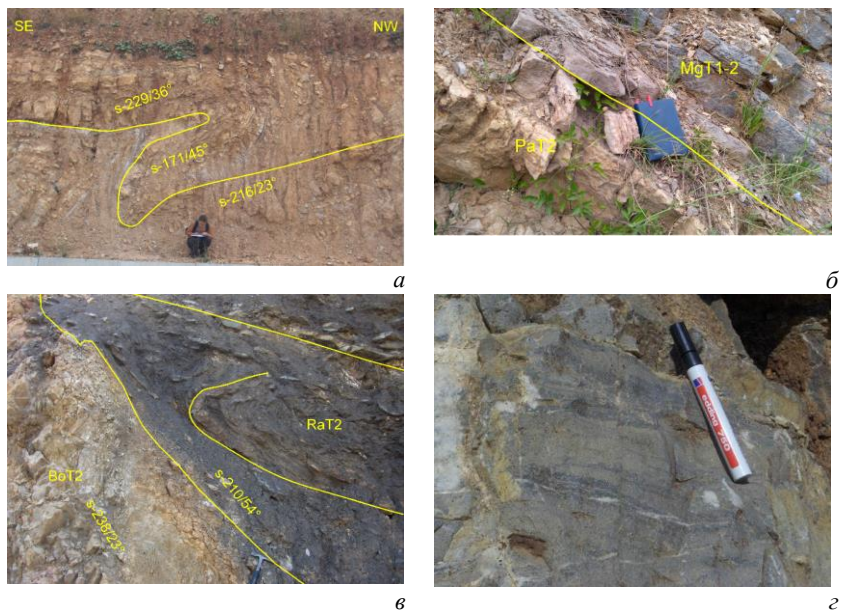
процеса на тектонските деформации, обусловено от различните реоложки свойства на скалите, изграждащи обема на двете единици (Фиг. 44в). На места в близост до контакта ядчестите варовици на Радомирската свита са нагънати в изоклинални гънки, но в повечето случаи контактът е нормален. Доломитите на Боснекската свита, от своя страна са слабо брекчирани.



Фиг. 43. Геоложки разрез в мащаб 1:50 000. SmPz – Струмски диоритов комплекс, SvT₁ – Свидолска свита, MgT₁₋₂ – Могилска свита, PaT₁₋₂ – Панчаревска свита, BoT₂ – Боснекская свита, RaT₂ – Радомирска свита, RdT₃ – Русиновделска свита, KtT₃ – Комицицка свита, SlT₃ – Славеева свита, J₂₋₃ – Градецка, Полетинска, Гинска, Друганска свита, III₃-K₁ Централнобалканска флишка група – Нешковска и Костелска свита, MaOl₂ – Масоришка свита, aQ_h – алувий, червена линия – разлом.

Структурно геоложка обстановка

В района на Голо бърдо са установени няколко структурни комплекса. Разграничаването на Старокимерския структурен комплекс от Австрийския е възможно поради ясно изразения азимутален и ъглов дискорданс между триаския и юрско-долнокредния структурен комплекс. Ларамийският структурен комплекс е доказан в западните склонове на Голо бърдо. В района е установен и Савски структурен комплекс, през който е формиран тектонски клин от брекчо-конгломератната задруга описана от Илиева, Желев (2010), която тук се въвежда за пръв път под името Масоришка свита. Неотектонският структурен комплекс се проявява главно чрез късни разломи, които разместват вече образуваните структури.

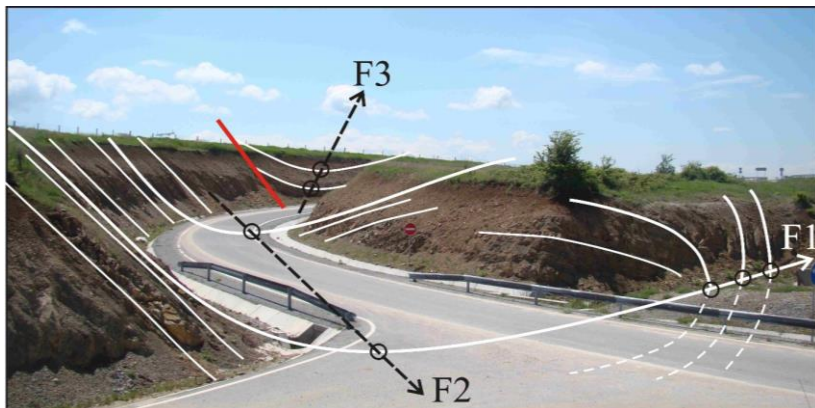


Фиг. 44. а) Гънка от по-нисък порядък в Панчаревска свита RaT_{1-2} , б) Междоформационно плъзгане между доломитите на Боснекската свита и варовиците на Радомирската свита, в) Контакт между Панчаревска и Могилска свита, г) Песъчливи, ивичести варовици от Свидолската свита?

7.3 ГЪНКОВИ ИНТЕРФЕРЕНЦИИ

За областта на Голо бърдо са предлагани мащабни тектонски схеми с участието на значителни навличания, но в действителност в литературата се срещат съвсем малко детайлни описания на конкретни структури. С цел изясняване на строежа на седиментния разрез, в хода на настоящото изследване бяха проведени детайлни структурно геоложки изследвания на пътни изкопи от два магистрални участъка, единият от които отстои на около 700 m ЮИ от с. Старо село, а другият се намира на около 500 m СИ от Старо село. За удобство ще ги наричаме Разрез 1 и Разрез 2. В литостратиграфско отношение разрезите попадат в скалите на флишката Костелска свита (Табл. 4). Отличната разкритост позволява да се направи детайлен мезоскопски анализ на района. Представеното в тази работа изследване е базирано на структурно-геоложко картиране на разкрития, при което точките на наблюдение са позиционирани с GPS. Измервани са плоскостни и линейни структурни елементи, а геометричното моделиране е изпълнено с помощта на CAD софтуер и стереографски софтуер.

Изследването разкри сложна картина на гънкова интерференция, при която нагъвателни събития с различна възраст се наслагват частично коаксиално, така че по-късните събития замаскират ефектите от по-ранните събития. От особен интерес е фактът, че шарнирът на установената ранна лежаща гънка е субпаралелен на шарнирите на по-късни изправени гънки със северозапад-югоизточна посока на осите, които доминират в целия район.

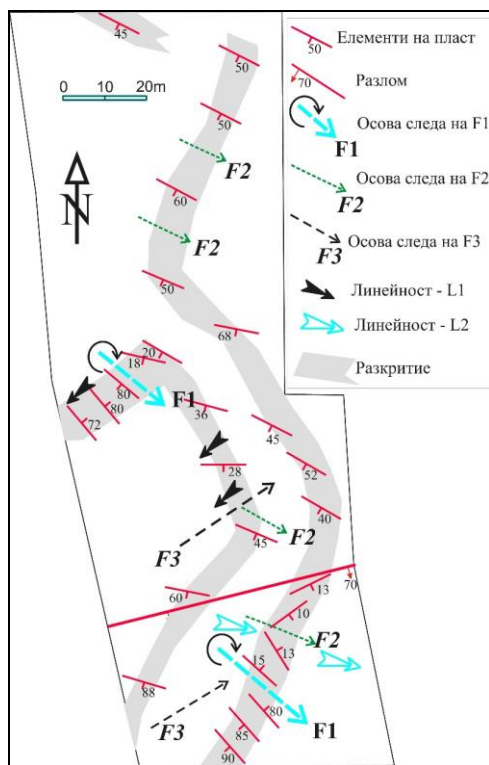


Фиг. 46. Осови следи на гънки формиращи интерференционния рисунок в описаните разкрития (поглед на югоизток).

Структурно геоложка обстановка

Разрез 1

Разрез 1 отстои на около 700 m ЮИ от с. Старо село в два пътни откоса от АМ „Струма“. В изследваните разкрития (Фиг. 46 и Фиг. 47) се наблюдават шарнирните части на лежаща гънка със значителни размери. Местоположението на разкритията на шарнирите е показано на Фиг. 47 със знак за преобърнат пласторед. Всички теренни данни водят до извода, че в двете разкрития се наблюдава шарнирът на една и съща лежаща гънка, която е нагъната от по-късни гънки. Първата наблюдавана гънкова деформация (F1) е представена от лежащата гънка. Тъй като очевидно пластовете в бедрата на лежащата гънка са пренагнати от по-късни нагъвателни фази заслужава да се анализират геометричните ефекти на пренагъването.



Фиг. 47. План на главните структурни елементи наблюдавани в пътните откоси югоизточно от с. Старо Село, Пернишко.

Стереографският анализ на данните (Фиг. 49) недвусмислено показва, че в разкритията се очертава куполовидна структура. Куполът се изразява в групирането в центъра на стереографската мрежа на част от полюсите към пластовете (Фиг. 49а и 49д). Съответно циклографските следи на полегато затъващите пластовете от периклиналните части попадат равномерно по периферията на мрежата. Куполовидният строеж е определен от това, че върху ранното нагъване (F1) са наложени поне две изправени гънки (F2 и F3), чиято интерференция води до наблюдаваното периклинално затъвяване на полегатите пластовете.

Втората нагъвателна фаза (F2) е представена от изправени гънки с полегато потъващи на северозапад или югоизток шарнири (Табл. 4д).

Третата нагъвателна фаза (F3) е представена от съвсем отворени гънки с посока на затъване на шарнирите на североизток. Възстановяването на първичната геометрия и възрастта на гънките е свързано с известна трудност, поради непълнотата на разкритията. За целта е нужно да се направи корелация на структурите в регионален мащаб и да се използват косвени данни за възрастта на аналогични деформации от други разкрития.

Гънки F1

Шарнирът на преобърнатата гънка от северното разкритие има посока на затъване и наклон $138/9^\circ$ (Фиг. 49б). Наблюдаваната част от преобърнатото крило на гънката има успоредни страна и наклон $50/73^\circ$, а отгорележащото крило е със страна и наклон $191/16^\circ$. Тъй като преобърнатото крило е само частично разкрито около шарнира (Фиг. 48), то ориентировката на осовата повърхнина не може да се намери точно. С приближение може да се приеме, че осовата повърхнина е паралелна на лежащото крило, тоест в изледваната част на гънката то има ориентировка около $190/16^\circ$.



Фиг. 48. Разкритие на лежаща гънка F1 (поглед на юг).

В южното разкритие (Фиг. 49в) отново се наблюдава само шарнирната част на преобърнатата гънка. Шарнирът има посока на затъване и наклон $134/4^\circ$. Поради почти пълното съвпадение на ориентацията на шарнирите, топографското превишение на разкритията и на геометричните стилове на преобърнатите гънки от двете разкрития няма съмнение, че става дума за една и съща гънка с посока на потъване на шарнира $134-138^\circ$ и наклон $4-9^\circ$. За размерите на тази гънка може да се съди по хоризонталното отстояние между

северното и южното разкритие, което е около 100 m. Може да се очаква, че в действителност гънката е много по-голяма.

Двете разкрития, в които се наблюдават шарнири на F1 са разместени от разлом (Фиг. 48 и Фиг. 50). Приразломното огъване на пластовете показва, че разломът най-вероятно е разсед, чието висящо крило е потънало на юг. Амплитудата на пропадане към настоящия момент не е ясна. Възможно е по този разлом да има и отседна компонента, но тя не е установена, поради липсата на подходящи маркери на преместването.

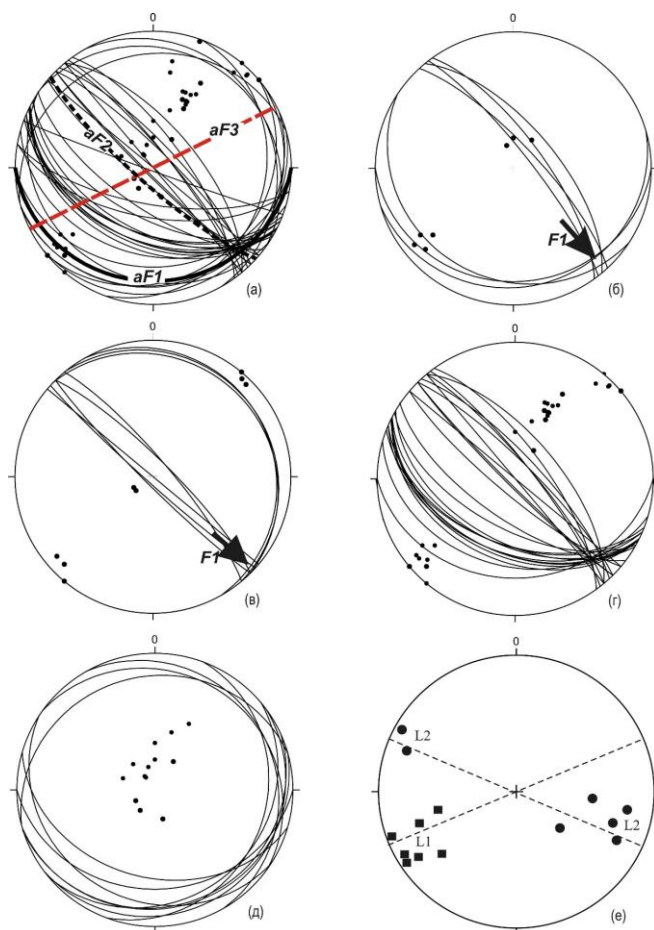
Гънки F2

Върху лежащото бедро на преобърнатата гънка, преди разломияването, е наложено и по-късно отворено нагъване с шарнир затъващ на югоизток. Това нагъване представя главната алпийска гънкова система с посока на осите на северозапад или югоизток, която понастоящем контролира разпределението на седиментните свити в Голо бърдо.

Описаното в наблюдаваните разкрития нагъване може да се разглежда като паразитна гънка от по-нисък порядък развита в бедрото на Староселската синклинала (Моев 1967а, б).

Гънки F3

Това са отворени гънки с посока на затъване и наклон на шарнира около 45/5-10°. Тези гънки заедно с F2 формират куполи с полегато потъващи периклинални части и удължени на северозапад-югоизток шарнири. На обобщените стереографски проекции от тези разкрития, куполите се изразяват в един почти непрекъснат пояс от пластове с наклон до около 10° (Фиг. 49д). Поради интерференцията, в едър мащаб тези гънки се разпознават трудно на стереографските проекции. В случая обаче такава гънка се наблюдава и директно в изследваните разкрития. На Фиг. 48 в дясно от центъра се вижда полегатото бедно на една такава синформа, което извън обхвата на фотографията достига шарнирната част на гънка F3.



Фиг. 49. а) Стереографска проекция на 36 пластови повърхнини измерени в разкритията показани на Фиг. 2 и Фиг. 3. Интерпретираните позиции на осовите повърхнини на трите дискутирани в текста гънкови геометрии са показани с дебели криви; б) Пластове в бедрата от северното разкритие на лежащата гънка (Фиг. 3), шарнирът е показан със стрелка; в) Пластове в бедрата от южното разкритие на лежащата гънка; г) Пластове от бедрата на F2; д) Пластове, маркиращи сводовото (периклинално) затъване на гънквата интерференционна форма (F2-F3); е) Линейности, измерени в изследваните разкрития.



Фиг. 50. Разлом, разделящ стръмно затъващи (в лявата част на fotografia) от полегато затъващи пластове (поглед на изток). В план местоположението на разлома е показано на Фиг. 3. Полегато затъващите пластове в лявото (висящо) крило на разлома оформят отворена гънка F3.

Линейности

Установени са линейности в две направления (Фиг. 49е). Като L1 означаваме линейността, затъваща на югозапад, а с L2 означаваме линейността, затъваща полегато на северозапад и на югоизток.



а



б

Фиг. 51. а) Линейност L1, формирана от ядра на внедряване и синседиментни гънки. На fotografiaта над дръжката на чука се наблюдава гънка на синседиментно внедряване, чиито шарнир определя линейността; б) Линейност L2, проявена като щриховка, паралелна на осите на F2 гънките.

Първата линейност не е отчетливо свързана с гънкови шарнири. Тя има късно-диагенетен характер и се маркира от конволутни текстури, тъй като се определя от осите на синседиментни ондулации и ядра на внедряване (Фиг. 51а и Табл. 4в). Локално тя е нагъната в шарнирите на F1 и F2.

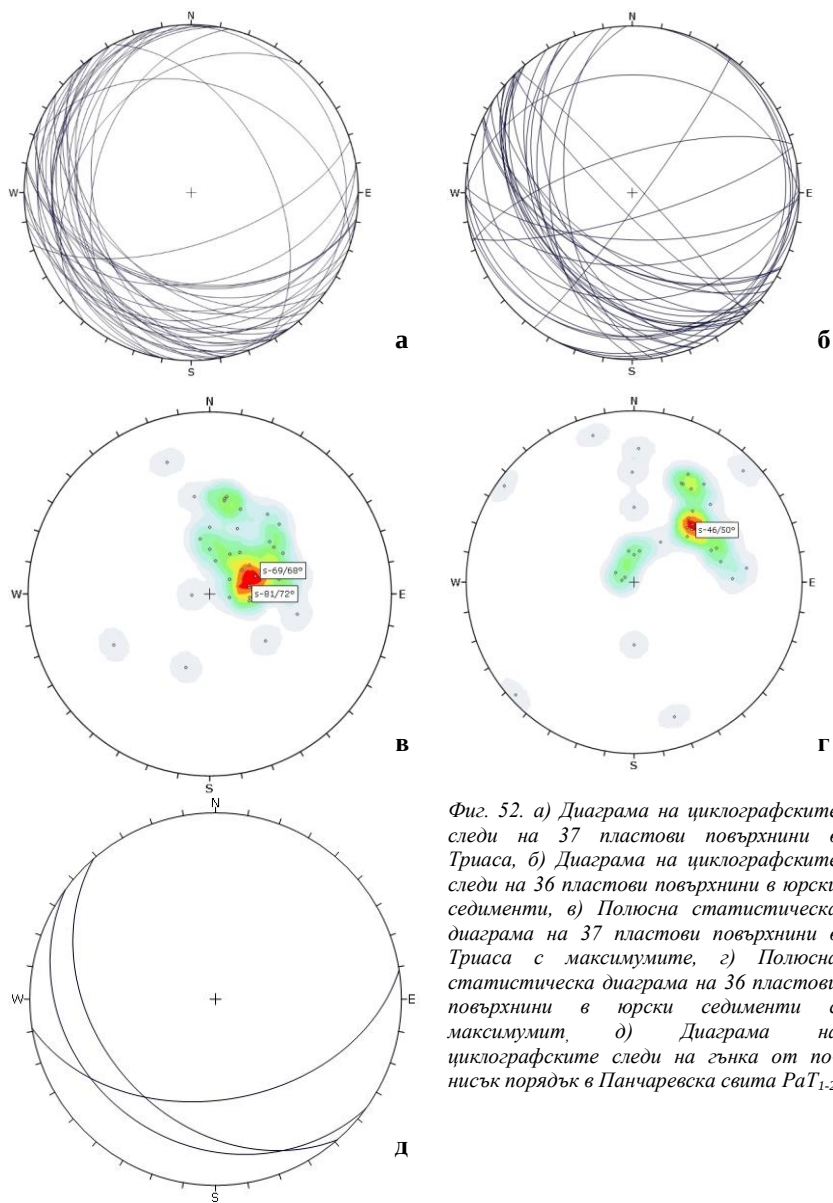
Втората линейност (L2) има характер на наребвяване от харнишов тип обусловен от текстурите на течение по долнището (Табл. 4е). Тя е паралелна на осите на гънките от F2 фазата, като затъва на северозапад и югоизток в съгласие с периклиналното затъване на удържения купол. По тази причина приемаме, че е синхронна с това нагъване и може да се използва за структурно-геоложки реконструкции (Фиг. 51б).

Разрез 2

Разрез 2 се намира на около 500 m СИ от Старо село в пътен откос на АМ „Струма”. Стереографският анализ на данните (Фиг. 52 а, б) недвусмислено показва, че в разкритията се наблюдава СИ бедро, затъващо на ЮЗ на голяма конична до цилиндрична гънка, която е пренагъната от по-млади гънки с по-нисък ранг. Тъй като очевидно пластовете в бедрата на гънката са засегнати от гънкова интерференция, си заслужава да се анализират геометричните ѝ ефекти (Фиг. 48).

В две съседни разкрития беше наблюдаван шарнирът на лежаща гънка и се изказа предположението за наличието на повече такива гънки в регионален мащаб (Илиева, Димитров, 2011). В описания разрез между Студена и Старо село не бяха установени лежащи гънки или преобърнат пласторед. Това означава, че описаната гънка е локален феномен, а в регионален мащаб пласторедът може да се счита за нормален. Такива гънки от по-нисък порядък бяха установени в Панчаревската свита (Фиг. 52д, е). Гънките имат ориентировка на бедрата 240 до 250° и посока на оста ЗСЗ-ИЮИ.

Полюсните статистически диаграми на измерванията на пластовите повърхнини в триаските и юрските скали показват стойности за максимумите им съответно S_0-78 до $81/72^\circ$ за триаските седименти и съответно $S_0-46/50^\circ$ за юрските (Фиг. 52в, г). Разликата в посоките е $23-35^\circ$, а в наклона – $18-22^\circ$. Това показва съществуването на ясно изразен азимутален и ъглов дискорданс между триаския и юрско-долнокредния структурни комплекси.



Фиг. 52. а) Диаграма на циклографските следи на 37 пластови повърхнини в Триаса, б) Диаграма на циклографските следи на 36 пластови повърхнини в юрски седименти, в) Полусна статистическа диаграма на 37 пластови повърхнини в Триаса с максимумите, г) Полусна статистическа диаграма на 36 пластови повърхнини в юрски седименти с максимумит, д) Диаграма на циклографските следи на гънка от по-нисък порядък в Панчаревска свита PaT_{1-2}

Възстановяването на първичната геометрия и възрастта на гънките е свързано с известна трудност, поради непълнотата на разкритията. За целта е нужно да се направи корелация на структурите в регионален мащаб и да се използват косвени данни за възрастта на аналогични деформации от други разкрития.

Заключение

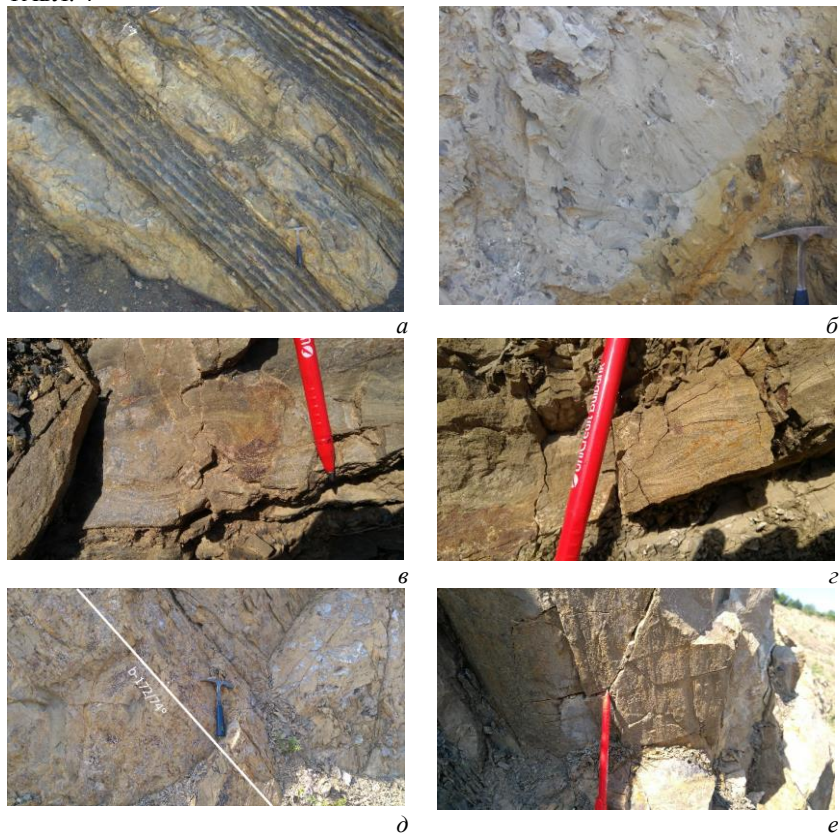
В изследваният район са установени три гънкови фази от които най-голямо значение за стратиграфските интерпретации и картирането имат първите две. Шарнирът на лежащата гънка (F1) се проследява на около 100 m в посока северозапад. Гънката е разместена от стръмен разлом с посока изток-североизток и е преогъната от отворени гънки (F2), чиито шарнири затъват полегато на югоизток. Статистическият анализ на преогънатите пластове показва устойчиво полегато затъване на бета оста (β) на югоизток.

Върху първите две гънкови фази е наложена трета фаза (F3), представена от отворени гънки с посока на шарнирите на североизток. В резултат на гънковата интерференция е формирана структура с куполовиден строеж. В изследвания район се наблюдават линейности, които затъват на северозапад и югоизток, както и такива, затъващи на югозапад. Тези линейности по всяка вероятност са с различна възраст и отразяват кинематиката на различни нагъвателни събития.

Разкритите структурни взаимоотношения хвърлят светлина върху един малко познат аспект от геологията на областта, а именно наличието на лежащи гънки. Значението на тези гънки все още не е разбрано напълно. На изготвената структурна карта се открояват главните геометрични и времеви взаимоотношения. На този етап изследването не е довършено, като предстои наблюденията от разкритията при Старо село да се обвържат с наблюдения от други разкрития от района, така че да се потвърди регионалното разпространение на установените структурни взаимоотношения.

Едно важно следствие от установените взаимоотношения е, че в района се срещат антиформи и синформи с напълно сменена суперпозиция. Когато в ядрото на такава антиформа ерозията е напреднала дотолкова, че да разкрие долното (преобърнатото) бедро, то встрани от ядрото, по посока на синформата пластовете вместо да стават по-млади в действителност стават по-стари. Този ефект може да има значение при детайлното картиране в мащаб по едър от 1:25 000 в случаите когато се проучват полезни изкопаеми.

ТАБЛ. 4



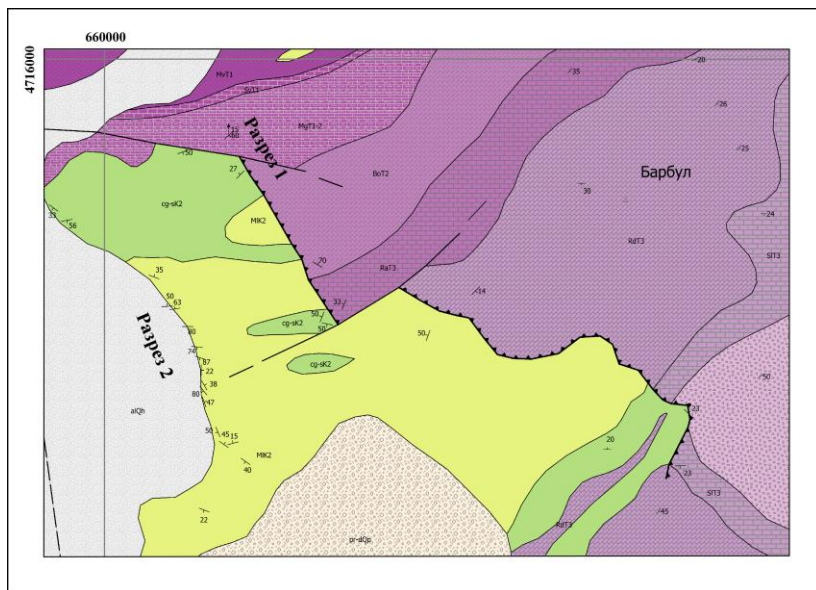
Текстурни белези и структурни особености на Костелската свита: а) Турбидитна последователност; б) Олистостромни явления в Костелската свита; в) Конволютна текстура в турбидитите на Костелската свита; г) Коса слоестост; д) Шарнир на гънка в турбидитите на Костелската свита; е) Текстури на течение (flute casts) по долнището на пласт в Костелска свита.

7.4 ГЕОЛОЖКИ ГРАНИЦИ

7.4. 1 Граница Триас-Креда в западните склонове на Голо Бърдо

Западната част от масива на Голо бърдо, южните склонове на Витоша, Плана и Верила са един от най-сложните тектонски възли в България. За да се прецизират взаимоотношенията между литостратиграфските единици,

участващи в разреза на Голо бърдо и конкретно за западните му склонове, са изготвени два разреза – Разрез 1 и Разрез 2.



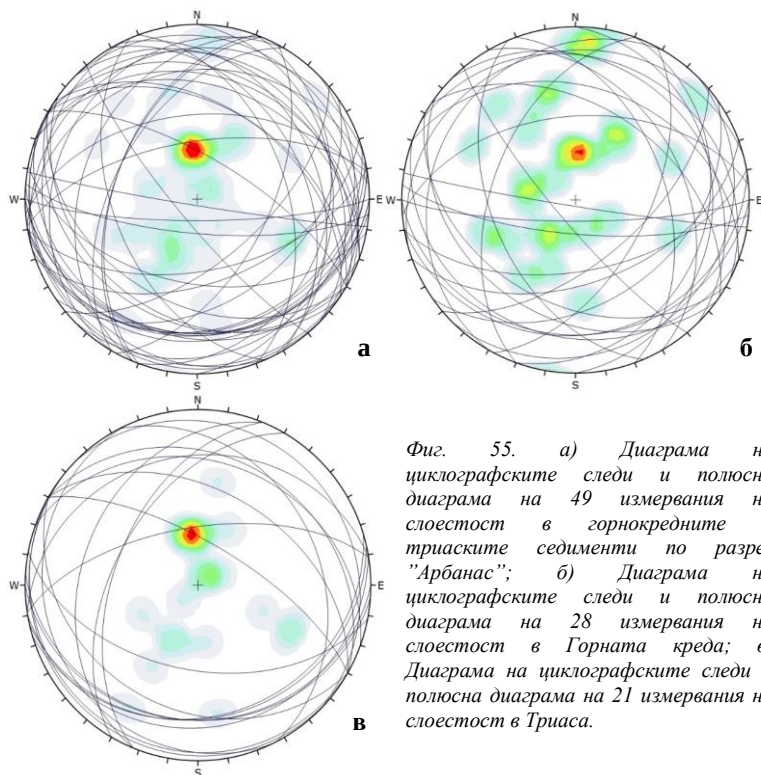
Фиг. 53. б) Геоложка карта на района на западните части на Голо бърдо, М 1:10 000 (по Милованов и др. (2006) с изменения и допълнения).

Структурните изследвания в областта в западните склонове на Голо бърдо обхващат триаски и горнокредни скали, като контакта между тях е тектонски (Фиг. 55а и Фиг 53б). В двата структурни комплекса се установяват едни и същи гънкови деформации. Най-добре представена е гънковата система с посока на осите СЗ-ЮЕ и преобладаващо затъване на осите 5-10° на ЮИ (Фиг. 55б, в). Тази гънкова система съответства на доминиращите регионални гънки, проявени в цялата област. Върху тази гънкова система е наложена по късна система със СИ-ЮЗ посока на осите като преобладаващото затъване на осите е на ЮЗ. Двете гънкови системи формират брахиформен интерферентен рисунък, известен в литературата като „egg core” (Ramsay, 1967). Относно възрастта на нагъвателните процеси, установените взаимоотношения не дават достатъчна информация тъй като описаните гънки са развити както в Триса, така и в Горната Крета. Напълно възможно е СЗ посока на доминиращите гънки да е ларамийска, а СИ гънки да са още по-млади. Възможно е в района да е проявен

и по-стар нагъвателен импулс, който е маскиран от по-късните тектонски събития.

Въз основа на тези наблюдения най-важният извод, който може да се направи, е че сходството на рисунъка в Горната Креда и Триаса показват, че доминиращият тектонски стил в областта е формиран след Кредата. Основното наблюдение, че интерферентния рисунък създава куполообразни гънкови структури.

Потвърждават се изказаните от Милованов и др. (2006а) наблюдения, че контактът между горнокредните и триаските седименти има възседен характер. Възседът е номиниран като Барбулски възсед от Моев (1971а). Разкрива се северно от гр. Радомир, където Триаса от Барбулската моноклинала е възседнал горнокредните конгломератно-варовикова задруга и Меловска свита.



Фиг. 55. а) Диаграма на циклографските следи и полюсна диаграма на 49 измервания на слоестост в горнокредните и триаските седименти по разрез "Арбанас"; б) Диаграма на циклографските следи и полюсна диаграма на 28 измервания на слоестост в Горната креда; в) Диаграма на циклографските следи и полюсна диаграма на 21 измервания на слоестост в Триаса.

ТАБЛ. 5



а) Гънка в Рушиновделска свита, кариера за трошен камък СИ от Радомир; б) Детайл на ерозионния контакт между Рушиновделската доломитна свита (RdT_{2-3}) и конгломератно-варовиковата задруга ($cg-lK_2$) в кариера за трошен камък СИ от Радомир; в) Ритмично редуване на червени мергели, пясъчници и сиво бели меки мергели от Меловската свита (MIK_2); г) Отпечатък от *Inoceratus* sp. indet. в мергелите на Меловската свита (MIK_2); д) Гънка в конгломератите на конгломератно-варовиковата задруга ($cg-lK_2$); е) Сферично изветряне в пясъчници от конгломератно-варовиковата задруга ($cg-lK_2$).

В лежащото крило се наблюдават множество по-дребни нагъвания. Възседната плоскост е скъсана и разместена от напречни разломи. Посоката на възсядане е на югозапад, като повърхнината е стръмна.

Барбулската моноклинала изгражда най-западните части на Голо бърдо. В стратиграфско отношение обхваща горнопермските седименти на Киселичката и Непразнишката свита и триаските седименти от Петроханската, Искърската карбонатна и Мизийската теригенно-карбонатна група. Наклонът на пластовете е 30-35° на ЮИ. В тектонско отношение Барбулската моноклинала представлява югоизточното бедро на голяма, силно преработена от млади нарушения антиклинална структура. В района на Пернишката котловина тази мегаструктура е срязана от Пернишкия разлом и е погребана под палеогенски седименти.

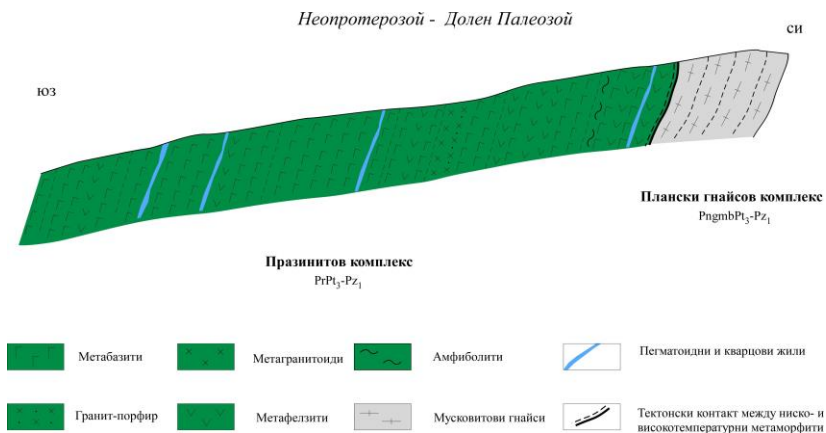
Североизточно от Радомир в кариера за трошен камък контактът (Табл. 5б) между Русиновделската доломитна свита (RdT₂₋₃) и конгломератно-варовиковата задруга (cg-IK₂) е ерозионен. Русиновделската свита в това разкритие е нагъната (Табл. 5а).

7. 4. 2 Граница Плански гнайсов комплекс-Празинитов комплекс (висок-нисък кристалин)

Проблемът за характера на границата между висококристалинните и нискокристалинните метаморфити е засяган многократно през годините от геоложката общественост. Различните изследователи предлагат различни подходи за разрешаване и изясняването му.

Разрез „Джорговица“

Описваният разрез се намира на север от махала Джорговица на с. Горна Диканя с дължина 712 m и следва горски път. Началната точка е с координати: 680217 E и 4701038 N, а крайната точка е с координати: 679512 E и 4700982 N. Използваната координатна система е WGS 84, проекция UTM, зона 34. Разрезът, показан на Фиг. 57 е изчертан от изток на запад, а геоложкото описание е посочено по-долу в текста. Документирани и описани са взаимоотношенията между Празинитовия комплекс и Планския гнайсов комплекс.



Фиг. 57. Геоложки разрез “Джорговица” през високометаморфните скали Планския гнайсов комплекс и нискометаморфнит на Празинитовия комплекс

Характеристика на скалите, изграждащи Планския гнайсов комплекс

За целите на изследването са подготвени 20 бр. шлифа от Планския гнайсов комплекс и от Празинитовия комплекс, които са определени с микроскоп *Meiji MT9430 Series Trinocular Incident and Transmitted Polarizing Microscope* и цифрова камера *OLIMPUS 5050*. Микроскопски са определени различни скални разновидности: метагранити, метаконгломерати, метагравелити, метабазити, амфиболити, гранит-порфири.

В границите на района на Голо бърдо Планският гнайсов комплекс е изграден предимно от двуслюдени мигматизирани гнаиси с редки прослойки биотитови и мусковитови гнаиси с или без гранат, гнайсошисти, амфиболити и малки тела и будини от метабазити.

Двуслюдените гнаиси имат ивичеста, лентъчна и шистозна текстура, а структурата им е лепидогранобластна и гранобластна. Минералният им състав е: плагиоклаз, калиев фелдшпат, кварц, биотит, мусковит и акцесорни минерали (Антонов и др., 2011г).

Амфиболитите са мезо- до меланократни сивозелени скали с гранобластна структура и масивна текстура. Изградени са от амфибол, плагиоклаз, биотит, кварц, пироксен и акцесорни минерали (Антонов и др., 2011г).

Метабазитите са сивозелени, дребнозърнести, плътни скали с масивна текстура и габрова призматична структура. Минералният им състав е: магматични – клинопироксен, амфибол, плагиоклаз, титанит, руден минерал;

метаморфни – епидот, цоизит, амфибол (уралитов тип), серицит, хлорит, кварц, железни хидроокиси. Микроскопски скалите показват всички характеристики на базични до среднобазични по състав интрузивни скали. Фемичните минерали са представени основно от амфибол и плагиоклаз, повсеместно запълнени с агрегати от серицит и епидотови минерали криптозърнест цоизит или едрокристален епидот и по-рядко фино иглести кристали от безцветен амфибол (Антонов и др., 2011г).

Скалите на *Планския гнайсов комплекс* са метаморфозирани в амфиболитов фациес – тип Бароу, протекъл при умерено високо налягане. Те са засегнати от мигматизация, довела до мобилизация и преразпределение на компонентите. Най-често са проявени успоредно на фолиацията предимно аплитови и по-рядко пегматитови жили. Засегнати са от площно проявена, но неравномерна по интензитет диафтореза, а в пластичните зони на срязване с дебелина до няколко десетки метри те са превърнати в очни и очноивичести милонити.

Характеристика на скалите, изграждащи Празинитовия комплекс

В района на Голо бърдо, *Празинитовият комплекс* е представен от метагabra до метагабро-диорити, амфиболити, амфиболови шисти, зелени шисти, актинолитови шисти, калкошисти, хлорит-серицитови ортошисти, метагранитоидите и метаплагиогранитите, метаморфозирани в зеленошистен фациес.

Метагранитите имат минерален състав представен от кварц, К-фелдшпат, който понякога има пертитов строеж плагиоклаз, мусковит. Метагранитът е със съхранени фелдшпатови кристали – плагиоклаз и микроклин. Микроклинът се явява и като идиоморфна призма. Структурата е дребномозаечна представена от кварц, фелдшпати и мусковит, запълваща фелдшпатовото интракластично пространство. В изследваните препарати скалата има ясно изразена фолиация, подчертана от субпаралелно подреждане на ивици от мусковит и ленточен тип кварц. Наблюдават се съхранени фелдшпатови кристали (плагиоклаз и микроклин). В някои участъци са запазени реликти от пойкилитна структура, при която плагиоклазът включен в К-фелдшпат.

Метагранитоидите и метаплагиогранитите са сивобели, средно- до дребнозърнести с неясно ивичеста текстура и лепидогранобластна структура. Минерален състав: плагиоклаз, биотит, кварц, хлорит, серицит, мусковит, Fe-Ti продукти, железни хидроокиси.

Метагabra до метагабро-диорити се сещат в целия разрез на единицата във вид на лещовидни тела и будини с размери от 0.8 до 2 m. Те са едро- и дребнокристалинни, с масивна и/или петнеста текстура. Притежават много добре съхранена габрова до хипидиоморфнозърнеста структура, но всички

първични минерали са метаморфозирани, като са запазени добре само техните форми. Метагаброт е с подчертан паралелизъм, издържана алтернация на ивици богати на кварц и фелдшпат с дебелина 0.7 mm и такива, богати на амфибол и епидот с дебелина 0.6 mm. Минералният състав на скалата включва дългопризматичен, бледозелен амфибол, плагиоклаз (албит-олигоклаз), минерали от епидотовата група (епидот, цоизит), кварц, рутил, ограничено присъствие на хлорит, характерен за типичен финоивичест метабазит. Плагиоклазът е стабилен при висока температура и по тази причина, при ниска температура става деанортизация и се образуват епидотови минерали. Срещат се реликти от първичен мафит, напълно амфиболизиран, по всяка вероятност променен пироксен и рутилови агрегати. На места има почти мономинерални ивици от цоизит, субпаралелни на фолиацията.

Определени са и епидотови амфиболити (метабазити), които са малко по-високо температурни от описаните по-горе метагабра. Минераленият състав включва амфибол, който преобладава, епидот, плагиоклаз (олигоклаз), кварц, титанит, който се установява и сред амфиболиви агрегати. Желязо-титаниевите продукти маркират първичната цепителност на пироксена. Срещат се амфиболи, които са образувани по първичен магматичен мафит (пироксен). В метабазитите има участъци със силно променен плагиоклаз и епидоптови агрегати.

Амфиболитите са дребнозърнести или ивичести с масивна или фино- до грубоивичеста текстура, обусловена от редуването на фемична или салична компонента. Масивните амфиболити са представени в целия разрез, като не съдържат гранат или са гранатсъдържащи в будинажни структури. Те притежават хетерогранобластна структура, порфиروبластна по граната. Изградени са от амфибол (алуминомагнезиоамфибол), гранат, плагиоклаз и хлорит. Ивичестите амфиболити са изградени от реликтова магматична асоциация – плагиоклаз, амфибол и метаморфна асоциация – амфибол (алуминомагнезиоамфибол), цоизит и плагиоклаз.

Метагравелитите достигат до метаконгломерати и са с фрагменти от гнайси, тектонизирани гранитоиди, кварцити. Преобладават скалните фрагменти от гнайси с размери в границите на изследваните образци до 4 mm. Минералните фрагменти са от К-фелдшпат, плагиоклаз, кварц. Вариациите в кластичната компонента от алеврито-псамитна до гравелит (над 4 mm) вероятно маркират зона на крехко-пластично сръзване. Наблюдават се участъци с добре изразена фолиация резултат от субпаралелната ориентировка на слюдени агрегати. Ивичести участъци с интензивна катаклаза, субпаралелна на основната фолиация са много характерни за конкретните образци.

Гранит-порфирите са нискометаморфозирани с реликтови класти от К-фелдшпат сред дребнозърнеста с мозаечен характер кварц-фелдшпатовата основна маса, в която има епидот, мусковит, биотит. Ивичестият ленточен кварц е индикатор за наличието на насочено налягане. Дребнозърнещата фелзитова

маса е изградена от плагиоклаз, микроклин, епидот, биотит. Установена и фотографирана е находка на протокластично огънат плагиоклазов кристал – олигоклаз. В някой от образците фолацията е по-добре изразена, поради по-засиленото участие на субпаралелен биотит. Някои кластични кристали от К-фелдшпат са с пойкилитно включени плагиоклазови кристали.

Амфиболовите шисти са дребнокристалинни, финошистозни с микрогранонематобластна структура. Имат минерален състав: амфибол (алуминомагнезио- фероамфибол, фероактинолитов амфибол и фероактинолит), плагиоклаз, кварц, епидот, кафява слюда, апатит, илменит. Амфиболът е бледозелен, слабо, но ясно плеохроитен. Повсеместно кристалите му съдържат дребнокристален бистър титанит. Последният образува и криптозърнести петнисти агрегати, удължени паралелно на фолацията на скалата. Останалите минерали - епидот, зоизит, албит (?) до олигоклаз, криптозърнести титанитови повлека и кварц се разполагат в амфиболовите междузърнови пространства, като образуват дребнокристалинни агрегати с мозаечен характер. Тези агрегати според Антонов и др., (2011г) представляват продуктите на почти напълно деанортозиран базичен плагиоклаз от протолита на скалата и в изследван пререз маркират сводовите на микрогънки.

Зелените шисти се характеризират със субпаралелна ориентация на хлорит-актинолитовите агрегати и ивичестите титанитови сегрегации. Същите алтернират с дребно- до крипнокристални ивичести агрегати от епидотови минерали – епидот, цоизит, кварц, албит. Актинолитът (до около 35%) е представен от дългопризматични до иглести, наситенозелени кристали със слаба, но ясна паралелна ориентировка. Образува и късопризматични агрегатни струпвания или лещи, които са със слабо изразен порфиروبластен характер и асоциират с дребнолюспест бледозелен хлорит (Антонов и др., 2011г).

Актинолитовите шисти са изградени от актинолит – дългопризматични до иглести, наситенозелени кристали със строга паралелна ориентировка. В междините им се разполагат дребнозърнести кварцови агрегати, албитови зърна с включения от дребнокристален епидот и серицит (Антонов и др., 2011г).

Хлорит-серицитовите ортошисти са сивозелени нееднородни скали, изградени от финоалтерниращи ивици с различен състав. Те имат ивичеста текстура и гранолепидобластна, лентъчна по кварца структура. Минералният им състав е: плагиоклаз, кварц, епидотови минерали – цоизит, епидот, серицит-мусковит, титанит, апатит. Микроскопските им особености според Антонов и др. (2011г) предполагат, че те представляват интензивно деформирани и прекристализирани в границите на зеленошистния фациес диорити (?)

Калкошистите са установени в Габров дол от Хайдутув и др. (1997). Те са плътни, финоивичести скали, изградени от карбонатен минерал, хлорит, кварц и акцесорни минерали и отделни зърна апатит.

ТАБЛ. 6



а) Ивичесто метагабро от Празинитовия комплекс; б) Метагранити от Празинитовия комплекс; в) Кварцови жили сред ивичести метабазити от Празинитовия комплекс.

Серицитовите агрегати представляват силно деформирани и променени плагиоклазови индивиди. От последните са установени единични реликтови зърна с късопризнатична до табличата форма или само фрагменти от такава, които са силно замътнени и деанортизирани до кисел плагиоклаз.

Основната част от тях плътно са заместени от финолюспест серицит, който почти напълно ги заличава. Мафитите (вероятно основно биотит) са почти напълно заместени от сегрегирани в ивици хлорит, импрегнирани с железни хидрооксиди и мусковит в едри (до 1.2 mm) дългата ос люспи.

Синметаморфните изменения в скалите често, но не винаги, са свързани с развитието на фолиация, която в близост с гнайсите преминава в интензивна милонитизация ориентирана субпаралелно на контакта. Различните скални разновидности се разкриват често в интимно редуване. На места се проследяват нива с дебелина до стотици метри и добре запазени реликтови масивни текстури (или големи тела, обгърнати от нашистени скали). Често срещани са и по-дребни масивни тела под формата на лещи, будини и пластини, които „плуват“ в интензивно нашистената матрица, изградена изцяло от продуктите на зеленошистия метаморфизъм.

При тълкуването на реликтите от магмени скали предложено в работата на Антонов и др., (2011г) би могло да се твърди, че в случая се отнася за протолити с плутоничен произход, а не за диабази в смисъла на метадолерити и метабазалти. Такава е основната част от наблюдаваните в района магмени разновидности и белезите, които биха довели до разпознаването на истински метавулкани от типа на деформирани базалтови изливи и пилоулави (Загорчев, 1987; Haydoutov et al., 1993).

Синметаморфната деформация засяга неравномерно метабазитите. Често се наблюдават преходи от масивни и слабодеформирани скали към метаморфити с неориентирани текстури – резултат от обемно заместване на протолита в зони на слабо срязване. Чести са и преходите към изцяло ориентираните текстури на зелените шисти и милонитите в зоните концентрирали интензивна тектонска трансформация. Тези преходи са винаги постепенни и се извършват „стъпка по стъпка“, до пълната алтерация на протолитите от новоформираните минерални асоциации.

Зеленошистните минерални парагенези са доста монотонни. Те остават едни и същи за всички продукти на метаморфизма: от масивните, неориентирани метаматити, през зелените шисти, до финонашистените милонитни разновидности. Според Хайдутков и др., (1997) остановените минерални асоциации в метабазитите (хлорит +албит+епидот+кварц+карбонат или актинолит+албит+епидот+хлорит) сочат зеленошистен фациес на метаморфизма при средни и повишени налягания. Албитът и хлоритът са основните метаморфогенни минерали. Магмените амфиболи и пироксени са

частично или изцяло трансформирани в уралит и/или актинолит-тремолитови агрегати, оставайки при промяната си множество рудни отсмесвания под формата на титанови или железисти минерали. Серицитът и епидотът се срещат в изобилие като продукти от разпадането на плагиоклазите. При честите случаи на интензивно нашистени скали, новоформираните минерали са неизменно ориентирани в плоскостите на фолацията. Установените от Хайдутев и др., (1997) геохимични особености на метабазитите ги характеризират като задъгови офиолити.

Характеристика на структурите в Планския гнайсов комплекс.

В мигматизирани гнайси (Фиг. 60) и амфиболитите на комплекса са проявени различни морфоложки типове фолации и линейности и няколко гънкови генерации, и пластични зони на срязване. Геометричните им взаимоотношения показват, че това са син- и постметаморфни структури, формирани в резултат от няколко деформационни събития.



Фиг. 60. Мигматизирани гнайси от Планския гнайсов комплекс с линейност по шарнирите на гънките $I_b-331/13^\circ$.

Плоскостни и линейни структури. Най-ранните плоскостни структури са гнайсовостта и паралелната на нея мигматична ивичестост. Те са съставна или композитна фолиация, обусловена от редуването на светли кварц-фелдшпатови слоеве и тъмни, богати на фемични минерали слоеве. Границите между тях обикновено са резки и плоски или с вълниста форма. Дебелината им се изменя от 1-2 mm до 4-7 cm. Транспозираната фолиация е доминиращата или „главната“ плоскостна структура, чиято ориентировка може да се измерва пряко в разкритията. Тя е резултат от регионално проявени процеси на интензивна деформация на най-ранните плоскостни структури в заключителен етап на прогресивния регионален метаморфизъм в амфиболитов фациес. Деформацията е проявена неравномерно и транспозирането се изразява във формирането на тесни и изоклинални мезоскопски гънки. Осовият кливаж е проявен селективно в тъмните слоеве и в алтернациите от светли и тъмни слойчета с малка дебелина (1-2 mm), а в по-дебелите слоеве от левкосома не личи.

В плоскостите на транспозираната фолиация често се наблюдават линейност на пресичане, обусловена от следите на съставната или композитната фолиация и минералната линейност, определена от удължени влакнести минерали и минерални агрегати.

Късният кренуляционен кливаж е локално проявен в зони с широчина от няколко дециметра до 1-2 m. Той се обуславя от пукнатиновидни кливажни домени, успоредни на осовите плоскости на кренулации и кинк-гънки по транспозираната фолиация.

Кренуляционната линейност също е локално проявена и се определя от шарнирите на милиметрови и сантиметрови кренулации и гънки по предшестващите фолиации.

Гънкови структури. Полидеформационното развитие на скалите на двата комплекса е довело до формирането на интерференционна гънкова система.

Ключови за разграничаването на гънкови генерации в системата са най-ранните тесни и изоклинални гънки по гнайсовата и мигматичната ивичестост. Те се наблюдават в повечето разкрития и елементите им са преогънати от по-късни гънки.

Най-ранните гънки са тесни и изоклинални и са формирани от светлите и тъмни слоеве на съставната фолиация. Според промяната на ортогоналната дебелина гънките по левкократните слоеве са предимно от клас 1C и клас 2, а по меланократните – от клас 3 на Ramsay (1963). Шарнирите на гънките имат преобладаваща ЗЮЗ – ИСИ посока и затъват с наклон от 5 до 30-40°.

Гънките от втората генерация огъват предшестващата фолиация и осовите повърхнини на най-ранните гънки. Ширината и амплитудата им варират в широки граници – от дециметри и метри до няколко километра. Преобладават

затворените и отворените асиметрични гънки. Шарнирите на мезоскопските гънки и осовите следи на макроскопските гънки имат преобладаващо субекваториална и ИСИ посока. В повечето случаи те са коаксиални или пресичат под много малък ъгъл шарнирите на ранните гънки. Ето защо най-често срещания в разкритията интерференционен рисунок е от тип 3 (Ramsay, 1963). Липсата на реперни нива в Планския гнайсов комплекс затруднява определянето на обхвата и взаимоотношенията на макроскопските гънки и обособяването на гънкови редове.

Най-късните гънки огъват елементите на гънките от предходните генерации. Те са локално проявени кинк-гънки и кинк-зони със стръмни осови плоскости. Ориентировката им съпада с ориентировката на локалния кренуляционен кливаж. Размерите им варират от няколко сантиметра до 1-2 m.

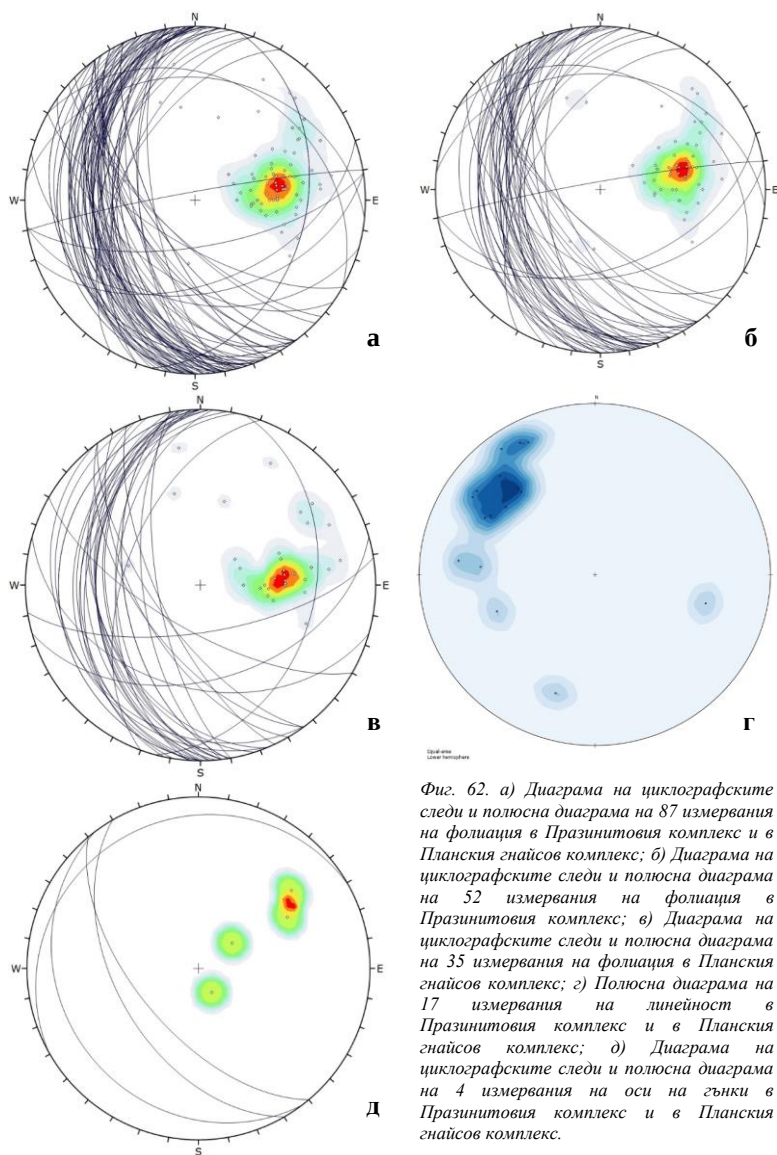
Характеристика на структурите в Празинитовия комплекс.

В скалите на комплекса се наблюдават няколко типа плоскостни и линейни структури и три гънкови генерации.

Плоскостни и линейни структури. Осовият кливаж е доминиращата проникваща плоскостна структура в пелитовата метазадруга, свързана геометрично и кинематично с гънките по първичната слоестост. В мезоскопски мащаб той се определя от тясно сближени кливажни повърхнини, по които скалите се цепят на микролитони с дебелина от 0.5 до 2-3 mm. В участъците с проявена първична слоестост осовият кливаж представлява дискретен пукнатиновиден кренуляционен кливаж, я във филитите той е типичен шистозен кливаж.

Ранните гънки по първичната слоестост се наблюдават много рядко само в мезоскопски мащаб (Фиг. 63 и Фиг. 62г). Гънките от втората генерация са оформени по осовия кливаж. Те са затворени и отворени с ширина от 1-2 m до няколко стотици метри, най-често асиметрични с преобладаваща посока на шарнирите 85-115°. В повечето случаи тези гънки са наложени косо спрямо гънките от първата генерация. Гънките от третата генерация са локално проявени кинк-гънки в относително тесни зони с разнообразна ориентировка.

Късният осов кливаж е развит успоредно на осовите плоскости на дребни кинк-гънки и кренуляции по осовия кливаж и се наблюдава в различно ориентирани зони с широчина от няколко метра до 50-70 m. В някои от зоните се установяват две и по-рядко три групи кливажни повърхнини, пресичащи се под ъгъл от 10 до 30-40°.





Фиг. 63. Гьнка във фелзити на Празинитовия комплекс от първа генерация от началото на разрез „Джорговица“.

Микроструктура на зоната на срязване

В процеса на теренните изследвания са проучени 5 ключови разкрития на границата висок-нисък кристалин: три разкрития около с. Горна Диканя, едно разкритие СИ от с. Дрен, и едно разкритие С от с. Крайници. Преобладаващата ориентировка е идентична и в нискометаморфните скали, и във високометаморфните такива и е сходна и в петте разкрития: s₁-245/55, s₁-250/70 (Фиг. 62а, б, в). Наблюдаваните и от Антонов и др., (2011г) особености на контакта между Планския гнайсов комплекс и Празинитовия комплекс потвърждават, че по цялото си протежение той е паралелен на фолиацията в гнайсите и метабазитите (Фиг. 64). Потвърждава се идеята изказана от Хайдutow, (1991) за първоначална обдукция и последваща колизия. Изследваните ориентирани образци показват, че границата има характер на синметаморфен тектонски контакт. В подкрепа на това твърдение са приложени редица доказателства: липса на данни за трансгресивно разположение на ДФК върху мигматитите; явленията на диафтореза се схващат като резултат не от зеленошистен метаморфизъм, а като резултат от интензивни постметаморфни

деформации по контакта; преобладаването на навлачни взаимоотношения между двата метаморфни комплекса наличие на тектонски меланж.



Фиг. 64. Пластична зона на срязване между Празинитовия комплекс (в ляво от чука) и Планския гнайсов комплекс северно от с. Горна Диканя, т. E028.

Микроструктурната еволюция на зоната на срязване се наблюдава най-добре в шлифи 10 и 11. Скалата е изградена от дребнозърнести агрегати от кварц, мусковит и биотит. Структурата ѝ е лепидогранобластна. На места се наблюдават меланократни ивици, доминирани от биотит, мусковит, малко епидот и кварц. Основната маса е почти изцяло само от кварц, калиев фелдшпат и плагиоклаз. Среща се гранат, който е изотропен до аномално анизотропен. Протолитът вероятно са дребнозърнести туфи с променливо съдържание на желязо, при което се образуват по-тъмни слоеве, богати на биотит и мусковит по-светли, изградени от кварц, калиев фелдшпат и плагиоклаз. Би могла да се определи като метафелзити. Скалата е подложена на метаморфизъм, при което първичния туфовен материал прекристализира напълно с формиране на мусковит, биотит и фелдшпати.

На по-късен етап тя е нагъната, при което се осъществява пластично срязване, паралелно на фолиационните плоскости (Фиг. 65а, б). Установява се, че в областта на шарнира някои от фолиационните плоскости посукват към гънковата кривина, а други я пресичат и впоследствие са минерализирани от биотит, развит перпендикулярно на областта на шарнира. Описаните наблюдения свидетелстват за пластични движения на срязване.



Фиг. 65. Гънка в ивичести метафелзити от Празинитовия комплекс от началото на разрез „Джорговица“.

Долу ляво – макроскопска фотография на полиран образец; горе дясно – микроскопска фотография на осов кливаж (швп 1 ст, NX).

швп – ширина на видното поле

По него няма следи от забележими постметаморфни деформации. Югоизточно от с. Боснек деформираните скали на Празинитовия комплекс на около 500 m СЗ от контакта са покрити трансгресивно и несъгласно от пермски седименти на Скринската свита. Тези факти не подкрепят схващанията за алпийско крехко или крехко-пластично разломно нарушение. Допълнителен аргумент е и промяната в ориентировката му. В интервала между реките Крапечка Клисуре и Тополница, той затъва на запад с наклони от 50 до 75-80°, но югоизточно от Габров дол е огънат и по протежение на около 1 km наклонът му от изправен бързо се изменя и той затъва към североизток с наклон 70-80°. Интензивната нееднородна пластична деформация по протежение на контакта се проявява след пика на метаморфизма на скалите на Празинитовия комплекс, като предизвиква транспозиция на съставната синметаморфна фолация и появата на тектонска стратификация. Асиметрията на дребните гънки,

ориентировката на шарнирите им и на линейността на пресичане не свидетелстват за доминиращо отседно движение. Деформационният стил е неизменен както паралелно на контакта с гнайсите, така и на значително разстояние от него.

8. ИЗВОДИ

Вследствие на извършения анализ на получените данни, могат да се направят някои изводи. В околностите на Голо бърдо палеогенските седименти са обединени в няколко нови литостратиграфски единици, описани съгласно изискванията на Стратиграфския кодекс. Изследвани и описани са седиментите на Пернишкия, Николаевския и Малиновския грабен. Отделени са четири нови литостратиграфски единици – Масоришка, Николаевска, Владайска и Пернишка свита. Люлинската свита е стабилизирана с типов разрез.

Отделените в скалите на приабон-олигоценската Масоришка свита кисели вулканити са доказателство за наличието на Савска фаза в района на Голо бърдо. Литологията и възрастта на Масоришката свита позволяват тя да се приеме за корелат на наслагите на Пернишкия грабен. Установеният при изследването възсед, е сателитен на Пернишкия разлом и няколко широки разломни зони в триаските седименти от Голо бърдо и най-вероятно е едновъзрастен с тях. Той маркира значителни тектонски деформации след Олигоцен (Савска фаза).

В района на Голо бърдо са установени няколко структурни комплекса. Разграничаването на Старокимерския структурен комплекс от Австрийския е възможно поради ясно изразения азимутален и ъглов дискорданс между триаския и юрско-долнокредния структурен комплекс. Ларамийският структурен комплекс е доказан в западните склонове на Голо бърдо. В района е установен и Савски структурен комплекс, през който е формиран тектонски клин от брекчо-конгломератната задруга описана от Илиева, Желев (2010), която тук се въвежда за пръв път под името Масоришка свита. Неотектонският структурен комплекс се проявява главно чрез късни разломи, които разсместват вече образуваните структури.

В изследваният район са установени три гънкови фази от които най-голямо значение за стратиграфските интерпретации и картирането имат първите две. Шарнирът на лежащата гънка (F1) се проследява на около 100 m в посока северозапад. Гънката е разместена от стръмен разлом с посока изток-североизток и е преогъната от отворени гънки (F2), чиито шарнири затъват полегато на югоизток. Статистическият анализ на преогънатите пластове показва устойчиво полегато затъване на бета оста (β) на югоизток.

Върху първите две гънкови фази е наложена трета фаза (F3), представена от отворени гънки с посока на шарнирите на североизток. В резултат на гънковата интерференция е формирана структура с куполовиден строеж. В изследвания

район се наблюдават линейности, които затъват на северозапад и югоизток, както и такива, затъващи на югозапад. Тези линейности по всяка вероятност са с различна възраст и отразяват кинематиката на различни нагъвателни събития.

Тектонският контакт между Планския гнайсов комплекс и Празинитовия комплекс е характеризирани като пластична зона на срязване. В подкрепа на това твърдение са приложени редица доказателства: липса на данни за трансгресивно разположение на скалите на Празинитовия комплекс върху мигматитите от Планския гнайсов комплекс; явленията на диафтореза се схващат като резултат не от зеленошистен метаморфизъм, а като резултат от интензивни постметаморфни деформации по контакта; наличие на тектонски меланж.

Чрез реализацията на настоящия дисертационен труд са осъвременени представите за регионално-геоложкия строеж на Голо бърдо. Постигната е детайлизация и са конкретизирани характеристиките на отделените до момента литостратиграфски единици. Извършено е по-коректно описание на регионално-геоложкия строеж на района на Голо бърдо, който е ключова област на границата между Средногорието, Краищидите и Родопите.

Подложеният на изследване район има сложен регионално-геоложкия строеж, което е предпоставка за съществуването на множество проблеми, които подлежат на доизясняване.

9. НАУЧНИ ПРИНОСИ

- Изяснени са характерът и взаимоотношенията между триаските и горнокредните скали в западните склонове на Голо бърдо. Контактът има характер на възсед, при който триаските скали са възседнали горнокредните.
- Постигната е детайлизация и конкретизиране на характеристиките на отделените до момента литостратиграфски единици, както и по-коректно описание на регионално-геоложкия строеж на района на Голо бърдо, който е ключова област на границата между Средногорието, Краищидите и Родопите.
- Палеогенските седименти в околностите на Голо бърдо са обединени в нови литостратиграфски единици, описани съгласно изискванията на Стратиграфския кодекс. Отделени са четири нови литостратиграфски единици – Масоришка, Николаевска, Владайска и Пернишка свита. Люлинската свита е стабилизирана с типов разрез.
- Установените в скалите на приабон-олигоценската Масоришка свита кисели вулканити са доказателство за наличието на Савска фаза в района на Голо бърдо. Присъствието им подсказва синхронност с приабон-олигоценския вулканизъм от Краището и Родопите.
- Осъвременени са представите за регионално-геоложкия строеж на Голо бърдо, като е доизяснено морфоструктурното му положение, което не е прецизирано на картни листа в М 1:50 000 – К-34-58-Б (Радомир), К-34-59-А (Перник) и К-34-59-В (Дрен). Съгласно настоящите резултати Голо бърдо е прието като част от Струмската тектонска единица на Краищенската зона.
- В изследваният район са установени и документирани три гънкови генерации (F1, F2 и F3), от които най-голямо значение за стратиграфските интерпретации и картирането имат първите две. В резултат на гънковата интерференция е формирана структура с куполовиден строеж характерна за района на Голо бърдо.
- Характеризирани са структурните особености на скалите от Планския гнайсов комплекс и от Празинитовия комплекс.
- Тектонският контакт между Планския гнайсов комплекс и Празинитовия комплекс е характеризирани като пластична зона на срязване. В подкрепа на това твърдение са приложени редица доказателства: липса на данни за трансгресивно разположение на скалите на Празинитовия комплекс върху мигматитите от Планския гнайсов комплекс; явленията на диафореза се схващат като резултат не от зеленошистен метаморфизъм, а като резултат от интензивни постметаморфни деформации по контакта; наличие на тектонски меланж.

НАСОКИ ЗА БЪДЕЩИ ИЗСЛЕДВАНИЯ

Независимо от получените нови резултати, голяма част от проблемите, възникнали при анализа на публикуваните данни и теренната работа остават неизяснени. Те засягат както изследваната площ, така и по-регионални аспекти. Конкретно за изследвания район обаче могат да се очертаят някои проблеми.

По време на настоящото изследване не се установи друго разкритие на приабон-олигоценската Масоришка свита, освен в типовия и в спомагателния ѝ разрез, както и на около километър от тях. За да бъде постигната по-голяма детайлизация, ще бъдат необходими теренни изследвания в по-едър мащаб.

В началото на разреза „Старо село – Студена“ се разкриват бежови пясъчливи варовици и ивичести пясъчливи варовици с мусковит, които не са част от характеристичните литологии нито на Свидолската, нито на Любашката свита. В настоящия труд, тези скали са описани условно като Свидолска? свита. Най-вероятно тази съвкупност представлява техен разнофациален латерален аналог, който би могъл да се обособи като самостоятелна свита.

В изследваният район са установени три гънкови фази, които в резултат от интерференция образуват купуловидни структури. Значението на тези гънки все още не е разбрано напълно. Разкритите структурни взаимоотношения хвърлят светлина върху един малко познат аспект от геологията на областта, а именно наличието на лежащи гънки. Очертани са главните геометрични и времеви взаимоотношения, но би могло наблюдението от разкритията при Старо село да се обвържат с наблюдения от други разкрития от района, така че да се потвърди регионалното разпространение на установените структурни взаимоотношения.

СПИСЪК НА ПУБЛИКАЦИИТЕ НА АВТОРА ПО ТЕМАТА НА ДИСЕРТАЦИОННИЯ ТРУД

По темата на дисертационния труд са представени три научни публикации, от които две са в съавторство, а една е самостоятелна.

Илиева, Е., В. Желев. 2010. Нови данни за геологията на Голо бърдо. – Год. МГУ, 53, Св. I – Геол. и геофиз., 65-69.

Илиева, Е., И. Димитров. 2011. Гънкова интерференция в мезозойските скали на Голо бърдо, Западна България. – Год. МГУ, 54, Св. I – Геол. и геофиз., 39-44.

Ilieva, E. 2017. Geological features of the Mesozoic section between the villages of Staro selo and Studena in the Golo bardo mountain, Western Bulgaria. – *J. Mining and Geol. Sci.*, 60, Part I – Geol. and Geophys., 75-82.

БЛАГОДАРНОСТИ

На първо място искам да изкажа своите най-искрени благодарности към научния ми ръководител проф. д-р Венелин Желев за оказаната помощ, ценните напътствия и съвети през всичките години на моето обучение. Благодаря за търпението, разбирането и подкрепата, и най-вече за непрестанната мотивация в процеса на работа.

Изказвам благодарности и към всички колеги от катедра „Геология и геоинформатика“, от които имах удоволствието да се уча през всички тези години. Специални благодарности изказвам към проф. д-р Димитър Синьовски за това, че беше винаги насреща за практически въпроси, свързани с моята работа, за оказаната помощ и съветите в процеса на изготвяне на тази дисертация.

Благодаря на доц. д-р Иван Димитров за напътствията по време на целия процес на изготвяне на дисертацията ми и за консултациите свързани с тектонските и структурно-геоложките проблеми.

Изказвам своите благодарности на доц. д-р Манол Антонов за консултациите по тектонските и структурно-геоложките проблеми свързани с границата висок-нисък кристалин.

Изказвам благодарности на доц. д-р Стефка Приставова и на доц. д-р Бануш Банушев за любезното съдействие при микроскопското определяне на дюншлифите, за изготвянето на микрофотографиите и за напътствията и консултациите свързани с петрографските въпроси.

Благодаря на колегата ми гл. ас д-р Димитър Съчков за оказаната помощ при обработката на графичните материали и за съветите свързани с подготовката и окомплектоването на дисертационния труд.

Благодарности изказвам и към колегите ми от НИИ „Геология и геофизика“ АД, група „Караище“, както и на главния геолог Стоян Саров за опита, който получих по време на работата си с тях, за ценните съвети, както и за дългите дискусии и обсъждания, свързани с някои от темите по дисертацията.

И не на последно място искам да изкажа своята признателност към моето семейство и най-вече към баба ми Елена Лалева за моралната подкрепа в трудните моменти и вратата ѝ в мен.

От автора