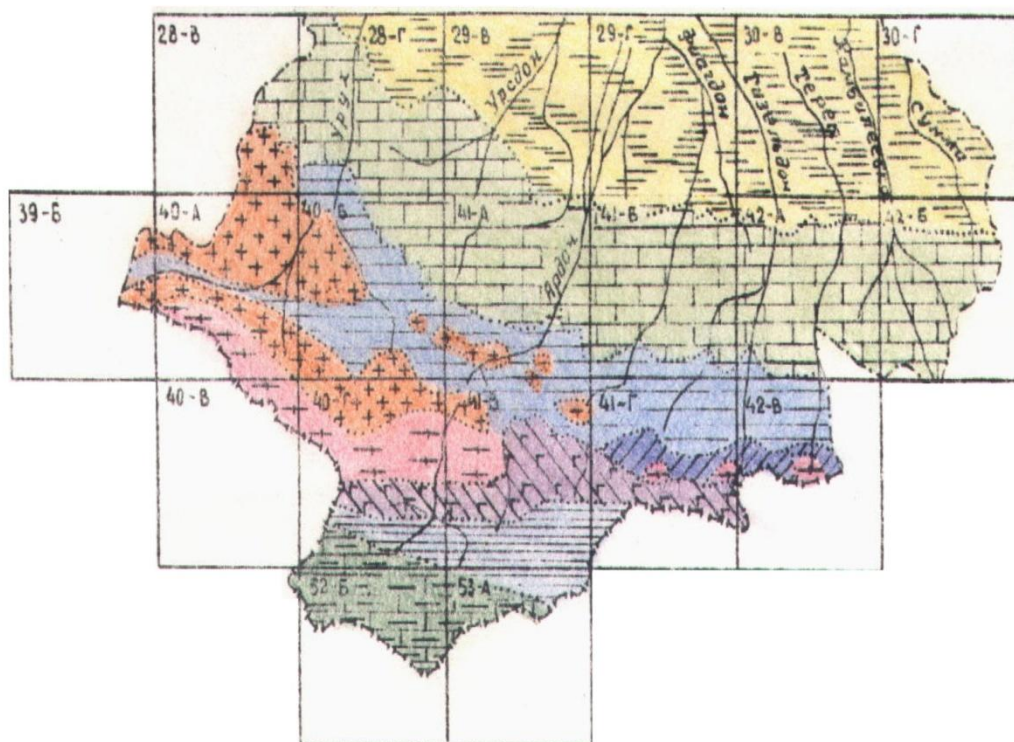




г.Владикавказ  
1998г.



"Составление специализированной геологической  
основы масштаба 1 : 50000 для прогнозно-  
металлогенической карты Горной Осетии"

Авторы: Ольховский Г.П.  
: Тибилов С.М.

# **Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозно- металлогенической карты Горной Осетии"**

**Ольховский Т.П., Тибилов С.М. и др.** Геологическая карта Горной Осетии масштаба 1:50000. Листы К-38-28-В,Г; К-38-29-В,Г; К-38-30-В,Г; К-38-39-Б; К-38-40-А,Б,В,Г; К-38-41-А,Б,В,Г; К-38-42-А,Б,В; К-38-52-Б; К-38-53-А.

Отчет Северо-Осетинского ГПП "Севосгеологоразведка" по тематической работе 1992-1998 гг. "Составление специализированной геологической основы для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии" 578 стр. текста, и текстовых приложений, 40 листа граф. приложений, 187 библ. СОГПП "Севосгеологоразведка" г.Владикавказ, К-38, август 1998г. (ТГФ, Госкомнедра РСО-Алания), РСО-Алания.

Реферат. В ходе камеральных работ для территории Горной Осетии площадью 5800 км<sup>2</sup> по листно составлена геологическая карта масштаба 1:50000 с посвитным подразделением осадочных образований в соответствии с требованиями инструкции по организации и производству геологической съемки масштаба 1:50000 (1:25000) за 1987г. Составление карты производилось компилятивным методом, на основе анализа и обобщения имеющихся схем стратиграфии, магматизма, структурно-формационного и тектонического районирования, а также составления сводных схем и карт. Среди осадочных образований выделено 53 подразделения отвечающие звеньям, толщам, свитам и сериям свит в случаях, когда для более детального разделения не хватало достоверных данных. Среди магматических и метаморфических образований выделено 14 комплексов. Легенда для Горной Осетии разработана в соответствии с рабочей опорной легендой для Центрально-Кавказской и Казбекско-Самурской серии листов "Геолкарты-50" за 1989г.

Геологические карты масштаба 1:50000 Забаринского П.П. (1949), Мельникова В.А. (1962, 1964), Ермакова В.А. (1981) и Энна Н.А. (1988, 1997) пополнены результатами детальных геолого-съёмочных, геолого-поисковых и геологоразведочных работ СОГПП "Севосгеологоразведка", геологической службы Садонского свинцово-цинкового комбината и результатами научно-исследовательских организаций.

Ключевые слова: Горная Осетия - РСО-Алания, компиляция, съёмка, поиски, стратиграфия, вулканизм, магматизм, метаморфизм, тектоника.

Составитель реферата  
Г.П. Ольховский

## Содержание

стр.

ВВЕДЕНИЕ.....				
.20				
1. ИЗУЧЕННОСТЬ				
РАЙОНА.....				34
2.				
СТРАТИГРАФИЯ.....				44
2.1	Протерозойская			эра-
(PR).....				45
2.1.1. Ктитебердинская				свита
(PR <sub>2</sub> kt?).....				45
2.1.2. Кассарская				толща
(PR <sub>2</sub> ks).....				47
2.1.3. Чанчахская	толща		(PR <sub>2</sub>	ён)
.....				50
2.1.4. Буронская		свита		(PR <sub>2</sub> -
PZ <sub>1</sub> br).....				52
2.2	Палеозойская	эра,	поздняя	подэра
(PZ <sub>3</sub> ).....				59

2.2.1. Каменноугольный период, поздняя эпоха, баддонская свита(C <sub>3</sub> bd).....	60
2.2.2. Каменноугольный период, поздняя эпоха - пермский период, мидаграбынская свита (C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub> md).....	65
2.2.3. Пермский период, гизельдонская свита (P <sub>1</sub> -gz).....	70
2.3 Мезозойская эра (MZ).....	73
2.3.1. Триасовый период.....	73
2.3.1.1. Кора выветривания.....	74
2.3.1.2. Арнагская толща (T <sup>?</sup> ar).....	75
2.3.2. Триасовый период - Юрский период, ранняя эпоха, неразделенные.....	78
2.3.2.1. Циклаурская свита (T <sup>?</sup> -J <sub>1</sub> ck).....	78
2.3.3. Юрский период.....	82
Ранняя юра, синемюрский век - ранняя фаза плинсбахского века, неразделенные.....	82
2.3.3.1. Садонская свита (J <sub>1</sub> sd).....	84
2.3.3.2. Кистинская свита (J <sub>1</sub> kst).....	93
Ранняя юра, поздняя фаза плинсбахского века.....	98
2.3.3.3. Белореченская свита (J <sub>1</sub> bl).....	98
2.3.3.4. Мизурская свита (J <sub>1</sub> mz).....	100
Ранняя юра, ранняя фаза тоарского века.....	106

2.3.3.5. Галиатская	свита	
(J <sub>1</sub> gl).....		107
2.3.3.6. Ксуртская	свита	
(J <sub>1</sub> ksr).....		110
Ранняя юра,	тоарский	
век.....		113
стр.		
2.3.3.7. Казбекская	свита	
(J <sub>1</sub> kz).....		113
Ранняя юра, поздняя фаза тоарского века - средняя юра, ранняя фаза ааленского века,		
неразделенные.....		116
2.3.3.8. Зинцарская	свита	(J <sub>1</sub> -
<sub>2</sub> zn).....		116
Средняя юра, поздняя фаза	ааленского	
века.....		120
2.3.3.9. Свита	бейно	
(J <sub>2</sub> bn).....		121
2.3.3.10. Отзыкская	свита	
(J <sub>2</sub> ot).....		123
Средняя юра,	байосский	
век.....		124
2.3.3.11. Згидская	свита	
(J <sub>2</sub> zg).....		124
Средняя юра		
неразделенная.....		127
2.3.3.12. Гудушаурская	свита	
(J <sub>2</sub> gd).....		127
2.3.3.13. Бусарчильская	свита	
(J <sub>2</sub> bs).....		129
Келловейский век	(J <sub>2</sub> k <sub>1</sub> -	
2).....		130

2.3.3.14. Армхинская		свита
(J <sub>2</sub> ar).....	130	
Юрские средняя и поздняя эпохи. Келловейский и оксфордский века,		
неразделенные.....	134	
2.3.3.15. Зругская	свита	(J <sub>2</sub> -
зг).....	134	
Келловейский век - поздняя фаза, оксфордский век, - начало ранней фазы		
кимериджского		
века.....	137	
2.3.3.16. Иронская	свита	(J <sub>2</sub> -
зir).....	137	
Поздняя юрская эпоха. Кимеридж-титонский		
век.....	146	
2.3.3.17. Техтинская		свита
(J <sub>3</sub> th).....	146	
Кимериджский век - ранняя и средняя фазы титонского		
века.....	149	
2.3.3.18. Балтинская		свита
(J <sub>3</sub> bl).....	149	
Титонский век		поздняя
фаза.....	151	
2.3.3.19. Матламская		свита
(J <sub>3</sub> mt).....	151	
2.3.4. Меловой		
период.....	153	
Ранняя меловая эпоха. Бериасский		
век.....	154	
2.3.4.1. Кобанская		свита
(K <sub>1</sub> kb).....	154	
2.3.4.2. Сбадонская		свита
(K <sub>1</sub> sb).....	158	
Валанжинский		
век.....	159	

2.3.4.3. Баксанская	свита
(K <sub>1</sub> bk).....	159
2.3.4.4. Тибская	свита
(K <sub>1</sub> tb).....	161
Готеривский	
век.....	162
стр.	
2.3.4.5. Карцадон-гунделенская свиты, неразделенные	(K <sub>1</sub> kr <sub>1</sub> -gn).....
	163
2.3.4.6. Згильская	свита
(K <sub>1</sub> zg).....	166
Барремский	
век.....	167
2.3.4.7. Кичмалкинская	свита
(K <sub>1</sub> kč).....	167
2.3.4.8. Дзедо и бирахатская свиты, неразделенные	(K <sub>1</sub> dz-br).....
	170
Аптский	
век.....	171
2.3.4.9. Саухохская	свита
(K <sub>1</sub> sh).....	171
2.3.4.10. Джачиарская	свита
(K <sub>1</sub> dzč).....	172
2.3.4.11. Гумуртаирская	свита
(K <sub>1</sub> gm).....	173
Альбский	
век.....	177
2.3.4.12. Аккабоская	свита
(K <sub>1</sub> ak).....	178
2.3.4.13. Зекарская	свита
(K <sub>1</sub> zk).....	179
2.3.4.14. Везурская	свита
(K <sub>1</sub> vk).....	180
Поздняя	меловая
эпоха.....	180



Сеноманский	век	-	ранняя	фаза	туронского
века.....					181
2.3.4.15. Гордийская					свита
(K <sub>2</sub> gr).....					181
Туронский	век,	поздняя	фаза	-	Коньякский
век.....					183
2.3.4.16. Ичкерийская					свита
(K <sub>2</sub> ič).....					183
Сантонский	век,	поздняя	фаза	-	Кампанский
век.....					187
2.3.4.17. Занахская					свита
(K <sub>2</sub> zn).....					187
Маастрихтский					
век.....					191
2.3.4.18. Нехилойская					свита
(K <sub>2</sub> nh).....					191
2.4					Кайнозойская
эра.....					194
2.4.1 Палеогеновый					
период.....					194
Палеоценовая		эпоха,			датский
век.....					194
2.4.1.1.		Урухская			свита
(Pur).....					194
Палеоцен-эоценовая					
эпоха.....					197
Фораминиферовая		серия			(P <sub>1-</sub>
<sub>2</sub> fs).....					197
2.4.1.2. Нальчинская	(P <sub>1-2</sub> nč)	и	черкесская	(P <sub>1-2</sub> čr)	свиты,
неразделенные.....					198
2.4.1.3. Керестинская	(P <sub>2</sub> kr)	и	кумская	(P <sub>2</sub> km)	свиты,
неразделенные.....					203
2.4.1.4. Белоглинская					свита
(P <sub>2</sub> bl).....					205

2.4.2. Палеоген-неогеновый		
период.....	208	
Олигоцен-раннемиоценовая		
эпоха.....	208	
Майкопская	серия	(P <sub>3</sub> -
N <sub>1</sub> ms):.....	208	
стр.		
Нижняя майкопская	подсерия	(P <sub>3</sub> -N <sub>1</sub> ms)
или	(P <sub>3</sub>	-N <sub>1</sub> hd-
al).....	209	
2.4.2.1.	Хадумская	свита (P <sub>3</sub> hd)
.....	209	
2.4.2.2.	Миатлино-Муцидакальская	свиты
(P <sub>3</sub> mm).....	213	
2.4.2.3.	Алкунская	свита
(N <sub>1</sub> al).....	216	
Верхняя Майкопская	подсерия	(N <sub>1</sub> as-zr)
(N <sub>1</sub> ms <sub>2</sub> ).....	218	или
2.4.2.4. Ассинская		свита
(N <sub>1</sub> as).....	218	
2.4.2.5. Сулакская		свита
(N <sub>1</sub> sl).....	220	
2.4.2.6.Зурамакентская		свита
(N <sub>1</sub> zr).....	221	
2.4.3.		Неогеновый
период.....	223	
Среднемиоценовая		
эпоха.....	223	
2.4.3.1. Тарханский		регионарус
(N <sub>1</sub> tr).....	223	
2.4.3.2. Чокракский		регионарус
(N <sub>1</sub> čk).....	224	
2.4.3.3. Караганский		регионарус
(N <sub>1</sub> kr).....	231	
2.4.3.4. Конкский		регионарус
(N <sub>1</sub> kn).....	236	

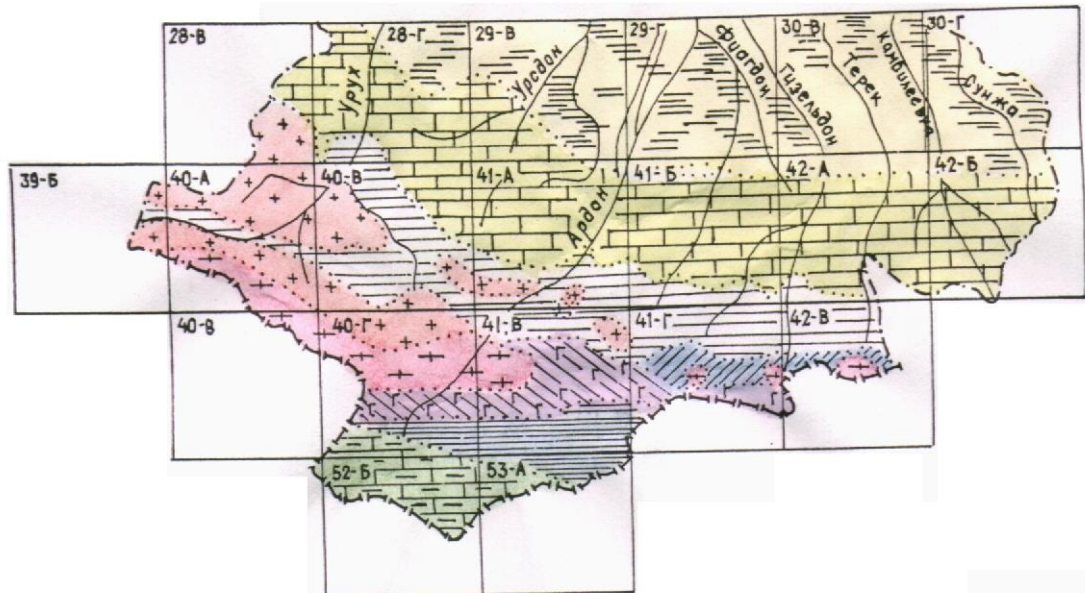
Позднемиоценовая			
эпоха.....			238
2.4.3.5. Сарматский	регионарус,	нижний и средний	подъярусы (N <sub>1</sub> sr <sub>1-2</sub> ).....238
Позднемиоценовая - раннеплиоценовая			
эпоха.....			243
2.4.3.6. Лысогорская		свита	(N <sub>1-2</sub> ls).....243
2.4.4.			Неоген-четвертичный
период.....			247
Позднеплиоцен-эоплейстоценовый			
век.....			247
2.4.4.1. Свита		рухсдзуар	(N <sub>2</sub> -Q <sub>Егd</sub> ).....247
2.4.5.			Четвертичный
период.....			252
Эоплейстоценовый век			
(Q <sub>Е</sub> ).....			252
2.4.5.1. Аллювий			Ходского
перевала.....			252
2.4.5.2. Вулканогенные			образования
эоплейстоцена.....			252
Плейстоцен-голоценовый			
век.....			252
2.4.5.3. Раннеплейстоценовая	фаза	(Q <sub>I</sub> )	- нижнее звено.....254
2.4.5.4. Ранне-среднеплейстоценовая	фаза	(Q <sub>I-II</sub> )	- нижне-средние звенья.....255
2.4.5.5. Среднеплейстоценовая	фаза	(Q <sub>II</sub> )	- среднее звено.....256
2.4.5.6. Средне-позднеплейстоценовая	фаза	(Q <sub>II-III</sub> )	- средне-верхние звенья.....261
2.4.5.7. Позднеплейстоценовая	фаза	(Q <sub>III</sub> )	- верхнее звено.....263

2.4.5.8. Позднеплейстоцен-голоценовая фаза (Q <sub>III-IV</sub> ) - верхне-современные звенья.....	266
2.4.5.9. Голоценовый век, современная фаза. (Q <sub>IV</sub> ) - современное звено.....	267
стр.	
3. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ.....	5
3.1 Верхнепалеозойский вулканизм.....	5
3.1.1. Вулканоген баддонской свиты.....	5
3.1.2. Вулканоген мидаграбынской свиты.....	6
3.2. Мезозойский вулканизм.....	8
3.2.1. Триасовый период. Вулканоген арнагской толщи.....	9
3.2.2. Триас-ранняя юра. Фиагдонский вулcano-плутонический комплекс.....	10
3.2.3. Ранняя юра.....	29
3.2.3.1. Вулканоген садонской свиты.....	29
3.2.3.2. Вулканоген мизурской свиты.....	33
3.2.3.3. Вулканоген кистинской свиты и белореченской толщи.....	33
3.2.4. Средняя юра.....	37
3.2.4.1. Вулканоген свиты бейно.....	37
3.3. Четвертичный вулканизм.....	37
3.3.1. Казбекский вулканический массив.....	38

4.		ИНТРУЗИВНЫЕ
ОБРАЗОВАНИЯ.....	47	
4.1		Палеозойские
интрузии.....	47	
4.1.1. Туялинский		
комплекс.....	48	
4.1.2. Хупаринский		
комплекс.....	53	
4.1.3. Кассарский		
комплекс.....	55	
4.1.4. Белореченский		
комплекс.....	60	
4.1.5. Уллукамский		
комплекс.....	68	
4.2		Мезозойские
интрузии.....	74	
4.2.1. Дигорская		вулcano-плутоническая
ассоциация.....	74	
4.2.2. Казбекский		дайковый
комплекс.....	91	
4.3. Кайнозойские		интрузии
.....	96	
4.3.1. Теплинский комплекс.....	97	
5. УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННЫЕ		
ОБРАЗОВАНИЯ.....	124	
5.1.	Верхнепалеозойские	ультраметаморфогенные
образования.....	124	
5.1.1.		Гондарайская
серия.....	124	
5.1.1.1. Галдорский		
комплекс.....	125	
5.1.1.2. .		
5.1.1.2.		Верхнебалкарский
комплекс.....	133	

5.1.1.3.	Вазахохский	
комплекс.....		135
6.		
ТЕКТОНИКА.....		141
6.1. Владикавказская котловина Терско-Каспийского передового прогиба		
и	Тарская	межгорная
впадина.....		143
6.2. Северная		
моноклираль.....		145
6.3. Центральный		
Кавказ.....		156
6.3.1.	Балкаро-Дигорское	
поднятие.....		157
6.3.1.1. Дигорский		
горст.....		157
6.3.1.2. Садоно-Унальский		
горст.....		166
6.3.2.	Штулу-Харесская	грабен-
синклираль.....		185
6.3.3.	Фиэгдонская	
антиклираль.....		188
6.3.4.	Зона	киммерийской
складчатости.....		189
6.3.4.1. Подзона		северных
моноклиналей.....		190
6.3.4.2. Подзона		промежуточных
грабенов.....		192
6.3.4.3. Подзона		центральных
синклиналей.....		193
6.3.4.4. Подзона		Фиэгдон-Ларского
поднятия.....		194
6.3.4.5. Южная		
синклираль.....		195
6.3.5.	Центральное	
поднятие.....		196

6.3.5.1. Зона поднятия.....	196	Таймази-Лабагомского
6.3.5.2. Зона поднятия.....	202	Шаухох-Дарьяльского
6.4. Мамисон-Казбекский рубец.....	204	реликтовый
6.5. микроплита.....	213	Южная
6.5.1. Казбекско-Лагодехская ступень.....	213	
6.5.2. Чиаурский синклиний.....	217	
6.6. Главное Транскавказское поперечное поднятие и другие более мелкие поперечные структуры.....	219	тектонические
7. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ.....	226	ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	23	
1 СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	235	ИСПОЛЬЗОВАННОЙ



Герцинский структурный этаж (до  $T_2$ ). Зона Главного хребта:  
1-Магерская подзона; 2-Кассарская подзона.

Раннеальпийский структурный этаж ( $T_2$ - $J_2$ ).

3-Дигоро-Осетинская зона; 4-Ардон-Дарьяльская зона; 5-Мамисон-Казбекская зона; 6-Зона Южного склона.

Позднеальпийский структурный этаж ( $J_2$ - $Q$ ).

7-Зона Северной моноклинали; 8-Чиатурская зона; 9-Владикавказская котловина.

Рис. 1 Схема расположения листов геологической карты масштаба 1:50 000 и структурно-формационного районирования Горной Осетии.



# **Рис. 1 Схема расположения листов геологической карты м-ба 1:50000**

## **В В Е Д Е Н И Е**

В последнее десятилетие для обоснованного прогноза развития минерально-сырьевой базы и планирования направления геологоразведочных работ появилась необходимость в качественной, выполненной на современном уровне прогнозно-металлогенической карте, обеспечивающей крупномасштабный и локальный прогноз на уровне рудных полей - месторождений. С 1977 г. выполнены значительные объемы поисковых, тематических и научно-исследовательских работ, в т. ч. на площадях не охваченных крупномасштабными прогнозными исследованиями. К настоящему времени выполнена площадная геохимическая работа - опережающие геохимические поиски в масштабе 1:50 000 ( ОГП-50 ) практически на всей территории Горной Осетии, отвечающая по своему уровню современным требованиям.

В то же время для Горной Осетии нет единой геологической основы, адекватной задаче крупномасштабных металлогенических исследований. Возникла необходимость разработки такой основы в масштабе 1:50 000.

В связи с этим в 1992 г. был составлен проект по теме "Подготовка геологической основы крупномасштабного и локального металлогенического районирования на территории СО АССР в масштабе 1:50 000". В проекте основным методом решения поставленной задачи была определена компиляция на основе анализа и обобщения имеющихся схем стратиграфии, магматизма, структурно-формационного и тектонического районирования, а также составления сводных схем и карт, отвечающих выбранному уровню специализации. Геологическая карта составлена для площади в 5800 км<sup>2</sup>, охватывающей всю территорию Горной Осетии и располагающейся южнее широты городов Чикола - Ардон - Беслан на двадцати топографических планшетах масштаба 1:50 000.

После начала работ было установлено, что проектом не был предусмотрен необходимый объем камеральных работ по переработке фондовых материалов, а так же недостаточное количество командировок, как для работы с фондовыми материалами, так и для консультаций с высококвалифицированными специалистами. В связи с этим в 1994 г. было составлено дополнение к проекту, в котором были предусмотрены необходимые дополнительные объемы камеральных работ и командировок, а также включены

небольшие объемы редакционно-увязочных маршрутов, составление геологических карт в масштабе 1:100 000 и 1:200 000 и каталога опорных скважин. Карты масштаба 1:100 000 и 1:200 000 составлены прямым пантографированием составленных карт масштаба 1:50 000. Карта масштаба 1:200 000 составлена в условных знаках, соответствующих требованиям инструкции по составлению карт этого масштаба за 1994 г.

Территория составленной геологической карты охватывает южную часть Северной Осетии и включает Ирафский, Дигорский, Ардонский, Алагирский и Пригородный районы, а так же части Орджоникидзевского района Ингушетии и Казбекского района Грузии (Рис.1). Рельеф этой площади отличается большой сложностью и сильной расчлененностью как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Здесь располагаются с севера на юг Лесистый, Пастбищный, Скалистый, Боковой и Водораздельный хребты, протягивающиеся параллельно друг другу в запад - северо-западном направлении. Лесистый хребет, окаймляющий с юга Владикавказскую котловину, представляет собой цепь высоких холмов, покрытых густым буковым лесом. Высотные отметки вершин хребта колеблются от 871 м ( г.Мыгварсбарзонд ) до 1470,2 м (г. Сурх). Очертания хребта мягкие, вершины сглаженные, склоны сравнительно пологие. Южнее Лесистого хребта располагается Пастбищный, четко выраженный лишь к востоку от долины р. Ардон. Это - типично куэстовая гряда, северный склон которой сравнительно пологий, южный - крутой, обрывистый. Буковые леса, покрывающие склоны этого хребта, в гребневой части сменяются субальпийскими лугами. Высотные отметки вершин хребта колеблются от 1257,0 м (г. Известковая) до 1818,4 м (г. Ольдуханхох). Еще южнее располагается Скалистый хребет, так же являющийся куэстовой грядой. Слагающие его известняки и доломиты, а так же многочисленные разрывные нарушения определили резкие формы его рельефа. Южные склоны хребта представляют почти на всем протяжении крутой обрыв высотой в 1000 - 1500 м. На его склонах, так же как и на склонах Пастбищного хребта, широко развиты пещеры, гроты, провалы, воронки и другие формы карстового рельефа. Высотные отметки вершин Скалистого хребта колеблются от 2413 м ( г. Коска) до 3453,8 м (г. Боровцек). С юга Скалистый хребет ограничен продольной депрессией, отделяющей его от Бокового хребта. Сложена она глинистыми сланцами и песчаниками, легко подающимися денудации. Поэтому склоны здесь сравнительно пологи и сглажены. Поперечными хребтами - перемычками депрессия разделяется на отдельные котловины: Донисар-Фаснальскую, Садоно-Унальскую, Лацкую, Даргавскую, Кармадонскую и Армхи-Джейрахскую. К югу от этой глинисто-сланцевой депрессии располагается наиболее высокогорный Боковой хребет. Он ответвляется от Главного Водораздельного хребта в районе вершины Мамисонхох и

протягивается отсюда на восток в широтном направлении. Ряд исследователей к Боковому хребту относят и Суганский хребет, протягивающийся в бассейне р. Урух севернее Главного Водораздельного хребта. Однако, скорее всего Суганский хребет является восточным окончанием Передового хребта, наиболее мощно проявленного в Кабардино-Балкарии.

В центральной и восточной частях Осетии Боковой хребет представлен двумя ветвями, протягивающимися субпараллельно друг другу. Западная часть Бокового хребта представлена Адайхохским и Цмиаком-Теплинским горно-ледниковыми массивами. Северная ветвь, отделяющаяся от основного хребта в массиве г. Тепли, состоит из Архон-Колотинского, Сырхыбарзондского, Шаухохского, Чач-Кайджанского и Малчечкорт-Шанского массивов. Южная наиболее высокая ветвь представлена Закахох-Сивераутским, Джимара-Казбекским и Куро-Шиновским горно-ледниковыми массивами. Высотные отметки вершин Бокового хребта и его ветвей колеблются от 3669,6 (г. Малчечкорт) до 5033,8 (г. Казбек). Сложен хребет преимущественно кристаллическими глубоко метаморфизованными породами, что обусловило острые пилообразные гребни хребтов и остроконечные вершины. Южная ветвь сложена, главным образом, глинистыми сланцами и песчаниками, определяющими более мягкие формы рельефа. В пределах Бокового хребта господствуют ледниковые формы рельефа - цирки, кары, трюги, моренные гряды и пр. Между северной и южной ветвями Бокового хребта располагается сравнительно узкая депрессия, выполненная песчано-глинистыми породами.

Поперечными хребтами-перемычками депрессия разделена на ряд котловин - Суарком-Дзагалыкомскую, Мидаграбынскую, Майлийскую и Амали-Кистинскую. Южнее Бокового хребта располагается обширная продольная депрессия, сложенная сравнительно мягкими глинистыми сланцами, которая делится на Туалетинскую и Труссовскую котловины. Еще южнее располагается извилистая линия Главного Водораздельного хребта, по которому проходит административная граница между Северной Осетией и Грузией. Западная часть хребта сложена кристаллическими породами и так же, как большая часть Бокового хребта, имеет типичный альпийский характер. Здесь тоже прекрасно выражены все формы ледникового рельефа. Наиболее высокие вершины в этой части характеризуются высотами от 3855,1 м (г. Таймази) до 4468 м (г. Бубисхох). От массива г. Мамисонхох главный водораздел резко поворачивает на юго-запад и по хребту Козыкомраг переходит на извилистый, но в общем субширотный Двалетский хребет. Здесь Главный водораздел представляет непрерывный гребень, круто обрывающийся к югу и более полого спускающийся на север. Максимальные высоты его не превышают

4000 м и колеблются от 3245,4 м (г.Бубухох) до 3938,1 (г.Халаца). Сложен он глинистыми сланцами, песчаниками, мергелями и известняками.

Резко расчлененный рельеф создает особый климат горного типа. Климат в горах более прохладный и более влажный, чем на предгорных равнинах. Летом в горных долинах бывают жаркие дни, но ночи всегда прохладные. Здесь господствуют горно-долинные ветры. Днем ветер дует вверх по долине, а ночью - вниз, от быстро охлаждающихся вершин к более теплым предгорным равнинам. Нередко в горах дуют фены - южные и юго-западные сухие теплые, иногда горячие ветры большой силы и скорости. Они способствуют быстрому таянию снега и освобождению от заносов горных дорог и перевалов. Заканчивается фен, обычно, сменой ясной солнечной погоды на пасмурную и холодную с обильными осадками.

В пределах Лесистого и Пастбищного хребтов, а также на северных склонах Скалистого хребта до высоты 2000 м климат умеренно-прохладный и очень влажный. Средняя температура июля +15 +16°C. Особенно много осадков выпадает на северных склонах гор, расположенных перпендикулярно к движению господствующих ветров; в среднем за год выпадает около 1000 мм. Зимы здесь почти такие же, как и на предгорной равнине; средняя температура января -3, -4°C.

Между Скалистым и Боковым хребтами свой особый микроклимат. Откуда бы ни дул ветер, с севера или с юга, он приходит в долину сухим, оставляя всю влагу на наветренных склонах. Климат здесь сухой и солнечный. Для него свойственны небольшое (400-500 мм) количество осадков, сравнительно малая облачность и влажность воздуха, большое число солнечных дней.

На склонах Бокового хребта, до высоты 2000 м и в ущельях, прорезающих его, климат прохладнее и дождливее. Горно-долинные ветры дуют здесь с большой регулярностью и силой, достигающей иногда 10-15 м/сек. Лето здесь короткое и прохладное, а зимы, хотя и продолжительные, но не очень холодные. Средняя температура января в этом районе -4; -5°C. Осадков выпадает 600-700 мм в год. Наиболее влажными месяцами являются май-июнь.

В высокогорной зоне Бокового хребта, выше 2000 м, климат еще более холодный и влажный. Зима длится здесь 6-7 месяцев, а лето короткое и прохладное. Средняя температура августа всегда ниже +10°C. Чем выше, тем суровее климат, альпийский пояс сменяется нивальным, где средняя температура самого теплого месяца не поднимается выше 0°C. В течение всего года в высокогорном поясе господствуют западные ветры, дующие почти непрерывно.

Климат депрессии, расположенной между Боковым и Главным хребтами более теплый, чем в высокогорной зоне Бокового хребта. Средняя температура августа +14, +16°C. Часто бывают жаркие дни. Зимой морозы, хотя и достигают -20, -25°C, долго не держатся и сопровождаются, как правило, тихой солнечной погодой.

Значительно холоднее климат высокогорной части Главного Водораздельного хребта. В течение семи месяцев температура воздуха остается ниже 0°C. Морозы нередко достигают -30, -32°C. Господствует пасмурная ветреная погода. Часто бушуют метели, во время которых ветер достигает силы урагана. Осадки выпадают преимущественно в виде снега. В среднем на перевалах этого хребта выпадает 1400-1500 мм за год. Высота снежного покрова в конце зимы достигает местами 3-4 м. Устойчивый снежный покров образуется в конце октября, а сходит в первой половине июня. Но отдельные пятна снега сохраняются и летом.

В высокогорных частях Бокового и Главного хребтов широко развиты висьячие, каровые и долинные ледники. Общая площадь современного оледенения между ущельями рек Терека и Уруха составляет около 300 км<sup>2</sup>. Снеговая линия в пределах Северной Осетии повышается с запада на восток, от 3400 м в бассейне р.Урух, до 3500 м в верховьях р.Терек. Одним из главных центров оледенения Северной Осетии является Казбекско-Джидарайский массив. Его гребневая зона занята сплошным фирновым полем, длина которого достигает 25 км при средней ширине 4-5 км. От этого поля спускаются 8 крупных долинных ледников: на север - Майлийский и Мидаграбынский, на северо-восток - Чачский и Девдоракский, на восток - Абано и Гергетский, на юг - Мна и Суатиси. Наиболее крупный из них Майлийский, питающий р.Геналдон, достигает в длину 7 км, площадь его около 25 км<sup>2</sup>.

Огромное развитие современное оледенение имеет в Дигории, где его общая площадь равна 138 км<sup>2</sup>. Вся цепь Главного Водораздела от г.Газа до г.Мамисонхох покрыта почти сплошным покровом из снега и льда. Наиболее крупные ледники здесь располагаются на горноледниковых массивах - Лабода, Уилпата и Адайхох. Крупнейшими из них являются Танацете (длиной до 6 км), Мосота (около 3 км), Караугомский (почти в 15 км), Сангути (около 7 км), Скаттыком (3,8 км), Бартуицете (5,2 км), Цейский (до 8 км длиной).

Значительно меньшую площадь имеет оледенение Тепле - Архонского массива. Вследствии большой крутизны склонов, здесь преобладают висьячие и каровые ледники, питающиеся преимущественно за счет многочисленных снеговых лавин. Наиболее крупными здесь являются Бадские, Архонские, Фастфидар, Урусти и др. ледники, не

превышающие в длину 2 км, за исключением ледника Цазиу, длина которого достигает 4 км.

Главный Водораздельный хребет, между перевалами Мамисонским и Крестовым, занимает по площади последнее место. Центры оледенения совпадают здесь с наиболее высокими вершинами Козы-хох, Халаца, Зеккари, Зилга-хох.

Выходы коренных пород имеют место, в основном, в долинах рек, ручьев, на гребнях и эскарпах хребтов.

Северная Осетия богата поверхностными водами. Главной водной артерией ее является р.Терек, собирающая в себя все воды с огромной территории. Начинается река в пределах Грузии маленьким ручейком, вытекающим из-под каровых ледников г.Зилга-хох в Главном Водораздельном хребте. Первые 30 км она течет на восток по Трусовской долине, принимая многочисленные притоки со склонов Казбекско-Джигарайского массива и Главного Водораздельного хребта. У с.Коби Терек резко поворачивает на север. Здесь, в пределах широкого Хевского ущелья в него впадает справа Гудушаурская Арагва. Севернее, в узкой Дарьяльской теснине в Терек впадают слева р.Амали, справа - Кистинка. Еще севернее, в пределах Джейрахской котловины Терек принимает справа многоводную р.Армхи. Далее, преодолев Скалистый, Пастбищный и Лесистый хребты, Терек выходит на предгорную равнину.

Крупнейший левый приток Терека, р.Ардон, протекает полностью от истоков до устья, по территории Северной Осетии. Образуется р.Ардон слиянием в Зарамагской котловине рек Мамисондона (с юга), Нардона (с востока), Цмиакомдона (с северо-востока) и Адайкомдона (с запада). В Буронской котловине в Ардон слева впадает р.Цейдон. В пределах Садоно-Унальской котловины она принимает целый ряд небольших притоков, слева - Садон, справа - Баддон, Архон и Уналдон. На выходе из Ныхасского ущелья в Ардон впадает слева Тамискдон. При выходе во Владикавказскую котловину Ардон разделяется на множество рукавов.

Река Урух, второй крупный приток Терека, начинается из-под ледников Главного Водораздельного и Суганского хребтов и в своем верховье называется Харесом. После слияния с р.Караугом, вытекающей из-под Караугомского ледника, Урух поворачивает на север и протекает по дну широкого ущелья, в пределах которого принимает слева р.Биллягидон и справа - р.Айгамугадон. Севернее Лесистого хребта, у с.Ахсарисар, р.Урух выходит на равнину.

Другие притоки Терека и Ардона - Гизельдон, с притоком Геналдон, и Фиагдон, начинаются на склонах Бокового хребта. Питаются они за счет таяния снегов и ледников. Заметную роль в их питании играют дождевые и грунтовые воды. Поэтому, главный

паводок у них бывает в июле-августе. Кроме этого, паводок нередко бывает и в результате сильных и продолжительных дождей. Зимой горные реки сильно мелеют.

Менее значительные притоки - Камбилеевка, Майрамадаг, Суадаг, Урсдон, Дур-Дур и другие начинаются на склонах Скалистого хребта, где питаются атмосферными водами и многочисленными родниками. Паводки на этих реках бываю обычно весной, когда тает снег, но иногда и летом, во время сильных и продолжительных дождей.

Анализ гидрографической схемы показывает, что в Горной Осетии речная сеть представлена сочетанием антецедентных и консеквентных долин (рис.3). К антецедентным относятся все водотоки, ориентированные перпендикулярно горным хребтам и пересекающие их. Это Терек, Ардон и Урух, берущие начало в ледниках Главного Водораздельного хребта и при своем течении на север последовательно пересекающие Боковой, Скалистый, Пастбищный и Лесистый хребты. К этим же рекам относятся Геналдон, Гизельдон, Фиагдон, Сехоладон и Лахумедон, истоки которых распложены на северных

АДМИНИСТРАТИВНАЯ КАРТА

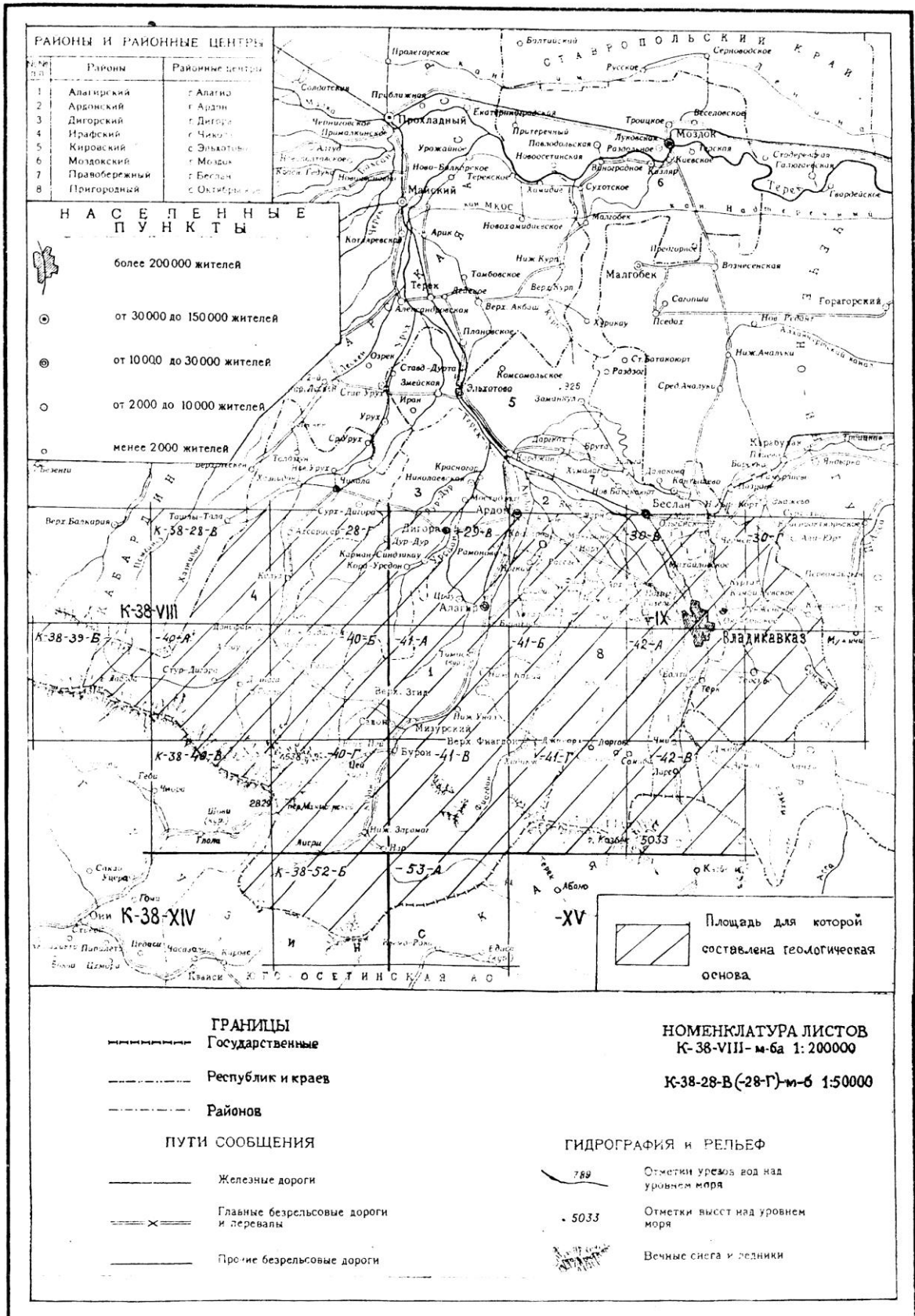


Рис. 2



## Рис.2.Административнаякарта

склонах Бокового и Суганского хребтов и которые пересекают Скалистый, Пастбищный и Лесистый хребты. К antecedentным же относятся и реки, стекающие со склонов Скалистого и Пастбищного хребтов, т.к. пересекают Лесистый хребет. Это - Сунжа, Камбилеевка, Черная, Майрамадаг, Теплая, Хаталдон, Суадагдон, Цраудон, Савердон, Мастадон, Скуммидон.

Долины antecedentных рек были образованы до формирования в Осетии системы хребтов «возрожденных» гор и в процессе поднятия последних прорезали их с такой же скоростью, с которой они воздымались. Консеквентными являются долины, направление которых определяется уклоном поверхности. Они образовались уже после поднятия хребтов и являются, как правило, притоками antecedentных рек, занимая преимущественно межгорные впадины.

Промышленность РСО-А базируется на использовании ископаемых богатств, сельскохозяйственного сырья, лесов, а также водных энергетических ресурсов. Важнейшей отраслью промышленности, в доперестроечный период, была на рассматриваемой территории цветная металлургия, представленная группой рудников в Садонском и Фиагдонском районах, обогатительной фабрикой в поселке Мизурский и заводами «Электроцинк», «Победит» в г.Владикавказе. Действуют две гидроэлектростанции: Гизельдонская ГЭС на одноименной реке и Эзмин ГЭС - на р.Терек. Развито производство стройматериалов: кирпича, черепицы, извести, облицовочного камня. Разрабатывалось крупное месторождение доломита. Стекланную посуду для консервной промышленности, пивоваренного и ликеро-водочных заводов вырабатывает завод «Стеклотара» в г.Владикавказе.

Железнодорожными линиями с Северо-Кавказской ж.д. магистралью соединены города: Владикавказ, Ардон, Алагир, Дигора.

Грузовые и пассажирские перевозки на рассматриваемой территории осуществляются автотранспортом по развитой системе автодорог. От г.Владикавказ начинается Военно-Грузинская дорога, от г.Алагир - «Транскам» - автодорога через Рокский перевал в Южную Осетию. Широко известные месторождения минеральных вод, «Кармадон», «Тамиск», «Тиб» и другие в настоящее время или вообще не эксплуатируются, или эксплуатируются в неполную мощность.

Камеральная обработка и переработка материалов геологосъемочных и поисково-разведочных работ производилась в соответствии с утвержденным проектом и требованиями Инструкции по организации и производству геологической съемки и составлению геологической карты СССР масштаба 1:50 000 (1:25000), выпуск 1987 г.



Рис. 3. Орогидрографическая карта Горной Осетии. М-б 1:200000.

Необходимость разработки геологической основы для металлогенических исследований была обоснована А.Ц.Газдановым в 1992 г.

В 1994 г. было разработано дополнение к проекту работ, обязывающее (помимо составления геологической основы масштаба 1:50 000 в соответствии с легендой, разработанной с учетом рабочей опорной легенды (Ермаков В.А. и др., 1989) и инструкции по организации и производству геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 ВСЕГЕИ, 1987), составление генерализованных геологических карт масштабов 1:100 000 и 1:200 000 прямым пантографированием, вызванное потребностью в них при составлении прогнозных карт нерудного сырья, при производстве поисковых работ на энергетическое сырье, строительные материалы, при экологических исследованиях и составлении геоэкологических карт.

Легенда к геологическим картам горной части РСО-Алания была утверждена в сентябре месяце 1994 г. на заседании НТС СКРГЦ (Протокол № 45).

Детальное изучение лито-стратиграфических разрезов позволило относительно «безболезненно» произвести замену ярусного подразделения литолого-стратиграфических отложений на посвитное. В случаях, когда замена была затруднительна, вследствие сложности разреза и маломощности выделяемых горизонтов (толщ), несколько свит (от 2-х до 5) объединялись в один комплекс свит, как например: «K<sub>2</sub>gm-ak» - объединяет гумуртаирскую и аккабоскую свиты; а «P<sub>1-2</sub>пч-bl» - объединяет нальчинскую, черкесскую, керестинскую, кумскую и белоглинскую свиты, в так называемую фораминиферовую серию.

В ходе переработки фондовых материалов и их анализа, геологические карты масштаба 1:50 000 Забаринского П.П. (1949), Мельникова В.А. (1962, 1964) и карты ГД-50 Ермакова В.А. (1981) и Энна Н.Л. (1988) были пополнены результатами более поздних детальных геолого-поисковых и геолого-разведочных работ СКГПП «Севосгеологоразведка», геологической службы Садонского свинцово-цинкового комбината и работами ряда научно-исследовательских организаций. Все это отражено на схемах изученности на листах геологических карт масштаба 1:50 000 и на картах первичных геологических материалов, использованных при детализации и корректировке основных геологических карт.

## **1. ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА**

На территории Горной Осетии располагается один из старейших в стране горнорудных районов по добыче и переработке полиметаллических руд, в связи с чем интерес к геологии района насчитывает несколько веков. Однако, долгое время геологические исследования здесь были разобщены и отрывочны; они приобрели систематический характер с начала 40-х годов нашего столетия.

### **1.1. Геологическая изученность**

Наиболее ранние документально сохранившиеся сведения о геологии района относятся к 1768 г., когда Степаном Ванявиным было составлено описание рудных месторождений. Позднее, в 1842 и 1844 гг., их изучал горный инженер Картерон.

В 1856-1885 гг. в пределах Горной Осетии поисково - оценочные работы выполнял С.И. Щастливцев, которым были открыты многие рудопроявления.

Общие представления о геологическом строении Кавказа дал Г. Абих в 1858 г., им, в частности, определен юрский возраст сланцев Главного хребта.

В 1875 г. З.Фавр составил первую геологическую карту Горной Осетии масштаба 1:565 000 и указал на различие гранитоидов Северной полосы и Главного хребта.

Петрографические исследования И.К. Фурнье (1896 г.), П.П.Пятницкого (1891-1902) и Ф.Ю. Левинсона-Лессинга (1904) были началом изучения горных пород Кавказа.

Эти работы позволили создать лишь общее представление о геологическом строении Горной Осетии.

Более углубленное изучение региона началось в 1916 г. после организации Геологическим Комитетом территориальных секций. Геолкомом в пределах Осетии было

выполнено два транскавказских геологических разреза: по Военно-Осетинской дороге - В.Н. Соловьевым, Л.А. Варданянцем, И.Г. Кузнецовым; по Военно-Грузинской дороге В.П. Ренгартеном, который предложил гипотезу о чешуйчатом строении Б.Кавказа.

Магматические образования систематически изучал Д.С. Бемянкин (1918, 1919, 1924 и др. годы), высказавший предположение об одновозрастности садонских, балкарских и дарьяльских гранитов, считая их каледонскими.

Одновременно на Б.Кавказе начал систематические исследования Л.А. Варданянц, выделивший четыре металлогенических эпохи: каледонскую, герцинскую, киммерийскую и альпийскую. Полиметаллическое, медное и редкометальное оруденение связывается им с неинтрузиями теплинского типа. Составленная Л.А. Варданянцем в 1935 г. геологическая карта Горной Осетии в масштабе 1:100 000 не утратила своего значения до настоящего времени.

В 1925 г. Садонским рудником, а в 1930 г. Геолкомом было начато детальное изучение Буронского месторождения и Буронского рудного поля, в результате которого в 1931 г. были подсчитаны запасы по этому месторождению.

В 1939 г. Л.П. Пламеневский выделил на Северном Кавказе шесть групп месторождений, связывая каждую из них с определенным интрузивным комплексом.

В 1939 г. М.И. Ициксон, изучая висмутовые месторождения Восточной Дигории, расчленил неинтрузивный комплекс на четыре возрастные группы.

В 1939-1941 гг., с целью изучения закономерностей размещения полезных ископаемых, геологические работы проводились Д.И. Щербаковым, И.Г. Кузнецовым, И.Д. Стороженко, С.С. Кузнецовым, Г.Д. Ажгиреем и др.

В 1938-1941 гг. Панковым С.Г. и Савченко П.Ф. были открыты Тибское и Цесское месторождения ртути.

В 40-х гг. начаты активные работы по составлению средне- и крупномасштабных геологических карт района.

Геологические карты масштаба 1:200 000 для листа К-38-VIII были составлены Кузнецовой Е.В. (1948) и Мельниковым В.А. (1975), для листа К-38-IX - Робинсоном В.Н. и Пламеневским Л.Н. (1948), для листа К-38-XV - Кохадзе И.Р. (1956). В частности, В.Н. Робинсон охарактеризовал метаморфические комплексы докембрия и палеозоя, описал четыре магматических комплекса и выделил полиметаллический, медно-пирротинный, арсенопиритовый и сурьмяно-ртутно-реальгаровый металлогенические пояса.

Геологические карты масштаба 1:100 000 для северо-восточной части Горной Осетии были составлены Бродом И.О. (1955) и Кочетовым Б.Н. (1961), для западной части - Стороженко И.Д. (1936).

Геологические съемки масштаба 1:50 000 были выполнены: Мельниковым В.А. - для листов К-38-41-Б, Г; К-38-42-А, Б, В, Г (1962), для листов К-38-28-В, Г; К-38-29-В, К-38-40-А, Б, В, Г; К-38-41-А, В (1964); Леоновым Г.Л. - для листка К-38-52-Б (1957) и Коваленко Е.И. - для листа К-38-42-Б (1977). Таким образом, был подведен итог многолетним исследованиям геологического строения территории. Позже было выполнено геологическое доизучение масштаба 1:50000 площади листов К-38-40-Б, Г; К-38-41-А, В (Ермаков В.А., 1981) и листов К-38-41-Б-В,Г; К-38-41-Г; К-38-42-А-В,Г; К-38-42-В-А,Б; К-38-53-А-А,Б (Энна И.Л., 1988 г.).

В 1958 - 1963 гг. коллективом геологов треста "Севкавцветметразведка", под руководством С.М. Рыпинского, проведена геологическая съемка масштаба 1:10 000 в пределах полиметаллического пояса Горной Осетии. Работы сопровождалась поисками масштабов 1:25 000 и 1:5 000 по вторичным ореолам рассеяния, в результате которых выделено 12 комплексных аномалий.

Для увязки разновременных материалов геологических съемок и создания на основе современной стратиграфической схемы единой геологической карты масштаба 1:50 000 и была поставлена данная работа.

Среди поисковых и тематических работ последних десятилетий можно отметить следующие.

С 1944 г. по 1958 г. Садоно-Дигорский район изучал Г.М. Ефремов, который в 1950 г. пришел к выводу, что наиболее благоприятными для формирования жил с полиметаллическим оруденением являются трещины отрыва северо-восточного простирания в пределах Садоно-Унальской антиклинали. Источником оруденения он считал не вскрытые эрозией гранит-порфиры, а возраст свинцово-цинкового и медно-полиметаллического оруденения - предкелловейским.

В 1946 г. Ю.Б. Голуб обобщил данные по полиметаллическим месторождениям Северного Кавказа.

В 1947 г. А.А. Корнев на основе изучения месторождений фаснальской группы сделал вывод о приуроченности оруденения к области контакта фаснальских гранитов с юрскими породами и его связи с меридиональными и северо-восточными зонами смятия.

В верховьях рек Гизельдон и Геналдон в 1955-1957 гг. Е.В. Гладковым изучались условия локализации уранового оруденения. Им расчленены отложения карбона на три свиты.

В 1957 г. Л.П. Харчук пришел к выводу о большом значении в размещении полиметаллического оруденения поперечных поднятий и изгибов региональных разломов. По его мнению, месторождения тесно связаны с мезокайнозойскими интрузиями.

Изучением Кадат-Ханикомской группы месторождений занимался И.Г. Кулаев (1958), которым составлена схематическая геологическая карта масштаба 1:10 000; выявлено несколько горизонтов песчаников с аномальным содержанием свинца и цинка (0,2-0,3%), опробованы многие зоны сульфидной минерализации. Исследования в районе Кадат-Хампаладагского месторождения осуществлялись в 1961 г. В.Е. Гореловым. Им подсчитаны запасы месторождения, проведены поиски по проявлениям Лац, Дальнее и др. В междуречье Геналдон - Терек полиметаллические рудопроявления изучались Ю.В. Стариковым (1961), которым составлена схематическая карта масштаба 1:10000 и сделан вывод о приуроченности полиметаллической минерализации к центральной тектонической зоне.

В 1960 г. Г.Д. Ажгирей выделил Адайхох-Дарьяльскую и Дигоро-Осетинскую структурно-фациальные зоны, считая возраст полиметаллического оруденения предкелловейским.

В 1962 г. Г.Д. Ажгирей, Д.И. Панов и Г.И. Арбузова предложили схему стратиграфии ниже-среднеюрских отложений.

В 1965 г. Е.Г. Рыпинская в южной части полиметаллического пояса выделила медно-полиметаллическую подзону и предположила наличие пространственной связи с областью развития диабазов. В пределах Бурон-Саухохского рудного поля была установлена рудоконтролирующая роль продольных взбросов.

На основе собранного фактического материала, с учетом представлений о закономерностях размещения свинцово-цинкового оруденения, в 1963-1965 гг. С.М. Рыпинским и С.М. Тибилловым, а в 1968 г. Е.Г. Рыпинской, Л.Н. Невским и другими были составлены прогнозные карты Горной Осетии.

Геолого-поисковые работы в бассейне рр. Зруг и Закка в 1966 г. проведены Ю.В. Стариковым, которым составлена схематическая геологическая карта масштаба 1:25 000, выявлена перспективная Центральная полоса, приуроченная к Тибскому разлому, а по вторичным ореолам - перспективная Южная зона. Выделены и описаны зругская, техтинская, мамисонская и тибская свиты.

Продолжили поисково-разведочные работы на выявленных Тибском и Зругском ртутных месторождениях в 1965-1969 гг. С.Н. Кокаев, О.И. Гончаренко и др. Они составили схематическую карту масштаба 1:2 000 Зругского и Заккинского рудопоявлений. Оруденение здесь приурочено к горизонтам песчаников и местам сочленения пологих северо-восточных и северо-западных трещин с субширотными зонами дробления. Проведены поиски масштаба 1:25 000 по первичным и вторичным ореолам рассеяния, в результате которых выявлены аномалии ртути. Большой вклад в

изучение ртутных проявлений этого района внесли своими работами Г.П. Ольховский (1970), О.И. Гончаренко (1970), С.М. Рыпинский, Г.С. Цаболов, Д.А. Азаров (1971). Ими дана положительная оценка Зругскому и Заккинскому проявлениям, а менее значительные (Пуриат и др.) забракованы из-за незначительности параметров. Начиная с 70-х годов, наряду с геохимическими, начинают применяться и геофизические методы исследования перспективных площадей.

Комплексные геолого-геофизические поисковые работы проведены В.В. Озериним в 1973 г. в бассейне р. Дзамарашдон. Им составлена схематическая геологическая карта, изучены проявления мышьяка и сурьмы, выявлена группа геофизических и геохимических аномалий по первичным ореолам. В результате работ выделены перспективные участки, на которых рекомендуется проведение геофизических исследований с целью изучения оруденения на глубину.

В верховьях р. Фиагдон детальные поисковые работы масштаба 1:25000 проводил в 1969-1973 гг. А.Ц. Газданов и др. Ими установлено наличие минералогической зональности, а также определен комплекс элементов-индикаторов медноколчеданного оруденения.

В 1972-1974 гг. О.А. Гончаренко детально обследованы Дарьяльский и Девдоракский участки. В результате работ составлены схематические геологические, структурные, геохимические и прогнозные карты масштаба 1:2000 - 1:5 000, выявлено 15 мультипликативных аномалий по первичным ореолам.

В 1973 г. опубликована монография В.И. Смирнова “Колчеданные месторождения Большого Кавказа”.

В 1970-1973 гг. В.Б. Черницын обобщил и систематизировал обширный материал по геологии и полезным ископаемым Б. Кавказа. В этой работе была выделена Приводораздельная зона с медно - пирротинным и колчеданно - полиметаллическим оруденением.

В 1974 г. С.М. Рыпинская, анализируя структурно-геологическую позицию свинцово-цинковых месторождений, пришла к выводу об их приуроченности к зонам повышенной раздробленности и трещиноватости пород в пределах северных антиклиналей и в области сочленения Адайхох-Дарьяльской и Дигоро-Осетинской структурно-формационных зон.

В 1974-1976 гг. работами Северо-Осетинской КГЭ выявлен ряд рудопроявлений, локализованных на определенных уровнях разреза мезозойских отложений.

В 1976 г. Б.Н. Ачеев, Э.Л. Кобленц, А.Г. Газданов высказали предположение о наличии в пределах Горной Осетии стратифицированного медноколчеданного

оруденения. В этот же период изучением стратиформного оруденения занимались П.А. Полквой и Ф.И. Жукова.

В 1976 г. Г.В. Хетагуров, изучая газо-жидкие включения в минералах, установил температурный интервал и глубины формирования некоторых промышленных руд.

В 1977 г. С.С. Зембатовым, С.М. Тибилловым была составлена прогнозная карта Горной Осетии, а В.Б.Черницыным опубликована монография “Металлогения Большого Кавказа”.

Длительное время изучением месторождений Северной Осетии занимался Е.М. Некрасов. В работе, опубликованной в 1980 г., описаны условия формирования жильных свинцово-цинковых месторождений.

В 1977-1980 гг. Т.С. Бедоев, Г.А. Долгов и др. проводили поиски стратиформного оруденения в Приводораздельной зоне, в результате которых были выделены объекты для дальнейших работ.

В 1978-1981 гг. Х.И. Арсамаковым в восточной части района проводились геолого-геофизические исследования, в результате которых выявлены участки, перспективные на медно-колчеданное оруденение.

В 1979-1980 гг. проверкой перспективных площадей на участках Джимара и Хидикус занимались А.Г. Мерочкин и Ю.Д. Буньков. Богатых руд не выявлено.

С середины 70-х годов и по настоящее время проводятся поисковые и разведочные работы на высокоперспективном Джимидонском рудном поле (Ц.Х. Бритаев, К.В. Давыдов и др.), в результате которых получен значительный прирост запасов полиметаллических руд.

В 1980 г. К.В. Давыдовым и др. составлены крупномасштабные прогнозныe карты рудных полей и выделены объекты для поисково-оценочных работ.

В 1984-1988 гг. Г.А. Долговым выполнены поисковые работы масштаба 1:25 000 в междуречье Фиагдон-Терек в пределах Адайхох-Дарьяльской зоны, по результатам которых выявлен ряд рудопроявлений.

В последние годы, в связи с резким сокращением бюджетного финансирования, объем полевых геологических исследований резко сокращен, но продолжается обобщение и переинтерпретация материалов прошлых лет, относящихся к металлогении и минерагении района.

## **1.2. Геохимическая изученность**



Наряду с традиционными методами геологических исследований, с начала 60-х годов на территории Горной Осетии широко применяются геохимические методы поисков.

На ранних этапах работы А.А. Боева (1960), С.М. Рыпинского (1962), Т.А. Буцких (1963) и др. проводились с определением узкого круга элементов, низкой чувствительностью анализов, с выдачей их результатов в балльной системе.

В более поздних работах Ю.А. Старикова (1966), С.Н. Кокаева (1968), А.Ц. Газданова (1973) и др. точность анализа повышается, расширяется комплекс элементов, однако для большинства из них чувствительность остается низкой. Накопленный к середине 70-х годов обширный геохимический материал по территории Горной Осетии (410 тыс. геохимических проб) был обработан коллективом Центральной опытно-методической геохимической экспедиции ИМГРЭ (Ю.Б. Дреус, Б.Н. Ачеев, М.З. Кайтуков) при составлении прогнозной карты Горной Осетии (С.С. Зембатов, 1977 г.). При этом были выделены 110 аномалий, в том числе 10 рекомендованы для заверки в качестве первоочередных.

В период 70-80-х годов проведены многочисленные работы по геохимическому опоскованию перспективных участков, а также по внедрению новых методик геохимических поисков.

В 1989 г. начаты опережающие геохимические поиски масштаба 1:50000, охватывающие всю территорию Горной Осетии; в настоящее время работы продолжаются на стадии камеральной обработки данных.

С середины 80-х годов на территории Северной Осетии выполняются средне- и крупномасштабные экогеохимические съемки, позволившие исследовать техногенное загрязнение территории республики и выделить участки высокой пораженности.

## **1.2. Геофизическая изученность**

В 1964-1968 гг. площадь впервые была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:100 000 (Я.Г. Воробьев, А.Н. Федорович). Исследования проводились по прямолинейным профилям с широтным (1964) и продольным (1966) направлениями. Точность съемки  $\pm 7-12$  гамм, сечение отчетных карт 0,1 миллиэрстед. Установлено повышение поля в направлении с юго-запада на северо-восток, выявлены аномалии в верховьях рек Сонгутидон-Даргомком. Авторы связывают аномалии с телами основного состава, не выходящими на дневную поверхность.

В 1971-1972 гг. выполнена первая гравиметрическая съемка масштаба 1:200000 с точностью рядовых наблюдений  $\pm 0,23$  мгл, а опорной сети  $\pm 0,12$  мгл. Сечение отчетных карт 2 мгл (П.П. Коростолов, З.Г. Квят). На всю площадь была составлена карта аномалий силы тяжести в редукции Буге и тектоническая схема.

В 1972 и 1974 годах территория была перекрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:50 000 (М.К. Дорофеева, Э.А. Блюм). Съемка проводилась по криволинейным профилям с обтеканием рельефа. Точность съемки ( $\pm 7$  гамм в спокойном поле и  $\pm 15-20$  гамм в аномальном) позволила построить карты изодинам с сечением 0,2 миллиэрстеда. В результате интерпретации этих материалов выделена сеть разломов антикавказского направления, к некоторым из которых приурочены известные месторождения и рудопроявления.

В 1973-1975 годах проведена гравиметрическая съемка масштаба 1:50000 в комплексе с вертикальным электрическим зондированием (З.Г. Квят, С.М. Тибилев). В результате работ составлена кондиционная гравиметрическая карта аномалий силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя  $2,67 \text{ г/см}^3$ , сечением 1 мгл и дополнительным 0,5 мгл. На структурно-тектонической схеме выделены разрывные нарушения как кавказского, так и антикавказского направлений.

Первые наземные геофизические работы, носившие опытный характер, проведены в 1932 г. на Буронском и Садонском месторождениях. В последующее время такие же опытно-производственные работы выполнялись Садонской партией ВСЕГЕИ (Семенов, 1940), экспедицией института физики и геофизики Грузинской ССР (Чантурашвили, 1948), Кубанской КГЭ (Багишева, 1953; Зайцев, 1953) на месторождениях Згид, Садон и Бурон. В результате этих исследований было установлено, что для поиска массивных руд буронского типа и полиметаллических вкрапленных руд садонского типа следует применять метод естественного электрического поля (ЕП), комбинированного электропрофилирования (КЭП), магниторазведку и металлометрию.

Планомерные геофизические исследования начались в 1953 г. Кубанской геофизической экспедицией (ныне Кабардино-Балкарская КГЭ), а с 1958 г. геофизическими партиями треста "Севкавцветметразведка". Несмотря на большой объем выполненных работ, положительные результаты были получены только на Левобережном месторождении.

Низкая эффективность геофизических исследований при поисках полиметаллических руд привела к пересмотру применявшейся методики и с 1963 г. площадные съемки стали проводиться методом КЭП-8П. С 1963 г. по 1970 г. было выявлено большое количество аномалий поляризуемости, оказавшихся при проверке,

связанными с зонами пиритизации. Выяснилось, что оценка природы аномалий с помощью одного метода ВП невозможна.

С 1971 г. Геофизическая партия СОКГЭ продолжала работы на Бурон-Саухохском рудном поле и в Приводораздельной зоне методами переходных процессов, естественного электрического поля, а также проводила магниторазведку и гравиразведку. Выявлено несколько аномалий и установлено, что в связи с широким развитием в районе графитизированных и пиритизированных пород, истолкование результатов электроразведки встречает определенные трудности (Буньков, 1971; Озерин, 1973).

С 1971 г. по 1976 г. проводились методические исследования по разработке рациональной методики поисков скрытого оруденения, в результате которых было установлено, что рудная зона буронского типа фиксируется методами ЕП, ВП, МПП, гравиразведкой и геохимией, а садонского типа - ВП и геохимией (Герц, 1972; Буньков, 1976).

Геофизические методы исследований (КЭП, ВЭЗ и сейсморазведка) применялись и при геологическом картировании.

Метод комбинированного профилирования в условиях сложного горного рельефа и вследствие непостоянной мощности и неоднородности четвертичных отложений оказался малоэффективным.

Вертикальное электрическое зондирование выполнялось с целью определения мощности рыхлых отложений и глубины залегания кровли фундамента. Положительные результаты получены только при неглубоком залегании (до 500 м) кристаллического фундамента (Буньков, 1967; Долгов, 1974).

С 1968 г. по 1972 г. проводились опытно-производственные работы по разработке методики и техники сейсморазведочных работ для изучения глубинного строения рудных полей. Было установлено, что наиболее оптимальным является применение метода отраженных волн (МОВ) и использование годографов рефрагированных волн (Макаровский, 1973).

В результате геологических, геофизических и геохимических работ, выполненных на площади в послевоенное время, разведаны Згидское и Буронское месторождения, открыты и разведаны Левобережное и Октябрьское и ряд новых участков на Архонском месторождении, дана оценка многим рудопроявлениям, намечены общие закономерности их размещения, проведено изучение вещественного состава руд, собран и обобщен богатый материал по стратиграфии, магматизму, метаморфизму и тектонике района.

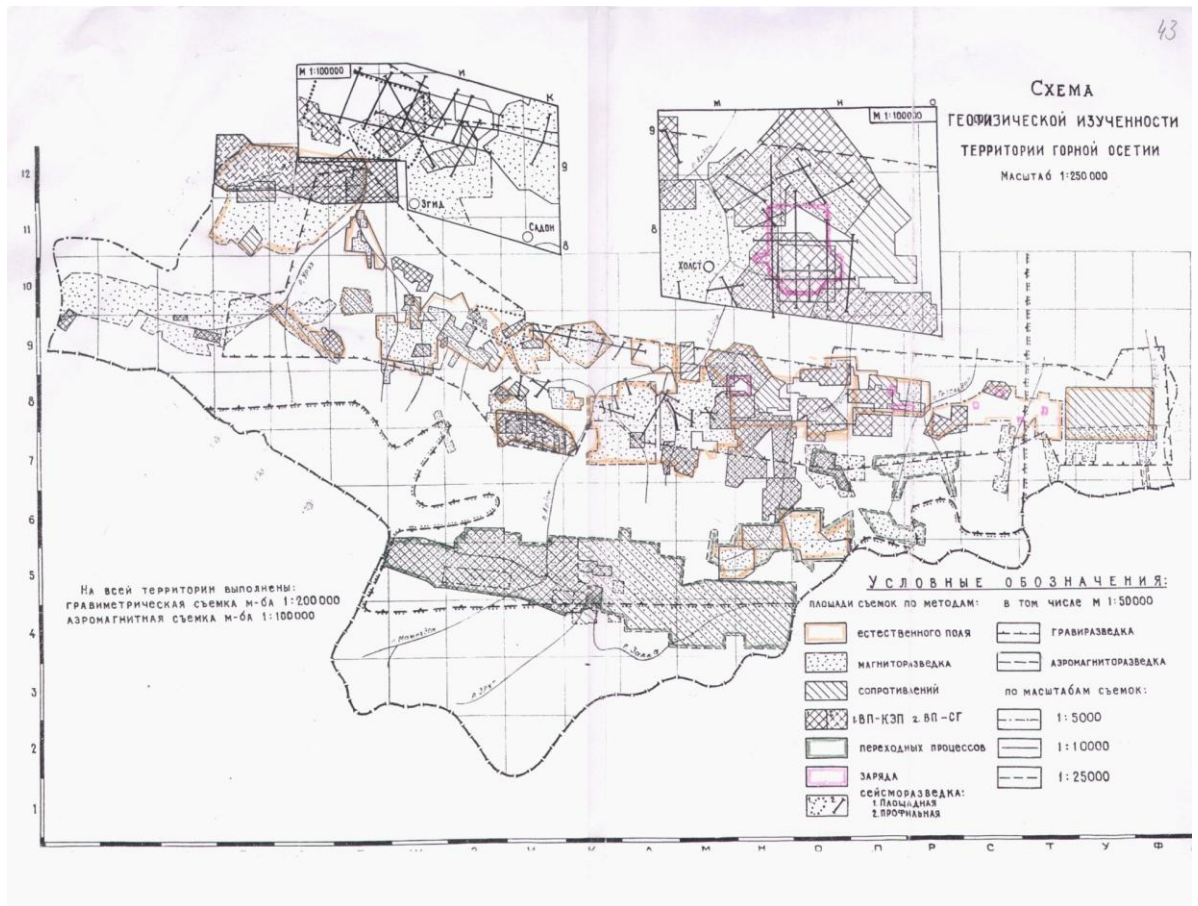


Рис 1.1. Схема геофизической изученности территории Горной Осетии.

## 2. СТРАТИГРАФИЯ

Принятая в отчете схема стратиграфии обосновывается результатами многочисленных работ, выполненных в разное время в Горной Осетии, как региональных геолого-съёмочных, так и специальных, направленных на изучение отдельных вопросов стратиграфии.

В геологическом строении описываемой территории принимают участие осадочные, вулканогенные, магматогенные и метаморфогенные образования, охватывающие возрастной интервал от верхнего протерозоя до кайнозоя включительно. Метаморфогенные породы представлены стратифицированными и нестратифицированными комплексами.

Стратифицированные комплексы сложены, главным образом, кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами. Они макроскопически довольно резко отличаются, как от подстилающих, так и от перекрывающих их формаций и описываются в этом разделе. Метаморфизм стратифицированных комплексов проявлен в фациях от

зеленосланцевой (регрессивная) до эпидот-амфиболитовой и, реже, амфиболитовой (прогрессивные).

Нестратифицированные комплексы сложены, в основном, мигматитами, представленными, преимущественно, венитами и небулитами. По минеральному составу и структурам они приближаются к образовавшимся позднее, гранитоидам белореченского типа, с которыми зачастую имеют постепенные переходы. В результате этого, макроскопически ультраметаморфические комплексы плохо отличаются от окружающих их гранитоидов. Метаморфизм нестратифицированных комплексов проявлен, преимущественно, в амфиболитовой фации, возможно, являющейся регрессивной, вызванной последующими процессами гранитизации. Такое предположение подкрепляется часто встречающимися реликтами гранулитовой фации. Нестратифицированные метаморфические комплексы описаны отдельно в разделе “ультраметаморфические образования”.

Все породы, участвующие в строении района, являются членами либо отдельных структурно-тектонических зон, либо, встречаясь в разных зонах, образуют в них свиты, отличающиеся своими литолого-структурными особенностями. Так, верхнепротерозойские и верхнепротерозой-нижнепалеозойские сланцы, амфиболиты и гнейсы, а также верхнепалеозойские метаморфические сланцы и мраморы характерны для зоны Главного хребта, при этом верхнепалеозойские образования тяготеют к Кассарской подзоне. Триас-юрские песчано-глинистые осадки выполняют только Мамисон-Казбекскую зону и отличаются от остальных песчано-глинистых толщ наличием в своем составе лав базальтоидного ряда. Нижне- и среднеюрские песчано-глинистые отложения встречаются в различных структурно-фациальных зонах и характеризуются в Дигоро-Осетинской зоне субплатформенным характером осадков и наличием в основании разреза сравнительно мощных свит вулканитов известково-щелочного ряда и трансгрессивных псаммитов, в Ардон-Дарьяльской зоне - относительно глубоководным характером отложений и существенно глинистым составом, а в зоне Южного склона - флишоидным характером, обусловленным ритмичностью строения. Верхнеюрские, меловые и палеоген-неогеновые осадки также встречаются в различных зонах и представлены в зоне Скалистого хребта карбонатными и терригенно-карбонатными породами, а в Чиаурской зоне - карбонатным флишем. Наконец, верхне-неогеновые и четвертичные образования, представленные различными молассами, выполняют Владикавказскую котловину.

Таким образом, намечается тесная связь состава осадочных и метаморфических образований со структурно-тектоническими зонами, обусловленными различными геодинамическими обстановками, или, говоря иначе, геодинамическими обстановками

определяют формирование тех или иных формаций и их фациальных и структурных особенностей.

## 2.1. ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭРА (PR)

В Горной Осетии к протерозою относится комплекс палеонтологически не охарактеризованных и тектонически изолированных метаморфических пород, стратиграфическое положение которых остается дискуссионным.

В настоящее время этот комплекс условно подразделяется на ктитебердинскую, вероятно верхнепротерозойскую свиту, кассарскую и чанчахскую толщи так же, очевидно, верхнего протерозоя и буронскую свиту, предположительно, верхнепротерозой - нижнепалеозойского возраста.

### 2.1.1. Ктитебердинская свита (PR<sub>2</sub> kt ?)

К ктитебердинской свите, в значительной мере условно, главным образом по аналогии состава фаций, отнесена толща мощностью до 1000 м довольно однородных слюдяных сланцев, содержащих линзы кварцево-сланцевых гнейсов (Энна, 1995).

Свита относится к макерской серии метаморфических образований, широко развитой в зоне Главного хребта Центрального Кавказа, и впервые была выделена там Барановым Г.И. в 1968 г. (Ажгирей и др., 1976).

В Горной Осетии свита развита в Дигорском ущелье, где в виде небольших полей сохранилась среди гранитоидов белореченского комплекса на склонах г. Хошхинхох, на бортах р. Урух, на склонах г. Кубус, на левом борту долины р. Танадон, на урочище Гебета, в районе ледника Биляги, а также в виде мелких останцев и ксенолитов преимущественно на склонах Билягидона.

Основными породами, слагающими свиту, являются кварц - плагиоклаз - слюдяные сланцы с андалузитом, силлиманитом и гранатом. Меньшее значение имеют кварцево-сланцевые гнейсы и очень редко встречаются амфиболиты и кварцево-амфиболовые сланцы.

Кварц-плагиоклаз-сланцевые сланцы представлены серыми и темно-серыми тонкопосчататыми породами, сложенными плагиоклазом, преимущественно олигоклазом,

кварцем, мусковитом, биотитом, замещаемого хлоритом, андалузитом, силлиманитом. Нередок гранат. Из аксессуаров обычны апатит, циркон и рудный. Структура пород лепидобластовая и гранолепидобластовая. Метаморфизованы породы в амфиболитовой фации. Процессы диафтореза (мусковитизация, хлоритизация и окварцевание) наиболее развиты у контакта с гранитами. В районе г. Хошханхох кристаллические сланцы отличаются большей лейкократовостью, равномерным распределением слюдистых минералов и отсутствием полосчатости (Ермаков, 1981).

Кварцево-слюдистые гнейсы представлены темно- и светлосерыми плотными мелкозернистыми породами, сложенными кварцем, плагиоклазом (альбит-олигоклазом), мусковитом, микроклином. Аксессуары представлены апатитом, цирконом и рудным. Из вторичных отмечаются серицит и хлорит. Структура пород гранобластовая, иногда порфиро-гранобластовая и гранолепидобластовая.

Со сланцами гнейсы имеют как резкие, так и постепенные контакты, иногда наблюдается их тонкое переслаивание.

Амфиболиты и кварц-амфиболовые сланцы, как отмечено ранее, имеют незначительное развитие. Они образуют среди кварц - плагиоклаз - слюдистых сланцев единичные пласты мощностью до 3 м и встречены на склонах г. Хошхинхох, на урочище Гебета и в районе вершины Дашихох. Единственный относительно мощный выход их выявлен у ледника Хуппара, где по данным В.А. Ермакова (1981) амфиболовые сланцы с незначительными прослоями слюдяных сланцев и гнейсов образуют останец мощностью около 30 м среди гнейсовидных гранитов белореченского комплекса. Амфиболиты и амфиболитовые сланцы представлены черной мелкозернистой массивной, а в случае амфиболовых сланцев, тонкополосчатой породой. Сложены они плагиоклазом и роговой обманкой. Меньшее значение имеют актинолит, биотит, кварц, эпидот, апатит, сфен, лейкоксен, рудный. Из вторичных присутствуют карбонат, хлорит, реже серицит.

Полосчатость амфиболовых сланцев определяется чередованием полос, обогащенных роговой обманкой или биотитом, с полосами, сложенными плагиоклазом с небольшим количеством амфибола, а иногда и мелкозернистым кварцем. Структура амфиболитов преимущественно гранобластовая, амфиболовых сланцев - нематобластовая.

Амфиболовые сланцы Хуппаринского ледника по составу, по интенсивности проявления диафтореза и по особенностям структуры В.А. Ермаков идентифицирует с амфиболитами дуппукской свиты верховьев р. Аксаут. Основная же толща кварцево-слюдистых сланцев, по его мнению, является аналогом ктитебердинской или кургащинчатской свит (Ермаков, 1981). Последующими работами Н.Л. Энна (1995), описанная толща кристаллических сланцев условно отнесена к ктитебердинской свите

макерской серии. Возраст свиты большинством исследователей условно принимается верхнепротерозойским.

### ***2.1.2. Кассарская толща (PR<sub>2</sub>ks)***

К кассарской толще относятся метаморфические породы, прослеживаемые среди одноименных гранитоидов в виде многочисленных узких полос и линз, от вершины Лабода на западе к вершине Чанчахи на востоке и далее в виде сплошной полосы шириной до 4 км по Боковому хребту, в долину р. Баддон. С юга толща ограничивается тектонической зоной Главного надвига и разломами, отделяющими ее от чанчахской толщи. На севере породы толщи переходят метасоматически в гранито-гнейсы кассарского гранитоидного массива. Кроме этого, отдельные блоки - останцы пород кассарской толщи располагаются на северной окраине массива кассарских гранито-гнейсов: на правом борту р. Цейдон и восточней южной оконечности поселка Бурон. С севера их выходы ограничиваются Цейдонским разломом, который является так же южным ограничением пород буронской толщи.

На контакте кассарских гранитоидов и кассарской толщи кристаллические кварцево - слюдяные сланцы и амфиболиты метасоматически переходят в очковые гнейсы и роговики Кассарского массива.

Кассарская толща относится к буульгенской серии докембрийских образований, развитых в зоне Главного хребта Центрального Кавказа (Ажгирей и др., 1976) и впервые выделена в качестве самостоятельной В.А. Мельниковым в 1946 г.

Сложена толща амфиболитами, плагиоклаз - амфиболовыми, кварц - плагиоклаз - биотит - андалузит - альмандиновыми, кварц - плагиоклаз - биотитовыми (мусковитовыми), кварц - мусковит - полевошпатовыми сланцами и соссюритовыми породами.

Амфиболиты и плагиоклаз - амфиболовые сланцы - серые и темно-серые с зеленоватым оттенком сланцеватые и полосчатые, реже массивные мелкозернистые плотные породы, сложенные амфиболом, обычно актинолитом или тремолитом, плагиоклазом - олигоклазом, редко порфиробластическим альбитом, иногда пироксеном диопсид - геденгербитового ряда, биотитом, хлоритом, соссюритом, кальцитом и аксессуарами - апатитом, сфеном и рудным. Последний представлен пирротинном, халькопиритом и ильменитом.

Структура пород нематобластическая, редко порфиробластическая, гранолепидобластическая и гранонематобластическая.



Текстура сланцеватая, полосчатая, обусловленная чередованием кварцевых, кварц - плагиоклазовых, плагиоклаз - биотитовых и плагиоклаз - роговообманковых полос.

Кварц - плагиоклаз - биотит - (мусковит) - андалузит - альмандиновые сланцы представлены темно - серыми, с коричневатым оттенком, плотными или тонкозернистыми сланцеватыми породами. Сложены они кварцем, андезином, биотитом, мусковитом, серицитом, гранатом (спессартин и альмандин), турмалином и аксессуарами - цирконом, апатитом, андалузитом, сфеном, эпидотом и рудным. Последний представлен пирротинном, ильменитом, реже сфалеритом. Гранат и турмалин содержатся в качестве либо главных, либо аксессуарных минералов.

Структура пород гранолепидобластическая, порфиробластическая. Текстура - сланцеватая, полосчатая, обусловленная переслаиванием плагиоклаз - биотитовых и кварцевых полос.

Кварц - плагиоклаз - биотитовые (мусковитовые) сланцы представляют собой темно - коричневатое - серые, иногда почти черные, сланцевато-полосчатые породы, сложенные кварцем, олигоклазом, биотитом, иногда небольшим количеством мусковита и серицита, хлоритом. Аксессуарные минералы представлены турмалином, апатитом, цирконом и рудным - ильменитом и пирротинном.

Структура пород лепидобластическая и гранолепидобластическая. Текстура - сланцевато-полосчатая, вызванная чередованием кварцевых и биотит-плагиоклазовых полос.

Кварц-мусковит-хлорит-полевошпатовые сланцы - коричневатое-серые, с розоватым оттенком, или почти белые, сильно обогащенные кварц-полевошпатовым материалом, мелкозернистые и полосчатые породы. Сложены они кварцем, плагиоклазом, обычно олигоклазом и альбитом, биотитом, хлоритом, мусковитом, серицитом, кальцитом, микроклином. Иногда отмечается небольшое количество игольчатого амфибола и эпидотовых минералов, а также сфен, апатит, циркон, ортит и рудный.

Структура пород гетеробластическая, местами порфиробластическая с лепидобластической основной тканью. Текстура - полосчатая.

Соссюритовые породы - серые, иногда темно - серые с зеленоватым оттенком. Они слабо пятнистые или ясно полосчатые окварцованные и плагиоклазированные.

Сложены они соссюритом, серицитом, плагиоклазом, кварцем, биотитом, хлоритом, мусковитом. Аксессуары представлены сфеном, апатитом, цирконом, рудным. Спорадически отмечаются зерна цоизита и графитово-углистого вещества.

Соссюрит вместе с серицитом составляет главную часть породы. Соссюрит-серицитовая масса пятнистая, почти непрозрачная, частью пропитанная кварцем, образует

полосы, чередующиеся с кварц - плагиоклазовыми полосами. Отмечаются переходы сосюритовых пород в плагиоклаз - амфиболовые сланцы.

Главными особенностями описанных пород кассарской толщи являются: 1 - плотность и мелкозернистость, слабо развитая кристаллизационная сланцеватость и преобладание гранобластовых, нематобластовых и лепидобластовых структур; 2 - четко проявленная реликтовая слоистость, подчеркиваемая переслаиванием полос разного состава; 3 - редкость постепенных переходов между породами и незначительность диафорических процессов; 4 - одноэтапный метаморфизм пород в кварц - альбит - эпидот - альмандиновой субфации фации зеленых сланцев метаморфической серии типа Барроу по Винклеру или в эпидот - амфиболитовой фации по Эскола.

Мощность кассарской толщи по определениям различных исследователей колеблется от 600 до 2000 м. Такая неопределенность объясняется отсутствием маркирующих горизонтов, интенсивной разрывной тектоникой и труднопроходимым рельефом. Нами принимается мощность ее в 1400 м по материалам Северо-Осетинского геолого-разведочного предприятия (Тибилев, 1965), к которой следует относиться как к ориентировочной.

Неравномерность распределения амфиболитов в толще позволяет разделить ее в разрезе по р. Ардон на четыре горизонта. Самый нижний представляет маломощную 30-метровую пачку переслаивающихся кристаллических сланцев и амфиболитов, в которой последние составляют около 45%. Эта пачка вверх сменяется 350-метровым существенно амфиболитовым горизонтом, в котором амфиболиты, составляя 77%, образуют пачки мощностью от 10 до 140 м. Еще выше располагается 500-метровая толща частого переслаивания пластов и пачек амфиболитов и кристаллических сланцев, содержащихся примерно в равных соотношениях. Венчается свита 520-метровой толщиной преимущественно кварц - плагиоклаз - биотитовых (мусковитовых) сланцев, содержащих амфиболиты в количестве около 16%.

Возрастное положение толщи неясно. Большинство исследователей считают ее докембрийской. По Моргунову Ю.Г. (1965) она соответствует позднему девону - раннему карбону. Робинсон В.Н. (1948) и Мельников В.А. относят ее к раннему карбону. Нами, соответственно "рабочим опорным легендам к Центрально-Кавказской и Казбекско-Самурской сериям листов Геолкарты - 50" (Ермаков, 1989), принимается верхнепротерозойский возраст толщи.

### ***2.1.3. Чанчакская толща (PR<sub>2</sub> чн)***

Чанчахская толща выделяется только на левобережье р. Ардон, где, располагаясь на кристаллических сланцах кассарской свиты, обнажается на южном склоне Бокового хребта в виде полосы шириной от 500 м до 1 км, которая протягивается от ледника Западный Бубу на западе к леднику Арнаг на востоке. На восточном склоне Арнагского ущелья толща тектонически выклинивается, а на запад она уходит за пределы Осетии.

Располагается толща между кассарскими гранитами, образующими узкую полосу севернее, и палеозойскими отложениями гизельдонской свиты, прослеживаемыми южнее, в тектонической зоне Главного надвига. Чанчахская толща здесь образует одну из тектонических чешуй Зарамаг - Цмиакомского тектонического блока, кассарской подзоны, зоны Главного хребта.

Чанчахская толща довольно подробно описана в отчете Северо - Осетинской геологосъемочной партии Северо-Кавказского производственного геологического объединения "Севкавгеология" (Ермаков, 1981). Поэтому в данной записке дается лишь краткая характеристика ее особенностей.

Сложена чанчахская толща микросланцами, порфироидами, метаконгломератами и гравелитами, гранитоидами и кварцитами.

Микросланцы представляют собой кварцитоподобные породы серого, зеленовато-серого, чаще кремового, коричневого или светло-фиолетового цветов, афанитового или очень мелкозернистого облика. Эти породы слагают основной объем толщи и, чередуясь с другими литологическими разностями, имеют с ними как резкие, так и постепенные контакты. Состоят они на 80% из кварца, на 10% из плагиоклаза, на 5% из эпидот-цоизитовых минералов и на 5% из мелкочешуйчатых хлорита, мусковита и биотита.

Порфироиды, серые с зеленоватым или коричневатым оттенками породы с вкрапленниками белого полевого шпата, образованы, как показывают пересчеты силикатных анализов по методу Ритмана, за счет дацитов (Ермаков, 1981). Состоят они из кварца, полевых шпатов, чешуек слюд, эпидот - цоизитовых минералов. Акцессоры представлены апатитом и сфеном. Вкрапленники образованы олигоклазом.

Метагравелиты и метаконгломераты представлены светлыми обломочными породами, в которых обломки сложены кварцем, а цементирующая масса состоит из кварца, хлорита, мусковита и новообразованного биотита. К гранитоидам, судя по реликтам, относятся микроклинизированные катаклазиты и милониты, образованные по плагиогранитам. При этом, по степени катаклаза и милонитизации различаются разные стадии изменения гранитоидов от слабокатаклазированных до ультрамилонитизированных пород, вплоть до кварцитов. Ермаковым В.А. (1981) в этих породах отмечается появление игольчатого слабоокрашенного актинолита и бесцветного

лавсонита. Лавсонит в Осетии отмечается впервые и его появление поднимает целый ряд вопросов. Теория плитной тектоники утверждает, что лавсонит является минералом - индикатором лавсонит - глаукофановой фации метаморфизма, которая формируется в породах поддвигающейся плиты, где создаются необходимые для этого очень высокие давления (6-10 кбар) при сравнительно низких температурах (230-450°C).

К сожалению, эта единственная находка не позволяет делать какие-либо выводы, но ее можно рассматривать как маяк для более тщательного изучения пород этой толщи с целью получения новых фактов.

Кварциты представлены светло-серыми массивными афанитовыми породами, сложенными микрогранобластическим кварцем и полевым шпатом. Ермаков В.А. (1981) установил различную природу кварцитовых пластов. Наиболее распространенными являются кварциты, образованные по мелкозернистым кварцевым песчаникам. Меньше развиты глубоко переработанные пласты дацитов. К третьей разновидности относятся перекристаллизованные милониты по гранитоидам или песчаникам.

Материнскими породами толщи по Ермакову В.А. (1981) являются вулканогенно - осадочные отложения, метаморфизованные в фации зеленых сланцев (Ажгирей и др., 1976).

Мощность толщи в Осетии определяется размерами, сложенной ею, тектонической чешуи, и ориентировочно колеблется от 300 до 700 м. Возраст ее неясен. Некоторые исследователи сопоставляют чанчахскую толщу с уллучиранской свитой (Ажгирей и др., 1976), возраст которой условно считается докембрийским. На основании этого нами, так же совершенно условно, принимается верхнепротерозойский возраст чанчахской толщи.

#### ***2.1.4. Буронская свита (PR<sub>2</sub> - PZ<sub>1</sub> br)***

Породы буронской свиты располагаются на левом борту Цейдона, где занимают площадь между вершиной Саухох на западе и долиной р. Бад на востоке. Северная граница их здесь проходит по подошве мезозойских отложений, южная - по Цейдонскому разлому. Меньшие по площади выходы пород свиты известны восточнее и северо-восточнее селения Верхний Унал, на правом склоне долины р. Цагатдон, и в междуречье Фиэгдон - Гурондон. Совсем небольшие выходы их располагаются в северо-восточной части Холстинского гранитного массива и на правом борту Джимидона.

В связи с тектонической изоляцией, свита условно сопоставляется с верхами макерской серии (Ажгирей и др., 1976).

Как самостоятельная стратиграфическая единица свита впервые была выделена в 1939 г. И.Г. Кузнецовым.

В последнее 20-летие появилась и усиливается тенденция к разделению кристаллических пород, объединяемых в буронскую свиту, как минимум, на три самостоятельные свиты: макерскую, буронскую и джимидонскую. Однако, отсутствие маркирующих горизонтов, сложная разрывная тектоника и перекрытие мощными оползнями значительной площади развития свиты позволяют судить лишь приблизительно о ее составе и структуре. По-видимому, этим и объясняется сопоставление разных частей свиты то с нижне-среднепалеозойской кремнисто-вулканогенно-терригенной формацией (Ермаков и др., 1976), то с докембрийскими дуппукской (Ажгирей и др., 1976), чегемской (Ермаков и др., 1981), кассарской (Ефремов, 1948; Варданянц, 1943; Морковкина, 1947; Заридзе и Татришвили, 1967) свитами. По-видимому, попытки разделения кристаллических сланцев бассейна р. Ардон на различные свиты преждевременна. Поэтому в настоящей записке остается пока общее для них название - буронская свита.

Наиболее полные и детальные площадные исследования буронской свиты проведены при геологической съемке площади Буронского месторождения в масштабе 1:2 000 (Абдураманов Р.У., 1962), при геологической съемке площади Осетии перспективной на полиметаллическое оруденение в масштабе 1:10 000 (Рыпинский С.М. и др., 1963) и при поисково-разведочных работах на площадях Восточно-Джимидонского месторождения и Цагатдонского блока (Давыдов К.В. и др., 1988, 1989, 1991). Результаты этих работ положены в основу нижеприводимого описания состава и структуры буронской свиты.

Породы, слагающие свиту, по минеральному составу разделяются на следующие группы: 1) хлорит-слюдистые с андалузитом или без него, иногда графитизированные; 2) гнейсы и полевошпатовые; 3) амфиболиты и амфиболовые; 4) кварциты и кварцитовидные, местами графитизированные кристаллические сланцы.

**Первая группа** объединяет хлорит - кварцевые и серицит (мусковит) - хлорит - кварцевые, биотит - мусковит - хлорит - кварцевые и плагиоклаз - мусковит (серицит) - биотит - хлорит - кварцевые, а также полевошпат - андалузит - мусковит - биотит - кварцевые кристаллические сланцы.

Хлорит - кварцевые и серицит (мусковит) - хлорит - кварцевые кристаллические сланцы характеризуются резко выраженной кристаллизационной сланцеватостью и

интенсивной плейчатостью. Основными породообразующими минералами их являются кварц, хлорит и мусковит. Хлорит образуется, судя по реликтам, за счет биотита и представлен в большинстве случаев пеннином. Значительная часть серицита образована за счет разрушения плагиоклазов, но наряду с этим часто наблюдаются новообразования его в виде вытянутых листочков. Из второстепенных минералов отмечается альбит метасоматического происхождения, замещающий более основной плагиоклаз. Акцессорные представлены рутилом и цирконом, часты зерна магнетита. Из вторичных отмечается кальцит. Структуры пород лепидобластовая, иногда пойкилобластовая и гранобластовая. Как видно, в этих породах присутствуют две неравновесные минеральные ассоциации: высокотемпературная - биотит - плагиоклазовая и низкотемпературная - кварц - альбит - серицит - хлоритовая. Первая из них замещается второй.

Биотит - мусковит - хлорит - кварцевые и плагиоклаз - мусковит (серицит) - биотит - хлорит - кварцевые кристаллические сланцы сложены кварцем, биотитом, содержащим обычно иголки рутила, мусковитом, тяготеющим к биотиту, метасоматическим альбитом и хлоритом, представленным пеннином и замещающим биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, приуроченным к биотиту, цирконом, сфеном и титано-магнетитом. В описываемых породах в ассоциации с мусковитом, альбитом и биотитом иногда встречаются реликты кордиерита, почти полностью замещенные слюдистым агрегатом. Столь же редко, преимущественно в плагиоклазах и в отдельных чешуях мусковита, присутствует вкрапленность графита. Структуры пород, в основном, гранобластовая и лепидогранобластовая. В этих сланцах, так же как и в хлоритовых и серицит (мусковит) - хлоритовых, высокотемпературные минералы плагиоклаз, биотит, кордиерит замещаются низкотемпературными альбитом, хлоритом, мусковитом.

Полевошпат - андалузит - мусковит - биотит - кварцевые кристаллические сланцы сложены андалузитом, составляющим от 10 до 60% породы и порфиробласты которого переполнены включениями кварца, биотита и мусковита, красно-коричневым биотитом, кварцем, мусковитом и средне-кислым плагиоклазом. В незначительных количествах присутствует альмандин, обычно полностью хлоритизированный. Значительно реже встречаются силлиманит и фибролит. Обычными акцессориями являются циркон, сфен, апатит, рутил, иногда турмалин. Этим сланцам присущи порфиристо- и пойкилобластовые структуры с лепидогранобластовой и лепидобластовой структурами основной массы.

**Вторая группа** включает биотитовые, мусковит - хлоритовые, разнообразные очковые гнейсы и полевошпат - кварцевые кристаллические сланцы, образующие постепенные переходы, как между собой, так и с породами других групп. Их основными породообразующими минералами являются кварц, альбит, представленный, как мелкими

зернами, так и порфиробластами, переполненными включениями кварца и содержащими иногда иголки рутила, микроклин в виде порфиробластов, так же переполненных включениями кварца и довольно часто замещаемый альбитом, мусковит и хлорит, развивающийся за счет биотита и роговой обманки. В качестве аксессуарных присутствуют магнетит и циркон. Структуры пород гранобластовые, гранолепидобластовые и порфиробластовые. В некоторых разностях мелкозернистых мусковитовых гнейсов встречаются реликты обломочной осадочной структуры.

**Третья группа** - амфиболиты и амфиболовые кристаллические сланцы объединяет существенно роговообманковые, роговообманковые с небольшим количеством мелких порфиробластов плагиоклаза и роговообманково-плагиоклазовые амфиболиты, а также актинолитовые, актинолит-полевошпатовые, кварц-актинолитовые и эпидот-актинолитовые, переходящие зачастую в эпидозиты, кристаллические сланцы. Характеризуются эти породы тонко- и грубополосчатой сланцеватой, реже массивной, иногда спутанно-волокнистой текстурами и нематобластовой, фибробластовой и лепидонематобластовой структурами.

Меланократовые существенно роговообманковые амфиболиты сложены роговой обманкой и андезином. Спорадически встречаются кварц, гранат и эпидот. Обычными аксессуориями являются апатит, магнетит, титаномagnetит, сфен, рутил и циркон.

Лейкократовые полевошпатовые амфиболиты сложены преимущественно сосюритизированным плагиоклазом и подчиненным количеством роговой обманки, замещаемой актинолитом, биотитом или хлоритом.

В некоторых измененных амфиболитах были встречены мелкие зерна андалузита (Рыпинский С.М., 1963).

В различных амфиболовых кристаллических сланцах главные минералы представлены актинолитом, являющимся зачастую основным породообразующим, синезеленой роговой обманкой, замещаемой местами биотитом или хлоритом, серицитизированным и иногда карбонатизированным альбитом в виде порфиробласт с многочисленными включениями роговой обманки, эпидота, реже микроклина и кварца, с изредка наблюдаемой неясной шахматной структурой, указывающей на метасоматическое происхождение его, мелкими ксеноморфными зернами микроклина, замещаемого альбитом, и редко кварцем. Эпидот и клиноцоизит приобретают главное породообразующее значение в эпидозитах. Аксессуарные представлены ильменитом, часто окруженным титаноморфитом, и редкими зернами сфена, апатита и рутила.

Особое положение занимают амфиболиты, обнаруживающие отчетливую магматическую природу. Они образуют линзообразные тела с характерной

крупнокристаллической структурой. Отличительной чертой их является наличие реликтов офитовых и диоритовых структур. Сложены они основным, часто зональным плагиоклазом и мелкочешуйчатым хлоритом с примесью карбонатов, замещающих нацело первичные темноцветные минералы. В единичных случаях отмечены разрушенные реликты пироксена, вероятно диопсида (Рыпинский С.М., 1963). Эти породы были образованы, очевидно, за счет диабазов и габбродиабазов.

**Четвертая группа** состоит из кварцитов и кварцитовидных кристаллических сланцев, которые характеризуются массивной или полосчатой, а также сланцеватой текстурами с гранобластовой и лепидогранобластовой структурами.

Сложены породы преимущественно кварцем и незначительными количествами мусковита, хлорита, замещаемого серицитом, альбита и альмандина, зерна которого образуют своеобразные скопления. Кроме этого, местами в кварцитовидных кристаллических сланцах встречается графит, изредка образующий пропластки и линзы до 0,5 см толщиной (Рыпинский, 1963).

Все вышеописанные разновидности метаморфических пород находятся в тесном переслаивании друг с другом, образуя то сравнительно широкие полосы, то разной протяженности и мощности пласты и линзы, которые характеризуются невыдержанностью как мощности, так и литологического состава по латерали. Это, вместе со значительной тектонической блокировкой и наложенными контактовым метаморфизмом и гидротермально-метасоматической проработкой делают невозможным сопоставление отдельных частей разреза даже в пределах одного участка. Можно лишь отметить, что каждый локальный участок характеризуется присущим только ему набором метаморфических пород (рис.2.1.).

В настоящее время имеется единственный участок - Джимидонский, где строение буронской свиты обосновано обширным фактическим материалом, полученным при выполнении значительного объема подземных горных выработок и поисково-разведочного бурения. Здесь литолого-стратиграфический разрез свиты представлен следующим образом (Давыдов К.В. и др., 1988, 1989, 1991).



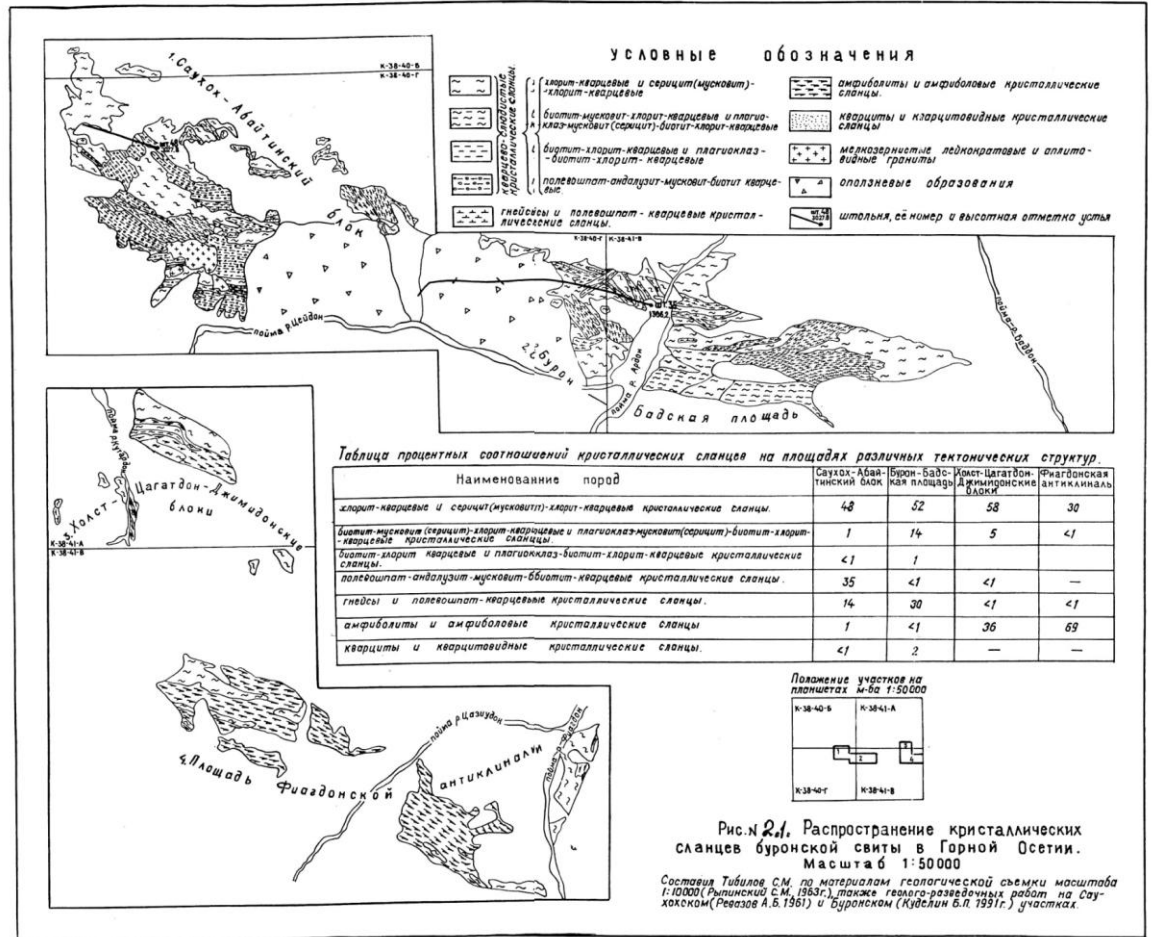


Рисунок 2.1. Распространение кристаллических сланцев буронской свиты в Горной Осетии. Масштаб 1:50000

На палеозойских гранитоидах с тектоническим контактом располагается 200-280-метровая толща амфиболитов. В ряде случаев амфиболиты прорываются среднеюрскими гранит-порфирами. На дневную поверхность эта толща выведена на площади Цагатдонского структурного блока и в ядерной части Фиагдоского поднятия. В последней амфиболиты прорваны гранитоидами палеозоя, а на Цагатдонском блоке располагаются на грубополосчатых полевошпат - кварц - слюдяных гнейсовидных сланцах, мощность которых не установлена. Амфиболиты вверх по разрезу сменяются горизонтом переслаивающихся кристаллических сланцев и амфиболитов, названным “переходной толщей”. Представлена она тонким (0,1-5м) и дробным переслаиванием полевошпат-андалузит-двуслюдяных и мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев с амфиболитами. Мощность горизонта колеблется от 6-7 м до 25-35 м, достигая иногда 50-65 м и даже 100 м. Тенденция к возрастанию мощности намечается в юго-западном направлении.

Завершает разрез буронской свиты на Джимидонском участке сланцевая толща, которая по наличию в составе пород андалузита подразделяется на две пачки. Нижняя мощностью 190-200 м сложена полевошпат-андалузит-мусковит-биотит-кварцевыми сланцами с прослоями мусковит-биотит-кварцевых разностей с полевым шпатом и без него, и микроклиновых гнейсовидных пород. Верхняя мощностью 170-180 м сложена плагиоклаз - мусковит (серицит) - биотит - кварцевыми и биотит - мусковит - кварцевыми кристаллическими сланцами, тяготеющими к нижней половине пачки, и хлорит-мусковит (серицит)-кварцевыми разностями с прослоями хлоритовых и графитосодержащих сланцев, занимающих ее верхнюю часть.

Минеральный состав пород буронской свиты и взаимоотношения минералов указывают на наличие двух минеральных парагенезисов: неустойчивого (замещаемого) и устойчивого (замещающего) (Рыпинский С.М., 1963, Давыдов К.В., 1991). К первой парагенетической ассоциации отнесены магнетит-андезин-роговая обманка, альмандин-магнетит-биотит-андезин-роговая обманка, мусковит-биотит-кварц-андезин, мусковит-биотит-кварц-андалузит-андезин. Вторая, устойчивая ассоциация представлена альбит-хлорит-актинолитовым и хлорит-мусковит-кварц-альбит-серицитовым парагенезисами. Последние пользуются в породах наибольшим развитием, образуя псевдоморфозы по минералам неустойчивой первой группы или являются главными породообразующими минералами. По мнению Давыдова К.В. (1991), присутствие в породах таких минералов, как андалузит, роговая обманка, андезин, гранат, биотит свидетельствуют о том, что породы первоначально были метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации (В<sub>3</sub>) регионального прогрессивного метаморфизма. Парагенезисы второй устойчивой группы указывают на последующий наложенный ретроградный метаморфизм в фации зеленых сланцев (В<sub>4</sub>).

Кроме прогрессивного и регрессивного метаморфизма, как Рыпинский С.М. (1963), так и Давыдов К.В. (1991) отмечают проявление на локальных участках дислокационного метаморфизма, соответствующего низким ступеням зеленокаменного преобразования пород, и слабого контактового метаморфизма. Здесь следует отметить, что Рыпинский С.М. (1963) выделяет андалузит, как контактово-метаморфический минерал, а Давыдов К.В. (1991) относит его к продуктам регионального метаморфизма. Проявлением процессов контактного метаморфизма он считает калиевый метасоматоз, представленный на участках внедрения гранитоидов появлением в породах микроклина, актинолита, биотита, карбонатизации и окварцевания. Однако, анализ распределения породообразующих минералов кристаллических сланцев на площадях их развития показал, что нахождение андалузита и биотита вроде бы подчиняется определенной

закономерности. Оба минерала тяготеют к экзоконтактовому пространству гранитоидных интрузий, где образуют приконтактовые ореолы. Биотитовый ореол распространяется от контакта интрузии на 680-700 м (участок Джимидон), а андалузитовый накладывается на биотитовый и имеет ширину 580 м (шт.35 на Буроне и участок Джимидон). На Саухохском участке, где породы буронской свиты интродуцированы многочисленными телами гранитоидов, андалузит и биотитсодержащие кристаллические сланцы занимают более трети всей площади. Не претендуя на абсолютную достоверность сказанного, из-за скудости объема имеющегося материала, здесь подчеркивается лишь наличие единичных фактических данных, которые указывают на возможность значительно большей значимости контактового метаморфизма в формировании пород буронской свиты, чем это представляется в настоящее время.

Немалую роль в формировании пород буронской свиты играли гидротермально-метасоматические процессы, наиболее полно изученные на Джимидонском и Буронском участках. С наиболее ранней - прерудной кварц-пиритовой стадией минерализации связано широко проявленное выщелачивание вмещающих пород: окварцевание, серицитизация, хлоритизация и рассеянная и прожилково-вкрапленная пиритовая и арсенопиритовая минерализация. С развитием продуктивных стадий рудного процесса гидротермально-метасоматические преобразования выразились в интенсивном окварцевании и хлоритизации пород вблизи зон сульфидной минерализации. Завершается стадия рудообразующего процесса метасоматическим этапом осаждения. В этот период происходит хлоритизация и выделение карбонатов, друзовидного кварца, пирита и, локально, барита. На всех нерудных минералах нарастают пирит, клейофан, галенит, халькопирит.

Таким образом, как видно из вышесказанного породы буронской свиты являются “полиметаморфизованными”, претерпевшими на различных этапах своего развития влияние рудных метаморфизующих факторов. Это затрудняет определение их первоначального состава. Давыдов К.В. (1980) высказывает предположение о том, что материнскими породами сланцевой части разреза буронской свиты, могли быть песчано-глинистые отложения с линзами гравелитов и туфогенных пород кислого состава. Амфиболитовая часть разреза, очевидно, состояла, как из магматических образований среднего и основного состава, так и мергелей. Это не противоречит представлениям Л.А. Варданянца (1935), В.Н. Робинсона (1948), Л.Н. Пламеневского (1948), Г.М. Ефремова (1945-1950), А.Д. Масленникова (1939), В.Л. Ермакова (1981) и др.

Возраст свиты, в связи с увязкой ее с верхами макерской серии, условно определяется как верхний протерозой - нижний палеозой.

## 2.2. ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА ПОЗДНЯЯ ПОДЭРА

Верхнепалеозойские образования входят в состав зоны Главного хребта и, являясь верхними членами стратиграфической шкалы зоны, играют заметную роль в строении кристаллического субстрата.

Выходы верхнепалеозойских пород на поверхность в Горной Осетии приурочены к широтной полосе, протягивающейся более чем на 60 км, от верховий р. Бубудон на западе до долины р. Терек на востоке, и маркируют здесь современное положение южного края Северной (Скифской) континентальной плиты.

Залегают породы верхнего палеозоя на верхнепротерозойских кристаллических сланцах со стратиграфическим несогласием. Их взаимоотношения со средне-верхнепалеозойскими гранитоидами не ясны, всюду этот контакт проходит по разломам. Лишь в долине р. Терек в контактах Дарьяльского и Гвилетского массивов гранито-гнейсов располагаются маломощные линзы кварцитов и роговиков, являющихся, по-видимому, материнскими породами, принадлежность которых к какой-либо свите верхнего палеозоя, однако, весьма проблематична. Перекрываются отложения верхнего палеозоя мезозойскими осадками с размывом в основании.

Литологический состав верхнепалеозойских пород характеризует конечный цикл коллизионной геодинамической обстановки в интервале от подъема и разрушения горных сооружений до образования мелковидных, богатых фауной, лагун на пенеппленезированной поверхности. Представлены отложения верхнего палеозоя непрерывной серией закономерно сменяемых осадков от песчано-гравийно-конгломератовых в основании, к карбонатным в кровле. Все породы подвергались региональному метаморфизму в фации зеленых сланцев.

В настоящее время верхнепалеозойские отложения подразделяются на баддонскую, мидаграбынскую и гизельдонскую свиты.

### 2.2.1. Каменноугольный период. Поздняя эпоха

#### *Баддонская свита (C<sub>3</sub>bd)*

Толща грубообломочных пород, залегающая в основании верхнепалеозойских отложений, впервые была описана как карбоновая Л.А. Варданянцем в 1935 г. В 1963 г. в

отчете Рыпинского С.М. эта толща получила название “бадская свита”, а в 1965 г. была переименована в “баддонскую” Моргуновым Ю.Г.

В Северной Осетии отложения баддонской свиты выходят на поверхность в междуречье рек Ардон-Баддон, где располагаются на восточных замыканиях Зарамаг-Цмиакомского тектонического блока и Большой Бадской антиклинали, в междуречье Фиагдон-Цазиудон, где в ядерной части Фиагдонской антиклинали оконтуривают выходы пород буронской свиты и верхнепалеозойских гранитоидов, и в междуречьях рек Цариитдон-Мидаграбындон-Цатадон, где участвуют в строении ядра сравнительно крупной Гизельдонской антиклинали и мелких Сырхубарзондского и Цатадонского тектонических блоков. Баддонские образования, не выходящие на поверхность, зафиксированы на левобережье р. Ардон горизонтальными скважинами из штольни № 35, пройденной в северной части Буронского участка на восток (Куделин Б.П., 1991). Породы свиты здесь тянутся в широтном направлении и прослежены скважинами на 1550 м по простиранию. Кроме этого, аналогичные породы были вскрыты скважиной № 3 “Г” в северной части Хукалинского участка (Давыдов К.В., 1984). Контакт баддонской свиты с подстилающими породами стратиграфически несогласный. В большей части обнажений он осложнен разрывной тектоникой.

Отнесение некоторыми исследователями (Энна Н.Л., 1988) толщи метаморфизованных пород, обнажающихся в верховьях р. Геналдон, к баддонской свите слабо обосновано. По литологическому составу, слагающих ее пород, и металлоносности она лучше всего сопоставляется с отложениями вышележащей мидаграбынской свиты (Давыдов К.В., 1976).

Сложена баддонская свита конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, алевросланцами, их туфогенными аналогами и вулканогенными образованиями. Описания последних приведены в разделе вулканизм.

Конгломераты и гравелиты представлены в разрезе свиты аркозовыми, кварцевыми и олигомиктовыми разностями. При этом, если кварцевые и олигомиктовые конгломераты и гравелиты слагают основную часть свиты, то аркозовые тяготеют к ее основанию и количество их с юга на север сокращается (Давыдов К.В., 1976).

Макроскопически это - массивные грубопластовые породы с массивной и неяснослоистой текстурами, образующие между собой фациальные переходы.

Сложены они галькой и зернами молочно-белого и полупрозрачного кварца. Подчиненное значение имеют обломки кварцитов, гранитоидов, кристаллических сланцев, габброидов и эффузивов. Размер гальки колеблется от 0,5 мм до 50-70 мм. В некоторых случаях отмечается деформация и даже раздавливание галек.

В целом, обломочный материал хорошо окатан и слабо отсортирован. Ориентировка его либо отсутствует, либо слабо проявлена. Под микроскопом породы характеризуются бластопсефитовой, бластопсефо-псаммитовой и псефитовой структурами. В аркозовых разностях основными обломочными компонентами являются кислый плагиоклаз (5-40%), микроклин-пертит (10-80%) и кварц (3-50%). Реже встречаются зерна кварцитов и обломки гранитоидов. Акцессорные представлены цирконом, редко турмалином и апатитом. Из вторичных широко развиты серицит, решетчатый микроклин, биотит совместно с хлоритом, альбит и реже эпидот, в виде землистых скоплений, и карбонат. В кварцевых разностях доминирующее положение занимают обломки кварца и кварцитов. В олигомиктовых - появляется полевой шпат в количествах не более 10% и крайне редко пелитизированный калиевый полевой шпат.

В шлифах, помимо гранитоидов, встречаются обломки эффузивов с фельзитовой и микрофельзитовой основной массой. Количество последних к северу возрастает до 10% от массы обломочного материала. Повсеместно наблюдаются проявления катаклаза и бластеза. Кварцевые зерна имеют дымчатое и волнистое угасание, крупные зерна раздроблены, трещины залечены новообразованным гранобластическим кварцем. Цемент, как правило, полностью перекристаллизован в гранобластовый агрегат кварца с примесью серицита и альбита или в микролепидогранобластовый агрегат серицита и кварца с примесью хлорита. Тип цементации базальный. Кварц-серицитовый цемент обычно интенсивно корродирует обломочные зерна.

В зонах рассланцевания нередко проявляется процесс мусковитизации пород. Они приобретают светлую окраску и часто преобразуются в кварц- мусковитовый сланец. Разности с коричневой или лиловой окраской содержат в составе цемента примесь окрашенных слюд вроде биотита или стильпномелана.

Песчаники в разрезе баддонской свиты не получили широкого распространения. Они обычно образуют прослои или пачки мощностью не более 3-5 м. В распределении этих пород по разрезу какой-либо закономерности не наблюдается и лишь в верхней части отмечается некоторое возрастание их количества. По минеральному составу песчаники идентичны конгломератам и гравелитам. Среди них выделяются кварцевые и олигомиктовые разности. Преобладают грубозернистые и неравномернозернистые типы. Структура пород обычно псаммитовая и бластопсаммитовая. В тектонических зонах наблюдаются переходы от кластогенных разностей к кварцитам. Некоторые песчаники содержат единичные гальки кварца и кварцита.

Цемент песчаников базальный и соприкосновения. Он представлен чаще всего перекристаллизованным кварц-серицитовым микролепидогранобластовым агрегатом с примесью хлорита и биотита.

Алевролиты и алевросланцы имеют крайне ограниченное распространение. Они образуют либо отдельные самостоятельные пласты мощностью до 0,5 м, либо пленочные прослойки, разделяющие слои грубозернистых осадков. Основным обломочным компонентом данной группы пород являются плохо окатанные зерна кварца и реже плагиоклаза, погруженные в кварц-серицитовый или хлорит-кварцевый агрегат. В некоторых разностях появляется углистое вещество, равномерно пропитывающее всю массу породы, или образующее тончайшие прослойки, придающие породе слоистый облик.

Эффузивные разности описанных пород широко развиты в верхней части баддонской свиты. В меньших количествах они встречаются в основании разреза (Давыдов К.В., 1976).

В верхней части выделяются туфовые конгломераты, гравелиты и песчаники. Это - массивные породы темно-серого цвета. Реже отмечается лилово-коричневая окраска, обязанная процессу биотизации. Отличаются эти породы от своих осадочных аналогов увеличенным количеством цемента и пирогенной примесью, которая составляет в них 10-30% и представлена оскольчатými зернами плагиоклаза (андезин), реже идиоморфными зернами калиевых полевых шпатов. Помимо плагиоклаза присутствуют остроугольные, часто сильно вытянутые "саблевидные" зерна кварца.

В основании свиты располагаются прослойки коричневых или лилово-коричневых туфовых аркозовых песчаников и гравелитов. Туфогенная примесь в них представлена исключительно плагиоклазом в виде мелких резко остроугольных обломков, как правило, не затронутых вторичными процессами. Изредка отмечаются такие же обломки вулканического стекла, превращенного в микрофельзитовый или микрогранобластовый кварц-полевошпатовый агрегат, густо пропитанный серицитом и с незначительной примесью лейкоксена.

В настоящее время имеются минералогические анализы пород свиты, расположенные в верховьях рек Мидаграбындон и Баддон.

В пробах протолочках, отобранных из пород свиты р. Мидаграбындон, установлены следующие минералы: лимонит (3,5-19 г/т), галенит (до 3,6 г/т), церуссит (до 2,4 г/т), сфалерит (до 0,72 г/т), пирротин (2,8-48 г/т), циркон (0,07-1,2 г/т), апатит (0,6-6 г/т), а также знаки сфена, анатаза, рутила, граната, амфибола и в единичных пробах турмалин и ортит (Энна, 1988).

Минералогическим анализом в породах свиты баддон определены циркон (3,3-16,6 г/т и лишь в единичном случае - 241,6 г/т), турмалин (20-43 г/т), апатит (ед. зерна), ильменит (характерен для псаммитов), хромит и рутил (весовые количества - у контакта с буронской свитой), магнетит (ед. зерна - 106 г/т), пирротин (от десятков знаков до 390 г/т), пирит (встречается с пирротином), халькопирит (0,1-10 г/т). Кроме этого в единичных знаках встречаются ковеллин, борнит, галенит, корунд. Спорадически отмечаются единичные зерна цоизита, сфена, гематита, граната, малахита и барита. В одной из протолок встречено одно зерно предположительно метеорного железа (ийоцит) (Давыдов К.В., 1976).

В геохимическом отношении для пород баддонской свиты характерны близкие к кларковым содержания большинства элементов. Для никеля, ванадия, кобальта и фосфора в отдельных горизонтах отмечается повышение содержаний (Энна Н.Л., 1988). Корреляционный анализ, проведенный с целью выявления отличительных особенностей пород свиты показал, что для песчаников и конгломератов наиболее существенны корреляционные связи свинца с оловом и молибденом, цинка с кобальтом, молибденом, никелем, титаном, марганцем и хромом, меди с молибденом. Наиболее четкая корреляционная группа: хром - никель - цинк - кобальт - молибден - медь (Газданов А.Ц., 1977).

Плотность конгломератов составляет в среднем  $2,67-2,68 \text{ г/см}^3$ , а для песчаников она несколько выше  $2,68-2,73 \text{ г/см}^3$ . Магнитная восприимчивость пород не более  $0-15 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ. Удельные электрические сопротивления колеблются от 3000 до 10000 Ом. В физических полях породы баддонской свиты не выделяются (Энна Н.Л., 1988).

На аэрофотоснимках отложения свиты характеризуются темно-серым фототонном, жестким скальным микрорельефом и интенсивной трещиноватостью и блочностью.

В распределении литологических разностей пород в разрезе баддонской свиты ярко выраженной закономерности не наблюдается. Можно лишь отметить, что в пределах Зарамаг-Цмиакомского тектонического блока в верховьях р. Баддон основание свиты сложено преимущественно аркозовыми и субаркозовыми разностями, иногда с примесью пирокластического материала. Вверх по разрезу аркозовые разности сменяются на кварцевые и олигомиктовые, которые составляют основную часть свиты. С заключительными этапами формирования терригенной толщи связано увеличение роли псаммитов и усиление вулканической деятельности, на что указывает появление эффузивов и пирокластов (Давыдов К.В., 1976).

Отложения, залегающие в основании баддонской свиты в верховьях р. Мидаграбындон и сопоставляемые с породами верхнего горизонта кассарской свиты



(Жуков, 1974, Газданов, 1977, Долгов, 1988), некоторыми исследователями выделяются, как нижняя толща баддонской свиты (Энна, 1988). Однако, простая ссылка на аналогию “литологических и геохимических особенностей этих пород с вышележащими” конгломератами и гравелитами, видимо, недостаточна для изменения уже сложившихся представлений, тем более, что для этих пород конгломераты и гравелиты не характерны, а широко представленные в них кварцево-слюдистые микросланцы (Энна, 1988) в толще конгломератов и гравелитов отсутствуют. Из-за недостаточности каких-либо доказательств в пользу той или иной точки зрения в настоящей работе предпочтение отдается представлениям “первооткрывателей”, т.е. сторонников кассарской “природы” этих пород.

Кроме этого, некоторые исследователи грубообломочную толщу баддонской свиты, располагающуюся на крыльях Большой Бадской и Фиагдонской антиклиналей, там, где она перекрывается базальными слоями мезозоя, относят к мезозойским образованиям (Ермаков В.А., 1980). Это, по меньшей мере, не корректно, ибо еще Л.А. Варданянц (1935), а за ним Робинсон В.Н. (1948) и другие отмечали, что перекрывающий кварцито-конгломератовую толщу верхнего карбона горизонт графитизированных конгломератов, резко выделяющийся обилием серицита и почти черным цветом, за счет графита, относится к нижнему лейасу на основании сбора из него на Фиагдоне рэт-лейасовой флоры и фауны пелеципод. Но, отдавая справедливость, укажем, что уже примерно в километре севернее точки сборов фауны и флоры графитовый и серицитовый признаки “не работают”. Однако и здесь устанавливаются отличительные особенности конгломератов баддонской свиты, которыми являются зеленоватый оттенок серой окраски, полное отсутствие галек черных глинистых пород (Давыдов К.В., 1976), а также деформированность - уплощенность, лепешковидность и иногда раздавленность галек, их срастание с цементом и кварцитовидность последнего (Рыпинский С.М., 1963). Следует отметить, что таких “немых” интервалов на участках непосредственного соприкосновения конгломератов мезозоя и палеозоя немного и всегда находится возможность их разделения, вплоть до построения ритмограмм с определением регрессивного или трансгрессивного характера осадконакопления. Для мезозойского разреза характерно преобладание трансгрессивного цикла.

Мощность баддонской свиты, закономерно изменяясь в пространстве, увеличивается с запада на восток. На Баддоне, в северных крыльях и блоках Большой Бадской антиклинали и Адайком-Цмиакомского блока она не превышает 50-60 м. В ядерной части Фиагдонской антиклинали она колеблется в пределах 500-600 м. В ядре Гизельдонской антиклинали мощность ее достигает 700 м.

О мощности свиты, выявленной скважинами западнее долины р. Ардон, судить трудно, т. к. вскрыты они на незначительных интервалах и нигде не пересечены полностью.

Верхний контакт свиты стратиграфически согласный и условно проводится по исчезновению в разрезе конгломератовых прослоев в основании существенно кварцито-песчаного разреза.

Прямых фаунистических доказательств возраста баддонской свиты нет. На основании ее стратиграфического положения, сопоставления с разрезами фаунистически определенных средне- и верхнекаменноугольных отложений Передового хребта, Сванетии и других районов, возраст свиты косвенно определяется как верхнекаменноугольный.

### **2.2.2. Каменноугольный период, поздняя эпоха- пермский период, ранняя эпоха-неразделенные**

#### *Мидаграбындонская свита (C<sub>3</sub>-P<sub>1md</sub>)*

Породы мидаграбындонской свиты впервые были выделены из состава баддонской Давыдовым К.В. в 1976 г. и в 1977 г. получили свое название в отчете Газданова А.Ц.

Залегая согласно на гравелитах и конгломератах верхнего карбона, отложения свиты всюду оконтуривают их выходы. Наиболее полные разрезы располагаются в верховьях р. Баддон, в северной части Зарамаг-Цмиакомского блока, в бассейне р. Мидаграбындон, на крыльях Гизельдонской антиклинали, и в верхнем течении р. Геналдон, где полностью слагают Калгацитинский блок. Породы последнего некоторые исследователи относят к верхнекарбоневой баддонской свите (Энна, 1988). Однако, приуроченность к породам блока медной минерализации, которая по мнению многих исследователей не характерна для пород баддонской свиты, а также геохимическая специализация и литохимические особенности пород позволяют идентифицировать их с отложениями мидаграбындонской свиты. Незначительные по размерам блоки описываемой свиты расположены также в верховьях ледника Лрцы, и, в виде маломощных горизонтов на южном крыле Большой Баддской антиклинали, в долине р. Баддон, и на северном крыле Фиагдонской антиклинали, в долине р. Цазиудон. Кроме этого, некоторые исследователи считают что породы, прорываемые гранитоидами Дарьяльского массива и зажатые в тектонических блоках, также относятся к мидаграбындонской свите. Следует признать совершенную условность этой

идентификации, основанной лишь на цветовой окраске и наборе литологических разностей пород (Долгов, 1988).

Сложена мидаграбындонская свита песчаниками, алевролитами, филлитами и филлитоподобными сланцами, андезитовыми лавами и их пирокластами, описываемыми в разделе вулканизм, туфопесчаниками, туфоалевролитами и, наконец, мраморизованными известняками, зачастую скарнированными. Песчаники, представленные кварцевыми, аркозовыми и олигомиктовыми разностями, образуют грубоплитчатые пачки. Цвет их серый, темно-серый, темно-коричневый. Преобладают массивные, неравномерно-зернистые текстуры, редко отмечаются тонкослоистые разности, слоистость которых подчеркивается послойным выделением сульфидов меди. Структуры пород псаммитовая, алевропсаммитовая, бластопсаммитовая. Обломочная составляющая песчаников выполняет породу на 70-80%, редко ее содержание снижается до 40%. Представлена она преимущественно в разной степени окатанными зернами кварца. Плагиоклаз, обычно, составляет 2-10% породы и лишь в аркозовых разностях значение его возрастает, достигая 50% от состава породы. В аркозовых и олигомиктовых разностях отмечается примесь микроклина и микроклин-пертита, иногда до 10-15% от всех терригенных зерен, редко роговой обманки. Подчиненное значение имеют обломки кварцитов, гранитоидов и эффузивов. Цемент мелкозернистый кварц-серицитовый. В биотитизированных разностях биотит, замещая цемент породы, корродирует и края обломков.

Алевролиты представлены серыми и темно-серыми, иногда темно-коричневыми породами и образуют маломощные прослои с ясной слоистостью. Сложены они зернами кварца (до 90%), плагиоклаза и аксессуариев, представленных турмалином, цирконом и апатитом. Цемент серицитовый, нередко с примесью углистого пигмента.

Филлиты и филлитовидные сланцы наибольшее развитие получили в верхней части свиты. Они образуют отдельные пачки и пласты преимущественно темно-коричневого, реже черного, за счет углистого вещества, цвета. Сложены филлиты и филлитовидные сланцы тончайшим субмикроскопическим агрегатом серицита и пылеватыми обломками кварца, которые изредка образуют ориентированные по слоистости линзовидные скопления. Биотит образует мелкие прожилки и корродирует кластические зерна.

Туфопесчаники концентрируются в большинстве случаев в нижней части толщи. Это - массивные породы, обычно с неясной слоистостью. Характерной их особенностью является пестрая окраска, варьирующая от красно-бурой, лиловой, зеленовато-лиловой до черной.

Внешне породы напоминают кварциты. Структура их псаммитовая кристаллокластическая. Сложены они преимущественно кварцем (до 90%), реже

встречаются плагиоклазы и калиевый полевой шпат. Аксессуары представлены апатитом, турмалином и цирконом. Наряду со слабоокатанными зернами встречаются оскольчатые неправильной формы обломки, погруженные в кварц-плагиоклазовую тонкозернистую массу, пропитанную зачастую тонкочешуйчатым хлоритом, серицитом и окрашенной слюдой.

Туфоалевролитам, как и туфопесчаникам, свойственна пестрая окраска. Внешне это плотные стекловатые тонкослоистые породы. Структура их алевролитовая, бластопсаммоалевролитовая. Обломочный материал по составу аналогичен туфопесчаникам. Отмечается лишь некоторое возрастание роли сфена и лейкоксена.

Карбонатные породы в виде линз и линзообразных прослоев располагаются среди терригенных пород, насыщая обычно верхнюю часть разреза. Они светло-серого, зеленовато-серого, иногда розового цвета, сильно рассланцованы. Структура их меняется от мозаичной до гранобластовой с элементами порфиробластовой. Сложена порода разнозернистым агрегатом кальцита, по которому разбросаны порфиробластовые выделения актинолита, тремолит-актинолита и мелкие зерна метакристаллов пирита. Отличительной чертой этих пород является присутствие в них переменных количеств антигорита (1-10%) и талька (1-15%).

Все описанные породы, переслаиваясь друг с другом, образуют своеобразную толщу мидаграбынской свиты, состав и мощность которой невыдержаны по латерали.

В долине р. Терек наиболее полный разрез, условно относимых к мидаграбындонской свите пород, начинается переслаиванием лиловых и зеленоватых роговиков, представленных биотит-кварц-полевошпатовыми, биотит-кварц-хлоритовыми и хлорит-кварцевыми разностями, сменяемыми вверх по разрезу ороговикоманными алевролитами с маломощными пластами слюдисто-кварцевых микросланцев. Заканчивается разрез мелкозернистыми ороговикоманными песчаниками с редкими прослоями гравелито-песчаников. Мощность разреза в некоторых блоках 60 м (Долгов Г.А., 1988).

В долине р. Геналдон нижняя часть разреза представлена переслаиванием разноокрашенных кварцевых и олигомиктовых песчаников и алевролитов с их туфогенными эквивалентами. Здесь же встречаются отдельные 5-10 м пачки пепловых туфов. Вверх по разрезу в толще постепенно уменьшается размер обломочного материала и псаммиты сменяются филлитовидными сланцами, содержащими в самом верху линзы и пласты мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты здесь достигает 120-130 м (Давыдов К.В., 1976, Долгов Г.А., 1988). Залегание пород толщи на Геналдоне разными исследователями трактуется по-разному. Долгов Г.А. считает, что породы свиты имеют

нормальное залегание. По мнению Давыдова К.В. толща мидаграбынской свиты перевернута на север и породы, располагающиеся в ее верхней части, являются ее подошвой.

В долине р. Мидаграбындон в нижней части свиты, в отличие от Геналдонского разреза, среди переслаивающихся лиловых и серых песчаников и туфопесчаников появляются линзы и прослои бледно-розовых и белых мраморизованных известняков. В верхней части толщи появляются пепловые туфы с прослоями филлитов (Газданов А.Ц., 1977). Мощность свиты в верховьях р. Мидаграбындон колеблется от 89 м на северном крыле Гизельдонской антиклинали (Фаст-Фидар) до 15-18 м на ее южном крыле (Энна Н.Л., 1988).

Строение мидаграбындонской свиты в бассейне р. Баддон, в общем аналогично ее строению на крыльях Гизельдонской антиклинали. Здесь, на правом борту р. Цадуати нижняя большая часть толщи так же сложена переслаиванием туфопесчаников и песчаников, содержащих отдельные линзы и пласты мраморизованных известняков. Толща также заканчивается вверху горизонтом пепловых туфов. В качестве отличия можно лишь отметить повышенное значение в разрезе карбонатных пород, образующих кроме отдельных пластов и линз, пачки до 5 м мощности. Мощность свиты здесь равна 43 м (Давыдов К.В., 1976).

На южном крыле Большой Бадской антиклинали мидаграбынская свита представлена двадцатиметровым горизонтом переслаивающихся туфопесчаников и песчаников, содержащих в кровле единичные маломощные (0,2 м) линзы мраморизованных известняков (Давыдов К.В., 1976).

На северном крыле Фиагдонской антиклинали, на левом склоне ущелья р. Цазиудон туфопесчаники и песчаники нижней части мидаграбынской свиты вверх по разрезу постепенно сменяются алевролитами и филлитовидными сланцами лилового и темно-коричневого цвета, обусловленного широким развитием в цементе гидроокислов железа. Мощность свиты здесь не превышает 10 м (Газданов А.Ц., 1977).

На переклиналном замыкании и на северном крыле Большой Бадской антиклинали, а также на восточном крыле Фиагдонской антиклинали породы мидаграбынской свиты либо фациально выклиниваются, либо размыты вместе с вышележащими пермскими отложениями нижнелейасовой трансгрессией и на конгломератах баддонской свиты залегают базальные конгломераты юры.

Характерной особенностью мидаграбынской свиты, отличающей ее от нижележащей баддонской, является, как отмечалось ранее, наличие как неравномерной вкрапленности халькопирита, так и трех уровней повышенной минерализации.

Естественно, что эти три уровня не фиксируются во всех разрезах свиты. Так, нижний, тяготеющий к контакту баддонской и мидаграбынской свит и представленный гидротермально-метасоматическими телами массивных и прожилково-вкрапленных пирротинов с вкрапленностью халькопирита, ярко выражен на р. Мидаграбындоне, откуда он прослеживается на 5 км, до верховьев р. Цатадон. Средний уровень, располагающийся в нижней-средней частях свиты, представлен медистыми песчаниками. Он прослеживается в отложениях свиты в верховьях рек Баддон, Мидаграбындон и Геналдон. Для него характерны протяженность зон минерализации, четкое стратиграфическое положение, связь с терригенными разностями пород и отсутствие следов гидротермальной проработки. Верхний уровень приурочен к контакту мидаграбынской и гизельдонской свит. Представлен он зонами скарнирования с наложенной колчеданно-полиметаллической минерализацией и проявляется повсеместно, но с разной интенсивностью. Наиболее представительные рудные скарны известны на левом борту Мидаграбындона и в верховьях рр. Лрцыком и Цатадон (Долгов Г.А., 1988).

В геохимическом отношении для терригенно-пирокластических пород свиты характерны тесная корреляционная связь свинца и цинка и отсутствие корреляционных связей у меди. Наиболее четкая корреляционная группа: хром-никель-кобальт. Содержания таких элементов, как хром, кобальт, никель, свинец и медь повышены по отношению к породам подстилающей свиты. В некоторых горизонтах свиты обособляется группа кобальт, цинк, молибден и олово (Энна, 1988).

Физические свойства пород мидаграбынской свиты практически не отличаются от нижележащих баддонских. Исключение составляют тела, насыщенные пирротином и характеризующиеся повышенными плотностью (до  $3,5 \text{ г/см}^3$ ) и магнитной восприимчивостью (до  $2000 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ). В физических полях отложения мидаграбынской свиты не выделяются (Энна, 1988).

Дешифровочные признаки пород мидаграбынской свиты, также как и их физические свойства, аналогичны признакам пород нижележащей баддонской свиты.

Верхняя граница мидаграбындонской свиты проводится по подошве согласно залегающей выше толщи известняков гизельдонской свиты. Там, где отложения последней отсутствуют, граница свиты проводится по трансгрессивно перекрывающим ее конгломератам базальных слоев лейаса. В случае тектонического контакта породы свиты приводятся в соприкосновение с различными горизонтами юры.

Возраст свиты определяется на основании находок фауны, а также спор и пыльцы, приведенных в таблице 2.1.

Таблица 2.1.

Место сборов. Источник сведений	Наименование фауны, флоры. Фамилия определившего
1	2
р. Баддон. Существенно известняковая пачка. Моргунов Ю.Г., 1965 г.	Пелециподы: <i>Sinopora ex. gr. dendroides</i> Yon.P <sub>1</sub> . Соколова Б.С. ВСЕГЕИ <i>Worthenia cf kyschertia noeformis</i> Yak.P <sub>1</sub> ” — —
1	2
р. Мидаграбындон. Песчаники	Споры,пыльца: <i>Punctatisparites punctatus</i> Ibr. Сергеева Л.А. УССР <i>Convolutispora sp.</i> ИГН АН <i>Cirulliella sp.</i> ” <i>Florinites sp., F. schopfi</i> Medv. — <i>F. aff. tener</i> Medv. — <i>Strotopodocarpites sp.</i> —
р. Миданграбындон. Энна Н.Л., 1988 г.	Пыльца: <i>Protopodocarpus sp., P</i> Р.М. Лашманова <i>Pinaceae, P</i> Львовский ИГГГИ <i>Cordaitina, uralenses</i> Somoil. P ” <i>Striadopodocarpites sp. P</i> —
р. Баддон. Сланцевые прослои верхней части разреза свиты. Энна Н.Л., 1988 г.	Споры: <i>Leiotriletes gleichenieformis</i> Bolh. P ” <i>Acanthotriletes sp. P</i> — <i>Granulatisporites sp. P</i> — <i>Azonaletes luber</i> Zonot. P — Пыльца: <i>Striatodiploxypirus-Striatopinites, P</i> — <i>Podocarpites, P</i> — <i>Caytoniales, P</i> — <i>Binacea P</i> —

На основании определений вышеприведенного комплекса органических остатков и стратиграфического положения мидаграбынской свиты возраст ее относится к верхнекаменноугольной-нижнепермской эпохам.

### 2.2.3. Пермский период, поздняя эпоха

#### *Гизельдонская свита (P<sub>1-2gz</sub>)*

Породы туфогенно-осадочной мидаграбынской свиты вверх по разрезу постепенно сменяются существенно карбонатными осадками, выделенными в 1963 г. Ю.Г. Моргуновым под названием гизельдонская свита.

Отложения свиты прослеживаются узкой полосой, прерываемой лишь перекрывающими ее четвертичными образованиями, между верховьями рек Бубудон на западе и Баддон на востоке, на протяжении 22 км. На этом интервале породы свиты зажаты в тектонической зоне “ Главного надвига”, ограничивающего с юга Кассарскую подзону зоны Главного хребта. Затем, породы гизельдонской свиты, как бы оконтуривая Кассарскую подзону с востока, появляются севернее в долине р. Баддон, в разрозненных мелких тектонических блоках: у слияния рек Фаст-Фидар и Баддон и севернее ледника Цадуати. Далее к востоку отложения свиты вновь появляются в истоках р. Цариитдона, где вместе с конгломератами верхнего карбона образуют Цариитдонский тектонический блок, и в верховьях р. Мидаграбындон, где оконтуривают палеозойское ядро Гизельдонской антиклинали. Еще восточнее породы свиты обнажаются в истоках реки Цатадон, в мелких тектонических блоках.

Сложена гизельдонская свита серыми и темно-серыми мраморизованными иногда скарнированными известняками, содержащими маломощные прослой глинистых и филлитовидных сланцев, алевро-сланцев, алевролитов, а также редкие пласты белых доломитовых и черных детритусовых известняков и мраморов.

Известняки представляют собой массивные или сланцеватые породы, окрашенные в серые тона различной интенсивности, зависящей от количества углистой составляющей. Характерной чертой известняков является наличие в них метакристаллов пирита с грубоштрихованными гранями. Структура пород гранобластовая и порфиробластовая, в органогенных разностях - реликтовая органогенно-обломочная. Сложены известняки кальцитом ( 70-85% ) с тонкораспыленной углистой примесью ( 1-10% ). В скарнированных разностях появляются актинолит и тремолит. Для известняков, залегающих в основании разреза, характерна незначительная примесь пелитового глинистого вещества, мелких чешуек серицита ( мусковита ) и алевритовые зерна кварца. В органогенных разностях отмечаются многочисленные округлые сечения перекристаллизованных члеников криноидей и, реже, расплывчатые неопределенные остатки фораминифер. Доломитовые известняки, характеризующиеся светло-серой до белой окраской и сахаровидным обликом, состоят из мелких зерен кальцитового агрегата, на фоне которого спорадически распределены мелкие ромбики доломита и редкие чешуйки серицита. Отличительной чертой этих известняков является полное отсутствие в них угольной примеси, так характерной для пород всего разреза гизельдонской свиты. Это дает основание предполагать хомогенную или даже вулканогенно-хемогенную их природу (Давыдов К.В.). Из акцессорных минералов в известняках встречаются пирит, анатаз, турмалин, апатит. Минералогическим анализом в известняках установлены магнетит (до



338 г/т), пирит (16,8 г/т), лимонит (31 г/т), циркон (5,6 г/т), сфен (0,84 г/т) и знаки граната, рутила, пироксена (Энна Н.Л., 1988).

Карбонатно-глинистые, углистые сланцы и алевролиты, образующие в известняках мелкие будины и тонкие прослои, сложены на 40% глинистым, 25% углистым, 20% карбонатным и 10-15% алевритовым материалом. Структура пород порфиробластовая и бластоалевропелитовая, текстура слоистая и местами пятнистая. Нередко появляется тонкослоистая текстура, обусловленная тончайшими послойными выделениями пирротина. Обломочный материал представлен слабоокатанными, порой неокатанными зернами кварца, реже плагиоклаза и мелкими чешуйками серицита. Акцессории представлены турмалином, апатитом и рудным, частично замещенным лейкоксенном и анатазом.

Филлитовидные сланцы развиты только в низах толщи, где образуют пачки мощностью до 1 м. Это темно-коричневые, серицитизированные породы с тонкослоистой текстурой. Состоят они из мельчайших слабоокатанных зерен кварца и реже плагиоклаза, погруженных в серицит-биотитовую слюдистую массу. В ряде случаев в филлитовидных сланцах отмечается значительная примесь углистого вещества.

Геохимическая характеристика отложений гизельдонской свиты, близка или слабо отличается от пород мидаграбынской свиты несколько повышенными содержаниями большинства элементов. Сохраняется также и характер связей между элементами. В целом геохимическую специализацию пород гизельдонской и нижележащей мидаграбынской свит можно характеризовать, как хром, ванадий, никель, цинковую (Энна Н.Л., 1988).

Физические свойства пород гизельдонской свиты мало отличимы от подстилающих отложений, что не позволяет выделить их в физических полях. Плотность пород изменяется от 2,62 до 2,87 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость от 0 до  $12 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ, а удельное электрическое сопротивление от 23 до 33550 Ом.

Ведущим дешифрировочным признаком гизельдонской свиты является характерный серый, светло-серый до белого фототон.

Все описанные породы образуют сравнительно выдержанную по составу свиту, в которой главная роль принадлежит известнякам. Сравнительно полные разрезы гизельдонской свиты сохранились на Баддоне, в районе ледника Цадуати, и на Мидаграбындоне. В обоих районах в основании свиты, расположена пачка мощностью 8-10 м филлитовидных, глинистых и углистых сланцев и алевросланцев, содержащих прослои и линзы водорослевых, пелитоморфных и углистых известняков, количество которых составляет 30%. На Баддоне, в основании пачки, расположен 0,8-метровый пласт

белых доломитовых известняков (Давыдов К.В., 1976). Выше сланцевой пачки залегает основной горизонт гизельдонской свиты мощностью 40-50 м, сложенный различными известняками. Роль сланцевой составляющей здесь ничтожна. Заключается она в разделении известняковых пластов. Алевролиты отмечаются в нижней части горизонта, где образуют своеобразные будины и будинированные прослои, обтекаемые слоями известняков. Верхняя часть горизонта слагается светло-серыми и серыми мраморизованными криноидными и органогенно-обломочными известняками и мраморами.

Большинство исследователей, изучавших гизельдонскую свиту, отмечают, что контакт ее с нижележащими породами всюду, где он не осложнен тектоникой, стратиграфически согласный, имеющий характер постепенного перехода.

Лишь Гладков Е.В. (1974) указывает на перерыв в осадконакоплении между гизельдонской и нижележащей мидаграбынской свитами, обосновывая это встреченной им на Мидаграбындоне в основании известняков галькой песчаников и филлитов.

Перекрывается гизельдонская свита отложениями нижнего лейаса со стратиграфическим и местами угловым несогласием.

Мощность свиты колеблется от 10-15 м до 45-55 м. Лишь в верховьях ручьев Фаршильты-Фидарком она возрастает до 350 м. Возрастание мощности свиты объясняется проявлением пластического течения известняков в условиях высокого литостатического давления и выжиманием их в полость отслаивания на северном крыле антиклинальной структуры (Энна Н.Л., 1988).

Возраст свиты определяется палеонтологическими находками. В бассейне р. Мидаграбындон, по ручью Фаршильты Е.В. Гладковым (1957) была собрана фауна верхней перми, среди которой В.В. Девинталь определены *Littonia richthferi* Kauser from nobilis Waag., *Productus cora d'Orb. var. lineata* Waag., *Oxytoma otavum* Waag. var. *caucasica* Licher. Здесь же Ю.Г. Моргуновым (1963) была собрана фауна брахиопод *Chonetes cf. chavi* Lich., *Marginifera cf. lopingensetormis* Lich., *Crurithyris tschernyschewi* Lich, которые по определению Т.Г. Сарычевой и А.Н. Сокольской характеризуют верхнепермский возраст вмещающих отложений. Учитывая вышеперечисленную фауну, собранную на Мидаграбындоне, а также принимая во внимание доказанный микрофауной нижнепермский возраст, подстилающих гизельдонскую свиту пород на Баддоне и данные опорной легенды, возраст отложений гизельдонской свиты можно отнести к верхам нижнего и верхнему отделам пермской системы.

### 2.3. МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

Мезозойские образования, занимая немногим более 57% площади описываемой территории, играют в ее геологическом строении наиглавнейшую роль. Представлены они вулканогенными, вулканогенно-осадочными и разнообразными осадочными формациями, охватывающими возрастной интервал от триаса до верхнего мела включительно.

### **2.3.1. Т р и а с о в ы й   п е р и о д**

Присутствие триаса среди осадочных и вулканогенных пород мезозоя в Горной Осетии является спорным. Одни исследователи считают, что триас в районе пользуется значительным распространением (А.Д. Масленников, 1938, В.А. Мельников, 1958, 1962, 1964, В.А. Ермаков, 1981). Другие отрицают наличие его. По их мнению, мощная толща пород мезозоя начинается юрской системой (Л.А. Варданянц, 1935, В.П. Ренгартен, 1932, В.Н. Робинсон, 1948, Н.Л. Энна, 1988). Различия взглядов на этот вопрос обусловлены отсутствием руководящей фауны и однообразным литологическим составом пород нижней части мезозойского разреза. Нами к триасу условно относятся кора выветривания, развитая на породах кристаллического фундамента, и арнагская толща, залегающая в основании пятикилометровой вулканогенно-осадочной серии осадков, выполняющих Мамисон-Казбекскую шовную зону.

#### ***2.3.1.1.Кора выветривания***

Кора выветривания в Горной Осетии сохранилась под перекрывающими ее нижнелейасовыми отложениями в бассейне р.Айгамугадон, восточнее с. Махческ, кое-где на левом борту р.Урух, к северу от с. Мацута, на массиве г.Гаудор, в интервале между поселками Верхний Згид - Мизур и кое-где на левом склоне Цейского ущелья. Как видно из вышесказанного, кора выветривания располагается в пределах Макерской подзоны структурно-тектонической зоны Главного хребта.

Развивается кора выветривания как на гранитоидах, так и на кристаллических сланцах. На последних она представлена, в основном, их элювием, минеральный состав которого полностью соответствует составу материнских пород и отличается лишь значительно большим развитием вторичных процессов, таких как серицитизация полевых шпатов, хлоритизация темноцветных, развитие гидроокислов железа за счет разрушения биотита, карбонатизация цемента и пр.

Кора выветривания на гранитоидах имеет значительно большую мощность и представлена серой, светло-серой и буровато-серой рыхлой породой, сложенной зернами кварца и нацело серицитизированного плагиоклаза, а также чешуйками мусковита, серицита и хлоритизированного темноцветного, погруженных в серицитовый или серицит-хлоритовый цемент. Аксессуары представлены единичными зернами циркона, апатита, сфена. В верхней части разреза кора выветривания приобретает подобие слоистости за счет привноса чаще всего глинистого или углисто-глинистого терригенного материала и незначительную сортировку, выражающуюся в пятнистом скоплении обломков кварца и чешуек серицита. Вниз по разрезу цвет породы становится зеленовато-серым, в ней появляются обломки слабо измененных или неизмененных плагиоклазов, количество которых вниз увеличивается и порода переходит в элювий гранитоидов, а затем и в осветленные, серицитизированные и хлоритизированные материнские породы.

Мощность коры выветривания колеблется от десятков сантиметров до 30 м.

Возраст ее определяется косвенно. Залегание вышележащей юрской толщи на протерозойских и палеозойских образованиях и отсутствие триасовых отложений позволяют признать существование в предъюрское время длительного континентального режима. А нахождение среди флоры, собранной из базальных слоев юрских отложений, форм, переходных от триаса к лейасу, позволяет предположить, что континентальный режим, в период которого по нашему представлению формировалась описанная кора выветривания, существовал, как минимум, в триасе.

### ***2.3.1.2. Арнагская толща (Т? ar)***

Арнагская толща выделяется впервые. Ранее она включалась в состав циклаурской свиты, выполняющей Мамисон-Казбекскую зону (Ермаков В.А., 1981, Тибилев С.М., 1987, Бедоев Т.С., 1980).

Следует отметить, что стратиграфия Мамисон-Казбекской шовной зоны совершенно не разработана. Приводимая в данном отчете стратиграфическая схема основывается на материале, собранном при поисковых работах в 1977-1980 г.г. Цаболовым Г.С., Долговым Г.А., Бедоевым Т.С. и др. (Бедоев Т.С., 1980).

Располагаются породы арнагской толщи в верховьях рек Бубудон и Арнаджидон, где образуют своеобразную линзу моноклинально падающих к северу и опрокинутых в южном направлении пород, оборванную тектонической зоной Главного надвига. Отложения толщи протягиваются в широтном направлении в общей сложности на 6,5 км, от Зарамагского ледника до верховьев р. Цхубихидон. Характернейшей особенностью арнагской толщи, выделяющей ее в районе с широко развитым базальтоидным

магматизмом, является наличие в ней, кроме базальтоидов, вулканитов среднего и средне-кислого состава.

Породы, слагающие арнагскую толщу, представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми, аспидными, филлитоподобными сланцами, их в разной степени окварцованными, вплоть до кварцитов, аналогами, туфопесчаниками, туфами и лавами андезитов, андезито-дацитов и андезито-базальтов. Описание вулканогенных пород приведено в разделе вулканизм. Общим для пород арнагской толщи является повсеместная примесь углисто-глинистого материала.

Песчаники и алевролиты являются серыми и темно-серыми плотными породами с бластоалевропсаммитовой и псаммитовой структурами и часто с линзовидно-полосчатой текстурой, обусловленной микропрожилками глинисто-углисто-глицевого вещества. Сложены они среднеокатанными зернами кварца, составляющего до 60% породы, редкими обломками серицитизированного полевого шпата и углисто-глинистых пород. Изредка наблюдаются чешуйки мусковита и акцессорные лейкоксен, сфен и цоизит. Цемент углисто-глинистый с примесью гидроокислов железа порового типа.

Окварцованные и кварцитовидные аналоги отличаются развитием мозаичного кварца, количество которого зависит от степени изменения породы.

Глинистые и аспидные сланцы представляют собой темно-серые до черных сланцевые породы с примесью алевролитового материала, количество которого иногда позволяет причислить породу к переходной от сланцев к алевролитам. Структура их бластоалевропелитовая, текстура микроплойчатая. Сложена порода углисто-глинистым агрегатом, содержащим алевролитовые зерна кварца, редко полевого шпата и редкие чешуйки мусковита. По породе равномерно распределяются агрегаты лейкоксена и, реже, игольчатые кристаллы рутила. В разностях, несколько обогащенных обломочным материалом, отмечаются линзовидные и прерывисто-полосчатые скопления кварца в виде мозаичных агрегатов, чешуйки серицита, редкие чешуйки гематита и единичные зерна эпидота-цоизита. Углистое вещество и гидроокислы железа образуют микрослои и линзы, ориентированные субпараллельно.

Туфопесчаники и туфоалевролиты представлены серыми, темносерыми плотными породами с бластопсаммитовой, псаммитовой и бластоалевролитовой структурами и массивной, слоистотакситовой и сланцеватой текстурами. Сложены они полуокатанными, слабоокатанными, угловатыми или изометричными обломками микрокварцитов и эффузивных пород среднего или основного состава. Иногда обломки представлены исключительно раскристаллизованным вулканическим стеклом. Вместе с обломками пород содержатся зерна кварца в количестве до 50%, серицитизированного плагиоклаза и

редко калиевого полевого шпата, чешуек серицита и мусковита. Аксессуары представлены цирконом, сфеном, редко турмалином. Рудным, как правило, является пирит. Основная масса - перекристаллизованный кварц-хлорит-полевошпатовый и девитрифицированный полевошпатовый агрегат, интенсивно серицитизированный и иногда лимонитизированный. Углистое вещество образует тонкие извилистые микрополоски, переслаивающиеся с серицитовыми.

Описанные породы, часто переслаиваясь, образуют пачки и горизонты, отличающиеся друг от друга преобладающей литологической разностью. По наличию вулканогенных образований арнагская толща подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка представлена в основании горизонтом кварцитовидных песчаников мощностью 450 м с прослоями и пакетами кварцитов. Кварцитовидные песчаники вверх по разрезу сменяются горизонтом глинистых и аспидных сланцев мощностью в 400 м, содержащих прослой кварцитовидных алевролитов и песчаников. Мощность нижней пачки - 850 м.

Верхняя пачка начинается горизонтом аспидных сланцев мощностью 350 м, содержащих кроме прослоев кварцитовидных алевролитов, прослой и линзы туфов и туфопесчаников. Вверх по разрезу горизонт аспидных сланцев сменяется 470 м горизонтом туфопесчаников с пластами и линзами лав и туфов андезито-дацитового состава, мощность которых колеблется от 0,5 до 12 м. Венчается верхняя пачка Адайкомским вулканогенным горизонтом, мощность которого в наиболее широкой части достигает 180 м. В подошве адайкомского горизонта располагаются серые полосчатые роговики мощностью не более метра. Выше следуют светлые, слоистые, окварцованные туфы, переслаиваемые линзами андезито-дацитов. В кровле горизонта располагаются лавы андезитов и андезито-базальтов. Адайкомский горизонт, оконтуривая арнагскую толщу, прослеживается в общем на протяжении 4,8 км. Мощность верхней пачки достигает 1000 м. Суммарная мощность арнагской толщи равна 1850 м.

Контакты арнагской толщи с более древними образованиями тектонические, с перекрывающими ее породами, там где они наблюдались, также тектонические.

Геохимическая специализация пород арнагской толщи в целом характеризуется более низкими фонами молибдена и бария по сравнению с фоновыми содержаниями этих же элементов в перекрывающих толщу вулканогенно-осадочных породах.

Сравнение фоновых содержаний элементов в породах арнагской толщи показало, что осадочные и вулканогенно-осадочные образования, такие как сланцы, алевролиты и туфоалевролиты, обогащены свинцом, медью, оловом и хромом и обеднены цинком, молибденом, марганцем, барием и стронцием, а вулканогенные отложения, лавы и туфы

андезито-дацитов, обогащены медью, кобальтом, хромом и некоторые туфы - свинцом и обеднены цинком, оловом, марганцем, барием, стронцием, бериллием и молибденом (Бедоев Т.С., 1980).

Магнитная восприимчивость пород  $15-23 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ, плотность  $2,69 \text{ г/см}^3$ .

В тяжелой фракции постоянно присутствуют пирит (0,1-312 г/т), магнетит (0,1-46,8 г/т), лейкоксен (1-1033,2 г/т), лимонит+гетит (0,7-1385,3 г/т), гранат (0,1-15,6 г/т), циркон (2,4-248,4 г/т), турмалин (0,4-33,4 г/т), амфибол (0,1-15,8 г/т), пироксен (0,1-25,2 г/т) (Ермаков В.А., 1981).

На аэрофотоснимках отложения арнагской толщи характеризуются серым фототоком.

Возможный триасовый возраст принимается условно, с учетом вышележащей триас (?) - нижнелейасовой циклаурской свиты.

### **2.3.2. Триасовый период - юрский период, ранняя эпоха, неразделенные**

#### **2.3.2.1. Циклаурская свита (Т? - I<sub>1</sub>ск)**

Циклаурская свита впервые была выделена В.П. Ренгартеном (1932) в долине р. Терек, где между селами Циклаури и Гвилети им описан ее стратотип. Именно эта толща, описанная в отмеченном интервале, понимается авторами данного отчета под названием циклаурская свита.

Породы свиты вместе с подстилающими отложениями арнагской толщи выполняют Мамисон-Казбекскую шовную зону и протягиваются в широтном направлении от Мамисонского перевала по долинам рек Адайком и Цмиаком в верховья Архондона, Цазиудона и Фиагдона. Далее, на востоке она, пройдя через труднодоступные горно-ледниковые районы Мидаграбынского плато и Майли-Казбекского массива, выходит в долине р. Терек, южнее с. Гвилети и уходит дальше за пределы описываемой территории, в верховья рек Кистинка и Шондон.

Характернейшей особенностью циклаурской свиты, отличающей ее от других песчано-глинисто-сланцевых толщ Горной Осетии, является обилие сингенетичных вулканогенных пород основного состава от андезито-базальтов до габброидов и пикритов.

Контакты свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями тектонические.

Сложена циклаурская свита глинистыми, филлитовидными, аспидными, узловатыми сланцами, алевролитами и песчаниками с многочисленными потоками, линзами, силлами, дайками и штоками основной магмы фиагдонского

вулканоплутонического комплекса. Описание последнего дается в разделе «Вулканические образования».

Глинистые сланцы темно-серые до черных, тонкослоистые, листоватые. В алевроитистых разностях содержание обломочного материала составляет 10-33%. В составе терригенной примеси преобладают обломки хлорит-серицитовых сланцев, реже, кварца, плагиоклаза, карбонатов и чешуйки мусковита. В тяжелой фракции встречаются гетит, лимонит, ильменит, циркон, пирит, магнетит, пироксен и др. Основная масса пород кварц-хлоритовая с бластоалевропелитовой структурой. Вблизи лавовых потоков и на их выклинивании глинистые сланцы комковатые, плохо отсортированные, с линзовидными прослойками и обрывками прослоев и линз более песчаных пород, располагающихся хаотично (Энна Н.Л., 1988). Около тектонических зон сланцы становятся более плотными и тонко рассланцованными, в них появляются новообразования серицита, придающие породам шелковистый блеск. Сланцы переходят в аспидные. Местами в породах кроме серицита появляется новообразованный кварц и сланцы приобретают филлитовидный облик. Узловатые сланцы тяготеют к зоне Главного надвига, располагаясь здесь пятнами, без видимой закономерности. Узлы в сланцах образуются чаще всего скоплениями зерен кварца и чешуек серицита, однако, не редки в них и ромбовидные кристаллы хиастолита и, реже, андалузита.

Песчаники и алевролиты, различаясь лишь размерами слагающих их частиц, часто переходят фациально друг в друга. Это серые и темно-серые породы, сложенные угловатыми и полуокатанными зернами кварца, плагиоклаза, эффузивов и микрокварцитов. Цемент кварц - серицит - хлоритовый порового типа. Аксессуары представлены рудным, лейкоксеном, реже цоизитом, цирконом.

Туфогенные разности описанных пород отличаются увеличенным количеством (до 20%) туфогенной примеси, представленной обломками эффузивов и остроугольными, саблеобразными зернами плагиоклазов и кварца.

Геохимическая характеристика глинистых сланцев отличается от алевролитов и песчаников более высокими содержаниями свинца, цинка, меди, марганца, никеля, кобальта, а от вулканогенных пород более высокими содержаниями меди, свинца, цинка и более низкими марганца, никеля, кобальта, лития.

Минералогическим анализом проб-протолок из пород свиты установлены пирит (5-30 г/т, до 2 кг/т), лимонит (6-239 г/т, до 2 кг/т), пирротин (до 365 г/т), галенит (до 60 г/т), халькопирит (до 65 г/т), сфалерит (до 29,5 г/т), церрусит (до 22,5 г/т), малахит (до 17,5 г/т). В единичных пробах отмечаются шеелит (до 0,017 г/т), арсенопирит (до 0,75 г/т), молибденит, киноварь. Из аксессуарных минералов наиболее широко представлены циркон



(до 5,71 г/т), эпидот (до 268 г/т), цоизит (до 170 г/т), гранаты (до 85,7 г/т), рутил (до 0,29 г/т), сфен.

Отложения свиты практически немагнитны и характеризуются средними значениями магнитной восприимчивости ( $15-30 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ) для базальтоидов и низкими ( $2-14 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ) для глинистых сланцев. В магнитном поле породы свиты характеризуются спокойным его характером, нарушаемом повышением лишь на участках, содержащих вкрапленность медно-пирротиновой и пирит-пирротиновой минерализации. В гравитационном поле отложения свиты отмечаются четким максимумом. Вулканогенные образования имеют повышенную плотность ( $2,8-2,97 \text{ г/см}^3$ ), глинистые сланцы - более низкую ( $2,62-2,67 \text{ г/см}^3$ ). Поляризуемость пород, в целом, низкая (до 5%). Но она резко возрастает (до 80%) на участках, содержащих высокоуглеродистые соединения и насыщенные сингенетичным пиритом.

На аэрофотоснимках отложения свиты характеризуются равномерным темно-серым фототонном. Рельеф изрезан грядами и уступами.

По содержанию базальтоидных магматических образований циклаурская свита подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита ( $T? - I_1sk_1$ ), окаймляющая в долине р. Адайком отложения арнагской толщи и протягивающаяся далее на восток вдоль тектонической зоны Главного Надвига, по правому борту р. Мецкомидон, сложена филлитовидными аспидными, местами узловатыми сланцами, содержащими прослойки кремненых мелкозернистых песчаников и черных массивных туфов. Мощность ее здесь 450 м. Еще восточнее отложения нижней подсвиты не выделяются. Средняя подсвита ( $T? - I_1sk_2$ ) является господствующей в Мамисон-Казбекской зоне, занимая более 91% ее площади. Характеризуется она значительным количеством магматических образований фиагдонского комплекса и по составу вмещающих пород подразделяется на ряд толщ и горизонтов. В основании подсвиты располагается 200 м толща алевролитов, содержащая пласты лав андезито-базальтов. Вверх по разрезу она сменяется 400-500 метровой толщиной переслаивающихся глинистых сланцев, песчаников и алевролитов, также содержащая пласты андезито-базальтов. Эта толща вверх сменяется 80-120 метровым горизонтом песчаников и алевролитов, к которому пространственно приурочена сульфидная минерализация рудопроявлений Мамисонское, Гебета, Западное. Еще выше располагается толща тонколистоватых, филлитовидных глинистых сланцев с пластами, линзами, силлами, дайками, штоками пород фиагдонского магматического комплекса. Характерным для толщи является обильное развитие дайковой фации. Мощность толщи - 1000-1200 м. Суммарная мощность средней подсвиты 1680-2020 м.

Верхняя подсвита (Г?-I<sub>1</sub>ск<sub>3</sub>) завершает разрез циклаурской свиты. Она представлена монотонной толщей тонколистоватых глинистых сланцев мощностью 500-600 м, протягивающейся от с. Верх. Зарамаг до долины р.Штанты, между Адайком-Казбекским и Цесским разломами, а также, в тектонических блоках у северной границы Мамисон-Казбекской зоны, в междуречье Геналдон-Терек (рис.2.2).Общая мощность циклаурской свиты достигает 2630-3070 м. Возраст свиты определяется в значительной степени условно из-за скудности фаунистических находок и из-за неточности, приблизительности привязок некоторых сборов. В пределах Северной Осетии из пород Мамисон-Казбекской зоны известны три точки сборов фауны. Одна - на правом борту р.Бубудон, в урзе дороги, ведущей на Мамисонский перевал (Тибилев С.М., 1963). Из собранных здесь пелеципод Крячковой определена *Galinia rhomba* Okunev (in litt.), характерная по ее мнению для тоара. Вторая точка расположена на правом склоне долины р. Ардон, к северо-востоку от сел. Зарамаг ( Мельников В.А., 1948 ). Здесь из собранных пелеципод определены Г. Т. Пчелинцевой *Cardinia conites*, *C. sp.*, *Aequipecten priscus* и др., относящиеся к лейасу.

Третья находится на правом склоне р.Фиэгдон, напротив развалин с.Гутиатыкау (Суханов М.К., 1975).

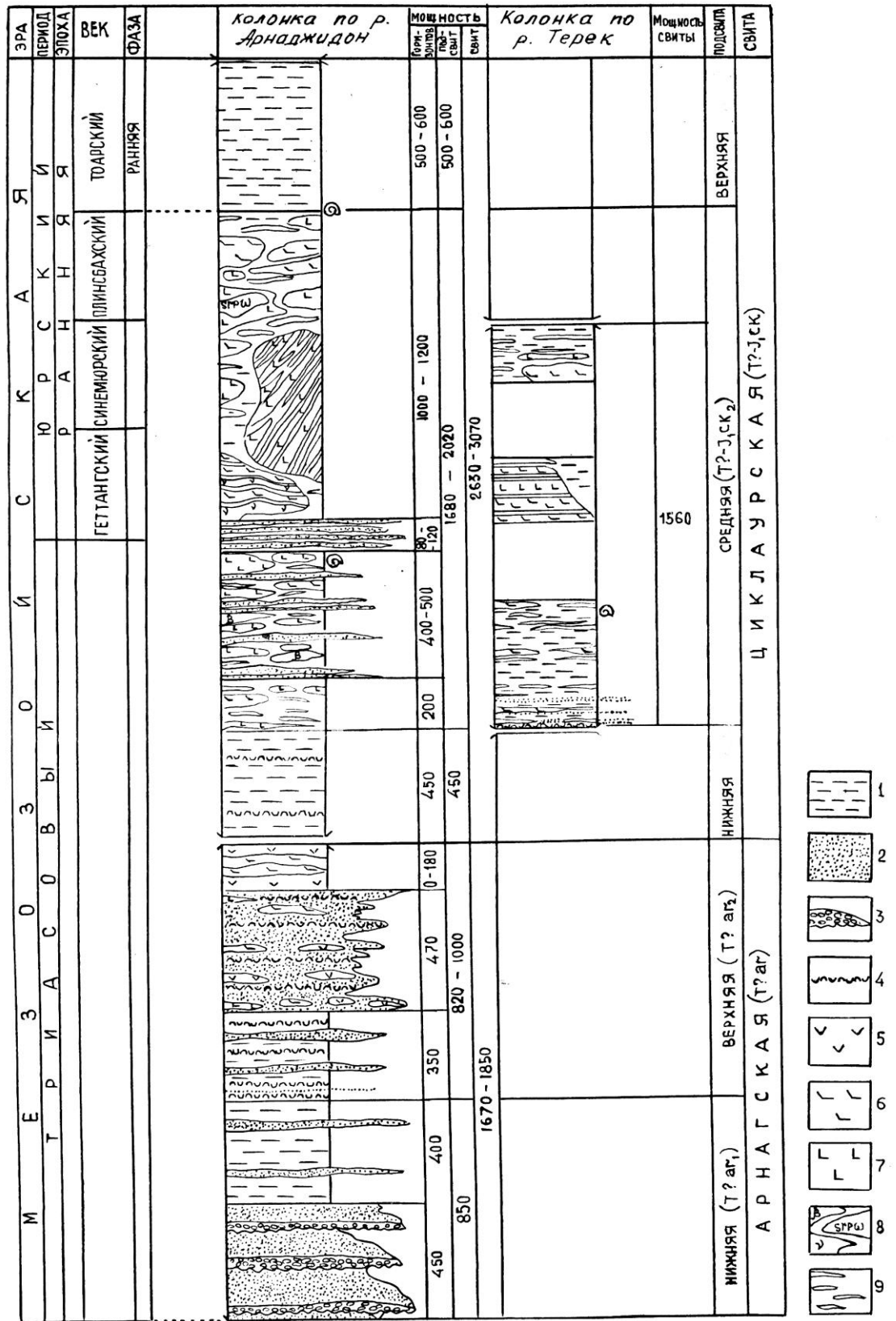


РИС. № 2.2. Стратиграфическая колонка Мамисон-Казбекской зоны.  
 1- глинистые сланцы. 2- песчаники. 3- гравелиты и конгломераты. 4- туфы нерасчлененные.  
 5- андезиты. 6- андезито-базальты. 7- диабазы. 8- базальты (в), серпентинизированные ультраба-  
 зиты (српв), габброиды (г). 9 - маломощные тела диабазов, андезито-базальтов, спилитов и пр.

Рис.2.2.Стратиграфическая колонка Мамисон- Казбекской  
 ЗОНЫ

Из этих сборов определены *Lima ex. gr. transversa* Polub., *Chlamys ex. gr. textoria* (Schlotheim), *Anodontiphora ex. gr. fassaensie* (wissmann), *A. ex. gr. mueneteri* (wissmann), *Loptochondria ex. gr. albertii* (Goldfuss), *Cardeta* (?), *Harpat* (?) и др., время жизнедеятельности которых по заключению Л.Д. Кипарисовой и Л.В. Сибиряковой - "скорее всего будет триасовый."

Кроме отмеченных, известны несколько точек сборов фауны из пород Мамисон-Казбекской зоны за пределами Северной Осетии. Так, на Кистинке Н.И. Цибовским (1957) найден аммонит *Arctoceras* sp., характеризующий верхнюю зону нижнего триаса. Мельниковым В.А. (1961) на р.Шандон найден аммонит *Fuciniceras* sp., определяющий плинсбахский возраст отложений. А.В. Пейве в основании толщи, в бассейне р.Чанчахи собрал фауну нижнелейасовых аммонитов *Arietites* sp. Западнее, на южном склоне Сванетского хребта и в долине р.Цхенис-Цхали из отложений этой же зоны собраны синемюрские аммониты *Arietites* aff. *Scylla* Reym., *A.sp.*, и пелециподы *Chlamys textoria* Schloth (Гамкрелидзе П.Д., 1960).

Таким образом, как видно из вышесказанного лейасовый возраст пород свиты более или менее обоснован. Триасовый же возраст находится под определенным сомнением.

### 2.3.3. Ю р с к и й п е р и о д

Юрский период в Горной Осетии представлен всеми своими эпохами- ранней, средней и поздней, различающимися литологическим составом, слагающих их пород. Отложения ранней и средней эпох представлены терригенными и терригенно-вулканогенными комплексами, составляющими ранне- среднеюрский структурный этаж (Рис.2.3.). Средне-позднеюрские образования, представленные карбонатными и терригенно-карбонатными породами, залегают на различных горизонтах ранне-среднеюрских отложений, а на западе и на породах кристаллического фундамента, со стратиграфическим и тектоническим несогласием.

#### **Ранняя юра, синемюрский век - ранняя фаза плинсбахского века неразделенные**

К ранней юре, а именно, к неразделенным, синемюрскому веку и ранней фазе плинсбахского века в Горной Осетии относятся две свиты, располагающиеся в разных

структурно-тектонических зонах: в Дигоро-Осетинской - садонская вулканогенная и в Ардон-Дарьяльской - кистинская терригенная.

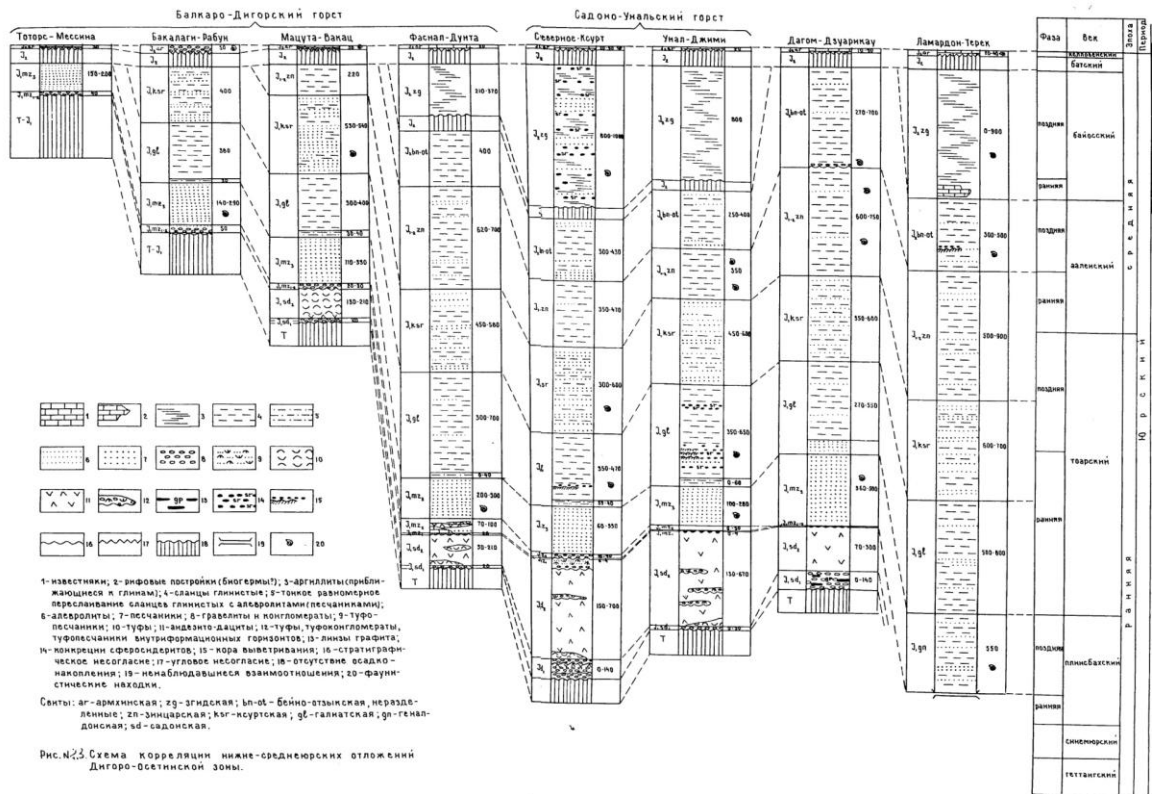


Рис.2.3. Схема корреляции ниже-среднеюрских отложений Дигоро-Осетинской зоны.

### 2.3.3.1. Садонская свита ( $J_{1sd}$ )

Отложения свиты впервые были выделены Л.А. Варданянцем (1935) под названием “кератофировый горизонт”. Впоследствии Г.Д. Ажгирей (1958), придя к заключению о подчиненном значении кератофиров в составе свиты, описывал ее под названием “осетинская”. Н.В. Безносков (1960), учитывая наличие названия “осетинский ярус”, применяемый к части майкопских глин, переименовал свиту в “садонскую”.

Вулканогенные породы садонской свиты, развиты только в пределах Горной Осетии. Выходы их на поверхность определяют площадь Осетинской палеовулканической провинции, протяженность которой равна 60 км при максимальной ширине в 10 км.

Породы свиты всюду оконтуривают выходы кристаллического фундамента. В Балкаро-Дигорском горсте они, встречаясь только на его восточном окончании, прослеживаются от с. Вакац до устья р. Галиатдон, затем на Казатхохском массиве и на участке от верховий р.Допогонидон до Сангутидон-Сардидонского водораздела. В пределах Садоно-Унальского горста отложения свиты получили наибольшее развитие.

Здесь они образуют четыре тектонически разобщенных сравнительно обширных поля: Гаудорское, Згидско-Садоно-Ногкауское, Архоно-Холстинское и Цамад-Джимидонское. В Таймази-Лабагомском поднятии отложения свиты, известны только по его северному краю. Здесь крайние западные выходы их расположены на водоразделе рр. Урух-Танадон. Отсюда они узкой полосой прослеживаются до устья р. Кайсардон. Затем они от водораздела бассейнов рек Урух-Ардон, где обнажаются на Кайджинбарзондском и Астафкахохском массивах, прослеживаются непрерывной широкой полосой до долины р. Ардон. Далее к востоку отложения свиты оконтуривают кристаллические породы фундамента в Нузальском тектоническом блоке, а также в ядрах Малой и Большой Бадских антиклиналей. Еще восточнее отложения свиты оконтуривают палеозойское ядро Фиэгдонской антиклинали, протягиваясь полосами по левому борту р. Цазиудон и по правому склону р. Фиэгдон.

Кроме этого, относительно наибольшие ее фрагменты отмечаются на левом борту р. Урух, по северному краю буравидонского блока, и в долине левого притока Уруха р. Суридон, в тектонической зоне Северо-Штулинского взброса.

Сложена свита осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами, представленными конгломератами, гравелитами, песчаниками, глинистыми и графитизированными сланцами, лавами андезитов, андезито-дацитов и дацитов, их лавокластическими и пирокластическими аналогами и вулканогенными терригенными разностями. Все эти породы объединяются в пеструю и сложно построенную юрскую андезито-дацитовую туфолавовую вулканогенную формацию.

Конгломераты и гравелиты, фациально часто переходящие друг в друга, представляют собой серые и светло-серые, редко темно-серые породы. Сложены они галькой с редкими валунами до 10-25 см в поперечнике и гравием молочно-белого или полупрозрачного кварца. Редко встречаются гальки кристаллических сланцев, гранитов и вулканогенных пород. Окатанность материала в пределах Садоно-Унальского горста хорошая, в остальных местах плохая. Сортировка слабо выражена или отсутствует. Цемент песчанистый, глинисто-углистый, местами графитизированный, интенсивно серицитизированный, реже кремнистый. Характерной чертой является окварцевание цемента конгломератов и гравелитов Центрального поднятия. Вторичный кварц образует каемки вокруг кластических зерен кварца или же прожилковые и изометричные скопления в хлорит-серицитовом цементе.

Песчаники - мелко-грубозернистые породы от серого до темно-серого цвета, в зависимости от количества глинисто-графитовой примеси, сложены кварцевыми зернами и чешуйками серицита. Редко встречаются зерна серицитизированного плагиоклаза и хлоритизированного стекла эффузивов. Обломочный материал плохо окатан, угловатой формы, не отсортирован. Цемент контактового, порового и базального типов, глинисто-серицитовый или серицит-хлоритовый нередко с новообразованиями пирита, хлорита, мусковита, минералов из группы каолинита и вторичного кварца. Структура пород алевро-псаммитовая и псаммитовая.

Глинистые сланцы представляют собой темно-серую, однородную, местами графитизированную породу с примесью зерен регенерированного кварца и серицита. Структура породы бластоалевропелитовая, текстура сланцевая.

Эффузивные породы садонской свиты макроскопически и микроскопически подразделяются на роговообманковые, плагиоклазовые и кварцевые разности лав андезитов, андезито-дацитов и дацитов и их лавокластических аналогов.

Роговообманковые разности представляют собой плотную породу грязно-зеленого, серовато-фиолетового, реже черного цветов. Последний, по мнению А.П. Лебедева (1950), связан с интенсивным развитием гематита в основной массе. Во вкрапленниках порода содержит роговую обманку и плагиоклаз, реже встречаются биотит, пироксен и иногда присутствует кварц и калиевый полевой шпат. Роговая обманка и пироксен, обычно, полностью замещены хлоритом и карбонатом. Плагиоклаз №№ 35-39, реже- 45, присутствует в виде широкотаблитчатых, сдвойникованных по альбитовому, альбит-эстерель и карлсбадскому законам, вкрапленниками. Обычно он частично или полностью замещен карбонатом. Биотит, почти всегда замещенный хлоритом, встречается крайне редко. Кварц также редок. Он, как правило, перекристаллизован и корродирован основной массой. Калиевый полевой шпат имеет изометричную форму и слегка пелитизирован. Аксессуары представлены апатитом, цирконом и рутилом. Основная масса почти всегда окварцована. В отдельных разностях порфиритов в ней присутствуют микролиты плагиоклаза, вторичный серицит, иногда хлорит и карбонат в виде пятен неправильной формы. Структура основной массы микролитовая, микроаллотриоморфнозернистая, иногда мозаичная, редко трахитовая. Структура породы порфировая.

Плагиоклазовые разности представлены зеленовато-серой, светло- или темно-серой породой порфировой структуры. Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз №№ 35-45, реже- N 5, сдвойникованный по карлсбадскому, бавенскому или альбитовому законам. Плагиоклаз микролитов (№№ 2-3 ) сдвойникован по законам альбит-эстерель и

карлсбадскому. Появление во вкрапленниках альбита свидетельствует о процессе альбитизации. В большинстве случаев плагиоклаз либо частично, либо полностью замещен карбонатом. Однако, иногда наряду с сильно разрушенным плагиоклазом в породе содержатся довольно свежие его зерна. Во вкрапленниках, кроме плагиоклаза, обычно присутствуют единичные, корродированные основной массой, изометричные зерна кварца. Основная масса мелкокристаллическая хлорит-кварцевого состава. Иногда она содержит микролиты плагиоклаза и мелкие выделения карбоната. Структура основной массы микроаллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, микролитовая, апоинтерсертальная, реже пилотакситовая и трахитовая.

Кварцевые - представляют собой плотные стекловатые светло-зеленые породы, содержащие во вкрапленниках, в основном, кварц. Зерна его изометричной формы, нередко корродированные основной массой. Угасание кварца волнистое, реже мозаичное. Кроме кварца во вкрапленниках присутствует незначительное количество кристаллов частично или полностью карбонатизированного плагиоклаза. Аксессуары бедны и представлены апатитом. Рудный - пирит, окруженный каемкой хлорита. Основная масса окварцованная и серицитизированная имеет фельзитовую структуру. Структура пород порфировая.

Лавокластические аналоги представлены кластолавами и лавобрекчиями.

Лавобрекчии представляют собой эффузивные породы, сложенные обломками лав и лавовым цементом одного и того же состава и располагающиеся во фронтальных и кровельных частях потоков.

Кластолавы, в отличие от лавобрекчий, характеризуются разным составом цементирующей массы и, содержащихся в ней, обломков. Представлены они пестроокрашенными породами, сложенными обломками, лапилями и вулканическими бомбами размерами от миллиметров до 10-30 см. Иногда встречаются бомбы 2,5-3 м в поперечнике. Цементирующая масса по составу отвечает одной из описанных разновидностей лав порфиритов. В состав обломков и бомб входят описанные выше излившиеся породы, туфы, вулканическое стекло, плохо раскристаллизованная основная масса лав и пр. Окраска обломков и цементирующего материала, как правило, различна. Встречаются темно-серые, серые, светло-серые, зеленые, зелено-серые, фиолетовые, фиолетово-серые цвета различной интенсивности, обуславливающие пеструю и пятнистую окраску. Преобладающими цветами являются зеленая и фиолетовая, причем на одних участках на зеленом фоне цементирующей массы выделяются фиолетовые пятна обломков, на других - на фиолетовом фоне видны зеленые обломки. Чаще всего зеленая и фиолетовая окраски



неравномерно распределяются пятнами по всей породе. Лавобрекчии свидетельствуют об взрывном характере извержений.

Кристаллокластические туфы кислого состава представляют собой вулканогенно-обломочную породу серовато-зеленого, светло-серого и темно-серого цветов, состоящую из остроугольных обломков кварца и нацело альбитизированного плагиоклаза. Обломки часто окаймляются каемкой вторичного мелкочешуйчатого серицита. Цемент кварц-серицитовый. По нему развиваются серицит, хлорит и слабо плеохроирующий биотит. Иногда наблюдаются микролиты плагиоклаза. Структура пород кристаллокластическая.

Кристаллокластические туфы среднего состава представляют вулканогенно-обломочную породу серого или зеленовато-серого цветов, сложенную остроугольной и неправильной формы обломками, иногда нацело перекристаллизованного кварца и хлоритизированного амфибола и удлиненными табличками плагиоклаза №№ 43-45, часто нацело замещенного хлоритом и карбонатом. Цемент тонкокристаллический кварц-карбонат-хлорит-серицитовый. Структура породы кристаллокластическая.

Литокластические туфы, в отличие от кристаллокластических, сложены обломками часто хлоритизированных и серицитизированных излившихся разностей. В редких случаях в обломках встречаются граниты. В остальном - по форме обломков, составу цемента, структуре литокластические туфы аналогичны кристаллокластическим.

Литокристаллокластические туфы представлены серо-зеленой и светло-темносерой плотной, нередко яшмовидной, полосчатой породой, сложенной обломками преимущественно основной массы лав и минералов-вкрапленников: плагиоклаза, роговой обманки и кварца. Форма обломков остроугольная, редко округлая. Плагиоклаз и роговая обманка, как правило, карбонатизированы, серицитизированы и хлоритизированы. Обломки основной массы подверглись таким же изменениям, но в меньшей степени, чем плагиоклазы и роговая обманка. Слагаются они хлорит-серицитовым агрегатом, содержащим микролиты плагиоклазов и имеют гиалопилитовую и трахитовую структуры. Кварц остроугольный без следов катаклаза. Цемент пород кварц-серицит-хлоритовый с

мельчайшими зернами кварца и альбита. Структура пород литокристаллокластическая алевро-псаммитовая и псаммо-псефитовая.

Вулканокласто-осадочные породы представлены туфоконгломератами, туфогравелитами и туфопесчаниками.

Туфоконгломераты и туфогравелиты сложены хорошо окатанными гальками и зернами лав, их туфов и, реже, кварца. Цементируются они в основном туфопесчаниками

и, в редких случаях, мелкозернистой туфовой массой. Размер обломочного материала достигает 1 см в туфогравелитах и 5 см в туфоконгломератах. Структура пород псефитовая и псаммо-псефитовая. Среди этих пород особняком стоят туфоконгломераты и туфогравелиты, выявленные в 1957 г. внутри вулканогенной толщи и выделенные в качестве “внутриформационного горизонта” (С.М. Рыпинский, 1963). Отличительной чертой их является наличие в составе наряду с вулканогенными обломками обломков кристаллических сланцев, гранитов и кварца.

Туфопесчаники представляют собой светло- и темно-серые породы, сложенные зернами вулканитов, туфов, кварца и, реже, полевого шпата. Изредка встречаются листочки мусковита, зерна циркона, апатита и кубики пирита. Окатанность зерен, как правило, хорошая. Сортировка по форме, размерам и составу отсутствует. Цемент по составу кварц-серицит-хлоритовый со значительной примесью туфового материала. Как правило, туфопесчаники содержат большое количество обугленных растительных остатков, обычно пиритизированных. Довольно часты отпечатки флоры, а местами окаменевшие и обугленные куски древесины. Структура пород неравномернозернистая, алевро-псаммитовая и псаммитовая со смешанным типом цементации (базальный, соприкосновения, поровый, выполнения).

Кроме описанных выше пород среди пирокластических отложений у с. Ход встречена маломощная линза черных кремненных известняков, сложенных обломками раковин фораминифер и бурой кремнистой непрозрачной массой.

Описанные выше осадочные породы, такие как конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые и графитизированные сланцы располагаются, главным образом, в основании садонской свиты, где образуют своеобразный горизонт, выделенный Л.А. Варданянцем (1935) под названием “конгломератово-графитового”. В литературе за горизонтом, наряду с “конгломератово-графитовый”, закрепились также названия “графитовый” и “базальный” ( $J_1 sd_1$ ).

В северной полосе выходов садонской свиты, в Балкаро-Дигорском и Садон-Унальском горстах, базальный горизонт обладает небольшой (1-3м) мощностью и крайне не выдержан по простиранию, что придает ему линзовидный характер. Лишь в долине р. Архондон и у развалин с. Джими мощность его увеличивается до 40 и 25 м соответственно. Сложен горизонт серыми и светло-серыми конгломератами, часто переходящими в гравелиты, а в долине р. Архондон в нем появляются песчаники.

В южной полосе выходов, на северных склонах Таймази-Лабгомского поднятия, базальный горизонт обладает значительной мощностью и хорошо выдержан по простиранию. Мощность его колеблется от 41 м в верховьях р. Садон до 100 м на

водоразделе рр. Донисардон – Кайсардон, до 143 м в верховьях р. Урсдон и до 132 м в верховьях р. Фиагдон. В составе горизонта здесь преобладают конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники. Глинистые сланцы, туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты, туфы и лавы андезито-дацитов образуют линзы и линзовидные прослои и характеризуются крайней невыдержанностью состава и мощности по латерали. Характерной чертой описываемого горизонта в южной полосе является окварцевание песчаников и цемента конгломератов и гравелитов. При этом, степень окварцевания в разных участках различна.

На конгломератово-графитовом горизонте залегает существенно вулканогенная толща, составляющая основную часть садонской свиты ( $I_1sd_2$ ). Слагающие ее эффузивные, пирокластические, вулканокласто-осадочные и осадочные породы распределяются как в разрезе, так и на площади неравномерно. По преобладанию тех или иных разностей Осетинская палеовулканическая провинция разделяется на два вулканических района - Урухский и Ардонский. Намечается еще третий - Центральный, однако имеющегося фактического материала недостаточно для его обособления.

Садонская свита Урухского вулканического района характеризуется сравнительно низким содержанием эффузивных пород, не превышающим 68% и колеблющимся, главным образом, в пределах 25-45%. Пирокласты составляют здесь от 15 до 25%, а вулканогенно-осадочные и осадочные отложения - от 29 до 60%. Распределение этих пород в разрезе позволяет подразделить свиту на пять горизонтов (С.М. Рыпинский и др., 1965). В основании вулканитов располагается линзующийся горизонт туфов и туфопесчаников, содержащих маломощные пропластки лав андезито-дацитов. Мощность горизонта колеблется от 0 до 35 м (устье р. Галиатдон). Выше него располагается горизонт, сложенный нацело лавокластами (долина р. Айгамугадон) и лавами андезито-дацитов. Мощность его колеблется от 20 м в устье р. Сардидон до 120 м на склонах Казатхохского массива. Залегающий выше третий горизонт сложен туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфогравелитами, кварцевыми конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами. Осадочные и вулканно-осадочные породы наибольшее развитие получили в долине р.Сангутидон, на участке от поселка Поляна Фаснал до устья р.Галиатдон. К востоку и к западу от этого участка роль осадочных пород уменьшается и уже в устье р.Галиатдон, а также западнее р.Сардидон они полностью исчезают из разреза. В южном направлении и далее к западу в разрезе увеличивается значение эффузивов, постепенно вытесняющих осадочно-вулканические и пирокластические разности. Мощность горизонта колеблется от 7 м в верховьях р.Урух до 70 м на Казатхохе. Четвертый снизу горизонт садонской свиты

слагается, как и второй, эффузивными породами, которые у поселка Поляна Фаснал содержат прослой туфов и подстилаются туфопесчаниками и туфоконгломератами. Мощность горизонта колеблется от 9 до 170 м. Заканчивает разрез горизонт, сложенный осадочными и, в меньшей степени, пирокластическими породами. В долине р. Айгамугадон в его строении принимают участие туфопесчаники и глинистые сланцы с подчиненным количеством туфов. К югу и к западу из состава горизонта исчезают сланцы, а затем и туфопесчаники и главная роль в его строении переходит к туфам. Мощность горизонта колеблется от 7 до 50 м.

Суммарная мощность садонской свиты в Урухском вулканическом районе колеблется от 0 до 350 м. Наибольшая мощность фиксируется в районе Казатхохского массива.

Для садонской свиты Ардонского вулканического района характерной чертой является существенно эффузивный состав. Лавы и их кластические разности составляют более 70% толщи. Пирокластиты составляют здесь от 3 до 22%, а количество вулканогенно-осадочных и осадочных пород не превышает 7%. Андезиты, андезитодациты и дациты, а также их лавокластические и пирокластические аналоги находятся в сложных взаимоотношениях, в которых отдельные горизонты взаимозамещаются или выклиниваются. Тем не менее, на фоне этого, довольно сложного и пестрого строения, наблюдаются определенные закономерности (К.В. Давыдов, 1982). В большинстве случаев в основании толщи залегает пачка туфов плагиоклазовых андезитов, перекрываемая толщей андезитовых и андезито-дацитовых лав с редкими прослоями дацитов. Покровы эффузивов сопровождаются их лавокластическими аналогами, слагающими в виде брекчиевых лав фронтальные и кровельные части потоков. Пирокластические породы, представленные разнообразными туфами, присутствуют в виде различных по мощности прослоев и линз на разных участках в различных частях разреза. К верхней части разреза приурочен горизонт красно-фиолетовых и темно-фиолетовых андезитовых порфиритов и их кластолав. Непосредственно в пределах этого горизонта отмечается появление лентообразных и желваковых выделений вишнево-красных яшмоидов с карбонатами, представляющих силекситовые кварциты, пропитанные тонкодиспергированным гематитом. Горизонт красно-фиолетовых лав перекрывается пачкой кристаллокластических псаммитовых туфов плагиоклазовых и роговообманковых андезитов. На разных участках Ардонского палеовулканического района среди пород садонской свиты в 1957 г. фиксировались аквагенные туфы, туфопесчаники, гравелиты, конгломераты, образующие маломощные (7-40 м) линзовидные горизонты, которые были объединены в единый “внутриформационный горизонт”. Ему придавалась важная

маркирующая роль (С.М.Рыпинский, 1963). Однако, последующими работами было установлено разное положение этого горизонта в разных разрезах, а иногда и наличие нескольких таких горизонтов на разных уровнях в одном разрезе. Собранный материал привел к выводу о том, что вулканиты содержат несколько разрозненных туфоконгломератовых горизонтов, не увязывающихся между собой. Они представляются прибрежными галечниками, опоясывавшими отдельные вулканические аппараты, конусы которых временами возникали над уровнем моря в виде островов в разные периоды формирования садонской свиты (К.В.Давыдов, 1980). Мощность вулканогенной толщи садонской свиты в Ардонском вулканическом районе различна. В западной части Садон-Унальского горста от участка Гаудор до г.Ходвцек она равна 350-375 м. К востоку мощность увеличивается и достигает на Садонском месторождении 560 м и на Ногкауском участке - 500 м. Еще восточнее, на Архон-Холстинской площади она уменьшается до 430-450 м. На восточном окончании горста, в районе Дагом-Джими мощность толщи сокращается до 300 м. На Кионском поперечном поднятии, от г. Кайджинбарзонд на севере до г.Астафкахох на юге мощность вулканогенной толщи колеблется от 230 до 340 м. На Таймази-Лабагомском поднятии мощность толщи колеблется в широких пределах. Здесь у западной границы Ардонского вулканического района, на водоразделе рр. Донисардон-Галаудурдон мощность вулканогенной толщи садонской свиты наименьшая - 20 м. Отсюда, на восток она увеличивается и достигает максимального значения - 720 м на г.Цахцирихох. Далее к востоку мощность толщи, сократившись в Нузальском блоке до 150-200 м, сохраняется примерно в этих пределах (130-230 м) до долины р.Баддон. На северном крыле тектонически изолированной Фиагдонской антиклинали мощность толщи равна 250 м, а на восточном ее крыле не превышает 75 м.

В кровле садонской свиты, в районе Садонского месторождения, на участке протяженностью в 2,5 км, от верховьев р.Дзамадздон на западе до западных склонов г.Авдынаутых на востоке, затем на Ногкауском участке, на хр.Сонайраг на отрезке в 500 м, а также на левом склоне долины р.Ардон, на протяжении 1 км от устья его притока р.Сулардон, на описанных выше породах вулканогенной толщи залегают линзообразные пачки вулканогенно-осадочных пород, объединяемые в единый "Ходский" горизонт (К.В.Давыдов, 1982). Эти породы ранее не совсем корректно выделялись, как "ходская свита" (С.М.Рыпинский, 1963).

Наиболее полные разрезы горизонта вскрыты в долинах р.р.Дзамадздон и Большой Ход. По литологическому составу, слагающих его пород, горизонт подразделяется на две примерно равные по мощности пачки: нижняя - песчаниковая и верхняя -

конгломератовая. Нижняя пачка сложена преимущественно вулcano-терригенными песчаниками, для которых в нижней части характерны косая слоистость и обилие углефицированного растительного детрита, а в верхней - наличие небольших стяжений и "лент" светло-серого хемогенного халцедона. Песчаники содержат линзообразные прослои и пласты вулcano-терригенных гравелитов, туфов, туфогравелитов и туфоконгломератов. Верхняя пачка сложена конгломератами, которые состоят только из гальки вулcano-терригенных песчаников размером 7-8 см, цементируемой таким же песчаным материалом. По-видимому, они образовались в результате локального перемива нижерасположенных осадков. Подводно-оползневые текстуры, часто наблюдаемые в конгломератах, свидетельствуют о сейсмоактивности района. Венчается горизонт маломощной пачкой псаммитовых туфов плагиоклазовых андезитов.

Наибольшая мощность ходского горизонта 130 м отмечена на водоразделе рр.Дзамадздон и большой Ход. К западу и к востоку мощность его уменьшается.

На склонах хребта Сонайраг, ходский горизонт на 45% состоит из вулcano-терригенных брекчий и на 35% из псаммитовых туфов, венчающих разрез. Внутри горизонта имеются две 8-ми метровые пачки частого переслаивания псаммитовых туфов и туфоконгломератов. Мощность горизонта здесь 110 м.

На левом берегу р.Ардон горизонт сложен переслаиванием туфопесчаников и туфов. Наибольшая мощность его здесь равна 84 м. К востоку горизонт постепенно выклинивается.

Локальное развитие горизонта, отчетливая приуроченность его к депрессионной структуре на Садонском участке, отсутствие привноса постороннего материала и образование последующих осадков за счет перемива ранее отложенных, позволяет рассматривать эти породы в качестве кальдеро-озерных отложений Садонского палеовулкана. Возможно, что на хр.Сонайраг и на левом борту р.Ардон располагаются тектонически разобщенные части этих же образований. Однако, не исключается, что они могут быть кратерно-озерными или кальдеро-озерными осадками самостоятельных вулканических аппаратов.

Суммарная мощность садонской свиты в Ардонском вулканическом районе, так же как и в Урухском, подвержена колебаниям. В Садоно-Унальском горсте, на его восточном и западном окончаниях она составляет 310-380 м. В Архоно-Холстинском районе она увеличивается до 430-465 м и на Садоно-Ногкауской площади достигает своего максимального значения в 550-640 м. На Таймази-Лабагомском поднятии наименьшая мощность садонской свиты 60 м фиксируется на западном окончании Ардонского вулканического района - на водоразделе рр.Донисардон - Галаудурдон, а наибольшая - в

760 м на склонах г.Цахцирихох. В остальных частях этого горста мощность свиты колеблется от 160 до 290 м. На крыльях тектонически обособленной Фиагдонской антиклинали суммарная мощность садонской свиты колеблется от 110 м на участке Бакота до 350 м на левом склоне р.Цазиудон, откуда она к востоку и к юго-востоку уменьшается до 100-175 м.

Возраст садонской свиты определяется по немногочисленным находкам флоры и фауны. Л.А.Варданянцем, И.Г.Кузнецовым и В.П.Ренгартенем в 1935 г. и затем в 1947 г. Г.Д.Ажгиреем в верховьях р.Фиагдон, около с.Гутиатыкау, в пропластках песчаников и углистых сланцев базального горизонта была собрана флора, отнесенная А.Н.Криштофовичем к лейасовой эпохе. В 1947 г. В.Н.Робинсон там же повторил сборы рэт-лейасовой флоры, среди которых определены *Neocalamites hoerensis* (Nath) Halle, *Cladophlebis nebbensis* (Brougn) Nath, *Cl. cf. denticulata* Brougn, *Taeniopterys tenuinervis* Brauns, *Ctenis cf. zenschneri* Roc., *Pterophyllum andraeanum* Schimp., *Podozamites lanceolatus* Z.e.H., *Jingko cf. sibirica* Hor., *Phoenicopsis cf. angustifolia* Heer, а непосредственно выше горизонта - фауну среднелейасовых пелеципод *Aequipecten priscus* Schl., *Zima* (*Plagiostoma*) *acuticostata*, *Zeda grafica* Tate. В 1939 г. М.И.Ициксон в бассейне р.Айгамугадон из линзы детритусовых известняков, залегающих среди пород вулканогенной толщи собрал фауну пелеципод *Spiriferina ex. gr. Walcottii* Sow. и *Rhynchonella ex. gr. fraasi* Opp., характеризующую по мнению Моисеева А.С. нижний лейас в пределах синемюрского и лотарингского ярусов. Г.П.Пашаевым (1940-1946) на восточном склоне восточного отрога г.Цахцирихох была собрана флора *Pterophyllum andraeanum* Schimp., характеризующая по его мнению нижний лейас. Перекрывающие садонскую свиту вышележащие терригенные породы охарактеризованы многочисленной фауной верхнего плинсбаха. На основании вышеотмеченного, возраст садонской свиты с определенной степенью условности датируется временным интервалом от синемюрского века до ранней фазы - плинсбахского века включительно, т.е. как нижний - низы среднего лейаса.

### 2.3.3.2. Кистинская свита (*J<sub>1</sub>kst*)

Впервые свита была выделена В.П.Ренгартенем (1932) в бассейне р.Терек. Прослеживается она субширотной полосой длиной в 42 км от водораздела рр.Фиагдон-Цариитдон на западе до верховий р.Кистинка на востоке. Отложения свиты залегают на верхнепалеозойских породах стратиграфически несогласно. Местами этот контакт

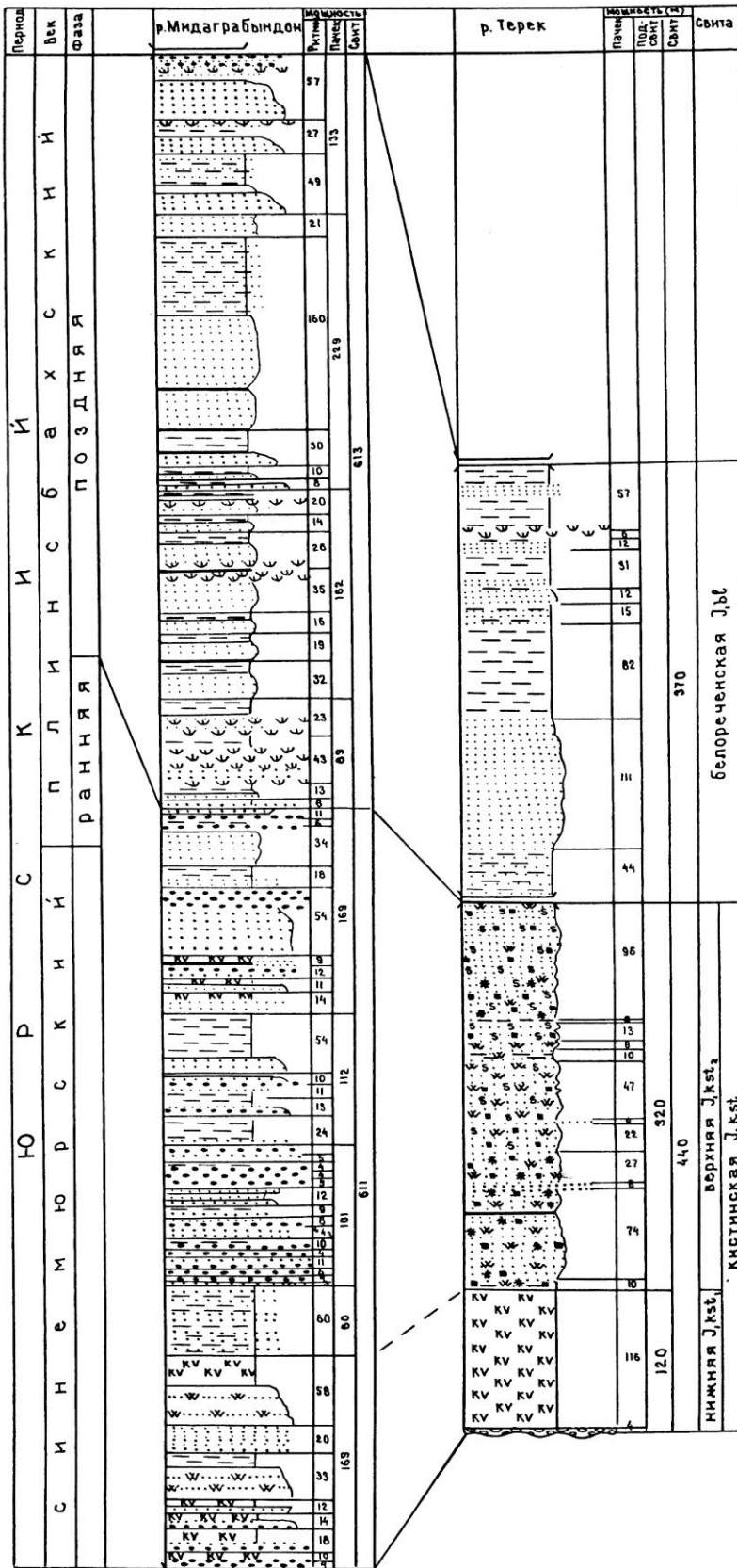
тектонический. С породами циклаурской свиты, располагающейся южнее, а также с перекрывающими ее породами белореченской свиты контакты всюду тектонические. Сложена свита глинистыми, местами графитизированными, и узловатыми сланцами, кварцитовидными песчаниками, кварцитами, туфами и лавами среднего состава. Эти породы интенсивно дислоцированы, разбиты многочисленными тектоническими нарушениями и, также как и подстилающие и перекрывающие их толщи, секутся многочисленными дайками диабазов казбекского комплекса.

В литологическом отношении в кистинской свите преобладают терригенные породы псаммитовой размерности. Реже встречаются псефиты и пелиты и очень редко вулканиты. По соотношению пород в разрезе свита делится на ряд горизонтов (Рис.2.4). Исключением является лишь долина р.Терек, к северу от Дарьяльского гранитоидного массива, где свита почти нацело сложена кварцитовидными алевролитами (85%). Кварцитовидные гравелиты, кварциты и глинистые окварцованные сланцы содержатся в них в резко подчиненном количестве (10%), при этом кварциты и гравелиты приурочены к основанию разреза. Своеобразной особенностью кистинской свиты здесь является обильная мелкая, часто пылевидная пиритизация пород, интенсивность которой заметно уменьшается с юга на север. В этом же направлении ослабевает и степень окварцевания пород. Мощность свиты по Тереку определяется в 560 м. Аналогичен состав свиты в тектоническом клине, зажатом между Дарьяльским и Гвилетским гранитоидными массивами. Здесь, в отличие от вышеописанного разреза, можно отметить повышенную вторичную биотитизацию пород, придающую им коричневатые и фиолетовые оттенки. Южнее Гвилетского массива свита представлена светло-серыми кварцитами, в основании которых располагается горизонт черных гравелитов мощностью в 3,5 м, перетертых в зоне разлома (С.М.Тиболов, 1987). Несколько иной состав имеет свита в долине р.Кистинка. Здесь преобладающее значение принадлежит хиастолитовым алевросланцам. Меньшую роль имеют кварциты, графит-серицитовые, серицит-графит-кремнистые сланцы и кварцитовидные песчаники. Очень редко встречаются гравелиты и туфы андезитового состава (П.А.Полквой, 1955).

В долине р.Геналдон кистинская свита уверенно разделяется на 2 толщи. Нижняя сложена переслаивающимися пакетами, мощностью от 15 до 56 м, кварцитовидных песчаников и аспидно-подобных глинистых сланцев. Кварцитовидные песчаники составляют 54% толщи, мощность которой 225 м. Верхняя толща сложена преимущественно аспидно-подобными глинистыми сланцами, содержащими редкие прослои, мощностью 1-1,5 м, кварцитов, кварцитовидных песчаников и алевролитов.



Мощность толщи 250-300 м. Суммарная мощность кистинской свиты по Геналдону 475-525 м (С.М.Рыпинский, 1963).



1-глинистые сланцы; 2-алевролиты; 3-песчаники; 4-гравелиты; 5-конгломераты; 6-туфы;  
 7-кварциты; 8-окварцевание; 9-пиритизация; 10-лимонитизация; 11-серцитизация;  
 12-разломы; 13-стратиграфические несогласия; 14-ненаблюдавшиеся взаимоотношения.  
 Примечание: в знаках 2,3,4 и 6 под буквой а-пакеты пород, под буквой б-отдельные пласты.

Рис. №4. Схема корреляции ниже-юрских отложений Ардон-Дарьяльской зоны.

## Рис.2.4. Схема корреляции ниже-юрских отложений Ардон-Дарьяльской зоны

В долине р.Мидаграбындон разрез кистинской свиты начинается 60-ти метровым пакетом кварцитов с пластами песчаников и гравелитов, составляющих до 30% пакета. Мощность пластов последних не превышает 1 м, лишь изредка встречаются пласты грубозернистых песчаников до 2,2-2,4 м. Кварциты вверх сменяются 250-ти метровым песчано-гравелитовым горизонтом. Сложен он переслаивающимися кварцитовидными гравелитами (20%), кварцитовидными песчаниками (25%), кварцитовидными алевролитами (15%), окварцованными глинистыми сланцами (35%) и редко встречающимися кварцитами и туфами андезито-дацитового состава. Породы, слагающие горизонт, находятся в частом переслаивании друг с другом. Они не выдержаны по мощности и подвержены быстрым фаціальным переходам по латерали, особенно в ряду алевролиты-песчаники-гравелиты. В переслаивании пород отмечается определенная ритмичность. Ритмы преимущественно двучленные, редко - трехчленные. Начинается ритм кварцитовидным гравелитом, реже кварцитовидным песчаником. Заканчивается, как правило, окварцованным глинистым сланцем. Однако не редки ритмы состава кварцитовидные гравелит-песчаник или кварцитовидные песчаник-алевролит. Мощность ритмов колеблется обычно от 1,5 м до 5 м, но иногда она увеличивается до 10 м и даже до 20 м. Частота ритмов наибольшая в средней части горизонта. Здесь на 10 м литологической колонки приходится до 5 ритмов. В среднем же по всему горизонту частота их не превышает 3 ритмов на 10 м колонки. Завершается кистинская свита на Мидаграбындоне песчаным горизонтом мощностью в 220 м. Отличие последнего от нижележащего заключается в более повышенном значении кварцитовидных песчаников (35%), алевролитов (25%) и кварцитов (15%), в резко подавленной роли кварцитовидных гравелитов ( $\approx 5\%$ ) и в уменьшении объема глинистых окварцованных сланцев (20%). Параметры и характеристика пород, их изменчивость, переслаивание, характер ритмичности идентичны в обоих горизонтах. Верхняя граница кистинской свиты проводится здесь по исчезновению в разрезе кварцитовидных песчаников и резкому увеличению роли глинистых сланцев. Мощность кистинской свиты по р.Мидаграбындон достигает 550 м (С.М.Тибиллов, 1987).

Кроме всего вышеописанного, Г.А.Долгов (1988) отмечает, что на Кауридон-Геналдонском водоразделе залегающий в основании свиты графитовый горизонт имеет мощность в 20-25 м, и что на восточном склоне г.Кайджаны, в районе Турьева озера, а

также в междуречье Гизельдон-Цариитдон среди пород кистинской свиты располагаются вулканогенные пачки андезито-дацитов и андезито-базальтов мощностью 50-80 м.

Как видно из всего вышесказанного, состав кистинской свиты по простиранию не отличается постоянством. Можно лишь сказать что он преимущественно песчано-алевролитовый. Роль глинистых сланцев в составе то увеличивается, то сходит на нет. Выделенные литологические горизонты в одном разрезе не выделяются в соседнем. Единственным горизонтом, обладающим относительным постоянством, являются конгломератово-гравелит-графитовый пласт и перекрывающая его пачка кварцитов, располагающиеся в основании свиты. На этом основании эта часть кистинской свиты выделяется в данной работе в качестве нижней подсвиты ( $J_1kst_1$ ). остальная часть свиты составляет верхнюю подсвиту ( $J_1kst_2$ ).

Геохимическая характеристика песчаников и глинистых сланцев выделяет их среди других пород свиты наиболее высокими содержаниями элементов, при этом в глинистых сланцах содержания свинца выше, нежели в песчаниках.

Минералогический анализ проб протолок из пород свиты выявил наличие следующих минералов: лимонит (0,25-4176,0 г/т), пирит, марказит (0,75-141,7 г/т), пирротин (до 369 г/т), сфалерит (до 40,9 г/т), галенит (до 28,8 г/т), церуссит, англезит (до 12 г/т), халькопирит (до 0,76 г/т), ильменит (до 11,7 г/т), циркон (до 96,2 г/т), цоизит (до 252 г/т), эпидот (до 60 г/т), апатит (0,137 г/т). Спорадически встречаются гранаты, турмалин, оливин, пироксен, рутил, анатаз, сфен, шеелит, арсенопирит (Энна Н.Л., 1988).

Плотность пород изменяется от 2,62 до 2,67 г/см<sup>3</sup> и лишь на участках с повышенной ролью туфогенных пород и интенсивной дислоцированностью плотность возрастает до 2,72 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость пород в целом низкая от 1 до 20 x 10<sup>-6</sup> ед. СГСМ. Изрезанность магнитного поля свиты обычно вызвана широким развитием даек диабазов казбекского комплекса и зонами разрывных нарушений (Энна Н.Л., 1988).

На аэрофотоснимках отложения свиты характеризуются серым фототонном, часто полосчатым обликом и жестким скальным микрорельефом.

Возраст свиты определяется преимущественно ее стратиграфическим положением и обосновывается находками фауны пелеципод. В.П.Ренгартен (1932) и В.Н.Робинсон (1948) в долине р.Мидаграбындон, на правом борту его притока р.Фаршильты (Ларциком?) из песчано-гравелитового горизонта собрали фауну пелеципод *Aequipecten cf. priscus* Schl., *Avicula yaltaensis* Moiss., *Cardinia aff. copides* Ryckh., характеризующую по определению Г.Т.Пчелинцевой нижней и средней лейас в пределах синемюрского и плинсбахского веков.

Д.И.Панов (1962) на правом борту р.Мидаграбындон обнаружил фауну пелеципод *Parallelodon similis* Terg., *Lima* sp. (cf. *exaltata* Terg.), так же характерную, по мнению Л.В.Сибиряковой для синемюр-плинсбахского времени.

Перекрывается кистинская свита позднеплинсбахскими отложениями белореченской свиты.

На основании всего вышеизложенного возраст кистинской свиты определяется как синемюрский век - ранняя фаза плинсбахского века.

### **Ранняя юра, поздняя фаза плинсбахского века**

Эти отложения в Горной Осетии, также как и синемюр-раннеплинсбахские, развиты в Ардон-Дарьяльской и в Дигоро-Осетинской структурно-тектонических зонах. Отличаются они друг от друга литологическим составом. Если в Ардон-Дарьяльской зоне это - преимущественно глинисто-сланцевая в той или иной степени окварцованная толща, выделяемая, как белореченская свита, то в Дигоро-Осетинской - это, главным образом, псаммитовая, песчано-алевролитовая толща, известная под названием мизурская свита.

#### **2.3.3.3. Белореченская свита (*J<sub>1</sub>bl*)**

Многие исследователи вслед за Ренгартемом В.П. (1932) относят белореченскую свиту к циклаурской, объясняя отсутствие типичных циклаурских образований на северном крыле Кавказского антиклинория, либо фациальной изменчивостью свиты, либо тектоникой. Проведенные геологические исследования и анализ как полученного, так и собранного ранее материала позволили прийти к заключению о том, что стратотип толщи, описанный В.П.Ренгартемом между селами Циклаури-Гвилети под названием циклаурская свита, является членом шовной зоны, и что объединяемые ею отложения являются осадками закрывшегося морского бассейна, существовавшего ранее на ныне субдуцированной океанической литосферной плите. В этом отчете название циклаурская свита, оставлено, как отмечено ранее, за осадками шовной зоны. Поэтому, на северном крыле антиклинория название заменяется на белореченскую.

Белореченская свита довольно широкой полосой прослеживается в Ардон-Дарьяльской зоне от р.Терек на востоке до р.Цариитдон на западе. Располагается она стратиграфически выше кистинской и отделяется, как от нее, так и от вышерасположенных толщ разломами. Наиболее полные разрезы свиты наблюдаются в междуречье Цатадон-Цариитдон (Долгов Г.А., 1988). Литологически она делится на три

толщи. В основании ее располагаются темно-серые кварцитовидные алевролиты (75%) с пластами окварцованных глинистых сланцев и пиритизированных кварцевых песчаников мощностью 0,5-5,0 см. В долинах рр.Терек и Мидаграбындон в этой толще изредка отмечаются пласты туфов андезитового состава мощностью от 0,1 до 0,8 м, которые иногда группируются в пачки мощностью до 1,5 м. Максимальная мощность алевролитовой толщи - 150 м зафиксирована в междуречье Цатадон-Цариитдон. Минимальная - 50 м - на Тереке.

Толща алевролитов вверх по разрезу постепенно сменяется глинисто-сланцево-алевролитовой. Содержание глинистой составляющей в ней достигает 50%. Сложена она темно-серыми часто переслаивающимися алевролитами и окварцованными глинистыми сланцами, содержащими прослойки мелкозернистых кварцевых песчаников, мощностью от 0,2 до 10 см. Толща довольно выдержана по простиранию и по мощности. В долине р.Терек в отложениях толщи изредка отмечаются маломощные (0,1 м) дайки субшелочных базальтов, силлы андезито-базальтов, их туфы и реже туфопесчаники, мощности которых колеблются от 2 до 15 см. В единственном случае здесь отмечена согласная с вмещающими породами дайка темно-серого лиственита, мощностью 2-10 см. Мощность толщи колеблется в пределах 200-250 м.

Завершает разрез белореченской свиты глинисто-сланцевая толща, сложенная глинистыми сланцами, содержащими прослойки алевролитов и олигомиктовых и мезомиктовых песчаников мощностью 0,2-5,0 см. В верхней части толщи располагаются маломощные (0,1-0,2 м) прослойки литокристаллокластических туфов андезитов и андезито-базальтов. В верховьях р.Кауридон, на одноименном рудопроявлении в отложениях свиты наблюдаются несколько выдержанных по простиранию и мощности (10 м) пиритизированных горизонтов суммарной мощностью до 40 м. Пирит отмечается в виде метакристаллов кубической формы, гнездовых скоплений и микропрожилков. Мощность глинисто-сланцевой толщи 300-400 м. Суммарная мощность свиты равна 600-700 м. Магнитная восприимчивость пород: окварцованные глинистые сланцы - 10-55 гамм, кварцитовидные алевролиты и песчаники 2-40 гамм. Плотность пород свиты характеризуется значениями 2,65-2,67 г/см<sup>3</sup>. Поляризуемость глинистых сланцев в целом низкая (5%). Однако, она значительно повышается (до 80%) в горизонтах, содержащих высокоуглеродистые соединения и насыщенные сингенетическим пиритом (Энна Н.Л., 1988).

В геохимическом отношении отложения свиты характеризуются более высокими, по сравнению с нижележащими породами, содержаниями цинка, свинца, меди, марганца, никеля, кобальта.

Минералогическим анализом проб протолок пород свиты установлены пирит (5-30 г/т), лимонит (6-239 г/т), пирротин (до 365 г/т), халькопирит (до 24 г/т), галенит, сфалерит (1,6 г/т), ильменит (до 14,3 г/т). В единичных пробах отмечаются шеелит (до 0,017 г/т), арсенопирит (до 0,75 г/т). Часто встречаются циркон (до 5,71 г/т), рутил (до 0,29 г/т) и гранат (до 85,7 г/т).

На аэрофотоснимках отложения свиты характеризуются равномерным темно-серым фототонном, изрезанным скальным микрорельефом, грядами и уступами (Н.Л. Энна, 1988).

Возраст свиты определяется ее стратиграфическим положением и редкими фаунистическими находками.

Д.И.Панов на правом борту левого притока р.Терек-р.Белая, у ее устья, в осыпи нашел аммонит *Amaltheus cf. laeyigatus* (Энна Н.Л., 1988). На восточном склоне г.Кайджаны, на тектонически сложном участке, в глинистых сланцах свиты обнаружен аммонит *Amaltheus cf. margaritatus* (Долгов Г.А., 1988). Восточнее района работ, в бассейне р.Аргун в аналогичных отложениях обнаружены *Argeticeras cf. bertrandi* Kell., *A. cf. algovianum* Opp. (Энна Н.Л., 1988). Перекрывается свита фаунистически доказанными нижнетюркскими отложениями.

На основании вышеотмеченного возраст белореченской свиты определяется как позднеплинсбахский.

#### 2.3.3.4. Мизурская свита (J<sub>1р2т</sub>)

Отложения мизурской свиты развиты в Дигоро-Осетинской зоне, где стратиграфически несогласно, с размывом в основании, залегают на вулканогенных комплексах садонской свиты, а западнее с.Махческ - на кристаллическом фундаменте. Представлена свита сравнительно мощной и выдержанной по простиранию толщей псаммитов, выделенных впервые под названием "мизурские слои" в работах Н.В.Безносова и др. (1960).

Отложения мизурской свиты, всюду оконтуривая выходы вулканитов юрской андезито-дацитовый туфо-лавовой формации, а там где ее нет - породы фундамента, обнажаются в северных частях горстов и более мелких тектонических блоков (Прил. 5, 10-12, 14-18).

В строении свиты принимают участие конгломераты, гравелиты, песчаники, глинистые сланцы, известняки, лавы андезитов, туфы, туфоконгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники. Конгломераты и гравелиты встречаются двух типов. Первый светло-

серого почти белого цвета сложен хорошо окатанной галькой и зернами кварца, редко кристаллических сланцев, гранитов и вулканитов. Цемент песчаный. Второй тип представлен серыми и темно-серыми породами, сложенными нацело галькой и зернами вулканитов садонской свиты, цементируемых темно-серым до черного кремнисто-глинистым цементом, по внешнему облику близкого к аквагенным туфам (Давыдов К.В. и др., 1982). Галька и зерна, как правило, хорошо окатаны и отсортированы. Крупная галька располагается в нижней части пластов, а мелкая и зерна тяготеют к верхней. Между этими типами наблюдаются взаимные переходы. Структура их псефитовая, цемента - псаммитовая со смешанным типом цементации.

Песчаники и алевролиты представлены плотными серыми и темно-серыми породами, сложенными зернами кварца (40-80%), чешуйками серицита (5-20%) и единичными зернами плагиоклаза. В отдельных разностях содержится значительное количество остатков флоры, обломков раковин, зерен серицит-хлоритового состава и окислов железа. Окатанность и сортировка материала плохая. Цемент хлорит-серицитовый, иногда карбонатизированный, серицитизированный или лимонитизированный. Редко наблюдается разъедание кварцевых зерен цементом. Структура пород псаммитовая и алевро-псаммитовая. Цементация типа выполнения, соприкосновения, порового и, реже, базального.

Глинистые сланцы сложены серой, темно-серой или темно-бурой массой с небольшой примесью алевроитового-кварцевого или туфового материала. По плоскостям слоистости сланцы слабо серицитизированы. Текстура их микрослоистая, структура пелитовая и алевро-пелитовая.

Известняки представлены серой и темно-серой породой, содержащей плохо сохранившиеся раковины пелеципод и обломки белемнитов. Сложены они крупнокристаллическим кальцитом с примесью кварцевых зерен и небольшого количества туфового материала. Текстура пород полосчатая, структура гранобластовая, крупно-мелкозернистая мраморовидная.

Вулкано-терригенные разности - туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники являются продуктами размыва и переотложения лейасовых вулканитов и полностью аналогичны таковым садонской свиты.

Излившиеся разности представлены плагиоклазовыми и роговообманковыми лавами. Порфиробласты плагиоклаза и роговой обманки серицитизированы, карбонатизированы и хлоритизированы. Кварцевые зерна корродируются основной массой. Последняя хорошо раскристаллизована и содержит лейсты и микролиты плагиоклаза. Структура пород порфировая с флюидально-микролитовой и микролитовой



структурами основной массы. Лавокластические разности представлены брекчиевыми лавами, сложенными обломками микролитовой основной массы лав, погруженными в плагиоклазовый андезит. Последний сложен нацело карбонатизированными порфиробластами плагиоклазов и нераскристаллизованной основной массой, содержащей шестоватые и ромбические лейсты плагиоклаза. Структура пород брекчиевидная.

Туфы представлены литокластическими и литокристаллокластическими разностями кислого состава. Они сложены обломками дацитов, плагиоклаза, кварца и кальцита размерами от 0,18 до 3,2 мм. Обломки породы и плагиоклазов зачастую хлоритизированы и карбонатизированы. Цемент представлен либо мелкими обломками плагиоклазов, либо бурой непрозрачной массой. Структура пород псаммитовая, псаммито-псефитовая и псефитовая, литокластическая и литокристаллокластическая.

Толща мизурской свиты на всей территории, за исключением бассейна р.Геналдон, существенно песчано-алевролитовая. В ее основании выделяются два маломощных горизонта: конгломератово-гравелитовый ( $J_1m_2$ ) и алевро-глинисто-сланцевый ( $J_1m_2$ ).

Конгломератово-гравелитовый горизонт ( $J_1m_1$ ) располагается в основании мизурской свиты и залегает на участке г.Тоторс - с.Махческ на породах кристаллического фундамента, а на остальной части площади - на вулканогенных породах юрской андезито-дацитовый туфо-лавовой формации.

Состав обломочных пород горизонта определяется составом подстилающих пород. В северо-западной части Дигории, на участке от г.Тоторс до с.Махческ, там где горизонт залегает на кристаллическом основании, слагающие его конгломераты и гравелиты представлены первым типом. Это светло-серые и белые породы, сложенные галькой и зернами кварца, реже подстилающих их кристаллических сланцев и гранитов. Восточнее села Махческ, там где конгломератово-графитовый горизонт переходит на вулканогенные породы, в составе конгломератов и гравелитов появляются гальки и зерна андезитов и примесь туфового материала. Количество вулканогенной составляющей к востоку увеличивается и уже в Садоно-Згидском районе кварцевый и гранитоидный материал полностью вытесняется. Конгломераты и гравелиты переходят во второй тип. Они состоят здесь из галек и зерен афировых андезитов, цементируемых темно-серым до черного кремнисто-глинистым цементом. На водоразделе рек Донисардон-Кайсардон среди конгломератов и гравелитов, представленных вторым типом, располагаются линзы и прослои темно-серых известняков мощностью 0,2-0,5 м. Мощность горизонта в Алагирском вулканическом районе колеблется от 1 до 4 м, а в Урухском - от 20 до 80 м (на Каридоне), снижаясь лишь в устье Туманидона до 7 м.

В Дигорском и Садоно-Унальском горстах, южнее и юго-восточнее с.Кумбульта, восточнее с.Донифарс, в устьевой части р.Айгамугадон, между пос.Вакац и устьем р.Галиатдон и на участке между селами Ход и Унал на конгломератово-гравелитовом горизонте залегает алевро-глинисто-сланцевый горизонт ( $I_1m_2$ ). Алевроитовая примесь в глинистых сланцах представлена вулканогенным материалом. Среди глинистых сланцев сравнительно редко располагаются маломощные прослои и линзы вулканотерригенных алевролитов, песчаников, реже туфопесчаников и туфов, а на правом берегу р.Айгамугадон, на участке между устьями рек Сардидон-Галиатдон мергелистых известняков, туфоконгломератов и афировых андезитов. Мощность линз колеблется от 0,5 до 2 м и лишь в устьевой части Фаснальского ручья мощность линз лав увеличивается до 50 м при протяженности в 500-600 м. Вулканыты представлены здесь лавобрекчией, а туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты в виде маломощных пластов приурочены к контактам андезитовых линз. Мощность алевро-глинисто-сланцевого горизонта на большей части территории колеблется от 10 до 30 м и только в районе поселка Поляна Фаснал, на южных склонах г.Орхох увеличивается до 120 м.

На алевро-глинисто-сланцевом горизонте, а там где он отсутствует на конгломератово-гравелитовом, залегает толща псаммитов, определяющая литологическую характеристику мизурской свиты ( $J_1 m_2$ ). Сложена толща грубоплитчатыми олигомиктовыми кварцевыми мелкозернистыми песчаниками и разнозернистыми алевролитами, содержащими прослои глинистых сланцев. В основании толщи почти всюду выделяется пачка мощностью от 5 до 30 м переслаивающихся алевро-глинистых сланцев и тонкоплитчатых алевролитов и песчаников, которая рассматривается в качестве переходной от нижележащего алевро-глинисто-сланцевого горизонта к вышележащим грубоплитчатым песчаникам и алевролитам. Характерной особенностью толщи является изменение гранулометрического состава пород в меридиональном направлении. На Балкаро-Дигорском поднятии толща сложена, в основном, песчаниками. Алевролиты имеют здесь подчиненное значение. Песчаники образуют своеобразные пакеты мощностью 15-25 м, разделяемые 2,5-5-и метровыми, редко 7,5 метровыми прослоями глинистых сланцев. Песчаные пакеты по простиранию не выдержаны и в соседних разрезах как мощности так и их количество различны. На северной окраине Таймази-Лабагомского поднятия, описываемая толща мизурской свиты, сложена преимущественно алевролитами. Песчаники, тяготеющие к основанию толщи, составляют в ней не более 30%. Глинистые сланцы играют второстепенную роль, образуя прослои в алевролитах.

В бассейне р.Геналдон к мизурской свите совершенно условно отнесена толща глинистых сланцев, содержащих пласты и пачки, мощностью в несколько сантиметров,

редко до 1 м, алевролитов и песчаников. Последние составляют не более 10-15% толщи. Эти породы между верховьями р.Бархиудон на западе и Геналдон-Кариудонским водоразделом на востоке слагают ядро Геналдонской антиклинали. Выделены они были впервые в 1960 г. как геналдонская свита (С.М. Рыпинский и др., 1963). Однако, локальное распространение и недостаточная изученность не позволяют выделить их как самостоятельную единицу. В данном отчете они предположительно рассматриваются в качестве глубоководной фации мизурской свиты.

Геохимическая характеристика пород мизурской свиты отличается от таковой подстилающих вулканогенных отложений более высокими содержаниями никеля, кобальта, меди, цинка, свинца и более низкими - марганца. Сильные корреляционные связи отмечаются между медью и цинком, цинком, кобальтом и никелем, а также никелем и кобальтом.

Минералогическим анализом проб протолок установлены содержания титанистых минералов (рутил, анатаз, сфен, лейкоксен) от знаков до 12г/т, лимонита, пирита, галенита от 10 до 2573 г/т, магнетита от знаков до 100 г/т, циркона - до 2,6 г/т.

Породы свиты характеризуются средней плотностью 2,67 г/см<sup>3</sup> при ее колебаниях от 2,61 до 2,72 г/см<sup>3</sup>. Они практически немагнитны. Их магнитная восприимчивость изменяется от 6 до 30 x 10<sup>-6</sup> ед. СГСМ. Повышения значений магнитного поля увязываются с дайками диабазов казбекского комплекса.

На аэроснимках область распространения отложений свиты выражена развитием крутых интенсивно расчлененных скальных склонов, слабоконтрастным серым фототонном.

Суммарная мощность мизурской свиты колеблется в широких пределах. На Таторсе она равна 150 м. К востоку она увеличивается и в районе с.Кумбульта достигает 400 м. Далее на восток она устойчиво снижается, уменьшается к Верхнему Згиду до 100 м (г.Дзага). Отсюда на восток мощность свиты вновь увеличивается и достигает максимального значения - 600 м в долине р.Хаником. В пределах Таймази-Лабагомского поднятия какой-либо закономерности в колебаниях мощности мизурской свиты от 150 до 430 нет. В бассейне р.Геналдон мощность свиты достоверно не установлена. Предположительно она определяется в 550 м (С.М. Рыпинский и др., 1963).

Возраст мизурской свиты достаточно уверенно определяется многочисленной фауной, сведенной в таблицу 2.2.

Таблица 2.2.

Место сборов. Источник сведений	Наименование фауны. Фамилия определившего
------------------------------------	--

1	2
<p>Ледник Хуппара. Линзы известняков нижнего горизонта. В.А. Мельников, 1946 р.Айгамугадон, левый борт, 0,5 км ниже с.Махческ. Линзы известняков среднего горизонта. О.Ф. Нейман-Пермякова, 1947</p> <p>с.Фараскат. Средний горизонт. В.П. Козакова, 1958</p>	<p>Пелециподы: <i>Rhynchonella</i> cf. <i>pontica</i> Moiss. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>Spiriferina</i> cf. <i>Ctensis</i> Moiss. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>Pholadomya</i> sp. J<sub>1</sub><sup>2</sup></p> <p>Пелециподы: <i>Oxytoma oppeli</i> Roeli. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>Aequipecten</i> cf. <i>priscus</i> Schloth. J<sub>1</sub><sup>2</sup></p> <p>Аммониты: <i>Amaltheus margaritatus</i> Montf. J<sub>1</sub>P<sub>2</sub> <i>Amaltheus laevis</i> Quen. J<sub>1</sub>P<sub>2</sub></p>
1	2
<p>с.Лезгор. Средний горизонт. Н.В. Живаго, 1960</p> <p>с.с.Лезгор, Фараскат, Мацута. Верхний горизонт. С.М. Рыпинский, 1965</p> <p>с.Ход. Основание верхнего горизонта. Г.Д. Ажгирей</p> <p>р.Ардон, левый борт, против Луарского оползня. Верхний горизонт. Г.Д. Ажгирей</p> <p>р.Ардон, против Луарского оползня. Верхний горизонт. Л.Д. Ажгирей</p> <p>р.Ардон, против Луарского оползня. Верхний горизонт. В.Н. Робинсон, 1948</p> <p>р.Ксуртдон, верхи верхнего горизонта. С.М. Рыпинский, 1963</p> <p>с.Джими, верхи верхнего горизонта.</p>	<p>Аммониты: <i>Amaltheus margaritatus</i> Montf. J<sub>1</sub>P<sub>2</sub> <i>Amaltheus laevis</i> Quen. J<sub>1</sub>P<sub>2</sub></p> <p>Аммониты: <i>Amaltheus margaritatus</i> Montf. J<sub>1</sub>P<sub>2</sub>. Г.Я. Крымгольц <i>Pseudogrammoceras flexicostatum</i> <i>Krimh.</i> J<sub>1</sub>P<sub>2</sub>. Г.Я.Крымгольц</p> <p>Пелециподы: <i>Aequipecten</i> cf. <i>priscus</i> Schloth Сибирякова <i>Entolium demissum</i> Phill. Сибирякова</p> <p>Пелециподы: <i>Pleuromya unioides</i> Roem <i>Pholadomya voltzi</i> Ag. <i>Ph. Reticulata</i> Ag. <i>Ph. aff. Decorata</i> Ziet</p> <p>Аммониты: <i>Amaltheus margaritatus</i> Montf. J<sub>1</sub>P<sub>2</sub> <i>Am. Depressus</i> Simps. J<sub>1</sub>P<sub>2</sub> <i>Am. cf. Stokesi</i> Sow. J<sub>1</sub>P<sub>2</sub> <i>Am. laevis</i> Quen. J<sub>1</sub>P<sub>2</sub></p> <p>Пелециподы: <i>Nucula palmae</i> Quen. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>N. cf. Zieteni</i> Brauns. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>Astarte ex gr. heberti</i> Terg. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>Pleuromya oxynoti</i> Quen. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>Pl. Unioides</i> Roem. J<sub>1</sub><sup>2</sup></p> <p>Пелециподы: <i>Leda graphica</i> Tate. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>L. complanata</i> Roem. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>Nucula beleta</i> Quen. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>Astarte aff. Complanata</i> Roem. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>Aequipecten</i> cf. <i>priscus</i> Schloth. J<sub>1</sub><sup>2</sup></p> <p>Пелециподы: <i>Lima densicostata</i> Quen. J<sub>1</sub><sup>2</sup> <i>Chlamys ex. gr. textoria</i> Schl. J<sub>1</sub><sup>2</sup></p> <p>Аммониты: <i>Pseudogrammoceras flexicostatum</i></p>

С.М. Рыпинский, 1963	Krimh.Г.Я. Крымгольц Пелециподы: <i>Aequipecten ex. gr. priscus</i> Schloth. Л.В. Сибирякова <i>Pholadomya aff. Reticulata</i> Ag. Л.В. Сибирякова
р.Хаником. Верхи свиты. Н.В. Живаго, 1960 Ардон-Бадский водораздел. В.А. Мельников, 1958	Аммонит: <i>Amaltheus margaritatus</i> Montf. Аммонит: <i>Amaltheus margaritatus</i> Montf. Пелециподы: <i>Aequipecten priscus</i> Schloth. <i>Lima (Plagiostoma) acutilasta</i> Goldf. <i>Leda grafica</i> Tofc.
1	2
р.Геналдон. Глинисто-сланцевая толща. С.М. Рыпинский, 1963	Аммониты: <i>Arieticerat</i> cf. <i>algovianum</i> . Opp. Г.Я.Крымгольц <i>Ar. cf. perspiratum</i> Fucini.       —” <i>Ar. cf. bertrandi</i> Kil.               —” <i>Ar. cf. retrorsicosta</i> Opp.       —” <i>Ar. sp.</i> — —

Вся перечисленная фауна уверенно определяет возраст пород мизурской свиты, как поздний плинсбах.

Здесь следует отметить отсутствие какого-либо обоснования для объединения с мизурскими песчаниками геналдонских глинистых сланцев. Скорее всего это неверно. А. Хеллем в книге “Юрский период” (1978) указывает, что аммониты семейства *Amaltheidae* являются представителями бореальной области, в то время как аммониты подсемейства *Hildoceratidae*, к которому относится род *Arieticerat*, являются представителями тетической области. Бореальной областью являлось эпиконтинентальное море, располагавшееся на южной окраине Скифской платформы и характеризовавшееся значительной изменчивостью окружающей среды, как то: соленость, температура, подвижность среды. Тетическая область представляла океан Тетис и отличалась от бореальной относительным постоянством окружающей среды. Отсюда вытекает, что мизурские и геналдонские осадки формировались в совершенно различных геодинамических обстановках и не могут быть частями одной и той же свиты. Н.Л. Энна (1988) объединил геналдонские сланцы с вышележащей галиатской свитой, в результате чего получил возраст последней верхний плинсбах-нижний тоар. Однако, там где галиатская свита залегает на мизурской ее возраст определяется достаточным количеством фауны только, как нижний тоар.

К сожалению, крайняя ограниченность материала по геналдонским сланцам: их распространенность, мощность, степень литологической выдержанности, не позволяет

выделить их как самостоятельную единицу. Этот вопрос остается открытым до получения нового фактического материала.

### **Ранняя юра, ранняя фаза тоарского века**

Нижнетоарские отложения на описываемой территории развиты в Дигоро-Осетинской структурно-тектонической зоне, где прослеживаются от границы с Кабардино-Балкарией на западе до границы с Ингушетией на востоке. Представлены они терригенными отложениями песчано-глинистого состава, которые по литологическим признакам подразделяются на две свиты: нижняя - галиатская и верхняя - ксуртская.

#### ***2.3.3.5. Галиатская свита (J<sub>1gl</sub>)***

Отложения свиты соответствуют “галиатским слоям”, выделенным Н.В.Безносковым и др. в 1960г. Позднее В.А.Ермаков (1980) перевел их в разряд свиты, что нашло отражение в “Рабочих опорных легендах к Центрально-Кавказской и Казбекско-Самурской сериям листов “геолкарты - 50” (Ермаков В.А., 1989).

Отложения галиатской свиты согласно залегают на мизурской и, оконтуривая выходы пород последней, протягиваются непрерывными полосами по северным крыльям Балкаро-Дигорского и Таймази-Лабагомского поднятий, а также получают широкое развитие в подзонах грабен-синклинального прогиба и киммерийской складчатости (Прил.5,10-12, 15-18, 21).

Сложена свита, в основном, глинистыми сланцами. Меньшее значение в ней имеют алевролиты и песчаники. Довольно редко встречаются глинистые и мергелистые известняки и конкреции сферосидеритов.

Примечательна различная степень динамометаморфизма глинистых сланцев, увеличивающаяся с севера на юг. Если к северу от Балкаро-Дигорского поднятия это - относительно плотные породы с неровными поверхностями скола и комковатой отдельностью, то в Штулу-Харесской грабен-синклинали и особенно в южной части подзоны Киммерийской складчатости это - плотные аспидовидные породы, раскалывающиеся на четкие плитки и пластинки с ровными поверхностями скола, на которых развиты новообразования серицита и хлорита. Нередко наряду с плитчатой отдельностью наблюдается щепковидная и карандашная. Алевролиты и песчаники образуют в глинистых сланцах пласты и пачки, как правило, невыдержанные по простиранию. Они часто пережимаются, выклиниваются и замещаются глинистыми сланцами. Исключением здесь является пачка алевролитов, залегающая в основании

свиты, главным образом севернее Балкаро-Дигорского поднятия. Она четко выделяется на правом склоне долины р.Сонгутидон, между поселками Поляна Фаснал - Камунта, на левом склоне р.Ардон, от устья его притока Сулардон до Унальского моста; на склонах долин р.р.Джимидон, Цариитдон и Хаником и в верховьях р.р.Цазиудон и Кайдон. Эта пачка, сложенная алевролитами, представляет собой постепенный переход от песчаников и алевролитов мизурской свиты к вышележащим глинистым сланцам. Алевролиты, как правило, тонкоплитчатые, переслаивающиеся с глинистыми сланцами, редко содержат маломощные пропластки песчаников. Содержание алевролитов в пачке колеблется от 60, редко 80% в нижней части, до 20% в верхней. Мощность пачки колеблется от 20 до 113 м.

Остальная часть свиты сложена, преимущественно, глинистыми сланцами, содержащими на разных уровнях разреза пласты и пачки алевролитов, количество которых обычно не превышает 10-15% свиты, но иногда увеличивается до 55-75%, как, например, в междуречьях Гизельдон-Кауридон и Цатадон-Бархиудон. В общем, можно отметить, что к западу от водораздела Ардон-Фиагдон алевролитовая составляющая тяготеет к верхней половине свиты, а восточнее этого водораздела - к нижней.

Конкреции сферосидеритов, как отмечено ранее, встречаются довольно редко, но на двух локальных участках их количество резко возрастает, они переполняют отдельные горизонты в глинистых сланцах и становятся здесь своеобразной отличительной особенностью свиты.

Один из этих участков располагается на хребте Сапвцек, в северо-западной части Кумбультинского прогиба, восток-юго-восточнее вершины Вазахох. Здесь конкреции, залегающие в глинистых сланцах в виде пластов мощностью до 10 см, образуют конкреционный горизонт мощностью 60-70 м. Размер конкреций колеблется от 3 до 10 см. Количество их в верхней части горизонта достигает 15-20%. Примечательной особенностью конкреций является присутствие в их центральной части, совместно с карбонатом и, реже, кварцем, рудных минералов - галенита, сфалерита и пирита. Халькопирит отмечается в сростании с галенитом. Рудные минералы содержатся примерно в 10% конкреций (Рыпинский С.М. и др., 1965).

Второй участок находится на левобережье р.Ардон, в интервале от балки Саумарадаг до с.Ниж.Унал. Отличительной чертой галиатской свиты здесь является наличие кор выветривания глинистых сланцев совместно с многочисленными конкрециями.

Горизонт конкреций мощностью в 70 м приурочен к нижней части свиты, располагаясь в 66 м от ее основания. К западу и к востоку от отмеченного интервала конкреции не прослеживаются. Форма конкреций разнообразная: округлая, шарообразная,

лепешковидная, веретенообразная, караваеобразная, грибовидная. Нередко они похожи на несколько соединенных шаров. Размер конкреций колеблется от 0,5 до 10-15 см. Текстура однородная, редко концентрическая. Состав сидеритовый с примесью алевролитовых частиц. Часто они содержат пиритизированные обрывки растительной ткани или обломки раковин моллюсков.

Горизонт кор выветривания по мощности и по расположению как в разрезе, так и на местности совпадает с конкреционным горизонтом. Состоит он из пяти кор выветривания, четыре из которых приурочены к нижней его половине, а пятый располагается в кровле. По внешнему виду коры выветривания представляют собой пачки сильно выветрелых, осветленных и обохренных глинистых сланцев, содержащих в верхней части изъеденные, кавернозные валуны и гальку черных битуминозных известняков. Характерно, что известняки и глинистые сланцы пронизаны многочисленными ходами червей илоедов, а также интенсивно загипсованы. Вниз коры выветривания переходят в неизменные глинистые сланцы. Мощность каждой коры выветривания не превышает 2 м (С.М.Рыпинский, 1963).

Совместное положение описанных горизонтов, скопление наибольшего количества конкреций у сближенных кор выветривания и одновременное исчезновение как кор выветривания, так и конкреций, очевидно взаимосвязаны.

Породы галиатской свиты характеризуются более высокими, по сравнению с мизурскими, содержаниями марганца, никеля, кобальта, меди, свинца и цинка. Для них характерно наличие существенных корреляционных связей между никелем, хромом, медью и литием.

Песчано-алевролитовые породы характеризуются более высокими значениями общей нормативной щелочности.

Выходы галиатской свиты характеризуются мозаичным характером гравитационного поля, являющегося видимо отражением особенностей фундамента. Плотность глинистых сланцев  $2,67 \text{ г/см}^3$ , алевролитов -  $2,53-2,64 \text{ г/см}^3$ . Магнитная восприимчивость низкая -  $10 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ.

На аэрофотоснимках участки выходов свиты характеризуются развитием склонов средней крутизны, с отдельными обрывами и серым слабо контрастным фоном (Н.Л.Энна, 1988).

Мощность галиатской свиты, в общем, имеет тенденцию к увеличению в южном и восточном направлениях. Если на севере и северо-западе она колеблется от 300 до 470 м, то на юге и юго-востоке увеличивается до 600-650 м, а местами и до 700 м.



Возраст пород галиатской свиты определяется фаунистическими находками, сведенными в табл. 2.3.

Залегают галиатская свита, как отмечалось ранее, на фаунистически доказанных позднеплинсбахских породах с постепенным переходом и, также стратиграфически согласно, перекрывается фаунистически охарактеризованными раннетоарскими отложениями.

Таблица 2.3.

Место сборов. Источник сведений	Наименование фауны. Фамилия определившего
1	2
р.Айгамугадон. В.Н.Казакова, 1958	Аммонит: <i>Dactylioceras</i> cf. <i>semicelatum</i> Simps. (J <sub>1</sub> t <sub>1</sub> )
1	2
р.Ксуртдон. Нижняя алевролитовая пачка. Д.И.Панов, 1962 В.Н.Робинсон, 1948	Аммонит: <i>Harposeras</i> cf. <i>serpentinum</i> Rein. (J <sub>1</sub> t <sub>1</sub> ) Пелециподы: <i>Pleuromya unioides</i> Phil. <i>Mytiloides</i> Goldf. <i>Astarte</i> cf. <i>depressa</i> Goldf. <i>Leda</i> cf. <i>claviformis</i> Sow.
р.Ксуртдон. Верхи свиты. Д.И.Панов, 1962 В.Н.Робинсон, 1948	Аммонит: <i>Dactylioceras semicelatum</i> Simps. (J <sub>1</sub> t <sub>1</sub> ) Пелециподы: <i>Lucina</i> cf. <i>plana</i> Qu. <i>Cypricardia</i> cf. <i>brevis</i> Wright. Пелециподы: <i>Astarte aalensis</i> Ben. <i>As.</i> cf. <i>complanata</i> Roem. <i>As. opalina</i> Qu. <i>Leda claviformis</i> Sow. <i>Mytiloides</i> cf. <i>Quenstedti</i> Pcel. <i>M. dubius</i> Sow. <i>M. pernoides</i> Munst.
“Унальский” мост. Г.Д.Ажгирей, 1958 Джимидон-Цагатдонский водораздел. С.М.Рыпинский, 1963	Аммонит: <i>Lillia</i> sp. Аммонит: <i>Dactylioceras athleticum</i> Simps (J <sub>1</sub> t <sub>1</sub> ). Г.Я.Крымгольц
р.Фиэгдон, Дзири-Дзуар. Верхи свиты. Д.И.Панов, 1962 с.Фараскат. С.М.Рыпинский, 1965	Пелеципода: <i>Posidonia daghestanica</i> Uhlig. Аммонит: <i>Dactylioceras</i> sp. Аммонит: <i>Harposeras paltus</i> Buckm. Г.Я.Крымгольц.

Перечисленная выше фауна аммонитов относится к раннетоарским зонам *Dactylioceras tenuicostatum* и *Harposeras falcifer*, что совместно со стратиграфическим положением позволяет датировать возраст галиатской свиты нижней частью раннего

тоара.

### **2.3.3.6. Ксуртская свита (J<sub>1</sub>ksr)**

Глинистые сланцы галиатской свиты, обогащаясь псаммитовыми разностями, вверх по разделу постепенно сменяются толщей, выделенной в 1960 г. Безносовым Н.В. под названием “Ксуртские слои”. Впоследствии они были переведены Ермаковым В.А. (1980) в разряд свиты.

На северном крыле Балкаро-Дигорского поднятия отложения свиты обнажаются в виде прерывистой полосы. Такой же характер выходов свиты на поверхность фиксируется и восточнее Ардон-Фиагдонского водораздела. Однако, если в первом случае прерывистость обусловлена широким развитием рыхлых образований, то во втором она обязана интенсивной разрывной тектонике. В Штулу-Харесской депрессии отложения свиты прослеживаются непрерывной, то расширяющейся до 3-3,5 км, то сужающейся до 1 км полосой от западной границы до долины р.Донисардон (черт. №№ 5, 10-12, 15-18, 21).

Сложена ксуртская свита глинистыми сланцами, переслаивающимися с алевролитами, количество которых колеблется от 30 до 60%, изредка уменьшаясь до 10% или увеличиваясь до 90%. Реже в составе свиты отмечаются песчаники и очень редко - линзы песчанистых известняков и конкреции сферосидеритов.

Толща пород ксуртской свиты имеет характерный внешний облик и повсеместно сравнительно легко выделяется. Ее отличительной особенностью является чередование пачек, переслаивающихся глинистых сланцев и алевролитов, и глинистых сланцев почти не содержащих прослой псаммитов. Алевролиты и песчаники образуют среди глинистых сланцев линзы, пропластки и пласты мощностью от 2-3 см до 30-40 см, реже до 1 м. Обычны пласты мощностью до 10-20 см.

Для глинистых сланцев ксуртской свиты, также как и галиатской, примечательна различная степень динамометаморфизма в меридиональном направлении.

В северной части площади развития отложений свиты, главным образом на южных отрогах Скалистого хребта, глинистые сланцы являются сравнительно мягкими породами серого и темно-серого цвета с буроватым оттенком, со скорлуповатой отдельностью и небольшим количеством серицита. В южной части, у южной границы Штулу-Харесской депрессии и зоны Киммерийской складчатости глинистые сланцы представлены сравнительно плотными породами с хорошей плитчатой отдельностью, с

новообразованиями в глинисто-серицитовой массе хлорита и кварца, иногда гидроокислов железа.

Состав ксуртских отложений по латерали подвержен изменениям. В Дигории свита сложена, в основном, глинистыми сланцами. Алевролиты и песчаники составляют в ней не более 10-15%. Однако местами их количество увеличивается до 40-50%, а к югу и к западу от сел.Дунта - до 80-90%. В долине р.Донисардон количество кластического материала в свите наименьшее - 10%. Алевролиты и песчаники образуют здесь тонкие, не более 3-5 см мощностью, линзы и пропластки, располагающиеся, как и в других местах, среди глинистых сланцев без всякой закономерности. К востоку и к северу количество их повышается до 30-50%, а севернее массива Гаудор достигает 60%. такой состав с локальными незначительными отклонениями свита сохраняет до междуречья Чатадон-Бархиудон, где количество алевролитов и песчаников резко увеличивается до 60-75%. Далее на восток количество их уменьшается, снижаясь на Тереке до 15-20%. Интересно, что здесь из разреза практически исчезают алевролиты (5-10%) и псаммитовая составляющая представлена преимущественно песчаниками (Н.Л.Энна, 1988).

Резко отличный состав ксуртской свиты зафиксирован на водоразделе рр.Ардон-Фиагдон. Здесь, на южных склонах массива Шаулаштыта, свита почти нацело, на 80-90%, сложена алевролитами и песчаниками. К востоку и к западу, количество псаммитов быстро уменьшается, увеличивается значение глинистых сланцев, и толща становится "типичной ксуртской".

Известняки, образующие редкие небольшие линзы, встречаются среди глинистых сланцев, главным образом, в северной части площади развития пород свиты.

Среди пород ксуртской свиты глинистые сланцы характеризуются более высокими содержаниями марганца и никеля, а песчаники и алевролиты - кобальта, меди, свинца и цинка.

В физических полях отложения свиты не выражаются. Плотность пород равна 2,68-2,69 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость - (10-20) x 10<sup>-6</sup> ед. СГСМ.

На аэроснимках площадь развития пород свиты характеризуется мелким рельефом, со склонами средней крутизны, с редкими уступами и обрывами, серым слабо контрастным фототонном с редкими линиями слоистости.

Наибольшую мощность 820-1080 м свита имеет в Сонгутидонском поперечном прогибе. Столь же большая мощность 1050-1180 м фиксируется в районе с.Дзинага. В остальной части Горной Осетии она колеблется в пределах 400-600 м, изредка уменьшаясь до 350 м (бассейн р.Баддон) - 370 м (на участке г.Гаудор - сел.Ход), либо увеличиваясь до 700 м (Верхний Кармадон) (С.М.Рыпинский и др., 1963, 1965).



С.М.Рыпинский, 1965	<p>M. cf. forte Buckm (J<sub>1</sub>t<sub>1</sub>).</p> <p>M. cf. gyrale Buckm (J<sub>1</sub>t<sub>1</sub>).</p> <p>Hildoceras cf. Semicosta Buckm</p> <p>Пелециподы: Mytiloides quenstedti Pcel.</p> <p>M. sp.</p>	<p>Г.Я.Крымголец</p> <p>”</p> <p>”</p> <p>”</p> <p>Л.В.Сибирякова</p> <p>”</p>
---------------------	---	--

Перечисленная фауна аммонитов уверенно определяет аммонитовую зону *Hildoceras bifrons*, что позволяет отнести породы ксуртской свиты к верхней части раннего тоара.

### Ранняя юра, тоарский век

#### 2.3.3.7. Казбекская свита (J<sub>1</sub> kz)

Впервые казбекская свита была выделена В.П.Ренгартеном (1932) в долине р.Терек, в районе с.Казбеги. Отложения свиты являются наиболее древним членом зоны Южного склона. Они протягиваются от долины р.Терек на востоке, через верховья его левых притоков Саутисидон, Тепидон и Ресидон, в долину р.Дзамарашдон. Далее к западу, породы свиты прослеживаются через массив г.Заккахох и водораздел Бугультадон-Заккадон в долину р.Нардон и, затем, на левый борт р.Мамисондон. Здесь выходы пород казбекской свиты выклиниваются у Мамисонского перевала по тектоническим причинам.

Сложена свита глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и туфопесчаниками. По преобладанию пелитов или псаммитов казбекская свита восточнее долины р.Суарком (Бугультадон) отчетливо разделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита (J<sub>1</sub> kz<sub>1</sub>) является существенно песчанистой и, в свою очередь, разделяется на два горизонта. Нижний характеризуется преобладанием псаммитовых разностей, составляющих 70-80% разреза. Сложен он песчаниками и алевролитами, образующими средне- и толстоплитчатые пласты и пачки, которые разделяются маломощными пропластками глинистых сланцев. Мощность горизонта равна 400-450 м. К нему в долине р.Суарком пространственно приурочена пирит-пирротиновая минерализация. Верхний горизонт характеризуется преобладанием пелитовых разностей, занимающих до 60-70% разреза. Сложен горизонт темносерыми рассланцованными глинистыми сланцами, содержащими пласты тонко- и среднеплитчатых песчаников и алевролитов, количество которых вверх по разрезу уменьшается вплоть до их исчезновения. Мощность горизонта достигает 500-550 м (Озерин В.В., 1972).

Верхняя подсвита (J<sub>1</sub> kz<sub>2</sub>) является существенно глинисто-сланцевой. Сложена она углисто-серицитовыми, углисто-глинистыми и, реже, филлитовидными и кремнистыми

сланцами, содержащими прослои, пласты, а также конкреции сидеритов. Наибольший интерес представляют кварц-серицитовые песчаники. К ним в Наро-Мамисонском районе пространственно тяготеет ртутная минерализация северной ртутоносной полосы. Кварц-серицитовые песчаники образуют пласты в 1,5-3,5 м и пачки, достигающие 22 м мощностью. По простиранию пласты прослеживаются на сотни метров. Нередко встречаются линзовидные и неправильной формы тела протяженностью в 20-80 м. Контакты песчаников с вмещающими породами четкие, ровные, часто слабоволнистые. Тела неправильной формы, изученные на Тибском и Цесском ртутных месторождениях, имеют четкие резкие контакты в висячем боку и постепенные переходы со стороны лежащего бока. Пласты и пачки кварц-серицитовых песчаников по простиранию плохо выдержаны. Они часто переходят в другие разности, испытывают пережимы, раздувы и выклинивания. Сложены кварц-серицитовые песчаники на 70-80% кварцем, на 20% плагиоклазом, почти полностью замещенным серицитом, карбонатом и каолином. Значительная роль принадлежит зернам кремнистых пород, состоящих из агрегата халцедоновидного криптокристаллического кварца и волокон бесцветной слюды. Цемент серицит-кремнистый с примесью карбонатов. Тип цементации базальный. Некоторые исследователи называли эти породы “туфопесчаниками”. Выполненные специальные исследования показали, что вулканогенный материал в этих породах отсутствует. Здесь необходимо отметить, что неправильная форма отдельных тел, секущее положение их контактов относительно слоистости вмещающих пород, различная степень метаморфизма выделяют эти породы из ряда “нормальных” осадочных образований. Решение этого вопроса требует дальнейших исследований (Гончаренко О.А., 1972).

Описываемая верхняя подсвита, кроме описанных песчаников, характеризуется приуроченностью углисто-серицитовых сланцев к ее основанию, где их мощность колеблется от 80 до 200 м, и углисто-глинистых сланцев к кровле, где мощность слагаемой ими пачки достигает 125-200 м на Тибском месторождении и 260 м на Куатедонском рудопоявлении. Мощность верхней подсвиты колеблется от 340 м до 540 м.

Суммарная мощность казбекской свиты колеблется от 1240 м до 1540 м.

Минералогическим анализом проб - протолок песчаников и алевролитов установлено наличие пирита (242,5-5692 г/т), лимонита (333-2548 г/т), сфалерита (до 2,9 г/т), галенита (до 1,5 г/т), пирротина (до 5,2 г/т), халькопирита (до 4,2 г/т), кроме этого отмечаются знаки циркона, сфена, лейкоксена, апатита, граната, эпидота, пироксена, амфибола. В геохимическом отношении в глинистых сланцах отмечаются более высокие, чем в песчаниках, содержания никеля и меди и более низкие марганца, кобальта, цинка. В

физических полях отложения казбекской свиты не отражаются, обладают низкой плотностью 2,62-2,65 г/см<sup>3</sup> и низкой магнитной восприимчивостью  $9 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ. На аэрофотоснимках образования свиты характеризуются серым слабо контрастным фототонном и скальным интенсивно изрезанным микрорельефом с крутыми обрывистыми склонами (Энна Н.Л., 1988).

Тоарский возраст свиты принимается с определенной степенью условности. Энна Н.Л. (1988) указывает на находки в районе Военно-Грузинской дороги верхнетоарской фауны *Mesoteuthis conoidea* Opp., *Dactyloteuthis* sp. (Крымгольц, 1972). Д.И.Панов (1987) определяет возраст свиты как верхи нижнего тоара. Кипиани Я.Р. (1985) относит казбекскую свиту по фауне из верховий р.Терек к тоарскому ярусу. Таким образом, колебания определений возраста в пределах тоарского века и редкость фаунистических находок, ограниченных пока бассейном р.Терек, не позволяют определить возраст свиты точнее, чем тоар.

### **Ранняя юра, поздняя фаза тоарского века - средняя юра, ранняя фаза ааленского века, неразделенные**

Неразделенные позднеотоарские-раннеааленские отложения развиты в Дигоро-Осетинской структурно-тектонической зоне, где выделены под названием зинцарская свита, и в зоне Южного склона, где известны как гудушаурская свита. Граница между ярусами проходит в литологически однородной толще и не картируется. Только в междуречье Фиагдон-Гизельдон - на хребте Гачин и на склонах р.Гизельдон, выделяются верхнетоарские отложения (С.М.Рыпинский, 1963). Однако, ограниченность площади, на которой они выделены, идентичность их литологического состава с перекрывающими верхнетоарскими-нижнеааленскими отложениями и значительная неопределенность положения их верхней границы определяют нецелесообразность их выделения из состава зинцарской свиты.

#### **2.3.3.8. Зинцарская свита ( $J_{1-2} zn$ )**

Эти отложения были выделены Н.В.Безносковым в 1960 г. по р.Ардон под названием “зинцарские слои”. Впоследствии В.А.Ермаков (1980) перевел их в разряд свиты. Под этим названием свита была внесена в “Рабочие опорные легенды к Центрально-Кавказской и Казбекско-Самурской сериям листов “Геолкарты-50” (В.А.Ермаков, 1989).

Выходы зинцарской свиты занимают значительные площади в восточной части Горной Осетии, где образуют широкие полосы от Архонского перевала до Ольгетского ущелья и от верховьев р.Ахсаудон до верховьев р.Фардон. Кроме этого, сравнительно большие площади заняты ими на южных склонах Скалистого хребта: на участках от р.Урух до с.Верх. Згид, от массива Авденаурых до долины р.Ардон и далее от р.Ардон до Фиагдонского ущелья. В остальных местах они занимают сравнительно небольшие площади (Прил. 5, 10-12, 15-19, 21).

Сложена зинцарская свита глинистыми сланцами, содержащими линзы, пласты и пачки алевролитов, реже песчаников. Несколько чаще, чем в нижележащих толщах, среди глинистых сланцев встречаются маломощные линзы и линзообразные пласты песчаных известняков и тонкие пропластки глинистого сидерита. В междуречье Фиагдон-Гизельдон в их строении принимают участие аргиллиты, а на левом склоне р.Фиагдон, выше с.Гули толща венчается корой выветривания. Аналогичные коры выветривания отмечены и внутри свиты на правых склонах рр.Авсандур, Хаником и Хуссар-Ламардон.

Глинистые сланцы представлены темно-серыми породами, состоящими из глинисто-слюдяной массы. Обычна примесь кластического материала, состоящего из зерен кварца, хлоритизированных и серицитизированных обломков эффузивных пород, чешуек слюды и углистых включений. Кластический материал располагается линзочками и микрослойками, определяющими полосчатость пород. Количество его колеблется в значительных пределах: от 2-5% до 30-35%, а иногда и больше. Сортировка отсутствует. Структура пород пелитовая и алевро-пелитовая.

Аргиллиты отличаются от глинистых сланцев большей мягкостью, скорлуповатой и округлой отдельностью и желтовато-серым и бурым цветом. Сложены они непрозрачной темно-бурой глинисто-слюдяной массой с примесью обломков кварца, углистого вещества и гидроокислов железа. Количество примеси не превышает 15%. Термический анализ аргиллитов показал, что они сложены иллитовым типом гидрослюдяных глин (С.М.Рыпинский, 1963).

Алевролиты и песчаники представлены серой и темно-серой породой, сложенной в основном зернами кварца с примесью чешуек мусковита, хлоритизированных зерен



эффузивов, углистых включений и глинистого вещества. Кластический материал не окатан и не отсортирован и располагаются беспорядочно, образуя скопления неправильной или округлой формы. Глинистый материал располагается микрослоями, обуславливая слоистую текстуру. Цемент кварц-серицитовый, глинисто-серицитовый или хлорит-серицитовый. Тип цементации базальный, соприкосновения, выполнения пор и, редко в алевролитах, пленочный. Структура пород псаммитовая и алевро-псаммитовая.

Песчанистые известняки темно-серого и бурого цветов сложены мелкозернистой кальцитовой массой, содержащей зерна кварца и реже обломки кораллов, раковин фораминифер и спикул губок. Количество их иногда возрастает, и порода переходит в ракушечник.

Глинистые сидериты представлены черной плотной породой, сложенной непрозрачной темно-серой и бурой основной массой, содержащей зерна кальцита и реже кварца.

Кора выветривания в районе с. Гули прослеживается на 400 м при мощности 1 м. представлена она сильно выветренными, осветленными и ожелезненными глинистыми сланцами, на которых располагаются изъеденные, кавернозные валуны и галька темно-серых, черных песчанистых известняков. Перекрываются они горизонтом песчаников, содержащих в основании гальку глинистых сланцев. Аналогичного состава, но меньшей мощности (0,5 м) кора выветривания отмечается в верховьях р. Хуссар-Ламардон и на правых склонах рр. Авсандур и Хаником.

Между р. р. Фиагдон и Гизельдон зинцарская свита сложена серовато-бурными аргиллитами, выполняющими Барзикауский и Даллагкауский грабены. Для аргиллитов характерно наличие гидроокислов железа, обуславливающих желтые и бурые окраски, загипсованность и наличие конкреций марказита.

На всей остальной территории зинцарская свита слагается глинистыми сланцами, содержащими линзы и пласты песчаников, алевролитов и глинистого сидерита. Эти породы, как и в нижележащих толщах, перемежаются друг с другом, проявляя крайнюю невыдержанность состава и мощности по простиранию. Количество псаммитов в глинистых сланцах зинцарской свиты на описываемой территории более или менее постоянно и колеблется в пределах 2-10%. Лишь на правом склоне р. Гизельдон на площади Цагат-Ламардонского рудопроявления количество песчано-алевролитового материала резко увеличивается, достигая 60-70% от объема свиты.

Геохимическая характеристика пород зинцарской свиты отличается от пород ксуртской свиты повышенным содержанием меди, ванадия, цинка, молибдена, серебра, бария, марганца, лития, и пониженным - титана, хрома, свинца, фосфора. В аргиллитах

свиты по сравнению с песчаниками отмечается понижение содержаний большинства элементов и лишь марганец, кобальт, фосфор, стронций имеют повышенные концентрации. Магнитная восприимчивость пород зинцарской свиты колеблется от 10,4 до  $24,8 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ, а плотность - от 2,45 до 2,68 г/см<sup>3</sup>. На аэрофотоснимках выходы пород зинцарской свиты характеризуются темным фоном, мягкими сглаженными формами рельефа, интенсивной расчлененностью и ветвистым рисунком водотоков (Энна Н.Л., 1988).

Мощность зинцарской свиты в бассейне р.Урux колеблется от 620 м до 700 м. К востоку она уменьшается и на площади от массива г.Гаудор до долины р.Ардон составляет 420-500 м. На Архоне и Дейкау мощность свиты снижается до 350 м. Далее, на восток и на юг мощность свиты увеличивается и колеблется от 600 м на Дагоме - до 750 м на Кадате и в Даллагкауском грабене. Еще восточнее ее мощность снижается до 500 м в долинах рек Гизельдон и Геналдон. В бассейне р.Терек мощность свиты вновь увеличивается, достигая наибольшей в Горной Осетии величины - 900 м.

Возраст зинцарской свиты определяется многочисленной фауной, сведенной в таблицу 2.5.

Таблица 2.5.

Место сборов. Источник сведений	Наименование фауны и ее возраст. Фамилия определившего фауну
1	2
с.Фараскат. С.М.Рыпинский, 1965	Аммониты: <i>Polyplectus cf. subplanetus</i> Opp. (J <sub>1t2</sub> ) <i>Pseudolioceras</i> sp. (J <sub>1t</sub> – J <sub>2a1</sub> ). Г.Я.Крымгольц
1	2
с.Ксурт. Д.И.Панов, 1962 В.Н.Робинсон, 1948	Аммонит: <i>Hammatoceras</i> sp. Аммонит: <i>Leioceras cf. opalinum</i> Rein(J <sub>2a1</sub> )
р.Урсдон. С.М.Рыпинский	Аммониты: <i>Leioceras</i> sp. (J <sub>2a1</sub> ) <i>Grafoceratidae</i> (J <sub>2a</sub> ). Г.Я.Крымгольц Пелециподы: <i>Mytiloceramus ex gr. poliplocus</i> Roem (J <sub>2a</sub> ) <i>Mytiloides amygdaloides</i> Goldf. <i>Mytiloides</i> sp. Л.В.Сибирякова
с.Донисар, 2 км к СВ. С.М.Рыпинский, 1963	Аммонит: <i>Leioceras</i> sp. (J <sub>2a1</sub> ). Г.Я.Крымгольц
с.Дейкау, 360 м к ЮВ. С.М.Рыпинский, 1963	Аммонит: <i>Grammoceras cf. saemanni</i> Dum (J <sub>1t2</sub> ). Г.Я.Крымгольц
р.Корадон, верховья. С.М.Рыпинский, 1963	Аммониты: <i>Leioceras</i> sp. (J <sub>2a1</sub> ). Г.Я.Крымгольц <i>Dumortieria</i> sp. (J <sub>2a1</sub> ). Г.Я.Крымгольц

Архонский перевал, 730 м к ВЮВ. С.М.Рыпинский, 1963	Пелециподы: <i>Mytiloides amygdaloides</i> Goldf. Л.В.Сибирякова
Водораздел Дагом-Корадон, скв. 95, глубина 172,2 м Кадатское месторождение, скв. 55 с.Кадат. С.М.Рыпинский, 1963 Кадатское местор., устье шт.№4, А.П.Лебедев, 1947 с.Гули. А.П.Лебедев	Пелециподы: <i>Mytiloides amygdaloides</i> Goldf., <i>M. quenstedti</i> Pcel., <i>M. sp.</i> , <i>Mytiloceramus poliplocus</i> Roem (J <sub>2a</sub> ) Л.В.Сибирякова  Аммонит: <i>Pseudolioceras</i> cf. <i>beyrichi</i> Schloen (J <sub>2a1</sub> ). Г.Я.Крымгольц Аммонит: <i>Grammoceras</i> sp. (J <sub>1t2</sub> ). Г.Я.Крымгольц Аммонит: <i>Grammoceras</i> sp. (J <sub>2a1</sub> ). Е.П.Сергеева Аммонит: <i>Dumortieria</i> sp. (J <sub>2a1</sub> ).  Аммониты: <i>Grammoceras</i> cf. <i>aalense</i> Zitten (J <sub>2a1</sub> ). <i>Grammoceras</i> cf. <i>subcomptum</i> Branco (J <sub>2a1</sub> ).
с.Гули. С.М.Рыпинский, 1963	Пелециподы: <i>Mytiloides</i> cf. <i>quenstedti</i> Pcel. <i>M. cf. amygdaloides</i> Goldf.
с.Гор. Дзуарикау. Д.И.Панов, 1962	Аммонит: <i>Polyplectus</i> sp.
р.Авсандур, лев. склон Д.И.Панов, 1962	Аммонит: <i>Dumortieria</i> cf. <i>gundershotensis</i> Buck (J <sub>1t2</sub> )
р.Авсандур, верховья. С.М.Рыпинский, 1963	Аммониты: <i>Grammoceras</i> cf. <i>quadratum</i> Haug (J <sub>1t2</sub> ). <i>Grammoceras</i> cf. <i>touarsense</i> d'orb (J <sub>1t2</sub> ). <i>Grammoceras</i> cf. <i>sacmani</i> Dum (J <sub>1t2</sub> ).  Е.П.Сергеева
р.Авсандур, устье шт.№4. С.М.Рыпинский, 1963	Аммонит: <i>Grammoceras maetra</i> Dum (J <sub>2a1</sub> ). —” —
1	2
р.Цагат-Ламардон, 950 м к Ю от одноименного села. С.М.Рыпинский, 1963 Междуречье Кауридон-Фардон. С.М.Рыпинский, 1963 Перевал Хаником-Майрамдон, восточная оконечность Ханикомской рудной зоны. С.М.Рыпинский, 1963 Даргавское полиметаллическое рудопроявление, скв. 1. Л.П.Данильченко Перевал Саниба. Н.Л.Энна, 1988	Аммонит: <i>Polyplectus</i> sp. Г.Я.Крымгольц Пелециподы: <i>Mytiloides</i> <i>quenstedti</i> Pcel. Л.В.Сибирякова Аммонит: <i>Pseudogrammoceras</i> sp. (J <sub>1t2</sub> ). Г.Я.Крымгольц Аммонит: <i>Tmetoceras</i> sp. (J <sub>2a</sub> ). Г.Я.Крымгольц  Аммонит: <i>Leioceras opalinum</i> Rein (J <sub>2a1</sub> ). К.Ростовцев  Аммониты: <i>Leioceras comptum</i> Rein (J <sub>2a1</sub> ). <i>Costileioceras cariniferum</i> Bukm (J <sub>2a1</sub> ).
р.Саргом, устье. В.Н.Робинсон, 1948	Пелециподы: <i>Mytiloides amygdaloides</i> Goldf., <i>M. quenstedti</i> Pcel., <i>M. dubius</i> Sow., <i>Nucula inflexa</i> Roem., <i>Posidonia buchi</i> Roem

<p>р.Терек, лев. борт, севернее устья р.Саргом 200-300 м. В.Н.Робинсон, 1948</p>	<p>Аммониты: <i>Dumortieria ex gr. radiosa</i> Zec. (<math>J_{2a_1}</math>) <i>Grammoceras cf. aalense</i> Zeit (<math>J_{2a_1}</math>) Пелециподы: <i>Mytiloides amygdaliodes</i> Goldf., <i>M. quenstedti</i> Pcel., <i>Nucula inflexa</i> Roem., <i>Posidonia buchi</i> Roem</p>
<p>р.Терек, лев. борт, севернее устья р.Тагаурка 500 м. Н.Л.Энна, 1988</p>	<p>Аммонит: <i>Pseudogrammoceras cf. fallaciosum</i> Bayle (<math>I_{1t_2}</math>)</p>
<p>р.Терек, ниже с.Ларс. Н.Л.Энна, 1988</p>	<p>Аммонит: <i>Naugia variabilis</i> Orb. (<math>J_{1t_2}</math>)</p>

Кроме перечисленной выше фауны из ряда мест (ниже с.Ксурт, на Даргавском полиметаллическом рудопроявлении) собрана и описана микрофауна, указывающая на верхнетерекский-нижнеааленский возраст отложений.

Перечисленная выше фауна аммонитов однозначно определяет аммонитовые зоны *Lytoceras jurense* верхнего тоара и нижнеааленские *Leioceras opalinum* и *Tmetoceras scissum* (по В.Аркеллу, 1961).

Весьма примечательно, что все фаунистические находки на площадях месторождений Кадат, Авсандур, Хаником, Даргавс датируют возраст рудовмещающих отложений нижним ааленом (С.М.Рыпинский, 1963).

### Средняя юра, поздняя фаза ааленского века

Фаунистически доказанные верхнеааленские отложения развиты только в Дигоро-Осетинской зоне. По литологическому составу они разделяются на две свиты: нижняя - бейно и верхняя - отзыкская.

#### 2.3.3.9. Свита бейно ( $J_{2bn}$ )

Выделена впервые В.А.Мельниковым (1967) в правом борту р.Армхи и названа по с.Бейни. Ее выходы отмечаются вблизи эскарпа Скалистого хребта в правом борту р.Армхи, на южных склонах горного отрога Хиах, в междуречье Гизельдон-Фиагдон, в бассейне р.Ардон. В Дигории отложения свиты почти полностью перекрыты четвертичными образованиями. Здесь они обнажаются лишь юго-восточнее с.Ханаз и на водоразделе Комидон-Донисардон, в ядре Сонгутидонского поперечного прогиба.

Сложена свита аргиллитами, приближающимися в бассейне р.Фиагдон к глинам, песчаниками и алевролитами. Редко среди аргиллитов отмечаются линзы песчаных известняков.

Аргиллиты представляют собой серые, реже темно-серые с буроватым оттенком рыхлые породы с комковатой и скорлуповатой отдельностью и с редкими и тонкими пропластками алевролитов. Сложены они буровато-серой непрозрачной глинисто-слюдистой массой часто с примесью мелкооскольчатых зерен алевролитовой размерности кварца, полевых шпатов, обломков пород, кремней. Количество примеси колеблется от 9 до 14%. В алевролитовых разностях оно увеличивается до 20% (Энна, 1988). Термический анализ аргиллитов показал, что они сложены иллитовым типом гидрослюдистых глин (Рыпинский, 1963). Структура пород пелитовая и алевролитовая.

Алевролиты представлены серыми довольно плотными горизонтально- и косослоистыми породами, сложенными зернами кварца, чешуйками слюды, скоплениями хлорита и гидроокислов железа и единичными зернами полевого шпата. Часто отмечается примесь глинистого материала, обуславливающая полосчатую текстуру породы. Ориентировка и сортировка материала, как правило, отсутствуют или же плохо выражены. Цемент кварц-серицитовый, порового, соприкосновения, реже базального типов. Отмечается его частая хлоритизация. Структура пород алевролитовая.

Песчаники аналогичны по составу алевролитам и отличаются от них, кроме размеров зерен, меньшим количеством примеси глинистого материала. Структура песчаников алевропсаммитовая.

Песчанистые известняки представлены серыми, буровато-серыми и бурыми породами, сложенными мелкозернистой кальцитовый массой с примесью глинистого и кластического материала. Последний представлен, как правило, остроугольными зернами кварца, обломками раковин моллюсков и, реже, спикул губок. Довольно часты перекристаллизованные оолитовые образования, сложенные кальцитом. Иногда наблюдается фунтиковая структура, приуроченная к кровле пластов.

В описываемых породах, по сравнению с подстилающими отложениями зинцарской свиты отмечаются повышенные содержания марганца меди, хрома, фосфора, никеля и пониженные - цинка и бария. В описываемых породах отсутствуют титан, молибден, серебро, стронций, но добавляются свинец, кобальт, цирконий, скандий (Энна, 1988).

Магнитная восприимчивость пород составляет  $10-15 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ, а плотность  $2,6 \text{ г/см}^3$ . На аэрофотоснимках отложения свиты бейно характеризуются светлосерым неравномерным фототонном. Формы рельефа мягкие и относительно интенсивно расчлененные. Границы с выше и ниже лежащими породами дешифрируются неуверенно (Энна, 1988).

Литологический состав свиты в разных частях района различен. В западной части описываемой площади, в бассейнах рек Урух и Ардон свита сложена преимущественно аргиллитами с небольшим количеством алевролитовых и песчаных прослоев и линз.

В центральной части, в бассейне р.Фиагдон нижняя часть свиты сложена песчаниками и алевролитами. При этом, у с.Гули свита бейно ложится на нижележащие породы с небольшим перерывом, имея в основании, описанную ранее, кору выветривания и конгломераты. Мощность песчаников здесь 23 м. Песчаники перекрываются аргиллитами с пластами песчаников и конкрециями сферосидеритов. Мощность свиты здесь равна 117 м. К востоку эта пачка песчаников замещается аргиллитами со стандартным набором прослоев и линз песчаников и алевролитов. В районе с.Даллагкау, в Даллагкауском грабене свита сложена аргиллитами мощностью в 109 м, содержащими пропластки алевролитовых песчаников и конкреции сферосидеритов. Породы здесь насыщены кристаллами и корочками гипса в верхней части (Рыпинский, 1963). На южных склонах г.Хиах в подошве свиты залегает пакет 26 м мощности неравномерного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Вверх по разрезу он переходит в тонкое переслаивание аргиллитов и алевролитов. Мощность свиты здесь достигает 156 м. В бассейне р.Терек, на правом борту р.Армхи на отложениях зинцарской свиты залегает 25-30 метровая пачка переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, которая сменяется 100-110 метровой толщиной аргиллитов с прослоями глинистых алевролитов и песчаников, выше располагается 50-56 метровая пачка переслаивания песчаников и алевролитов. Мощность свиты здесь 196 м (Энна, 1988).

Возраст описываемых отложений определяется на основании фаунистических находок. Д.И.Панов (1962) указывает на сборы у с.Зинцар микрофауны и аммонитов *Leioceras acutum* Qu. и *Ludwigia tolutaria* Dum. Н.Л.Энна (1988) отмечает находку в правом борту р.Армхи остатков аммонита *Leioceras cf. substriatum* Buck. Эта фауна определяет возраст отложений, как поздний аален.

#### **2.3.3.10.Отзыкская свита (*J<sub>2ot</sub>*)**

Отзыкская свита выделена В.А.Мельниковым (1967) в долине р.Ассы и названа по близлежащему с.Отзык.

Отложения свиты обнажаются преимущественно у эскарпа Скалистого хребта и в Штулу-Харесской депрессии. Под эскарпом Скалистого хребта они занимают изолированные небольшие площади на правом борту р.Армхи, в долине р.Ардон и в истоках р.Галиатдон. В междуречьи Фиагдон-Терек отложения отзыкской свиты не отделяются от подстилающих их пород свиты бейно. Здесь они вместе выполняют

Даллагкауский, Бархиудонский, Зысчиудонский, Чаский грабены и грабенообразные структуры, располагающиеся в 2-2,5 км южнее эскарпа. В Штулу-Харесской депрессии отложения отзыкской свиты, также как и подстилающие ее породы свиты бейно, выделены на описываемых геологических картах вслед за В.А.Ермаковым (1981). Здесь они занимают сравнительно большие площади, образуя почти непрерывную полосу выходов от с.Дзинага до долины р.Даргонком. Такое широкое выделение этих свит без фаунистического обоснования вызывает сомнение, тем более, что все предыдущие исследователи этой площади допускали возможность появления верхнеаленских отложений только в пределах Сонгутидонского поперечного прогиба (С.М.Рыпинский, 1965, В.Д.Боговин, 1973). Решение этого вопроса возможно лишь с получением нового фаунистического материала.

Сложена отзыкская свита повсюду, главным образом, аргиллитами, содержащими прослой и включения сидеритов и редкие тонкие линзочки и пропластки алевролитов. Лишь в районе с.Даллагкау, в Даллагкауском грабене свита сложена породами, переходящими от аргиллитов к глинам и также содержащими единичные пропластки алевролитов и включения сидеритов. Породы здесь насыщены кристаллами, корками и сrostками гипса, к которому несколько восточнее добавляются стяжения марказита.

Аргиллиты темно-серые слабо алевролитистые, со скорлуповатой отдельностью не карбонатные породы, сложенные буровато-серой непрозрачной глинисто-слюдистой массой с редкими зернами кварца и значительным количеством органических остатков. Структура их пелитовая и алевропелитовая.

Глиноподобные аргиллиты представлены сравнительно мягкой, темно-серой с буроватым оттенком породой, сложенной буровато-серой непрозрачной глинисто-слюдистой массой, содержащей, как правило, примесь кластического материала, представленного мелкими корродированными зернами кварца. Количество последнего обычно составляет 5-7%, но иногда увеличивается до 20-30% и порода приближается к алевролитам. Структура пелитовая и алевропелитовая.

Алевролиты буровато-серые, глинистые. Структура их алевролитовая, текстура - неяснослоистая, массивная. Обломочный материал (65%) представлен угловатыми и полуокатанными обломками кварца (60-70%), полевых шпатов (10-25%), обломков пород (до 5%). Цемент карбонатно-глинистый, базально-порового типа.

Геохимическая характеристика пород отзыкской свиты отличается от пород свиты бейно пониженным содержанием элементов, за исключением цинка, бария и хрома, и появлением новых элементов, таких как молибден и галлий. Дешифрируемость

отложений свиты удовлетворительная. Для нее характерны светло-серый не контрастный фототон, расчлененный рельеф с мягкими формами.

Породы отзыкской свиты с размывом перекрываются отложениями згидской.

Мощность отзыкской свиты из-за фрагментарности ее выходов определяется не везде. Довольно уверенно она устанавливается на левом склоне р. Ардон - 100-120 м, в Даллагкауском грабене - 75 м и на правом склоне р. Армхи - 162 м.

Возраст свиты определяется фаунистическими находками. Н.Л.Энна (1988) отмечает находки аммонитов *Ludwigia murchisone* Sow. и пелеципод *Inoceramus cf. franconica* Schmil. на правом склоне р. Армхи. С.М.Рыпинский указывает на находки у с. Даллагкау, под останцем верхнеюрских известняков аммонитов *Leioceras sinop* Bayle и *Hammatoceras sieboldi* Opp. На основании этой фауны породы отзыкской свиты относятся к верхнеалленскому веку.

Следует отметить некоторую “тяжеловесность” в выделении свит бейно и отзыкской. Литологическая близость верхней части свиты бейно с отзыкской свитой и убогость фаунистических сборов делают малоубедительным выделение этих свит как самостоятельных стратиграфических подразделений.

## **Средняя юра, байосский век**

### **2.3.3.11. Згидская свита (J<sub>2</sub>zg)**

Згидская свита выделена Н.В.Безносковым (1973) и названа по одноименному селению.

Выходы свиты встречаются сравнительно редко под эскарпом Скалистого хребта. Здесь они в виде небольших отдельных обнажений зафиксированы на левом склоне р. Саргом, в истоках рек Хуссар-Ламардон, Ксуртдон, Ногкау и Б.Ходдон, севернее поселка Верхний Згид и на перевале между рр. Скуммидон и Галиатдон. Залегают отложения згидской свиты на верхнеалленских отложениях с небольшим размывом в основании и с тектоническим и стратиграфическим несогласием перекрываются карбонатной толщей средней и верхней юры. Сложена свита глиноподобными аргиллитами с тонкими и редкими пропластками алевролитов и, местами, с конкрециями сферосидеритов.

Глиноподобные аргиллиты - сравнительно мягкие породы серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком или окрашенные окислами железа в красные и бурые цвета. Отдельность их неправильной формы, скорлуповатая, комковатая с неровным изломом. В



тяжелой фракции аргиллитов определены лейкоксен, шпинель, циркон, рутил, анатаз, турмалин, гранат, эпидот, биотит, роговая обманка, актинолит, пирит, лимонит (Н.Л.Энна, 1988). Сложены глиноподобные аргиллиты сплошной темно-серой и бурой непросвечивающейся глинистой массой с большим количеством углистых включений и гидроокислов железа. Среди глинистой массы содержится незначительное количество угловатых зерен кварца и чешуек серицита. Структура пород пелитовая и алевропелитовая. Термический анализ показал, что они состоят из гидрослюдистых глин с примесью глин бейделлитового типа (С.М.Рыпинский, 1963).

Алевролиты темно-серые, грубослоистые, иногда с остатками растительного детрита. Обломочный материал представлен угловатыми и полуокатанными зернами кварца (50-60%), полевого шпата (10-20%), обломками пород (до 25%). Цемент карбонатно-глинистый и кварц-карбонатно-глинистый контактового, контактово-порового и базального типов. Цемент местами хлоритизирован. Структура пород алевролитовая.

Иногда среди пород свиты встречаются пласты и линзы серовато-бурых крупнозернистых известняковых песчаников, сложенных окатанными зернами кальцита, сцементированных кальцитовым материалом. Они часто содержат обломки раковин пелеципод и фораминифер. Тип цементации в них радиально-крустификационный. Структура псаммитовая и псаммо-псефитовая.

В истоках р.Б.Ход аргиллиты згидской свиты обогащены конкрециями сферосидеритов, образующими пачки и пласты. Конкреции часто содержат в центре фауну аммонитов.

Аргиллиты, слагающие свиту, повсеместно содержат пропластки алевролитов, составляющих не более 5% толщи. Иногда они группируются в пачки мощностью от 40 до 80 м, фиксируемые местами в средней части свиты, местами - в верхней. В основании толщи, там, где оно обнажено, располагается маломощный (5-10 м) пласт известняковых песчаников с обломками раковин моллюсков и редкой галькой и гравием аргиллитов и алевролитов. Некоторые исследователи склонны рассматривать его как базальный слой для згидской свиты (С.М.Рыпинский, 1988). В верхней части свиты фиксируются маломощные линзы песчаных известняков и пласты известняковых песчаников и алевролитов, группирующиеся местами в пачки мощностью 5-10 м (с.Бейно, Н.Л.Энна, 1988).

Геохимическая характеристика пород згидской свиты близка подстилающим отложениями или отличается несколько повышенными значениями содержаний большинства элементов; здесь лишь добавляются титан, ниобий, олово, фосфор, иттрий и

иттербий. На аэрофотоснимках отложения свиты характеризуются серым и светло-серым фототонном и сглаженными формами рельефа (Н.Л.Энна, 1988).

Мощность згидской свиты, по-видимому, в связи с предкелловейским размывом, колеблется в значительных пределах. В бассейне р.Ардон она достигает 800-1000 м (в истоках р.Б.Ход) (С.М.Рыпинский, 1963), а на правом склоне р.Армхи - 140 м (Н.Л.Энна, 1988).

Возраст свиты устанавливается многочисленной фауной аммонитов, сведенной в таблицу 2.6.

Таблица 2.6.

Место сборов. Источник сведений	Наименование фауны. Фамилия определившего
1	2
Правый исток р.Б.Ход С.М.Рыпинский, 1963	Аммониты: <i>Garantiana cf. bufurcata</i> d'Orb. Г.Я.Крымгольц
	<i>G. cf. garantiana</i> d'Orb. " "
	<i>Phylloceras kudernatschi</i> Hauer " "
	<i>Parkinsonia cf. parkinsoni</i> Sow. " "
	<i>P. cf. orbignyana</i> Wetzel. " "
	<i>P. subarietis</i> Wetzel. " "
	<i>Procerites pseudomartinsi</i> Siem. " "
	<i>P. martinsi</i> d'Orb. " "
Левый исток р.Б.Ход С.М.Рыпинский, 1963	<i>Calliphylloceras heterophylloides</i> Opp. " "
	<i>Holcophylloceras cf. zignodianum</i> d'Orb. " "
	<i>H. cf. kumuchense</i> Krimh. " "
	<i>H</i> sp. " "
	<i>Bigotites cf. thevenini</i> Nicol. " "
	<i>Calliphylloceras cf. disputabile</i> Zittel " "
	<i>Parkinsonia subarietis</i> Wetzel " "
р.Губатдон, левый исток С.М.Рыпинский, 1963	<i>P. depressa</i> Quenst. " "
	Аммониты: <i>Holcophylloceras</i> sp. Г.Я.Крымгольц
	<i>Bigotites</i> sp. " "
	<i>Partchiceras cf. abichi</i> Uhliy " "
	<i>P. sp.</i> " "
Истоки р.Хуссар-Ламардон С.М.Рыпинский, 1963	<i>Nannolytoceras</i> sp. " "
	Пелециподы: <i>Loboidothyris perovalis</i> Sow. Е.П.Сергеева
	<i>Lima cf. pectiniformis</i> Schloth " "
1	2
р.Саргом, истоки С.М.Рыпинский, 1963	Аммонит: <i>Holcophylloceras</i> sp. Е.П.Сергеева
р.Армхи, правый борт. Район с.Харпи. Н.Л.Энна, 1988	Пелециподы: <i>Variamussium personatum</i> Ziet. <i>Astarte minima</i> Phillipse

В таблицу не включены более десятка аммонитов из ряда *Parkinsonia*, ошибочно отнесенных Г.Я.Крымгольцем, по его собственному признанию, к ряду *Kubanoceras*.

Д.И.Панов (1962) указывает на находки байосской микрофауны в отложениях свиты в истоках рр. Б.Ход и Хуссар-Ламардон, а также на Саргомском перевале.

Фауна аммонитов, собранная на левом борту Ардонского ущелья в истоках рр.Б.Ход и Губатдон определяют аммонитовые зоны *Garantiana garantiana* и *Parkinsoni* верхнего байоса (В.Аркелл, 1961). Нижнебайосские отложения в этой части ущелья не известны. Они определяются фауной пелеципод, собранной в истоках р.Хуссар-Ламардон. Вероятно, к этим определениям следует подходить осторожно, вплоть до подтверждения нижнебайосского времени более надежной фауной.

### **Средняя юра неразделенная**

#### **2.3.3.12.Гудушаурская свита (*J<sub>2gd</sub>*)**

Гудушаурская свита была выделена В.П.Ренгартеном (1932). Развита свита в зоне Южного склона, где ее отложения непрерывной полосой протягиваются от северных склонов массива г.Бубухох на западе, по левому борту долины р. Мамисондон, через с. Нар, в верховья р.Закка на востоке, откуда они прослеживаются в верховья левых притоков р.Терек. Контакты гудушаурской свиты с подстилающей казбекской и перекрывающей бусарчильской свитами тектонические и только в верховьях левых притоков р.Терек наблюдается их стратиграфический контакт с породами казбекской свиты.

Отложения свиты представлены глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников, алевролитов, туфов и туфоалевролитов. Встречаются конкреции сферосидеритов. Главная роль в строении свиты принадлежит глинистым сланцам. Остальные породы играют второстепенную роль. Н.Л.Энна (1988) повысил значение туфов и по их наличию разделил свиту на две подсвиты. Следует отметить, что западнее р.Зригатта туфы в составе свиты не выделяются (Ю.В.Стариков и др., 1965, О.А.Гончаренко, 1972).

Песчаники и алевролиты образуют в глинистых сланцах редкие пласты мощностью 0,2-0,5 м редко до 1,0 м. Иногда песчаники и алевролиты группируются в пачки мощностью в 2-3,5 м. Очень редко алевро-песчаные пачки и отдельные пласты, переслаиваемые такими же пластами и пачками глинистых сланцев, образуют горизонты,

обогатенные песчано-алевролитовым материалом. На описываемой территории известны 2 таких горизонта. Один мощностью 120-150 м прослежен между долинами рек Бубудон и Лагатком, второй мощностью 150-300 м прослежен между селами Нар и Кесатикау. Песчано-алевролитовые прослои в этих горизонтах составляют 40-50% (О.А.Гончаренко, 1972).

Глинистые сланцы темно-серые породы, состоящие из микрослюдисто-серицит-хлоритовой массы, углистого вещества, примеси терригенного материала, карбоната и пирита. Терригенная примесь представлена мелкими зернами кварца, плагиоклаза и чешуйками серицита. Пирит встречается в бесформенных скоплениях, с наиболее крупными из которых ассоциирует карбонат. Структуры бластоалевропелитовая или микролепидобластовая.

Туфы светло-серые неяснослоистые породы представляют собой кристаллокластическую разность дацит-риолитового состава (Н.Л.Энна, 1998). Структура бластокристаллокластическая, лепидогранобластовая, текстуры сланцеватая и очковая. Состоят они из серицит-мусковитового агрегата (34%), кварца двух генераций (30%), карбоната (15%), хлорит-гидробиотита (6%), плагиоклаза (до 3%). Аксессуары представлены лейкоксенном, анатазом, цирконом, апатитом.

Песчаники имеют серый и темно-серый цвет и представлены мелкозернистыми, алевритовыми тонкоплитчатыми породами. Структура их бластоалевропсаммитовая. Обломочный материал составляет до 60-70% общей массы породы. Состоит он из зерен кварца (30%), полевых шпатов (17%), обломков пород (13-17%) и чешуек мусковита (0,5%). Аксессуары представлены турмалином, цирконом, апатитом, лейкоксенном. Цемент кварц-серицит-хлоритовый базального и коррозионного типа.

Алевролиты по составу, в общем, не отличаются от песчаников.

Геохимическая характеристика пород, по сравнению с подстилающими отложениями казбекской свиты, отмечается повышенными содержаниями меди, серебра, марганца, никеля и пониженными - хрома, кобальта, фосфора. Магнитная восприимчивость глинистых сланцев колеблется от 4 до  $12 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ, а плотность - от 2,62 до 2,70 г/см<sup>3</sup>. Дешифрируемость отложений гудушаурской свиты в общем удовлетворительная. Они образуют мягкие формы рельефа (Н.Л.Энна, 1988).

Мощность отложений гудушаурской свиты колеблется в широких пределах: от 320 м на Лагаткоме до 1160 м на правом склоне долины р.Льядон (О.А.Гончаренко, 1972). В верховьях р.Закка и в Труссовском ущелье мощность свиты выдерживается в пределах 800-830 м (Н.Л.Энна, 1988).

Среднеюрский возраст гудушаурской свиты принимается в соответствии с “Рабочими опорными легендами к Центрально-Кавказской и Казбекско-Самурской сериям листов геолкарты-50” (В.А.Ермаков, 1989).

### **2.3.3.13. Бусарчильская свита ( $J_2bs$ )**

Бусарчильская свита выделена В.П.Ренгартемом (1932). Отложения свиты развиты в зоне Южного склона, где прослеживаются суживающейся полосой от 2 км на склонах г.Вацигпарс на востоке, до 0,5 км на левом склоне ущелья р.Бубудон, на западе. В долине р.Бубудон отложения скрыты под широко развитыми наносами и, вероятно, обрываются здесь разломами.

Сложена бусарчильская свита аргиллитами, алевролитами и песчаниками.

Аргиллиты темно-серые до черных с тонкой листоватой отдельностью. Содержание обломочной примеси колеблется от 2 до 5%, в алевролитовых разностях она поднимается до 10-15%. Представлен обломочный материал кварцем, полевыми шпатами и обломками пород.

Алевролиты и песчаники, различающиеся лишь размерностью обломочного материала, сложены угловатыми и полуокатанными зернами кварца, полевых шпатов и чешуек мусковита и биотита. Цемент кварц-гидрослюдистый и глинисто-карбонатный порового и базально-порового типа.

Минералогический анализ пород свиты показал наличие в их тяжелой фракции пирита, лейкоксена, циркона, турмалина, рутила, амфибола, а также граната, анатаза, корунда, бария, биотита и шпинели. Геохимическая характеристика аргиллитов свиты отличается от песчаников повышенным содержанием всех элементов за исключением стронция и марганца. По сравнению с подстилающими осадками гудушаурской свиты в породах бусарчильской фиксируются пониженные содержания всех элементов, кроме стронция и кобальта, концентрации которых повышены. Магнитная восприимчивость отложений описываемой свиты колеблется от 4 до  $8 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ, а плотность меняется от 2,49 до 2,81 г/см<sup>3</sup>. На аэрофотоснимках отложения бусарчильской свиты выделяются положительными крутыми формами рельефа, серым фототонном. Участками виден тонкополосчатый рисунок, обусловленный слоистостью (Н.Л.Энна, 1988). Контакты свиты с подстилающими и перекрывающими образованиями тектонические.

Представлена свита преимущественно аргиллитами, содержащими частые и маломощные прослои, пласты и пачки серых с буроватым оттенком мелкозернистых песчаников и алевролитов. Отдельные горизонты аргиллитов обогащены стяжениями

сидеритов. Вверх по разрезу кварцевые песчаники постепенно сменяются кварц-карбонатными. Для песчаников характерно присутствие стяжений глобулярного пирита размерами до нескольких сантиметров в поперечнике. Реже встречаются метакристаллы пирита (И.Г.Кулаев и др., 1983).

Н.Л.Энна (1988) делит бусарчильскую свиту на две подсвиты. Однако, расплывчатое определение нижней подсвиты как “более песчанистая” делает выделение подсвит в поле весьма проблематичным. Более перспективным кажется выделение подсвит по увеличению вверх по разрезу карбонатности алевролитов и песчаников. Этот аспект требует доработки.

Мощность свиты колеблется в пределах 600-800 м.

Возраст ее на основании стратиграфического положения и находки в верхней части разреза, на северном склоне Сбавского перевала, аммонита *Stephanoceras* sp. ind. (Кулаев, 1983) определяется верхнеааленским-байосским. Не исключено, что ее верхние горизонты включают и отложения батского возраста, которые ранее О.И.Шариашили (1973) выделялись в шеварденскую свиту.

### **Келловейский век ( $J_2k_{1-2}$ )**

#### **2.3.3.14. Армхинская свита ( $J_2ar$ )**

Выделена М.М.Мацкевичем (1965) в бассейне р.Терек, у сел. Армхи и была отнесена им к среднему келловею-нижнему оксфорду. Согласно опорной легенде отложения армхинской свиты относятся к нижнему-среднему келловею (Ермаков В.А., 1989).

Выходы образований свиты прослеживаются в виде узкой прерывистой полосы вдоль эскарпа Скалистого хребта. Армхинская свита всюду залегает с тектоническим или стратиграфическим несогласием на более древних породах. В западной части территории, в истоках р.р. Сехоладон и Лахумедон она перекрывает породы кристаллического фундамента, представленного верхнепротерозойскими ультраметаморфическими образованиями инфраструктуры (верхнебалкарский и вазахохский комплексы) и прорывающими их среднепалеозойскими гранитоидами. Изредка на контакте пород армхинской свиты и кристаллического основания располагаются линзы и блоки песчаников мизурской свиты.

В основании армхинской свиты наблюдается базальный горизонт органогенно-обломочных известняков с шамозитовыми оолитами (по К.О.Ростовцеву, 1992) или бобовыми рудами мощностью 4-6 м (по В.А.Мельникову, 1964). Выше - переслаивание 2-

3,5 метровой мощности пакетов песчаников, как правило ожелезненных, со слоями глины 0,5-4,0 метровой мощности серого цвета, слабо песчанистой с тонкими линзовидными прослоями мергельных песчаников и единичными прослоями ожелезненных известняков.

В верхней части свиты прослой конгломерата малинового цвета, представленный галькой ожелезненных известняков и песчаников мощностью 0,8 метра. Общая мощность свиты 20 метров.

От перевала Волавцек до р.Ардон армхинская свита несогласно залегает на сланцах средней юры. В основании свиты - мелкогалечниковые конгломераты с галькой из подстилающих пород и ожелезненные песчаники мощностью до 1 метра. Выше - переслаивание известняков с мергелем вишнево-красного цвета и зеленовато-серой глиной. Далее - ожелезненные известняки с конкрециями сидерита и включениями обломков мергеля и кальцита. Последние 4 метра - оолитовый известняк. Общая мощность - 17,7 метра на левом склоне р.Ардон.

В районе г. Кариухох к армхинской свите отнесена пачка коричневатых известковистых алевролитов с примесью глинистого и песчанистого материала, мощностью 30 метров (В.А.Ермаков, 1981).

На р.Фиагдон Н.Л.Энной (1988) к армхинской свите отнесены пласт органогенно-обломочного конгломератовидного известняка мощностью 0,3 м и осветленные рыхлые глины мощностью до 0,03 м.

В долинах рек Гизельдона и Геналдона к свите относятся отложения переслаивающихся ожелезненных известняков, известковистых песчаников, сланцев, бурых глин и конгломератов.

Дополнительно на этих участках в составе свиты появляются серые мергели (А.В.Куликов, 1962). Общая мощность 42-40 м.

Н.Л.Энной (1988) приводится следующий разрез свиты, принятой за стратотип, описанный по обнажению на ручье Адеч-Хи, правом притоке р.Армхи, впадающей в р.Терек, где на среднеюрских породах с размывом и угловым несогласием залегают (снизу вверх):

1. Алевролиты серые с зеленоватым оттенком, сильно трещиноватые, известковистые. В средней части слоя прослой глин алевролитистых известковистых. В основании органогенно-обломочный известняк с конгломератами - 25 м.

2. Глины темно-серые, алевролитистые, известковистые, мелкооскольчатые с большим количеством включений пиритизированных растительных остатков. Встречаются мелкие мергельные конкреции - 44 м.

3. Известняки органогенно-обломочные, оолитовые, волнисто-слоистые, крупно-среднезернистые. В средней части пласт глин песчанистых серых с зеленоватым оттенком, известковистых. В основании маломощный базальный конгломерат из обломков черных глин - 14 м.

4. Глина серая с зеленоватым оттенком, алевритистая, известковистая. Верхняя поверхность слоя грубоволнистая. В пласте многочисленные переотложенные остатки аммонитов - 0,5 м.

5. Глины темно-серые, аргиллитоподобные, скорлуповатые с конкрециями мергелей и сидеритов шарообразной формы, многочисленные остатки фауны - 18,0 м.

6. Глины темно-серые, алевритистые, тонкослоистые, сильно-известковистые с линзовидными прослоями известняков темно-серого цвета с голубоватым оттенком - 30,0 м.

Мощность отложений в данном разрезе составляет 131,5 м. Выше на размытой поверхности залегают алевритистые известняки иронской свиты. В восточном направлении отмечается уменьшение мощности армхинской свиты до 75,8 м (Н.Л.Энна, 1988) при одновременном уменьшении известковистости разреза.

Уменьшение известковистости наблюдается и западнее перевала Волавцек. Минимальные мощности армхинской свиты характерны для долины р.Фиагдон (до 3,5 м). К западу от р.Фиагдон мощность свиты колеблется в пределах 17-20 м. Максимальная мощность в правом борту р.Терек в балке Адеч-Хи (131,5 м).

В северном направлении в пределах Владикавказской котловины наличие армхинской свиты трудно подтвердить из-за редких подсечений скважинами, документация по которым к тому же отсутствует. А.П.Лунев (1976) на тектонической карте Кавказа показывает выклинивание армхинской свиты севернее линии, проходящей через поселки: Чикола, Дигора, Дзуарикау, Гизель, Тарское.

О выпадении из разреза армхинской свиты в пределах Терско-Каспийского передового прогиба отмечает О.Д.Мардалеишвили (1988). Единичными скважинами свита вскрыта в его южном борту.

Н.Л.Энна (1988) дает следующую литолого-петрографическую характеристику породам армхинской свиты.

Глины темно-серые, буроватые часто известковистые и алевритистые. Общая карбонатность их до 18%, песчано-алевритовая примесь достигает 10%. В составе легкой фракции отмечается кварц, полевые шпаты, хлорит, мусковит, обломки пород. В тяжелой фракции преобладает лимонит, реже встречается рутил, циркон, пирит, сфен.



Песчаники темно-бурые желтоватые, разномерные, плитчатые часто карбонатные. Терригенная примесь (до 70%) представлена угловатыми и полуокатанными обломками кварца (25%), микрокварцитов (3-5%), аржиллитов (до 15%), известняков (5%). Из аксессуарных минералов в песчаниках отмечаются циркон, монокит, лейкоксен. Цемент (до 30%) карбонатный с примесью (5-7%) глинистого материала, базального типа.

Известняки органогенно-обломочные, темно-бурые. Сложены микрозернистым кальцитом. Обломки терригенной примеси представлены кварцем, полевыми шпатами. Органогенно-обломочная часть преимущественно состоит из обломков ежей, реже пелеципод.

Алевриты темно-серые глинисто-песчаные, карбонатные (до 30%). Терригенная часть представлена, в основном, зернами кварца, полевыми шпатами, кварцитов (от 0,01 до 0,2 мм), реже встречаются обломки известняков, чешуйки слюд и хлорита. Тип цемента базальный, реже соприкосновения.

Мергели светло-серые, алевритистые. Алевритовая примесь (до 15%) из обломков кварца и полевыми шпатами.

С точки зрения Н.Л.Энны (1988) армхинская свита представляет интерес в связи с приуроченностью к ней свинцо-цинковой минерализации, в частности, рудопроявление г.Столовая, на котором Л.Н.Пламеневским (1955) установлены следующие содержания металлов: до 0,03% свинца; 0,08-0,59% цинка; 0,02-0,15% меди. В то же время, О.Д.Мардалеишвили (1988) считает, что это рудопроявление приурочено к рифовым сооружениям, прослеживаемых с келловей до конца титона.

Геохимическая характеристика отложений армхинской свиты дана только для восточной ее части (Н.Л.Энна, 1988). Аржиллиты свиты, относительно песчанико-алевритовых образований, характеризуются повышенным содержанием свинца, цинка и др. элементов и отсутствием в песчаных фракциях фосфора, олова, титана.

На аэрофотоснимках отложения армхинской свиты характеризуются светло-серым неконтрастным фототонном. В большинстве случаев свита перекрыта чехлом коллювиальных образований.

Возрастное положение свиты характеризуется нижеприведенной фауной.

На р.Урух собраны аммониты: *Cosmoceras cf. jason* Rein; *Perisphinctes sp. (s.lato)*, *Macrocephalites cf. verus* Buckm, а севернее и северо-западнее села Лезгор - *Chamonssetia cf. chamonsseti* Orb.; *Macrocephalites sp.* и неопределимые остатки *Perisphinctidae* (Рыпинский С.М., 1965).

В районе перевала Волавцек установлена фауна среднего келловей: *Sigaloceras enodatum* Nik., *Perisphinctes sp.*, *Chlamus natteimensis* Lor., *Ptyctothyris subsanalichlata* Opp.,

и из верхнего прослоя сидеритовых конгломератов фауна нижнего келловоя: *Plenrocephalites pila* (Nik), *Dolikephalites ex gr. typicus* (Blake), *Muerocephalites* sp. и множество других находок (В.А.Ермаков, 1981).

На р.Ардон найдена фауна, указывающая на нижний, средний и верхний подъярусы келловоя: *Pleurotomaria* sp., *Lima* sp., *Perisphinctes* sp., *Phylloceras* sp., *Rhynchonella* sp. (Мельников В.А., 1964).

В правом борту р.Фиэгдон найден аммонит *Macrocephalites macrocephalus* Shlat (Энна Н.Л., 1988).

В разрезе по ручью Адеч - Хи из органогенно-обломочных известняков определены: *Kepplerites* sp. ind., *Holcophylloceras zignodianum* Orb., и остатки аммонитов: *Kepplerites keppleri* Opp., *K. radiatus* Sach. in litt., *K. (govericeras) goverianus* Sow., *Cadoceras frearsi* Orb., *C. nodosum* Sach. in litt., *Indocephalites aff. caucasicus* Djan (Энна Н.Л., 1988).

Приведенная фауна указывает на принадлежность вышеописанных пород к нижнему и среднему келловю.

### **Юрская средняя и поздняя эпохи.**

#### **Келловейский и оксфордский века - неразделенные (J<sub>2-3</sub> k - ox)**

##### **2.3.3.15. Зругская свита (J<sub>2-3</sub> zr)**

Выделена Г.П.Леоновым (1956) при геологической съемке масштаба 1:50 000. Названа по р.Зруг, где наиболее полно проявлена. К свите отнесена верхняя часть комплекса пород, слагающих зону Южного склона, которые прослеживаются от водораздела рек Варце-Зруг на ВЮВ, в верховье р. Санат, левого притока р.Закка. С юга свита ограничена Тибским разломом, отделяющего зону Южного склона от Чиаурской зоны. С севера свита ограничена ветвями Южно-Нарского разлома. По особенностям литологического состава зругская свита подразделяется на две толщи.

**Нижняя толща (J<sub>2-3</sub> zr<sub>1</sub>)** составляет основную часть свиты. Она представлена чередованием отдельных слоев и пачек слоистых известковистых и кварцевых песчаников с пакетами темно-серых тонкорассланцованных глинистых сланцев с постепенным увеличением содержания песчаных фракций к средней части описываемой толщи. В верхней части толщи отмечается увеличение карбонатности пород, как песчаных, так и глинистых фракций. Наряду с кварцевыми песчаниками появляются песчаные известняки, редкие прослои песчано-алевритового состава и линзы темно-серых мелкозернистых известняков.

Увеличение карбонатности пород в направлении с севера на юг позволило Н.Л.Энне (1988) разделить нижнюю толщу на две подтолщи, а Г.П.Ольховскому (1971) на 3 горизонта различающихся по степени карбонатности пород и процентному соотношению песчаных и глинистых фракций.

В разрезе по р.Заккадон в отложениях нижней толщи широко развит будинаж. Будинированию подвергнуты не только отдельные прослои известковистых песчаников, но и целые пакеты песчаных пород (Г.П.Ольховский, 1973).

Мощность нижней толщи около 850 м.

**Верхняя толща (J<sub>2-3</sub> z<sub>r2</sub>)** имеет локальное распространение и обнажается в разрезе по р.Зруг и в верхнем течении р.Сбадон, где она слагает ядро Техтинской антиклинали (Н.Л.Энна, 1988). Толща сложена неритмичным переслаиванием известковистых песчаников, песчаных известняков, известковистых глинистых сланцев, глинистых (мергелистых) известняков и рассланцованных мергелей. Встречаются линзы пелитоморфных известняков.

Мощность верхней толщи около 250 м.

Наиболее часто встречающимися разностями пород зругской свиты являются глинистые сланцы, известковистые песчаники, известняки.

Известковистые песчаники буровато-серые, плитчатые, сложены агрегатами угловатых и слабоокатанных зерен кварца, плагиоклаза и кремнисто-карбонатного цемента. Карбонат представлен зернами кальцита, ромбоэдрами доломита и сидерита. С увеличением карбонатности известковистый песчаник переходит в песчаный известняк.

Глинистые сланцы темно-серые, тонколистоватые, представлены агрегатами серицита с зернами кварца, реже карбоната алевритовой размерности, содержание которых иногда достигает 30-40% объема породы. В последнем случае это уже будет алевролит.

Известняки темно-серые до черных, с поверхности светло-серые, состоят на 70-80% из карбоната и 20-30% терригенного материала. Карбонат представлен микрозернистым агрегатом кальцита, реже доломита. Терригенная примесь сложена угловатыми, плохо окатанными зернами кварца и глинистым материалом, обычно равномерно заполняющим поры. Нередко последний занимает 30-40% объема породы и известняк переходит в глинистый известняк. Из рудных минералов обычно присутствует тонкозернистый кубический, угловатый, реже глобулярный пирит. Структура породы мелкозернистая, текстура беспорядочная.

Мергели обычно сложены микрозернистой массой кальцита и глинисто-слюдистого материала.

Органогенно-обломочный известняк, играющий роль маркирующего слоя в низах нижней толщи зругской свиты (в сечениях рр.Зруг и Заккадон), состоит из обломков раковин моллюсков, иглокожих и мшанок с примесью обломков кварца размером до 0,2-0,3 мм. Все это сцементированно зернистым агрегатом кальцита.

Геохимическая характеристика отложений зругской свиты по данным Н.Л.Энны (1988) указывает, в целом, на низкие содержания большинства элементов, которые не превышают кларковые или намного выше для ниобия, ванадия, цинка, бария, фосфора и марганца.

С нижней толщей зругской свиты пространственно связана центральная полоса сурмяно-ртутно-мышьяковых и вольфрамовых рудопроявлений, минеральный состав которых представлен реальгаром, киноварью, метациннабаритом, шеелитом, а также сервантитом и аурипигментом плюс кварц и кальцит.

В физических полях отложения свиты не выражаются. Их плотность колеблется от 2,45 до 2,60 г/см<sup>3</sup>, а магнитная восприимчивость -  $0-2 \times 10^{-6}$  СГСМ.

На аэрофотоснимках образования зругской свиты характеризуются относительно пологими склонами, сглаженными формами рельефа, серым слабо контрастным фототоном.

Фаунистически породы зругской свиты охарактеризованы очень слабо.

Микроскопическое изучение шлифов позволило установить наличие микрофауны в ряде образцов. С.Ф.Макарьевой (Гончаренко О.А., 1972) в этих образцах определены следующие виды :

*Marsonella doneziana* (Dain), -

*Palaeocomiliolina costat* Antonova,

*Planularia* aff. *colligata* Bruchmann,

и представителей семейств: *Nodosariidae* и *Epistominidae*.

Указанные виды являются руководящими для среднего и верхнего подъярусов келловейского яруса северного склона Ц.Кавказа и Затеречной равнины.

Постепенный переход отложений зругской свиты в отложения техтинской свиты в сечении по р.Сбадон (Грузия), относимые по возрасту к кимеридж-титону, позволяет считать возраст зругской свиты как келловей-оксфордский.

На территории Грузии по К.О.Ростовцеву (1992) зругской свите соответствуют нарованская (келловей) и кассарская (нижний оксфорд) свиты. В 1979 г. В.И.Зесашвили породы этих свит описаны как кварельский горизонт.

По В.А.Мельникову (1964) и В.П.Ренгартену (1937) зругской свите соответствуют млетская свита и свита бахани, установленные в бассейне р.Терек.

Общая мощность зругской свиты 1100 м.

**Келловейский век, поздняя фаза, оксфордский век,  
начало ранней фазы кимериджского века ( $J_{2-3} k_3 - o - km_1$ )**

**2.3.3.16. Иронская свита ( $J_{2-3} ir$ )**

Выделена М.М.Мацкевичем и Э.А.Старостиной в 1969 г. Отложения свиты выходят на поверхность в Скалистом хребте и прослеживаются на всем его протяжении от р.Лухумедон на западе до перевала Гегечкори и далее на восток. Представлена свита темными битуминозными, коричневыми и розовыми известняками с участками органогенно-обломочных, комковатых и доломитизированных известняков.

Отложения иронской свиты с размывом залегают на армхинской (за исключением рифовых сооружений) и перекрываются образованиями балтинской свиты.

Возраст иронской свиты М.М.Мацкевичем (стратигр. словарь 1979) определяется как верхний оксфорд- низы кимериджа. В более ранних работах В.П.Ренгартен эти отложения относил к верхней части келловея, оксфорду и нижней части лузитана, т.е. к верхам оксфорда. А.С.Сахаров в 1978 году выделил иронский горизонт, объединяющий кионскую и иронскую свиты, которым он дал оксфордский возраст (Н.Л.Энна, 1988).

Следует отметить наличие среди отложений иронской свиты, а также среди вышележащих отложений балтинской и матламской свит, образований из доломитизированных известняков, которые О.Д.Мардалеишвили (1988) генетически связывает с рифовыми сооружениями (Рис.2.5.). На аэрофотоснимках эти образования характеризуются темным фототонном, резко расчлененным рельефом, грубой плитчатостью и относительно большой дизъюнктивной нарушенностью. Благодаря этим признакам они четко выделяются среди тонкослоистых светло-серых и белых известняков со сглаженными формами рельефа.

На западе, в бассейне р.Лахумедон, при дешифрировании аэрофото, выделяемые образования представляют собой древний биостром среди отложений, в основном, иронской

свиты. Высота биострома соотносится с мощностью свиты, которая на этом участке рассматриваемой территории составляет 300-418 м.

Восточнее р.Урух, с 4-го по 7-ой км, в верховьях р.Скумидон к рифовым образованиям можно отнести образование типа биостеллы, которое проявилось в отложениях иронской и низах балтинской свит высотой соответствующей мощности этих свит и равной 500-740

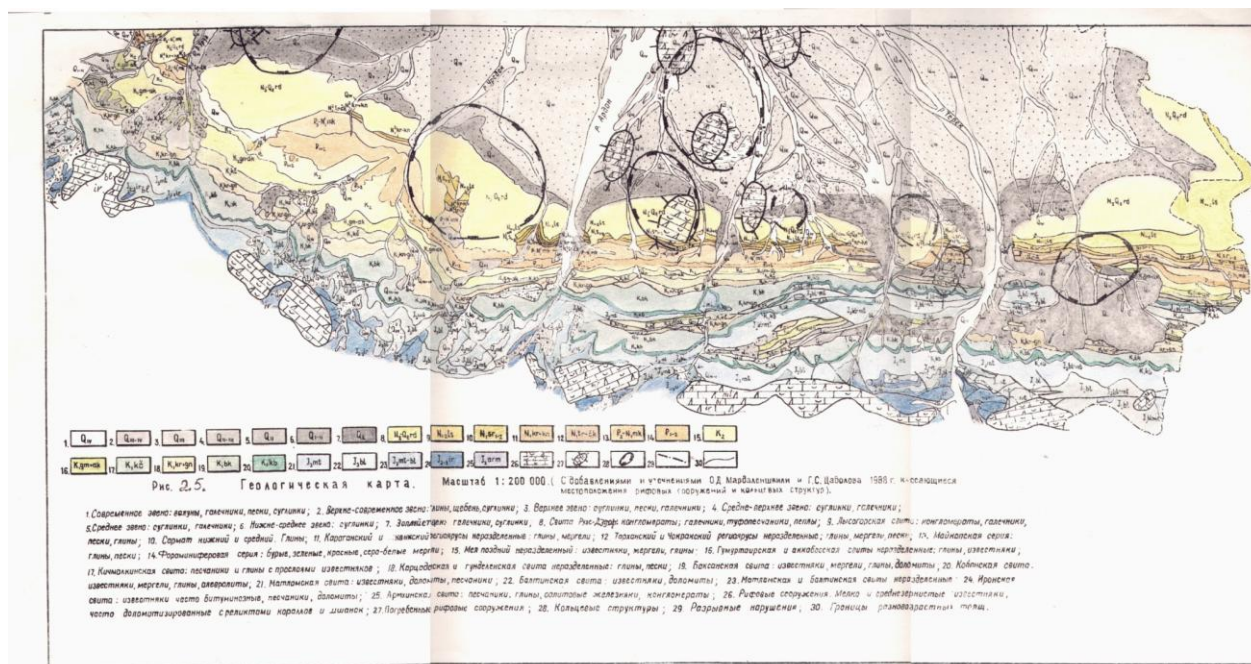


Рис. 2.5. Геологическая карта. Масштаб 1:200000

Далее на восток, от р.р.Скумидон-Савердон до меридиана через Ходский перевал рифовые сооружения типа биостром имеют место только среди отложений иронской свиты мощностью 420-580 м.

Восточнее Ходского перевала, до р.Ардон рифовых сооружений в Скалистом хребте нет.

В междуречье Ардон-Фиагдон выделяются 2 линзовидных образования известняково-доломитового состава. Западное образование наблюдается от низов иронской свиты до низов верхнебалтинской подсвиты. Вероятно, это биостелла высотой равной мощности отложений упомянутых свит, которая у разных исследователей варьирует в этом интервале Скалистого хребта от 800 м до 1700 м.

Восточное образование - это скорее всего бывший биостром, возраст которого и высота соответствуют возрасту и мощности иронской свиты, т.е. возраст средне-верхнеюрский и мощность - 260 м на этом участке.

Восточнее р.Фиэгдон неслоистые известняково-доломитовые образования непрерывно прослеживаются до р.Терек и далее в бассейнах рек Камбилеевка и Асса. О.Д.Мардалеишвили (1988) считает их рифовыми сооружениями. Здесь, вероятно, имеет место биостелла, возраст которой и высота соответствуют возрасту и мощности иронской, балтинской и матламской свит, суммарная мощность которых варьирует на этом интервале Скалистого хребта в пределах 1500-1780 м. О.Д.Мардалеишвили считает, что рифовые сооружения имеют место на отдельных интервалах Скалистого хребта среди отложений верхнего келловоя и в низах мела.

По литологическим признакам в свите выделены две подсвиты.

**Нижняя подсвита ( $J_{2,3} ir_1$ )** - непрерывной полосой протягивается через всю площадь с запада на восток в нижней части эскарпа Скалистого хребта и соответствует кионской свите по К.О.Ростовцеву (1992). Сложена подсвита массивными неяснослоистыми кремовыми, темно-коричневыми пелитоморфными, иногда доломитизированными известняками, массивными мелко-среднезернистыми сахаровидными белыми, иногда известковистыми доломитами и темно-коричневыми, до черных битуминозными известняками. Иногда отмечаются прослои кремнистых конкреций от светло- до темно-серого цвета.

На отдельных участках подсвиты (и всей свиты) имеют место рифогенные известняки, сложенные губково-водорослевыми органогенно-обломочными известняками в виде линзообразных тел мощностью от 15 до 400 метров. Пространственное размещение рифовых сооружений показано на рис. 2.5.

Литологический разрез подсвиты (В.А.Ермаков, 1981) по левому борту р.Саггасыдон (междуречье Урух-Ардон) сложен следующими разностями пород (снизу-вверх):

1. Известняки кофейно-кремовые массивные, иногда неяснотолстоплитчатые микрокристаллические с раковистым изломом, местами с гнездами перекристаллизованного кальцита - 64 м.
2. Известняки кремовые массивные, часто доломитистые, с редкими прослоями (до 1,5-2 м) известковистых кремовых сахаровидных доломитов - 36 м.
3. Доломиты массивные среднезернистые светло-серые до белых, местами кремовые, слабоизвестковистые - 133 м.
4. Известняки доломитистые до известковистых доломитов, массивные, скрытокристаллические до мелкокристаллических, светлые с кремовым оттенком - 17 м.
5. Доломиты известковистые, массивные, крупно-грубоплитчатые, мелко-среднекристаллические, светло-серые до белых с кремовым оттенком - 29 м.

Полная мощность нижней подсвиты - 279 м.

Разрез нижней подсвиты по р.Геналдон, т.е. в восточной части Горной Осетии, где нижние ее горизонты не обнажены, снизу-вверх сложен следующими разностями пород (Н.Л.Энна, 1988):

1. Известняки тонкоплитчатые (до 2 м), массивные, темно-коричневые до черных, битуминозные - 10,06 м.

2. Известняки темно-коричневые, пелитоморфные, слабодоломитизированные - 8,1 м.

3. Известняки темно-коричневые доломитизированные, в кровле слоя переходящие в доломиты с линзами темно-серых кремней. Мощность - 24,8 м

4. Известняки темно-коричневые до черных, плотные, пелитоморфные с запахом битума - 53,6 м.

5. Известняки темно - коричневые до черных, битуминозные - 18,5 м.

6. Известняки темно-коричневые до черных, битуминозные с плитчатой отдельностью, с прослоями (до 0,3 см) мергелей - 36,3 м.

7. Известняки темно-коричневые, пелитоморфные, слабозернистые, с толстоплитчатой отдельностью - 34,4 м.

Известняки темно-коричневые до светло-коричневых, пелитоморфные с плитчатой (до 0,2 м) отдельностью - 37,5 м.

9. Известняки темно-коричневые до черных, пелитоморфные с плитчатой отдельностью - 34,0 м.

10. Аналогичные известняки, но битуминозные - 31,8 м.

11. Известняки темно-серые с коричневым оттенком, пелитоморфные с раковистым изломом, битуминозные - 20,0 м.

12. Известняки темно-коричневые, пелитоморфные с запахом сероводорода, однородные. - 31,5 м.

13. Известняки темно-серые, сильно трещиноватые с толстоплитчатой отдельностью --0,2-0,7 м.

Обнаженная мощность нижней подсвиты по приведенному разрезу составляет 433,5 м.

Восточнее, в районе г.Хиах состав подсвиты практически не меняется и представлен однородными темными битуминозными известняками мощностью 440 м.

В устье р.Армхи, в нижней части подсвиты отмечается толща чередования глин темно-серых алевролитистых, мергелей и известняков мощностью 49 м. Выше залегают



известняки темно-серые с желвакообразными отложениями черного кремня. Мощность нижней подсвиты иронской свиты в этом районе составляет 470,5 м.

В долине р.Фиагдон мощность подсвиты 260 м. В нижней ее части отмечаются брекчиевидные известняки и ракушечники.

Верхняя подсвита ( $J_{2-3} ir_2$ )

В восточной части Горной Осетии отложения верхней подсвиты отличаются от подстилающих их пород наличием песчаных прослоев, органогенно-обломочных известняков и снижением глинистости и битуминозности отложений.

Наиболее полный разрез подсвиты наблюдается в долине р.Геналдон, где снизу-вверх обнажаются (Н.Л.Энна, 1988):

1. Известняки коричневые, светло-серые, плотные, с раковистым изломом - 63,0 м.
2. Известняки коричневые, трещиноватые с ровным изломом, плитчатые - 72,5 м.
3. Известняки темно-серые с коричневым оттенком, пелитоморфные с ровным изломом - 45,7 м.

4. Известняки коричневые с плитчатой отдельностью с включениями конкреций темно-коричневых кремней - 24,5 м.

5. Известняки светло-коричневые с раковистым изломом с включениями темных кремней - 25,4 м.

Закрыто - 55,0 м.

6. Известняки коричневые с ровным изломом, слабо песчаные 6,5 м.

Закрыто - 100,0 м.

7. Известняки светло-кремовые плотные с прослоями (0,5 м) органогенных известняков - 35,0 м.

8. Известняки светло-коричневые, массивные. В кровле прослой (4 м) карбонатного песчаника мелкозернистого, светло-серого - 24,5 м.

Выше залегают доломиты балтинской свиты. Общая мощность верхней подсвиты в описанном разрезе 451,2 м.

Разрез по р.Гизельдон представлен в нижней части темными известняками с кремнистыми конкрециями и, выше, известняками серо-коричневатого цвета с прослоями известняка ракушечника, в кровле которого отобрана многочисленная фауна аммонитов (Н.Л.Энна, 1988).

На востоке, в правом борту р.Терек мощность отложений снижается, а известняки замещаются доломитами.

В западном направлении также наблюдается значительное уменьшение мощности отложений верхней подсвиты до 225 м в бассейне р. Ардон и 139 м - в междуречье Урух-Ардон.

В.А.Ермаков приводит следующий разрез верхней подсвиты по р.Саггасыдон (снизу-вверх):

1. Переслаивание средне-грубоплитчатых известняков и доломитов - 43,8 м.
2. Переслаивание мелко-среднеплитчатых известняков и доломитов - 38,0 м.
3. Известняки микрокристаллические кремновые среднеплитчатые - 23,4 м.
4. Доломиты светло-серые до белых сахаровидные известковистые, массивные 17,0 м.
5. Переслаивание светло-серых известковистых доломитов и кремновых скрытокристаллических известняков - 17,0 м.

Полная мощность - 139,2 м.

Примерно 50% иронской свиты сложено массивными доломитами и доломитизированными известняками, порообразующими организмами которых являются колониальные формы кораллов. Порода часто обогащена битумным веществом (К.О.Ростовцев, 1992).

В целом, литологический состав иронской свиты сложен, в основном, битуминозными известняками, доломитами, при подчиненной роли органогенно-обломочных и песчаных известняков, мергелей и кремнистых конкреций.

Известняки обладают комковатой или органогенно-комковатой структурой, сложены различной формы комочками (до 70% 0,1-0,4 мм), состоящими из пелитоморфного кальцита, заключенного в пелитоморфном, как правило, несколько лучше раскристаллизованном цементе. Иногда, в виде гнезд размером до 4 мм отмечается перекристаллизация кальцита в мелко-среднекристаллический агрегат. Общая карбонатность известняков 93-95%. Тяжелую фракцию составляют следующие минералы: пирит (0,2 г/т), лейкоксен (0,6 г/т), лимонит+гетит (0,6-149,7 г/т), циркон (0,2 г/т), турмалин (0,1 г/т), шпинель (17,8 г/т).

Магнитная восприимчивость  $1 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ.

Плотность известняков - 2,66 г/см<sup>3</sup>.

Доломиты массивные мелко-среднезернистые (0,1-0,5 мм) гипидиоморфнозернистые, нередко с реликтовой комковатой микроструктурой. Кристаллы доломита секут границы сгустков. Происхождение доломитов не ясно, но часть из них является доломитами замещения и развиваются по известнякам. Их общая карбонатность 95,3-97,6 %. В состав тяжелой фракции входят следующие минералы:

пирит (0,5 г/т), лейкоксен (0,1-0,5 г/т), гранат (0,002-0,15 г/т), циркон (0,002-0,17 г/т), рутил (0,001-0,15 г/т), турмалин (0,001-0,03 г/т), амфиболы (0,001-0,15 г/т) (В.А.Ермаков, 1981).

Общая мощность иронской свиты по В.А.Мельникову увеличивается с запада на восток от 300 до 600 м (рис.2.6.). Максимальные мощности зафиксированы в сечениях по рекам Фиэгдон и Терек (600 и 582 м соответственно). У А.С.Сахарова (1967) максимальные мощности даны по рекам Гизельдону и Тереку (784 и 748 соответственно). Мощности, проводимые Н.Л.Энной (1988) для сечений по рекам Геналдон (правый приток р.Гизельдон) и Терек равны 884 и 748 м, соответственно. Мощности же, снятые с разрезов ( прил. 25), дают 980 м по Гизельдону и 750 м по Тереку. В восточном направлении намечается уменьшение мощности отложений свиты. На границе с Ингушетией она равна 657 м (Коваленко Е.И., 1979).

Сопоставляя фоновые содержания элементов в основных породах иронской свиты (восточнее р.Ардон) и в подстилающих их отложениях Н.Л.Энна (1988) отмечает более низкие содержания меди, марганца, свинца; отсутствие цинка, олова, фосфора, скандия.

Ниже приведены результаты ряда анализов известняков иронской свиты, расположенной восточнее р.Ардон (Н.Л.Энна, 1988). Минералогический анализ проб-протолочек известняков выявил наличие следующих минералов (г/т): пирит (1-10), лимонит (1-2660), галенит (до 97,2), церуссит и англезит (до 13), сфалерит (до 7,4), халькопирит (до 6,7), малахит (до 0,05), пирротин (до 40), ильменит (до 4,08). В некоторых пробах отмечаются: шеелит (от зн. до 1,3 г/т), арсенопирит (от зн. до 0,01 г/т), киноварь (от зн. до 0,008 г/т), молибден (от зн. до 0,015 г/т).

Из акцессорных минералов наиболее типичны: циркон (до 1,05 г/т), гранат (до 0,4 г/т), рутил (до 0,4 г/т), сфен, анатаз (до 0,2 г/т), цоизит (до 8 г/т), эпидот (до 1,4 г/т), пироксен (до 4,8 г/т), амфибол (до 1,5 г/т).

Реже в пробах встречаются: турмалин, оливин, барит, корунд, флюорит, шпинель.

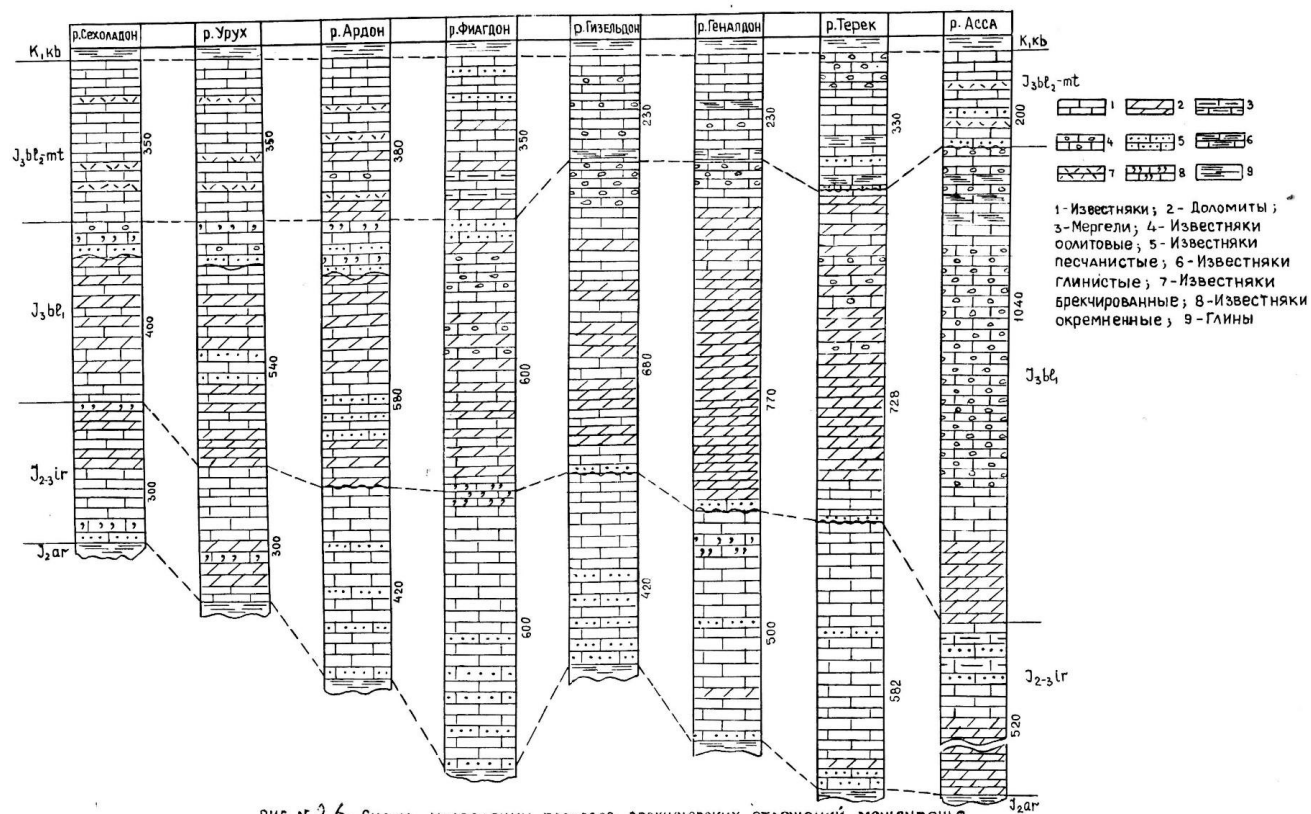


РИС № 2.6. Схема корреляции разрезов верхнеюрских отложений междуречья Сехоладон-Асса по В.А.Мельникову. Масштаб 1:10000. Зона Северной моноклинали

Рис. 2.6. Схема корреляции разрезов верхнеюрских отложений междуречья Сехоладон-Асса по В.А.Мельникову. Масштаб 1:10000.

. Зона Северной моноклинали.

Магнитная восприимчивость известняков колеблется от 0 до  $11 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ, а плотность равна  $2,64 \text{ г/см}^3$ .

По данным В.А.Ермакова (1981) возраст вышеописанных отложений устанавливается на основании следующих находок фауны:

На р.Ардон, в отложениях нижней подсвиты найдены:

*Camptopecten* sp. (cf. *viridunensis* Buvign);

*Exogyra* sp. sf. *bruntrutata* Thurmf.

(Определение Е.П.Сергеевой).

В районе Кионского перевала А.П.Минин и А.С.Сахаров (1969) в нижней части биогермных известняков, залегающих на сидеритовых конгломератах келловей (Армхинской свите) указывают на наличие аммонитов: *Cardioceras vertebrale* Sow.,

*Cardioceras suessiforme* Spath,

*Cardioceras russiense* Sasonov и др., характерные для нижнеоксфордского подъяруса. В бассейне р.Гизельдон Б.Ф.Крымовым (1967) в пачке кремненосных битуминозных известняков найдено большое количество брахиопод: *Lobothyris cf. zieteni* Log.

Для восточной части иронской свиты (восточнее р.Ардон) Н.Л.Энной приведена следующая фауна, указывающая на поздне-келловейский, оксфорд-кимериджский возраст вмещающих их отложений.

По реке Терек в основании свиты, в прослое алевролитистых известняков найдены: *Hecticoceras metomphalum* Bonur.,

*Hecticoceras brighti* Pratt.,

*Hecticoceras cf. nodosum* Bon.,

*Perisphinctes? mosquensis* Fisch (Безносков, 1973).

В правом борту р.Терек, по балке Адеч-Хи в основании свиты найдены: *Cardioceras vertebrale* Sow.,

*Cardioceras costicardia* Buckm.,

*Cardioceras tenuicostatum* Nik. и др. (Сахаров, 1928).

Здесь же, в известняках с желваками черных кремней присутствуют:

*Perisphinctes cautisnigrae* Ark.,

*Perisphinctes falculae* Ponch.,

*Dichotomosphinctes andesedens* Salf.,

*Dichotomosphinctes maltonensis* Ark.,

*Dichotomosphinctes bifurcatus* Quchst.,

*Arisphinctes plicatilis* Sow. и др.

По реке Гизельдон в известняках (ракушечниках), залегающих 3-5 м ниже подошвы балтинской свиты, сложенной доломитами, были найдены:

*Calliphylloceras serum* Opp.,

*Sowerbicerias tortisuleatum* Orb.,

*Litoceras orsini* Gemm.,

*Glochiceras aff. lens* Berck.,

*Taramelliceras trachynotus* Opp.,

*Litoceras triplex* Quenst.,

*Idoceras planula* Hehl.,

*Rasenia aff. thermarum* Opp.,

*Aulacos tephanus ebrayeides* Ark.,

*Aulacostephunus* spp.,

*Katroliceras* sp. juv. ex gr. *Katrolinse* Waag.,  
*Aspidoceras polisaricum* Font.,  
*Aspidoceras longispinum* Sow. и др.

В битуминозных известняках и доломитах иронской свиты известен ряд рудных точек с полиметаллической минерализацией (рудные точки: Урухская, Биз, Урсдон-Зинцарская, Ефремовская, Ход-Цраудонская) с содержанием свинца до 1%, цинка до 1%, меди до 0,3%, мышьяка до 0,6%.

### **Поздняя юрская эпоха кимеридж-титонский век (J<sub>3</sub> km-tt)**

Верхнеюрские отложения, представленные балтинской и матламской свитами, развиты в зоне Северной моноклинали. На южном склоне Главного Кавказского хребта, в пределах Чиаурской зоны, верхнеюрские отложения представлены техтинской свитой.

#### ***2.3.3.17. Техтинская свита (J<sub>3</sub>th)***

Свита выделена Г.П.Леоновым (1956). Прослеживается в субширотном направлении в пределах Чиаурской зоны, слагая ядро Техтинской антиклинали. В западном направлении, в районе р.Лагатком, левом притоке р.Мамисондон, отложения техтинской свиты, собранные в 2-х горбную антиклинальную складку, согласно перекрываются отложениями сбадонской свиты. Взаимоотношения с подстилающими отложениями зругской свиты на территории Осетии не наблюдается из-за тектонических деформаций, но в верховьях р.Сбадон (восточнее вершины Резахох, на территории Грузии) фиксируется локальный размыв между этими свитами, о чем свидетельствуют два горизонта (0,5 и 0,7 м) конгломератов в основании техтинской свиты.

К югу от Мамиссонского перевала на территории Грузии аналогом техтинской свиты является свита ципори, в которой В.И.Зесашвили (1962) обнаружил титонскую фауну - *Riasanites rjasanensis* Nic (В.А.Мельников, 1964).

На площади листа К-38-53-А - Н.Л.Энна (1988) отложения техтинской свиты подразделяет на три толщи (подсвиты):

Нижняя толща - распространена от р.Гинат на восток до балки Пуриат. Сложена неравномерным переслаиванием пелитоморфных известняков (9,2-0,5 м) с листоватыми мергелями (0,1-0,3 м, редко до 1,5 м) и прослоями (0,1-0,03 м) песчаных известняков и известковистых песчаников. В известковистых песчаниках встречается отдельная обильная вкрапленность мелкозернистого пирита.

Мощность толщи в верховьях р.Сбадон, где наблюдается наиболее полный разрез, 228 м.

Средняя толща - согласно залегает на нижней. Представлена переслаиванием органогенных, реже песчанистых известняков с прослоями и пачками глинистых известняков.

Мощность толщи 455 м на р.Сбадон и 419 м в балке Пуриат.

Верхняя толща - согласно залегает на средней. Представлена переслаиванием пелитоморфных и песчанистых известняков и мергелей.

Мощность толщи в балке Пуриат - 163 м.

Суммарная мощность на восточном продолжении свиты по р.Сбадон, т.е. на территории Грузии равна 846 м. В Осетии - до 750 м.

На площади листа К-38-52-Б и К-38-40-Г разрез свиты на 70-80% сложен плотными, массивными известняками с прослоями и, реже, пачками мергелей и известковистых песчаников. Среди известняков преобладают темные, черные или коричневые, плотные, с раковистым изломом, фарфоровидные (по определению Г.П.Леонова, 1956) известняки.

Реже в разрезе свиты отмечаются пласты органогенно-обломочных криноидных и обломочно-оолитовых известняков. Среди обломков органогенного происхождения основная роль принадлежит остаткам иглокожих, реже обломкам раковин брахиопод и скелетам мшанок.

Мергели и песчаники в разрезе техтинской свиты присутствуют, в основном, в виде тонких прослоев среди мощных пластов известняков. По р.Халаца отложения свиты грубо разделяются на четыре, примерно одинаковой мощности, горизонта (Ю.В.Стариков, 1966). Верхний и нижний горизонты сложены почти нацело массивными известняками, второй сверху - массивными известняками (60%) и известковистыми песчаниками (30%) с прослоями мергелей (10% разреза) и третий сверху - массивными известняками (70%) и мергелями (30%) с прослоями известковистых песчаников (10%).

В остальных частях района, в связи со сложностью тектонической структуры Техтинской антиклинали отложения техтинской свиты не поддаются детальному расчленению.

В составе свиты, как правило, наблюдается чередование пластов известняков с прослоями мергелей и известковистых песчаников, т.е. имеет место ритмичное переслаивание, отвечающее трехкомпонентному флишу. Отдельные ритмы начинаются слоем крупнозернистого известковистого песчаника, сменяющегося пластом темно-серого рыхловатого мергеля и завершается плотным фарфоровидным известняком. В ряде

случаев в подошве ритмов наблюдаются следы размыва, а также косая слоистость, а на нижней поверхности песчаников - флишевые гиероглифы. Мощность ритма 3-5 м, нередко увеличивается до 60 м (О.А.Гончаренко, 1972).

Сравнивая литологический состав свиты западной части с восточной можно говорить об увеличении песчанности в восточном направлении.

Петрографическая характеристика пород техтинской свиты имеет следующие отличительные признаки:

Известняки - темно-серые, с поверхности белесые микрозернистые. Сложены агрегатами кальцита, реже доломита. Терригенный материал представлен угловатыми зернами кварца и, в меньшей степени, плагиоклаза. Нередко присутствует глинистый материал. Наблюдается переход в песчанистые и глинистые разности. Количество терригенной составляющей достигает 30-40%. В последнем случае в породах отмечается тонкораспыленный пирит. Структура мелко-микрозернистая, текстура беспорядочная или неяснослоистая.

Известковые песчаники - темно-серые, иногда с поверхности бурые, мелкозернистые. Представлены угловатыми, плохо окатанными зернами кварца (60%), редко плагиоклаза. Цемент заполнения пор, сгустковатый, по составу карбонатный, включающий агрегаты зерен кальцита и, реже, доломита. Нередко в породе присутствуют зерна пирита. Структура псаммитовая, текстура беспорядочная, неяснослоистая.

Мергели - темно-серые до черных, с поверхности белесые тонкорассланцованные до листоватых. Сложены агрегатами тонкозернистого кальцита с примесью глинистого вещества, заключающего ромбоэдры анкерита. Терригенная примесь представлена неокатанными обломками кварца, реже плагиоклаза и чешуек слюды (серицита). Структура мелко-микрозернистая, текстура беспорядочная (Н.Л.Энна, 1988).

Для свиты характерны кларковые содержания большинства элементов, при повышенных содержаниях кобальта, бария, стронция.

Плотность пород техтинской свиты  $2,65 \text{ г/см}^3$ . Магнитная восприимчивость от 0 до  $2 \times 10^{-6}$  ед. СГС.

По возрасту отложения этой свиты Г.П.Леонов (1956) условно относит к кимеридж-титону.

В районе Рокского перевала О.Н.Шириашвили и И.Г.Вашанидзе в нижней части разреза была обнаружена микрофауна *Pseudocylammina*, наиболее характерная для пород кимериджского возраста. В 1972 г. в бассейне р.Закка З.Д.Кокрашвили были найдены кораллы, в которых оказались *Heliosocnia coralina* Kobg (верхний оксфорд-кимеридж) и *Gryptocoenia cf. thiesbing*, *Stulosmia cf. michelini* M. edwards... ?(верхний оксфорд).



В бассейне р.Анахви (Грузия) в аналогичной известняковой свите О.И.Шариашвили и И.Г.Вашакидзе в северной части разреза обнаружили остатки фауны *Himalaites ex. gr. seideli* Opp. титонского возраста.

### **Кимериджский век, ранняя и средняя фазы титонского века ( $J_3km-tt_{1-2}$ )**

#### **2.3.3.18. Балтинская свита ( $J_3bl$ )**

Выделена М.М.Мацкевичем (1969). Названа по с.Балта на р.Терек. Прослеживается непрерывной полосой в субширотном направлении в зоне Северной моноклинали от западной границы с Кабардино-Балкарией до восточной границы с Ингушетией. Отложения балтинской свиты согласно перекрывают отложения иронской свиты и несогласно, часто с гравелитом (Н.Л.Энна, 1988), перекрываются известняками матламской свиты (Рис. 2.6.).

Разрез начинается пачкой массивных известняков коричневато-кремового цвета с раковистым изломом в бассейне р.р.Урух и Ардон и пачкой конгломерато-брекчий и органогенно-обломочных известняков с линзами известковистых песчаников в бассейнах р.р. Гизельдона и Терека. Восточнее р.Терек конгломераты замещаются известняками, обогащенными терригенным кварцевым материалом или брекчиями известняков и доломитов. На отдельных участках свита представлена массивными доломитами. Сложена свита переслаиванием известняков пелитоморфных массивных, кремовых или светло-серых доломитистых и песчанистых и доломитов известковистых светло-серых сахаровидных, а также известковистых песчаников с известняками органогенно-обломочными и оолитовыми кремового цвета, массивными.

Завершается свита органогенно-обломочными оолитовыми водорослевыми известняками, в которых выделяются дицерасовые слои (К.О.Ростовцев, 1992).

В.А.Ермаков (1989) и Н.Л.Энна (1988) по вариациям литологического состава подразделяют балтинскую свиту на две подсвиты - нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита ( $J_3bl_1$ ) сложена, в основном, доломитами с прослоями доломитизированных органогенных известняков.

Верхняя подсвита ( $J_3bl_2$ ) - известняками пелитоморфными, органогенно-обломочными с прослоями доломитизированных и песчанистых известняков. Мощность нижней подсвиты варьирует в пределах 60-400 м, а верхней - 100-380 м.

Мощность нижней подсвиты увеличивается с запада на восток от 400 м на меридиане р.Сехоладон до 1040 м на меридиане р.Асса.

Обратная картина в мощностях, т.е. уменьшение мощности в направлении с запада на восток, нашла отражение в нерасчлененных отложениях верхнебалтинской подсвиты и матламской свиты, мощность которых восточнее меридиана р.Фиэгдон уменьшалась на 120-150 м (рис.2.6.). В полном объеме разрез свиты изучен Н.Л.Энной (1988) по р.Геналдон, где на известняках иронской свиты согласно залегают отложения балтинской свиты.

Нижняя подсвита ( $J_3b1_1$ ) в этом разрезе мощностью 361 м и сложена доломитами светло-серыми сахаровидными, часто с прожилками кальцита, массивными, иногда слабо трещиноватыми или кавернозными.

Верхняя подсвита ( $J_3b1_2$ ) в большинстве случаев согласно залегают на породах нижней подсвиты и только по р.Терек отмечается трансгрессивное ее налегание на подстилающие отложения. Мощность подсвиты в этом разрезе 103,9 м. Сложена она переслаиванием пачек органогенно-обломочных серых и оолитовых светло-коричневых известняков с пелитоморфными светло-коричневыми известняками с раковистым изломом, часто доломитизированными. В кровле прослой гравелитов (7 м) с окатанными обломками кальцита (до 3-4 мм).

В долине р.Гизельдон Н.Л.Энна (1988) выделяет среди отложений верхней подсвиты биогермные коралловые известняки серые с коричневым оттенком, массивные с одиночными и колониальными кораллами и известняки онколитово-оолитовые серые, бурые, массивные с обломками иглокожих, брахиопод, водорослей.

По сравнению с иронской породы балтинской свиты характеризуются более низкими содержаниями большинства элементов, кроме меди и свинца, содержание которых в доломитах несколько выше.

Минералогический анализ доломитов показал наличие в тяжелой фракции таких минералов, как пирит (0,2-36,7 г/т), лимонит (0,6-11,2 г/т), галенит (0,01-0,4 г/т), сфалерит (0,2-0,4 г/т), пирротин (0,68-3,15 г/т), ильменит (до 0,1 г/т). Из акцессорных наиболее распространенными являются: циркон (до 0,5 г/т), рутил (до 0,56 г/т), лейкоксен (до 0,28 г/т), гранат (до 0,2 г/т), пироксен, амфиболы, эпидот, цоизит (до 0,8 г/т). Реже встречаются турмалин, анатаз, сфен, апатит, шеелит, корунд, арсенопирит, флюорит, силлиманит.

Магнитная восприимчивость пород колеблется от 0 до  $11 \times 10^{-6}$  ед. СГС, а плотность равна  $2,64 \text{ г/см}^3$ .

По р.р.Урух и Гизельдон Б.Ф.Крымовым (1967) в нижней части массивных грубоплитчатых известняков найдена фауна кимериджского возраста: *Arkomytilus subpectinatus* Orb.,

*Litoceras orsini* Gemm.

*Callyphylloceras serum* Opp.,

*Sowerbyceras tortisulcatum* Orb.,

*Glochiceras affleas* Berck и др.

В правом борту р.Терек у Боснийского месторождения доломитов А.С.Сахаровым (1970,1978) в нижнебалтинской подсвите были найдены аммониты нижне-среднетитонского возраста:

*Glochiceras nimbatum* Opp.,

*Glochiceras* aff. *lithographicum* Opp.,

*Taramelliceras* cf. *prolithographicum* Font.,

*Taramelliceras disceptandum* Font.,

*Neochetoceras praccursor* Zeiss.,

*Lithacoceras ulmense* Opp.,

*Lithacoceras* aff. *siliceus* Opp.,

*Pectinatites wheatlegensis* Neav.,

*Usseliceras* (*Subplanitoides*) *tagmersheimense* Zeiss.,

*Franconites* (*Parakeratinites*) cf. *astrius* Zeiss.,

*Publithacoceras* (*Lemena*) *prava* Sehn.,

*Hybonotoceras* sp.

### **Титонский век, поздняя фаза (J<sub>3</sub>tt<sub>3</sub>)**

#### **2.3.3.19. Матламская свита (J<sub>3</sub>mt)**

Названа М.М.Мацкевичем (1969) по горе Матлам (г.Столовая). Ее стратотипический разрез вскрыт по р.Терек у подножия г.Столовая. Г.А.Логиновой (1970, 1974) отложения верхнего подъяруса титонского яруса были расчленены на терскую и фетхузскую свиты, которые позже А.С.Сахаровым (1978) были переведены в ранг подсвит.

Образования свиты имеют широкое распространение и обнажаются в северной части Скалистого хребта, где бронируют кровлю эскарпа верхнеюрских пород. Они протягиваются широкой непрерывной полосой через всю площадь с востока на запад.

Свита представлена чередованием пачек органогенно-обломочных, доломитизированных и оолитовых известняков, образовавшихся в мелководных шельфовых условиях. По вариациям литологического состава свита расчленяется в междуречье Фиагдон-Терек Н.Л.Энной (1988) на две подсвиты - нижнюю и верхнюю. На прилагаемых картах это членение не нашло своего отражения, так как при переработке ярусного членения отложений на свитное, отложениям титонского яруса отвечают нерасчлененные образования верхнебалтинской подсвиты и матламской свиты.

Минимальная мощность свиты на меридиане р.Урсдон равна 150 м. На запад мощность увеличивается до 250 м. На восток - до 400 м (на р.Терек).

В основании свиты залегают известняки - ракушечники из двухстворчатых моллюсков. Выше - в переслаивании участвуют: доломиты белые, массивные, мелкозернистые; известняки онколито-оолитовые с остатками и обломками кораллов; известняки песчаные доломитизированные. В верхней части чаще встречаются песчаные известняки до известковистых песчаников.

Известняки органогенно-обломочные. Обломочный материал составляет 25-80% от общей массы породы и представлен раковинами микрофлоры (фораминифер) и спикулами губок. Реже встречаются обломки кораллов и тонкозернистых известняков.

Оолитовые известняки сложены округлыми и овальными оолитами концентрического радиально-лучистого строения величиной 0,16-0,4 мм. Центральную часть оолитовых зерен слагают обломки раковин брахиопод, иглокожих и микрозернистый кальцит.

Известковистые песчаники светло-серые массивно-слоистые, мелко и тонкозернистые. Обломочный материал составляет 60-70% общей массы породы и представлен угловатыми и слабоокатанными обломками кварца (до 40-50%).

Изредка встречаются копрогенные известняки темно-коричневого цвета.

С геохимической точки зрения, породы матламской свиты отличаются от доломитов балтинской свиты пониженными содержаниями меди, кобальта, свинца и повышенными стронция, марганца, никеля, хрома.

Минералогический анализ известняков матламской свиты показал наличие: пирита (0,05-294 г/т), лимонита (0,8-8,6 г/т), галенита (1,8 г/т), сфалерита (0,004 г/т), ильменита (0,3 г/т). Реже встречаются: халькопирит, арсенопирит, шеелит, пирротин. Из нерудных отмечены: циркон (до 0,6 г/т), рутил (до 0,3 г/т), лейкоксен, гранат, пироксены, амфиболы, эпидот (до 2,6 г/т). Встречаются: турмалин, оливин, анатаз, апатит, барит, корунд.

Фаунистически свита охарактеризована слабо. А.С.Сахаровым (1978) на р.Терек из органогенно-обломочных известняков нижней части свиты приводится следующая фауна позднеэоценового возраста:

*Terebratula moravica* Cloch.,

*Terebratula bicskidensis* Zeuschn.,

*Cryptorhynchia baksanensis* Moiss.,

*Rhactarhynchia corallina* leim.,

*Loboidothyris sabsella* Leym.,

*Rhynchonellina saessi* Zitt. *Corallinoides* J. et Fall.

В 2,5 км по гребню на ЮВ от вершины горы Столовая в отложениях матламской свиты выявлен ряд гнезд ячеистого лимонита с охрами и единичными зернами галенита и пироморфита. Судя по реликтам оруденение прожилково-вкрапленное с нацело окисленными сульфидами. Оруденение приурочено к краю рифового сооружения, охватывая частично и нормальные осадочные известняки. Вмещающими породами являются окремненные и битумизированные органогенные известняки. Часто замещение лимонитом происходит по ископаемым организмам, кораллам, рифолюбам (Мардалеишвили О.Д. и др., 1988).

#### **2.3.4. Меловой период (К)**

Отложения мелового возраста развиты на севере Горной Осетии в пределах зоны Северной моноклинали и на юге - в пределах Чиаурской зоны. В первой из них нижний отдел мела сложен карбонатно-терригенным комплексом, а верхний - карбонатным. На юге имеют место отложения только нижнего отдела мела терригенно-карбонатного состава.

В соответствии с опорной легендой для Центрального Кавказа к серии листов "Геолкарта - 50" (В.А.Ермаков и др., 1989) принято посвитное членение разреза меловых отложений.

#### **Ранняя меловая эпоха**

Нижнемеловые отложения в зоне Северной моноклинали подразделяются на 7 свит, а в Чиаурской зоне - на 8 свит.

В.А.Мельников (1964) в Чиаурской зоне выделяет двенадцать свит нижнемелового возраста. К берриасу им отнесена богиатская свита, к валанжину - чиорская и тибская

свиты, к готериву - чхогурская, згильская и лагорская свиты, к барем-апт-альбу - свиты дзедо, бирахатская, саухохская, джачиарская, зекарская и везурская свиты.

Как уже отмечалось ранее для верхнеюрских отложений, нижнемеловые отложения западнее р.Ардон выходят на поверхность один раз, между реками Ардон и Гизельдон - три раза и восточнее р.Гизельдон - два раза.

### **Берриасский век ( $K_1b$ )**

Отложения берриасского яруса в пределах зоны Северной моноклинали представлены кобанской, а в Чиаурской зоне - сбадонской свитами.

#### ***2.3.4.1. Кобанская свита ( $K_1kb$ )***

Выделена В.А.Мельниковым (1962). Позже А.С.Сахаровым образования этой свиты были разделены на две свиты - амкинскую и ершанскую, которые литологически близки и по мнению Н.Л.Энны (1988) не соответствуют рангу свит.

Отложения кобанской свиты протягиваются узкой полосой субширотного простирания через всю территорию Горной Осетии в пределах зоны Северной моноклинали. Обычно они с размывом залегают на отложениях матламской свиты. В правом борту р.Терек свита подстилается конгломератом (0,05-0,2 м) из плохо окатанных обломков известняков.

Представлена свита западнее р.Ардон глинами песчано-известковистыми, песчаниками глинистыми, выше - мергелями глинистыми, известняками с прослоями песчаников и темных глинистых мергелей (В.А.Мельников, 1964). Восточнее р.Ардон свита сложена переслаиванием песчано-глинистых мергелей, органогенно-обломочных известняков и известковистых, алевролитовых глин с глинисто-карбонатными алевролитами.

Мощность свиты варьирует в пределах 84-175 м. Максимальная мощность в разрезе по р.Фиагдон (Рис.2.7. ).

По данным структурно-поискового бурения на нефть в районе Кора - Урсдон в отложениях кобанской свиты ( 6 км на север от их выхода на поверхность) имеет место пакет мощностью 25 м. представленный алевролитом и кварцевым песчанником с ангидритовым цементом следующего состава:  $SiO_2$  - 70%, олигоклаза - до 1%, микрокварцита и рудного минерала - до 2% и ангидрита - до 25% (В.А.Мкртычев, 1965).

Отложения свиты характеризуются двумя основными типами пород: терригенными и карбонатными (Н.Л.Энна, 1988).

Первые представлены алевролитами, глинами и песчано - глинистыми алевролитами.

Алевролиты темно - бурого, желтовато - серого цвета, как правило, карбонатные и глинисто - карбонатные, редко с примесью глауконитового материала.

Алевролитовая составляющая (30-45%) представлена полуокатанными обломками кварца, единичными зернами полевого шпата и кремнистых пород. Размер обломков варьирует в пределах 0,01-0,1 мм. Карбонатная составляющая представлена органогенным шламом. Встречаются ромбоэдры доломита, иногда с включениями пирита. В восточном направлении количество доломита возрастает. Цементом является глинисто-карбонатное вещество. Тип цемента базальный, реже контактово-поровый.

Глины серые, буровато-серые, алевритистые, карбонатные сложены тонкочешуйчатым слюдистым веществом с тонкоагрегатным глинистым материалом. Песчано-алевролитовая примесь составляет 5-8%. В ее составе преобладают полуокатанные зерна кварца, реже полевых шпатов, кремнистых пород и органического вещества. Величина обломков 0,01-0,08 мм. Карбонатный материал представлен тонкозернистым органогенным шламом и составляет 15-30%.

Алевролиты песчано-глинистые представляют собой смешанные породы, в которых содержание одной из составляющих достигает 50%.

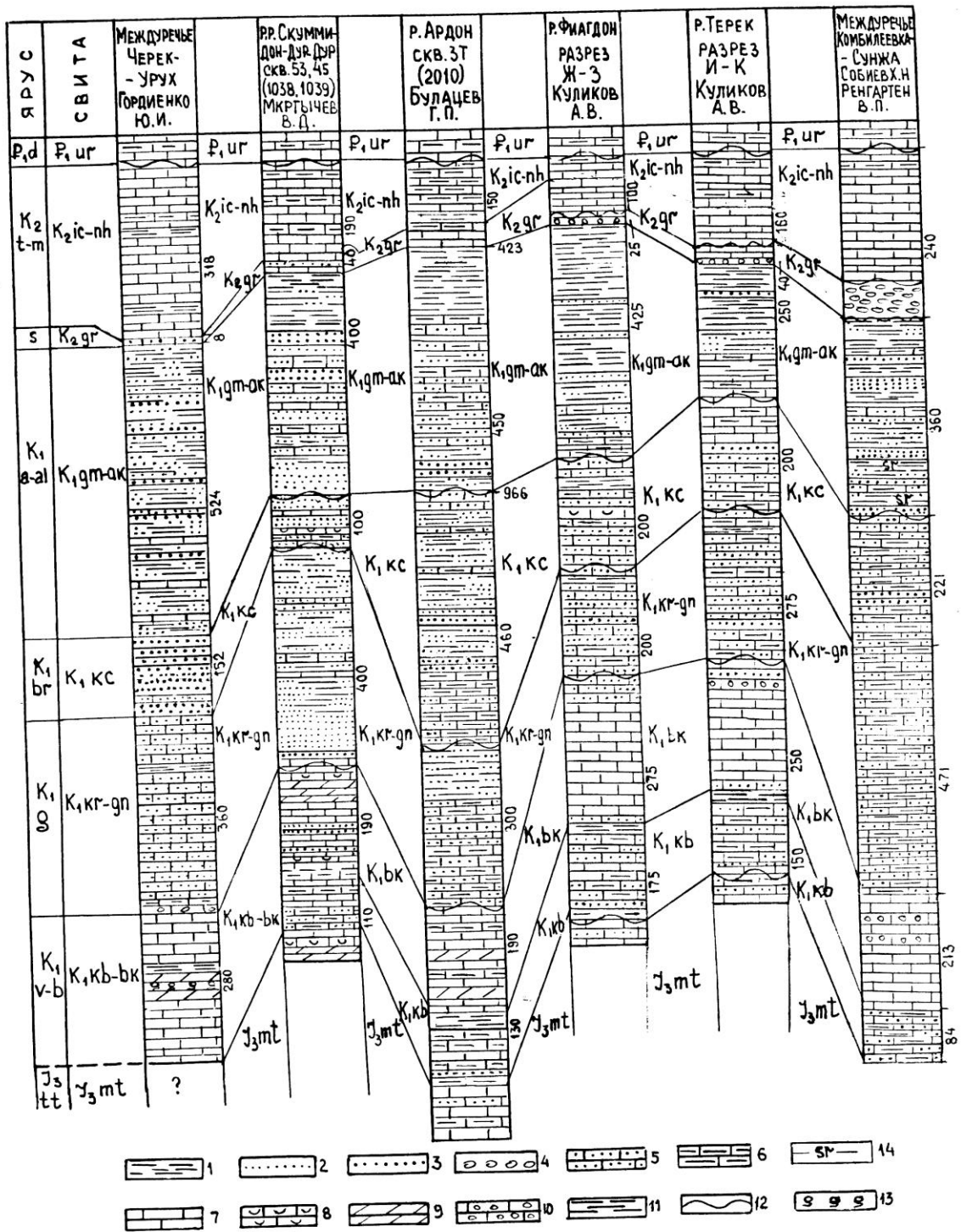
Карбонатные породы представлены известняками алевритоглинистыми, органогенно-обломочными.

Известняки алеврито-глинистые темно-бурого цвета, плотные образуют прослои от 0,2 до 2,0 м мощности. Алевритовый материал представлен полуокатанными обломками зерен кварца величиной 0,02-0,08 мм и составляет 10-15%. Карбонатный материал состоит из микрозернистого кальцита с включениями ромбоэдров доломита. В подчиненном количестве присутствует детрит раковин иглокожих (до 2-4 мм) и органогенный шлам (0,01-0,05 мм).

Известняки органогенно-обломочные буровато-серого цвета, образуют прослои 0,3-0,5 м мощности. Органические остатки (60%), величиной 0,5-1 мм представлены преимущественно обломками раковин иглокожих, брахиопод и гастропод. Терригенный материал (3-5%) состоит из обломков кварца алевритовой размерности. Цемент кальцитовый с примесью мелкого детритового материала.

Геохимическая характеристика известняков свиты, по сравнению с подстилающими отложениями матламской свиты, отличается более высокими содержаниями всех элементов плюс добавляются барий, галлий, иттрий.





1-глины; 2-алевролиты; 3-песчаники; 4-конгломераты; 5-песчаники известковистые; 6-мергели; 7-известняки; 8-известняки органогенные; 9-доломиты; 10-известняки политовые; 11-сланец глинистый; 12-размывы, стратиграфические несогласия; 13-гипс. Свиты: mt - матламская; kb - кобанская; bk - баксанская; kr-gn - карцадон-гунделенская; kc - кичмалкинская; gm-ak - гумуртаир-аккабосская; gr - гординская; ic-nh - ичкерий-нехилойская; ur - урухская.

РИС. № 2.7. СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ СТРУКТУРНО-ПОИСКОВОГО БУРЕНИЯ НА НЕФТЬ И ГАЗ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ (ЗОНА СЕВЕРНОЙ МОНОКЛИНАЛИ) МАСШТАБ 1:10000.

Рис. Схема корреляции меловых отложений по данным структурно-поискового бурения на нефть и газ и геологических разрезов (зона Северной моноклинали). Масштаб 1:10000.

Магнитная восприимчивость мергелей и известняков колеблется от 0 до  $7 \times 10^{-6}$  ед. СГС. В глинах она может повышаться до  $45 \times 10^{-6}$  ед. СГС. Плотность равна  $2,49 \text{ г/см}^3$ .

На электрокаротажных диаграммах по скважинам, пробуренных на Коринской площади, кривая “КС” недифференцированная с кажущимся сопротивлением равным 10 Ом, а “ПС” равно 25 мВ. В.А.Мкртычев (1965), по данным структурного бурения на Коринской площади, говорит о согласном залегании отложений кобанской свиты на верхнеюрских отложениях.

Отложения свиты хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках и характеризуются мягким сглаженным рельефом, серым фототонном. Они образуют узкую пологую полку между двумя жесткими известняковыми плитами, сложенными матламской ( $I_3mt$ ) и баксанской ( $K_1bk$ ) свитами.

Возраст свиты определяется многочисленными фаунистическими находками. Для западной части свиты В.А.Мельников (1964) приводит (определения В.В.Друшич, Н.П.Луппова, Т.А.Мордвилко):

*Riasanites rjasanensis* Nik.,

*Lima dubisiensis* Pictet Camp.

Н.Л.Энна приводит для бассейна р.Ардон:

*Spiticeras obliquelobatum* Uhl.,

*Tuthymiceras euthymi* Pict.,

остатки которых характеризуют подзону *Tirnovella occitanica* нижней части зоны *Euthymiceras berriasensis* (верхний берриасс). Верхняя половина этой зоны выделяется в подзону *Euthymiceras euthymi* и характеризуется многочисленными видами аммонитов (А.С.Сахаров, 1978).

В бассейнах рек Фиагдон и Гизельдон отмечались остатки

*Pseudosubplanites ponticus* Ret.,

*Pseudosubplanites combesi* Le Hegarut,

*Malbosiceras malbosi* Pict,

*Fauriella latecostata* Kil,

характеризующие нижнюю подзону *Pseudosubplanites ponticus* нижней зоны *Fauriella latecostata*.

По р.Гизельдон выделяется и зона *Tirnovella occitanica* (нижняя часть яруса).

Имеющиеся фаунистические определения датируют берриасский возраст осадков кобанской свиты.

К отложениям кобанской свиты приурочены рудопроявления целестина. На р.Урух это рудопроявление “Чертов мост”, на р.Ардон - Тамиское. По О.Д.Мардалеишвили и Г.С.Цаболову (1988) вмещающей средой оруденения являются рифовые сооружения, охватывающие стратиграфический диапазон отложений от кимериджа ( $J_3km$ ) по берриас ( $K_1b$ ).

Оруденение в виде жеод с друзами целестина, прожилково-вкрапленное, жильное, пластовое.

#### **2.3.4.2. Сбадонская свита ( $K_{1sb}$ )**

Выделена Г.П.Леоновым (1956) в Чиаурской складчатой зоне, где слагает крылья Техтинской антиклинали субширотного простирания.

В работе Ю.В.Старикова (1966) отложения сбадонской свиты фигурируют как мамисонская свита, а у В.А.Мельникова - как богиатская свита.

Сбадонская свита согласно залегает на техтинской и также согласно перекрывается тибской.

Отложения свиты представлены переслаиванием мергелей, глинистых и песчаных известняков, причем, если на южном крыле антиклинали, осложненном Халацинским взбросом, имеют место пласты массивных известняков среди расланцованных мергелей, то на северном крыле антиклинали имеют место редкие линзовидные пласты известняков среди расланцованных мергелей и известковистых глинистых сланцев.

Мощность сбадонской свиты в сечении по б.Пуриат - 328 м (Н.Л.Энна, 1988). Западнее, в сечениях по рекам Зруг, Халаца мощность свиты достигает 500 м (Ю.В.Стариков, 1966).

Мергели темно-серые, тонкорасланцованные состоят из тонкозернистого агрегата зерен кальцита, сильно загрязненного глинистым веществом. Терригенная примесь состоит из угловатых обломков кварца, реже плагиоклаза. Структура мелко-микрозернистая, текстура беспорядочная.

Известняки серые до темно-серых, от мелко до грубозернистых характеризуются зернистой структурой и слагаются агрегатом зерен кальцита со значительной примесью ромбоэдров анкерита и доломита, а также глинистого вещества.

Обломочные зерна представлены кварцем, полевыми шпатами, глинистыми сланцами. В зависимости от размерности терригенного материала известняк подразделяется на песчанистый или глинистый.

Геохимическая характеристика отложений сбадонской свиты определяется кларковым содержанием большинства элементов или немного выше. Отмечено повышенное содержание стронция.

В физических полях отложения свиты не выражаются. Плотность пород мало отличается от подстилающих отложений и составляет для мергелей -  $2,30 \text{ г/см}^3$ , для известняков -  $2,67 \text{ г/см}^3$ .

Магнитная восприимчивость пород низкая, от 0 до  $34 \times 10^{-6}$  ед. СГС.

На аэрофоснимках отложения сбадонской свиты отличаются темно-серым фототонном и очень тонкой полосчатостью (Н.Л.Энна, 1988).

Возраст сбадонской свиты определяется на основании находки в свале отпечатка аммонита *Berriasella* sp. (Г.П.Леонов, 1956) как берриасский.

### **Валанжинский век ( $K_{1v}$ )**

В пределах Скалистого и Лесистого хребтов, в зоне Северной моноклинали, отложения валанжинского возраста представлены баксанской, а на юге, в Чиаурской складчатой зоне, - тибской свитами.

#### **2.3.4.3. Баксанская свита ( $K_{1bk}$ )**

Выделена В.Л.Егоян и Г.А.Ткачук (1965). Стратотип на р.Баксан, на северном склоне Б.Кавказа, представлен известняками светлыми, массивными, иногда с прослоями ангидритов, доломитов и известняковых брекчий.

На территории Горной Осетии отложения баксанской свиты протягиваются полосой с запада на восток, через всю рассматриваемую площадь, в пределах зоны Северной моноклинали. Между реками Ардон и Гизельдон разрез повторяется трижды. За счет взбросовых подвижек по субширотным разломам. Восточнее р.Гизельдон - разрез повторяется два раза. Западнее р.Ардон имеет место только один выход на поверхность описываемых отложений.

На западе, в бассейне р.Урух, В.А.Мельников (1964) среди отложений баксанской свиты (тамисская по В.А.Мельникову) выделяет известняки массивные, крепкие, брекчированные, местами доломитизированные, с пачками доломитов мощностью 3-20 м,

светло-серые, светло-коричневые. Вверху - редкие прослои песчаников известковистых и мергелей мощностью 0,10-0,15 м. В бассейнах рек Урсдон и Ардон В.А.Ермаков (1981) указывает на преобладание в разрезах известняков массивных микрокристаллических с кремевым оттенком и с раковистым изломом. часто плитчатых, с гнездами вторичного кальцита, мощностью 11-35 м, в переслаивании с известняками органогенными, кремового цвета, массивными до грубоплитчатых, мощностью 11-12 м.

Известняки органогенные с комковатой микроструктурой сложены пелитоморфным кальцитом, в котором выделяются комочки округлые известковистые пелитоморфные, более темные по сравнению с цементом. Органические остатки различной формы, в том числе известковистые радиально-лучистые сферолиты и спикулы губок. Общая карбонатность 93%. В тяжелой фракции присутствуют: пирит (0,1 г/т), шпинель (0,1 г/т), гранат (0,1 г/т), циркон (0,6 г/т), рутил (0,6 г/т), анатаз (0,6 г/т), турмалин (0,1 г/т), амфиболы (0,2 г/т).

Мощность баксанской свиты варьирует в пределах 190-275 м, достигая в отдельных сечениях 325 м (Рис.2.7.). Максимальная мощность в бассейне р.Фиагдон.

На аэрофотоснимках отложения свиты обычно имеют белый, реже серый фототон, с резко выраженными обрывами в эскарпах и бронированными поверхностями на тыловых склонах.

Структурно-поисковыми скважинами на нефть и газ в районе пос. Кора-Урсдон подсечены доломитизированные и ангидритизированные известняки с крупными включениями и прослоями ангидрита мощностью до 1 м, прозрачного, белого с буроватым оттенком (В.А.Мкртычев, 1965). В скважине № 52 (1032), на р.Мастадон электрокаротаж показал, что кривая "КС" дифференцированная и имеет значения, превышающие 150 Ом. На западе, на р.Псыгансу, в средней части свиты вскрыта 15 метровая пачка переслаивания гипсов белых с доломитами кремово-серыми неяснослоистыми, крепкими и битуминизированными. Причем, повышенная битуминозность характерна для всей толщи в этом сечении (Ю.И.Гордиенко, 1963).

Восточнее р.Гизельдон В.А.Мельников (1962) отмечает в северной полосе выходов известняков баксанской свиты наличие прослоев мягких песчанистых известняков и мергелей (в верхней части даже известковистых песчаников), а в южной полосе - два прослоя оолитовых известняков и отсутствие песчанистых разностей.

Геохимическая характеристика отложений баксанской свиты отличается от подстилающих известняков кобанской свиты незначительным снижением содержания многих элементов за исключением никеля и циркония, содержания которых возрастают.

Магнитная восприимчивость пород колеблется от 0 до  $7 \times 10^{-6}$  ед. СГС, а плотность равна  $2,49 \text{ г/см}^3$ .

Возраст описанных отложений устанавливается на основании положения их в разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями берриасского (кобанская свита) и готеривского (карцадон-гунделенская свиты) ярусов.

Фауна, собранная различными исследователями из данных отложений, является проходящей и принятому возрасту не противоречит. Западнее р. Ардон встречены: *Riasanites rjasanensis* Nik (Var.),

*Lima dubisiensis* Piet et Camp,

*Purpureidia renngarteni* Peel.,

*Gervillia terekensis* Renng.,

*Aucella volgensis* Lah.,

а из микрофауны: *Crisfellaria aff. folium* Wish.,

*Crisfellaria aff. dorosobaranata* Wish.,

*Marginulina cf. costata* Batsch (var.) и др.

Восточнее р. Ардон встречены: *Lima dubisiensis* Pictet. et. Camp.,

*Gervillia terekensis* sp.,

*Aucella vol.* Lah.

Из микрофауны: *Crisfellaria aff. folium* Wish.,

*Crisfellaria aff. doroso baranata* Wish.,

*Marginulina cf. costata* Batsch (var.).

По р. Гизельдон Н.Л. Энна (1988) приводит следующую фауну из отложений баксанской свиты: *Psilothiris ullacolensis* Moiss; *Terebrataliopsis quadrata* Smir.; *Rectithyris moisscevi*...

#### **2.3.4.4. Тибская свита (К<sub>1тб</sub>)**

По данным фондовых материалов Тибская свита выделена Г.П. Леоновым (1956).

На северном и южном крыльях Техтинской антиклинали на отложениях сбадонской свиты согласно залегают отложения тибской свиты, сложенные, в основном, темно-серыми мергелями с прослоями пластов и пачек песчаников известковистых и известняков. Правильного ритмичного переслаивания разновидностей пород не наблюдается. Отмечается лишь заметное уменьшение относительного количества песчаников и известняков снизу-вверх по разрезу.

Полного разреза отложений тибской свиты в районе нет, т.к. верхняя часть ее отложений срезана на северном крыле антиклинали Тибским разломом, а в южной части - Згильским.

Ориентировочно мощность тибской свиты 300-400 м.

Мергели свиты серые, темно-серые с зеленоватым оттенком тонколистоватые. Общая карбонатность их 58,6%. В тяжелой фракции присутствуют: пирит (до 443 г/т), магнетит (0,1-2 г/т), лейкоксен (до 4,8 г/т), циркон (0,2-14,5 г/т), анатаз (0,3-1,4 г/т).

Известняки серые, светло-серые с кремовым оттенком состоят из микрокристаллического карбонатного материала, иногда с примесью терригенного. Их общая карбонатность 72%. В тяжелой фракции присутствуют: пирит (до 94 г/т), магнетит (до 0,1 г/т), лейкоксен (до 4 г/т), циркон (до 0,7 г/т), рутил (до 0,1 г/т), брунит (до 0,1 г/т), анатаз (до 0,15 г/т), апатит (до 0,1 г/т), барит (до 0,2 г/т), амфиболы (до 0,1 г/т).

Магнитная восприимчивость  $9,6 \times 10^{-6}$  ед. СГС, плотность  $2,65 \text{ г/см}^3$  (В.А.Ермаков, 1981).

На аэрофотоснимках отложения тибской свиты характеризуются серым и светло-серым полосатым фототонном и сглаженными формами рельефа.

В.А.Ермаков (1981) на Мамисонском перевале нижний контакт с породами сбадонской свиты (мамисонский по Ю.В.Старикову, 1960), проводит по смене тибских мергелей сбадонскими средне-крупноплитчатыми известняками.

Валанжинский возраст описанных отложений принимается на основании находок в районе Рокского перевала *Pseudobelus bipartitus* Blainv И.Г.Кузнецовым (1932) и в верховьях р.Риони, в аналогичных образованиях по данным И.Р.Кахадзе (1947), - *Lamellaptachus didayi* Cog.

В восточной части площади, в рамках листа К-38-53-А Н.Л.Энной (1988) в отложениях тибской свиты выделены известковистые песчаники, мергели, песчаные и глинистые известняки.

Известковистые песчаники темно-серые до черных, иногда бурые, от мелко до грубозернистых, сложены агрегатом угловатых зерен кварца, в меньшей степени плагиоклаза, реже ромбоэдров доломита. Отмечается рассеянный пирит.

Мергели аналогичны вышеописанным. Известняки темно-серые, грубо рассланцованные сложены агрегатом зерен кальцита и ромбоэдров доломита.

На фоне кларковых значений большинства элементов в основных породах свиты отмечаются повышенные содержания бария, молибдена, стронция. Плотность отложений  $2,6-2,75 \text{ г/см}^3$ . Магнитная восприимчивость от 0 до  $6 \times 10^{-6}$  ед.СГС.

По стратиграфическому положению тибская свита соответствует верхней части свиты ципори, выделенной В.П.Ренгартеном в районе Военно-Грузинской дороги, а также увязывается с эдисской свитой О.И.Шириашвили.

### Готеривский век ( $K_1$ )

В зоне Северной моноклинали отложения готеривского яруса представлены на рассматриваемой площади карцадонской и гунделенской свитами, в Чиаурской зоне – згильской свитой.

#### 2.3.4.5. Карцадон-гунделенская свиты, неразделенные ( $K_1$ kr - gn )

Карцадонская свита выделена Н.Л.Энной (1988) на листах К-38-41-Б и К-38-42-А, т.е. между реками Ардон и Камбилеевка. Основание свиты совпадает с основанием готеривского яруса, фигурирующего на всех геологических картах прошлых лет. Кровля готерива совпадает с кровлей гунделенской свиты, это и явилось причиной объединения отложений данных свит. Гунделенская свита выделена В.Л.Егояном и Г.А.Ткачук (1965) на участке между реками Кума - Урух и относится к верхнему готериву.

По данным Ю.И.Гордиенко (1963) и В. А.Мкртычева (1965) отложения неразделенных свит представлены чередованием песчаников рыхлых грязно-серых мелкозернистых полимиктовых, неравномерно глинистых неслоистых с текстурами подводно-оползневого происхождения, с песчаниками розовато-серыми, крепкими, разнозернистыми известковистыми и с алевролитами темно-серыми с тонкими глинизированными прослойками, которые подчеркивают линзовидную и косую слоистость.

Изредка встречаются прослои известняков серого цвета, сильно песчаных, глинистых с включениями гравия кварца, крепкие, на отдельных участках конгломератовидной текстуры.

Если И.М.Крисюк (1951) и В.А.Мельников (1964) описываемые отложения по литологическому составу разделяют на три толщи, то В.А.Ермаков, на этой же площади между рр.Урух и Ардон - на две толщи: *нижнюю*, сложенную, в основном, песками темно-серыми, мелкозернистыми, кварцево-полевошпатовыми на глинистом цементе с пакетами кварц-глауконитовых песчаников в основании и середине и органогенно-обломочных известняков, лежащих на слабо волнистых отложениях баксанской свиты (мощность 302 м) и верхнюю - представленную переслаиванием глины песчанисто-



алевритистой, темно-серой с прослоями песков, органогенно-обломочных известняков и песчаников (мощность 250 м).

Песчаники светло-серые, мелкозернистые состоят из обломков кварца, полевых шпатов, глауконита, сцементированным карбонатным цементом порового типа. Их общая карбонатность - 25-33%.

Алевриты и слабосцементированные пески по составу не отличаются от песчаников, но часто содержат (до 60%) примесь глинистого материала и переходят в алевритовые глины. Их карбонатность 0,7-13,6%.

Глины известково-алевритовые, имеющие примесь алевритового материала до 30-32%, относятся к алевритовому типу, при общей их карбонатности в 10%.

Известняки органогенно-детритовые. Детрит представлен неокатанными или слабоокатанными обломками иглокожих, брахиопод, раковин фораминифер. Цемент базально-поровый, кальцитовый. Терригенная примесь достигает 35-40%.

В верховьях разреза встречаются оолитовые известняки с общей карбонатностью 60-85%.

По данным электрокаротажа кривая "КС" дифференцированная. Сопротивление варьирует от 5 до 30 Ом. На участках с прослоями песчаника - до 100 Ом. "ПС" - 2-25 мВ.

На аэрофотоснимках отложения карцадон - гунделенской свит характеризуются серым фототонном, отрицательными формами рельефа, дресвовидным рисунком гидросети.

Обилие макрофауны отмечено западнее р.Урух, но она, в основном, сквозная. Валанжин-готеривского возраста встречены (Ю.И.Гордиенко, 1963):

*Exogyra etalany* Pict et Camp.,

*Chlamys* off. *elongatus* Lam.,

*Camptonectes cottoldi* Orb и др.

Обилие микрофауны: *Lenticulina calugospirala* Chalilov;

*L. caitoricu* Chalilov; *L. guttata* Bartet Brand;

*L. turgidula* Reuss; *L. munsteri* Roemer;

*Tristix insignis* Reuss; *Hemieristellaria crepidularis* Roemer;

*Cytharinu reticulata* Cornuel; *C. harpd* Roemer;

*Gaudryina neocamica* Chalilov; *G. lata* Antonova;

*G. tichaensis* Antonova; *Epistomina reto saten* Dom.;

*Cristellaria samuz-diwidjnicu* Chalilov;

*Astocobus grutus* Reuss; *Ammabaculites agglutinans* Orb;

*Marconella oxycona* Reuss; *Trocholina molesta* Gorbatschik;

*Lagena sulcata* Wolker of Iukob; и др.

Для междуречья Урух-Ардон В.А.Ермаков (1981) приводит следующие фауны готеривского возраста:

*Amphidota subsinuata* Leym;

*Speetoniceras subinversum* M. Pavl;

*Toxaster* cf. *retusus* Lam;

*Belbekella geokterensis* Mois;

*Litschvitrigonia* cf. *subdedella* Renng.

Восточнее р.Ардон до границы с Ингушетией, Н.Л.Энна (1988) выделяет и описывает карцадонскую и гунделенскую свиты отдельно.

Карцадонская свита несогласно перекрывает образования баксанской свиты и залегает на бугристой поверхности известняков различными горизонтами. Сама карцадонская свита согласно перекрывается гунделенской.

По вариациям литологического состава разрез по р.Гизельдон подразделяется на две толщи: нижнюю алевроито-песчанистую и верхнюю - алевроито-глинистую.

Глины темно-серые с голубоватым оттенком, алевроитистые с прослоями (0,15-0,2 м) плотных известняков или мелкозернистых карбонатных песчаников.

Песчаники глинистые, рыхлые, темно-серые с прослоями до 20 см более плотных разностей.

Имеют место прослои (0,3 м) органогенно-обломочного, песчанистого известняка. Мощность нижней толщи 162 м.

Верхняя толща отличается некоторым увеличением глинистого материала. Ее мощность в разрезе по р.Гизельдон 142,3 м, при общей песчаности 20-25%. Западнее, в долине р.Фиагдон, отмечается увеличение песчаности до 60%.

Гидрохимическая характеристика отложений карцадонской свиты отличается от нижележащих отложений баксанской свиты повышенным содержанием всех элементов, за исключением циркония и стронция. Дополнительно появились фосфор, скандий, олово, ниобий, цинк.

Магнитная восприимчивость пород наблюдается от 0 до  $7 \times 10^{-6}$  ед. СГС. Плотность - 2,49 г/см<sup>3</sup>.

В основании верхней толщи Н.Л.Энн (1988), в районе сел. В.Кобань, собрана нижеприводимая фауна готеривского возраста:

*Oxytoma* sp. (ex. gr. *cornueliana* Orb),

*Trigonia corinata* Ag.,

*Cuculaea tshorekensis* morow. *Opic neocomiensis* Orb.

Отложения гунделенской свиты имеют ограниченное распространение (в междуречье Ардон-Сунжа) и обнажаются лишь в правобережье р.Терек и в левом борту р.Гизельдон, представленные снизу - вверх песчаниками желтовато-серыми неплотными с прослоями органогенно-обломочных известняков, переходящих в переслаивание глин темно-серых, слюдистых, алевроитовых с известняками и выше - глин желтовато-бурых, алевроитистых с прослоями оолитовых известняков.

В основном гунделенская свита сложена песчаниками, алевролитами, известняками, реже встречаются глины, оолитовые известняки.

Фауна, собранная в устье р.Тамискдон:

*Criloceratites nolani* Kil.,

*Biasaloceras subseyuens* Kar.,

*Craspedodiscum auerbachii* Eichw.,

*Aphidonta subsinuata* Legm и др.

указывает на принадлежность вмещающих их осадков к верхнему подъярису готеривского яруса. Характер изменения мощностей и фациального состава отложений карцадон-гунделенской свит отражен на Рис.2.7 .

#### **2.3.4.6. Згильская свита (K<sub>1zg</sub>)**

По данным фондовых материалов свита выделена С.П.Песковым (1956). Узкой полосой протягивается она вдоль зоны Тибского разлома, к востоку от меридиана, проходящего через реки Гинат и Заккадон, на северном крыле Техтинской антиклинали и широкой полосой - на южном склоне, вдоль Згильского разлома.

Сложена свита чередующимися слоями мергелей, известняков, песчанистых известняков и реже песчаников изветковистых. Изредка встречаются тонкие (0,3-0,4 м) пласты органогенно-обломочных песчанистых известняков. Згильская свита характеризуется относительно тонким переслаиванием пластов и пачек известняков и песчаников с пакетами тонкорассланцованных мергелей, причем, вверх по разрезу увеличивается количество песчанистых разностей.

В.А.Мельников (1964) отмечает наличие прослоев пакетов глинистых сланцев, а саму толщу готеривского возраста представляет тремя свитами (снизу-вверх): чхогурской (мощностью 600-700 м), згильской (450-500 м) и лагорской (350 м). В то же время по опорной легенде В.А.Ермакова (1989) и данным Ю.В.Старикова (1966) общая мощность

описываемых отложений - 500 м. Разнобой в мощностях можно объяснить трудностью ее установления из-за интенсивной мелкой складчатости.

Основными компонентами свиты являются мергели и известняки.

Мергели темно-серые, реже буроватые тонкорассланцованные, по составу и структурно-текстурным особенностям не отличаются от аналогичных разностей других свит нижнего мела.

Известняки темно - серые, груборасланцованные, мелко-среднезернистые сложены мелкозернистым агрегатом зерен кальцита, реже ромбоэдрами доломита. Терригенный материал представлен угловатыми и среднеокатанными зернами кварца. Нередко в цементе присутствуют глинистые вещества с тонкораспыленным пиритом, отмечаются ромбоэдры и кубики сидерита. Содержание карбоната колеблется от 50% до 85%, кварца - 40-45%, глинистого вещества - до 30% и сидерита - до 1-3%. Мощность отдельных пластов 0,1 - 0,5 м., в пакетах и пачках - до 1-5 м.

Породы свиты (Н.Л.Энна, 1988) характеризуются повышенными (по отношению к нижележащим) значениями бария и стронция.

Магнитная восприимчивость от 0 до  $39 \times 10^{-6}$  ед. СГС, плотность - 2,13 - 2,75 г/см<sup>3</sup>.

На аэрофотоснимках отложения згильской свиты характеризуются серым, слабоконтрастным фототонном, относительно сглаженными формами рельефа.

Фаунистические остатки в отложениях свиты не найдены. Возраст ее по стратиграфическому положению в разрезе нижнемеловых осадков, условно определен как готеривский.

### **Барремский век (K<sub>1br</sub>)**

Отложения барремского возраста в зоне Северной моноклинали представлены кичмалкинской свитой, а в Чиатурской зоне - неразделенными свитами - дзедо и бирахатской.

#### **2.3.4.7. Кичмалкинская свита (K<sub>1kc</sub>)**

Выделена В.Л.Егояном, Г.А.Ткачук (1965) на северном склоне Главного Кавказского хребта. Названа по реке Кичмалка, левом притоке р.Малка. Стратотип в долине р.Баксан, где отложения свиты представлены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями известковистых разностей; в верхней части свиты железистые

песчаники и прослой известняка. Залегают с размывом на гунделенской свите и трансгрессивно перекрывается гумуртаирской свитой.

На территории Осетии отложения кичмалкинской свиты прослеживаются на поверхности в виде узких субширотных полос между реками Лескен-Ардон - один раз, между реками Ардон-Гизельдон - три раза и восточнее реки Гизельдон - два раза.

На западе, в сечениях рек Лескен-Урух описываемые отложения представлены чередованием песчаников темно-серых, зеленоватых, мелкозернистых, полимиктовых (или кварцевых) неравномерно глинистых, неслоистых или волнисто-слоистых, слабоизвестковистых или неизвестковистых, рыхлых, слабо сцементированных, с подводно-оползневой текстурой, с прослоями глин серых, слабо алевритистых (до 0,1 м), известняков ожелезненных, оолитовых, песчанистых, крепких, серого цвета, с большим количеством детрита, напоминающие ракушняк, с пластами песчаника серого с буровато-коричневым оттенком, с пятнами ожелезнения, грубозернистого, кварцево-глауконитового, с полуокатанными зернами кварца (до 7 мм), крепкого, переходящего в песчанистый известняк в верхних частях свиты мощностью до 2 м.

В кварцевых песчаниках кварца до 92%, полевых шпатов до 3%, обломков пород до 5%.

В полимиктовых песчаниках - кварца 43-60%, полевых шпатов не более 24%, обломков пород до 39%. Коллекторные свойства плохие. Пористость достигает 22%, однако проницаемость весьма низкая, 0,002-43,65, что объясняется, вероятно, типом цемента. В большинстве случаев он поровый (Ю.И.Гордиенко, 1963).

Между реками Урух-Ардон песчаники более мелкозернистые, алевритистые. Их состав: органические остатки - 30%; кварца и кальцита - 15%, полевых шпатов - 9%, глауконита-до 5%; биотита-до 1%, мусковита, циркона рудных минералов - знаки (Мкртычев, 1965). Глина - в виде линзовидных прослоев, песчанистая, с остатками обуглившейся древесины. Известняки - аналогичные вышеописанным.

Кривые "КС" и "ПС" сильно дифференцированные. Значения "КС" варьируют в пределах 25-50 Ом, "ПС" - 15-25 мВ.

В.А.Ермаков (1981) для междуречья Цраудон-Ардон начинает описание разреза свиты с чередования органогенно-обломочных известняков со светло-серыми мелкозернистыми песчаниками (20 м). Выше идут пески с прослоями песчаников и известняков и, в верхней части, глины темно-серые, песчанистые, переходящие в глинистые пески с прослоями известняков и песчаников.

Фациальные изменения в отложениях кичмалкинской свиты выражаются в выклинивании отдельных пластов песчаников и замещения их алевролитами, в

обогащении органогенных известняков песчаным материалом и переходе их в карбонатные песчаники.

В отличие от В.П.Мкртычева (1965) В.А.Ермаков (1981) указывает на согласный контакт с нижележащими отложениями карцадон-гунделенской свит.

Восточнее р.Ардон преобладающими породами кичмалкинской свиты являются алевролиты, песчаники, реже встречаются глины и известковистые песчаники. Разрез начинается с глин алевритистых, темно-серых с прослоями плотных мелкозернистых известковистых песчаников (11 м). Выше идет чередование алевролитов, глин, песчаников, песчаных глин, известковистых песчаников (Н.Л.Энна, 1988).

В составе обломочного материала песчаников и алевролитов преобладают: кварц (55-60%), глины и микрокварциты (10-15%); полевые шпаты - редко, глауконит (5-10%). Общая карбонатность - 22%. В тяжелой фракции присутствуют следующие минералы: пирит (0,5 г/т), магнетит (219,7 г/т), ильменит (513 г/т), лейкоксен (38 г/т), лимонит+гетит (15,3 г/т), шпинель (26,7 г/т), гранат (140,3 г/т), циркон (279 г/т), рутил (27,8 г/т), сфен (1,3 г/т), брунит (0,6 г/т), анатаз (1,5 г/т), турмалин (29,3 г/т), апатит (0,6 г/т), амфиболы (3,2 г/т), ставролит (14,7 г/т), глауконит (0,8 г/т), дистен (1,2 г/т).

В глинах темно-серых алевритистых, с общей карбонатностью 1,3%, тяжелая фракция представлена следующими минералами: ильменит (216 г/т), лейкоксен (83,6 г/т), лимонит+гетит (14,8 г/т), шпинель (4,7 г/т), гранат (28,4 г/т), циркон (25,4 г/т), рутил (26,7 г/т) и др.

Известняки песчаные с общей карбонатностью 50,2% по составу тяжелой фракции мало чем отличаются от песчаников, за исключением низких содержаний магнетита (4,1 г/т), ильменита (40,5 г/т), но высокого лимонит+гетит (714,2 г/т).

Мощность отложений кичмалкинской свиты варьирует в пределах 100-460 м (Рис.2.7).. Наибольшая мощность зафиксирована в сечении по реке Ардон, в скважине 3т (2010) (Г.П.Булацев, 1987).

Геохимическая характеристика пород отличается от характеристики подстилающих отложений более высокими содержаниями всех элементов, за исключением марганца. Появляются такие элементы, как барий, свинец, фосфор.

На аэрофотоснимках отложения кичмалкинской свиты характеризуются серым неконтрастным фототонном, мягкими сглаженными формами рельефа с развитием мелких оползней.

Возраст описываемых отложений принимается на основании их стратиграфического положения и собранной рядом исследователей нижеперечисленной фауны как барремский.

Западнее р.Урух (Ю.И.Гордиенко, 1963).

Макрофауна: *Tancredia whanperi* Mordv.,

*Exogyra tubereulifera* Koch et. Dunck.,

*Панопаса gurgites* Brong.,

*Nuculana schapha* Orb.,

*Corbla striotula* Sow. и др.

Микрофауна: *Hemicristellaria tricarinella* Reuss.,

*Trochommia* off. *subdepressa* Ant.,

*Lenticulina barremica* Agalarova,

*L. nodasa* Reuss; *L. subotina* (Saidova),

*L. mesosoica* Agalarova,

*Spiroplectammia kuraensis* Ant.,

*Cutharina praecristellarioidis* var *minar* (Samuschkina),

*Astaculus chaltanicus* Agalurova,

*Saraceniria chalilovi* Antonova и др.

В сечении по р.Урсдон (В.Л.Мкртычев, 1965).

Макрофауна: *Exogyra subsinuata* Leym.,

*Inoceramus* cf. *neocomiensis* Orb.,

Микрофауна: *Hemicristellaria tricarinella* Reuss.,

*Lenticulina* sp., *Textularia* ex. gr. *convexa* Antonova;

*Globigerina infracretacca* Gleas.,

*Vaginulina* cf. *praecristellarioides* Samgs., и др.

а также иглы морских ежей, обломки мшанок и кораллов.

Для интервала между реками Урсдон-Ардон В.Л.Ермаковым приведена следующая макрофауна: *Inoceramus tegulatus* v. Nag.,

*Pachydiscus neubergicns* (Haner),

*P. colligatus* (Binkhorst)

и микрофауна: *Bolivina* cf. *inerassata* Reuss var. *crassa* Vass.;

*Pseudouvigerina plummerae* Cushman, *Bolivinoides draco* (Marssou),

*Gunbelina elegans* Rzchak; *Grammostomum incrassatum* (Reuss),

*Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Ventilabrella eggeri* Cushman,

*Globorotalia membranacea* (Ehrenberg), *G. pshadae* Keller,

*Pseudotextularia varians* Pzehak, *Pseudouvigerina plummerae* Cushman и др.

В разрезе по р.Гизельдон Н.Л.Энна (1988) приводит следующую фауну: *Amphidonta subsiniata* Leym;

Amphidonta latissima Lam.,  
 Belbekella multiformis Roem.,  
 и по р. Ардон - (севернее пос. Тамиск):

Amphidonta latissima Lam.,  
 Neithea atav Roem.,  
 Litschkovithigonia inguschesis Renng. и др.

#### **2.3.4.8. Дзедо и бирахатская свиты, неразделенные (K<sub>1dz-br</sub>)**

Отложения згильской свиты выше по разрезу сменяются терригенной серией пород, выделенных Г.П. Леоновым (1956) как дзедо и бирахатская свиты. Обе свиты слагают относительно крупную синклинальную складку, которая в восточной части рассматриваемой площади на листах К-38-52-Б и К-38-53-А раздроблена серией субпараллельных разломов субширотного простирания.

Свита дзедо представлена переслаиванием глинистых сланцев темно-серого цвета с прослоями (0,03-0,3 м) алевролитов темно-серых и песчаников серых (10-40% разреза) с резко подчиненными пропластками известняков черных, крепких с маломощными пачками (0,3-0,5 м) груборассланцованных мергелей темно-серых, реже буроватых.

Очень редко отмечаются прослой и маломощные пласты мелкозернистых плотных известняков “фарфоровидных”, с раковистым изломом.

Ю.В. Стариков (1966) отмечает, что толща пород, слагающая свиту дзедо имеет сложный ритмический характер, грубо отвечающий строению четырехкомпонентного флиша: песчаник - глинистый сланец - груборассланцованный мергель - известняк или известковистый песчаник. В подошве ритмов, а именно в песчаниках, наблюдаются невыясненного генезиса гиероглифы.

В.А. Мельников (1964) отмечает, что песчаники и алевролиты свиты дзедо слюдистые и косослоистые.

Мощность отложений свиты дзедо - 300-350 м.

Отложения бирахатской свиты отличаются от отложений свиты дзедо наличием в переслаивании терригенных фаций мощных (2-5 м) прослоев туфогенных песчаников, косослоистых зеленовато-серых, слюдистых (до 50-55% в разрезе). В рельефе эта свита слагает крутые обрывистые склоны, скальные выступы. Характерна мелкая складчатость. Мощность свиты, примерно, 500 м.



По стратиграфическому положению возраст свиты Дзюдо условно определен как нижне-барремский, а бирахатской свиты - барремский.

Органических остатков в отложениях этих свит не обнаружено.

### **Аптский век ( $K_{1a}$ )**

Отложения аптского возраста имеют место на южном склоне Главного Кавказского хребта, в Чиаурской зоне и представлены саухохской и джачиарской свитами.

#### **2.3.4.9. Саухохская свита ( $K_{1sh}$ )**

Выделена Г.П.Леоновым и др. (1956). Отложения свиты, представленные тонким переслаиванием песчаников мелкозернистых серых с прослойками алевролитов и песчано-глинистых и глинистых сланцев, проявлены в Саухохском и Зруг-Гинатском тектонических блоках, на крыльях мелкой Саухохской синклинальной складки (Прил. 2., 22).

Взаимоотношение с подстилающими отложениями бирахатской свиты и с вышележащими - джачиарской - согласное, без видимых перерывов.

Литологические разности пород саухохской свиты представлены: песчаниками серыми мелкозернистыми, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми, косослоистыми, туфогенными (?) с карбонатным цементом; алевролитами, отличающимися от песчаников лишь размерностью зерен; глинистыми сланцами черными, плотными, рассланцованными косо к первичной слоистости.

Характер проявления отложений саухохской свиты на аэрофотоснимках, геохимическая и петрофизическая характеристики пород в материалах исследователей не приводятся. Мощность свиты - 500 м. Возраст условно принят раннеаптским.

#### **2.3.4.10. Джачиарская свита ( $K_{1dz\check{c}}$ )**

Выделена Г.П.Леоновым и др. (1956). Сложена свита песчаниками в переслаивании с алевролитами и глинистыми сланцами, которые проявились в ядре и крыльях синклинальной складки Саухохского и Зруг-Гинатского тектонических блоков.

песчаники зеленовато-серые, иногда красноватые, мелкозернистые, нередко сливные, кварц-полевошпатового состава. Цемент обычно глинистый, базального типа.

Алевролиты кварцево-глинистые, косослоистые. Глинистые сланцы темно-серые, тонкорассланцованные.

Западнее, в разрезе по р. Риони, В.А. Мельников (1964) к джачиарской свите относит толщу переслаивания глинисто-мергелистых темно-серых сланцев с прослойками известковистых и кварцитовидных песчаников. Мощность прослоев песчаников не превышает 20 см, а их количество в разрезе свиты не более 10-15%.

Мощность свиты порядка 600-650 м.

Характер проявления отложений свиты на аэрофотоснимках, геохимическая и петрофизическая характеристики пород в материалах исследователей не приводятся.

В линзах органогенной брекчии обнаружены: *Ostrea* sp.; *Serpula* *Bryosoa*; *Neohibolites* и др., датирующие возраст свиты, как поздне-аптский (Ю.В. Стариков, 1966).

### **Аптский век и ранняя фаза Альбского века**

Отложения данного возраста представлены гумуртаирской свитой, которая проявилась в зоне Северной моноклинали в виде одной субширотной полосы в Предгорском тектоническом блоке и двух полос в Карца - Балтинском блоке (прил. 1, 2).

#### ***2.3.4.11 Гумуртаирская свита (K<sub>1</sub> gm)***

Выделена А.Е. Саламатиным (1979) в долине р. Чанты-Аргун (Чеченская республика).

Отложения гумуртаирской свиты несогласно с размывом залегают на отложениях кичмалкинской свиты. В западной части рассматриваемой территории описываемая свита подразделена на две подсвиты.

#### ***Нижняя подсвита (K<sub>1</sub> gm<sub>1</sub>) аптского возраста***

В интервале между реками Лескен - Урсдон представлена, в основном, алевролитами с редкими прослоями песчаников, глин и известняков. По подошве нижней глинистой пачки проводится граница с кичмалкинской свитой.

Алевролиты грязно-серой пятнистой окраски, на отдельных участках с зеленоватым оттенком, полимиктовые неравномерно глинистые, сильно слюдистые, с различной степенью известковистости, неяснослоистые, неплотные, в нижней части подсвиты более светлые.

Песчаники светло-серые с зеленоватым оттенком, в остальном схожи с алевролитами. Мощность прослоев достигает 15 м.

Известняки темно-серые кристаллические, слюдистые, песчанистые, крепкие. Встречаются прослой до 0,1-0,15 м мощности.

Глинистые прослой значительной мощности отмечаются в подошве подсвиты и ее средней части.

Глины темно-серые, со слабым голубоватым оттенком, песчано-слюдистые, слабо известковистые, слоистые, плотные.

В.А.Мельников (1964) указывает на наличие в средней части подсвиты, в слоях известковистых песчаников, крупных (до 0,8 м в диаметре) шаровидных мергельно-железистых конкреций.

Песчаники и алевролиты состоят, в основном, из кварца - 56-82%, полевого шпата - 12-30% и глауконита - до 9%.

Коллекторные свойства прямо пропорциональны песчаности отложений. Пористость до 20%. Проницаемость - до 10 мд (миллидарси), но, в основном, меньше 1 мд. В некоторых прослоях алевролитов проницаемость достигает 26 мд, а песчаников - до 98 мд (Ю.И.Гордиенко, 1963).

Ю.И.Гордиенко (1963) для разреза по р.Лескен приводит следующую фауну, представленную, в основном, пелециподами, изредка аммонитами:

*Epicheloniceras* off. *martini caucasica* Anth., обломок *Porahaplites* sp., обломки мелких амонитов: *Aucelina aptiensis* Orb., *A. caucasica* Bach.,

*Solarium dentotum* Orb., *Nuculana scapha* Orb., *Colombiceras sinzovi* Kas., *Deshayesites consobrinoides* (Iinz), *D. deshayesi* Leym., *D. dechy* Papp., *Dufrensia subfurcata* Kas., *Cymateceras bifucealum* Ooster., *Nuculina pseudomorial* Nik., *N. scapha* Orb., *Corbula striatula* Sow., *Neithea* cf. *morzisi* Piet et Renner и др.

Из микрофауны встречены: *Lenticulina avarica* Seidova, *L. mactrodisca* Reuss, *L. diatemata* Berthelin, *L. gaultina* Berthelin, *Epictomina reticulata* Reuss, *E. aploensis* Mjateink, *E. spinulifera* Reuss, *E. chapmanyten* Dam., *Anomalina suturalis* Mjatliuk, *A. infracomplanata* Mjatliuk, *Hemicristellaria trkarinella* Reuss., *Tritaxia pyramidata* Reuss., *Saracnarea cretacea* Gorlatshik и др.

Мощность нижней подсвиты гумуртаирской свиты - 310-320 м.

Из материалов В.Л.Мкртычева (1965) видно, что литологический состав нижней подсвиты на Коринской площади (разрез по р.Урсдон) аналогичен породам бассейна р.Лескен. По данным электрокаротажа кривая "КС" слабо дифференцирована и варьирует в пределах 5-10 Ом. "ПС" равен 10-12 мВ. По данным бурения установлено увеличение

мощности подсвиты с запада на восток. В скважине 45 (1039) на р.Дур-Дур она равна 156 м, а в 4 км на восток, в скважине 37 (1034) на р.Мастадон - 216 м.

Среди фауны установлено наличие игл морских ежей, обломки кораллов.

По данным поверхностных геологосъемочных работ, проведенных Е.И.Коваленко, мощность нижней подсвиты гумуртаирской свиты на р.Савердон равна 180-190 м.

**Верхняя подсвита (K<sub>1gm</sub><sub>2</sub>)** - нижне-альбского возраста сложена она переслаивающимися алевролитами, песчаниками, глинами и известняками.

Алевролиты - темно-серые с зеленоватым оттенком, не отличаются от описанных в нижней подсвите. То же самое относится и к песчаникам, которые являются как бы прослоями в алевролитах.

Песчаность увеличивается с юга на север (Ю.И.Гордиенко, 1963). В бассейне р.Лескен алевролиты обладают значительной пористостью, до 20-25%, однако, проницаемость низкая - 0,002 мд и очень редко до 15 мд (миллидарси).

Песчаники являются хорошими коллекторами. При такой же и меньшей пористости они обладают высокой проницаемостью, до 144 мд.

Редко встречаются прослой черных глин и известняков темно-серых кристаллических однородного сложения неслоистых крепких.

Из макрофауны в разрезе по р.Лескен встречены: *Corbula gaultina pictet* Camp, *Pseyndosaynella* sp., *N. seleu* Orb., *Cirsacerithium subspinosum* Desh., *Cardium* cf. *ibbetsoni* Farb., *Gervillia extenuata* Eichw. и др.

По данным бурения в верховьях р.Урсдон, на Коринской площади (В.П.Мкртычев, 1965), верхняя подсвита сложена, в отличие от сечения по р.Лескен, в основном, не алевролитами, а песчаниками. Песчаники кварцевые, с большим содержанием глауконита, известковистые (до мергелистых песчаников), серые и темно-серые, от крупно- до мелкозернистых, неслоистые, плотные, слюдистые. Цемент песчаников - песчано-глинистый, реже карбонатный.

Подсвита характеризуется наличием значительных водопритоков, при вскрытии ее скважинами.

С водой выносятся зеленовато-серый песок с небольшой примесью глинистого материала.

Встречаются прослой глин темно-серых известковистых слоистых плотных с мелкими включениями пирита и обломков белемнитов.

По данным электрокаротажа скважин значения "КС" варьируют в пределах 12-500 мм, а "ПС" - 15mv.

Мощность верхней подсвиты гумуртаирской свиты в скв. 36 (1031) на р.Мастидон равна 134 м, а северо-западнее, в скв. 45 (1039) на р.Дур-Дур - 16 м.

В 1996 г. Л.Н.Энна на площади листа К-38-28-В выделил в гумуртаирской свите три подсвиты.

Нами, на прилагаемых геологических картах, гумуртаирская свита показана без деления на подсвиты, а на листах К-38-28-Г и К-38-42-Б гумуртаирская и вышележащая аккабоская свиты показаны неразделенными, что вызвано отсутствием на этих площадях детального подъярусового деления толщ аптского и альбского возраста.

В.А.Ермаков (1981) дает следующую характеристику отложениям гумуртаирской свиты в бассейнах рек Фашалгардон, Цраудон и Суагдон на северных склонах хребта Суанграг.

Литологически отложения представлены песчаниками, алевритовыми и темно-серыми глинами (90%) с крупными известково-песчанистыми конкрециями и значительной примесью алевритового материала. Общая карбонатность их - 4,3%. В составе тяжелой фракции присутствуют (в г/т): пирит-0,6; магнетит-56,5; ильменит-179,1; лейкоксен-28,2; лимонит+гетит-17,0; шпинель-5,6; гранат-84,8; циркон-56,5; рутил-28,2; сфен-0,6; брукит-0,3; анатаз-0,6; турмалин-11,3; биотит-0,6; хлорит-2,8; мусковит-0,6; амфиболы-0,6; пироксены-0,6; ставролит-5,6; глауконит-0,6.

Контакт с подстилающими отложениями кичмалкинской свиты, в большинстве случаев, согласный. Только в одном случае, в основании разреза свиты был найден аммонит раннебаремского возраста хорошей сохранности, что дало возможность В.А.Ермакову (1981) предположить о локальном проявлении размыва как в поздне- так и в раннебаремском веке. Аптский возраст описываемых отложений устанавливается по многочисленным фаунистическим находкам.

По данным Н.Л.Энны (1988), в Карца-Балтинском блоке как нижний, так и верхний контакт с образованиями аккабоской свиты несогласные. По р.Фиагдон отмечается перемыв.

Разрез сложен переслаиванием пачек глин песчанистых (до 45%) с песчаниками, в которых отмечаются сравнительно редко прослои известковистых песчаников, органогенно-обломочных известняков и ракушечников (0,2-0,5 м).

Песчано-алевритовые мелко-среднезернистые песчаники темно-серые, с зеленоватым оттенком за счет глауконита. Глины темно-серые с большой примесью алевритового материала. Их общая карбонатность составляет 1,5-2,0%.

Известняки-ракушечники встречаются по всему разрезу, образуя прослой до 0,5 м, и часто содержат примесь песчано-алевритового материала.

Геохимическая характеристика отложений характеризуется понижением средних содержаний химических элементов и появлением таких элементов, как цирконий, ниобий, кобальт, молибден, а также галлий, скандий иттрий, фосфор, хром.

На аэрофотоснимках отложения гумуртаирской свиты характеризуются серым неконтрастным фототонном и мягкими формами рельефа. От ниже и вышележащих пород отличаются неуверенно.

В бассейнах рек Гизельдон-Ардон фаунистические находки подтверждают аптский-нижнеальбский возраст отложений гумуртаирской свиты: *Globigerina aptica* Agal.,

*G. infracraticea* Claess.,

*Anomalina infracomplanata* Mjatl.

На востоке, в верховьях рек Сунжа и Камбилеевка В.П.Ренгартен (1931) выделил аптский ярус, который нами считается нижней подсвитой гумуртаирской свиты. Нижняя граница очень резкая, благодаря присутствию характерного прослоя песчанистого мергеля с богатой нижне-аптской аммонитовой фауной. Верхняя граница - условная, т.к. она проведена среди однообразной толщи глин, которые преобладают в отложениях поздне-аптского и альбского возраста. Отсутствие четкой границы между гумуртаирской и аккабоской свитами объясняет их объединение в восточной части описываемой территории, т.е. на листе К-38-42-Б.

Литологический состав разреза представлен переслаиванием песчаников мергелистых, в основном, зеленовато-серых (50-60%) с плотными прослоями песчаников известковистых, глауконитовых (до 20%). Вверх по разрезу появляются прослой (15-17 м) темно-серых песчанистых глин с прослоями анкерита и конкрециями плотного темно-серого мергеля с прожилками кальцита (септарии) и включениями серного колчедана. Выше идут (по В.П.Ренгартену, 1931) описанные глины альбского возраста с относительно редкими прослоями плотных мергелистых песчаников.

Обилие глауконита, который образуется вблизи линий ила, т.е. на глубине около 200 м, тонкие раковины у моллюсков указывают на то, что они жили ниже сферы интенсивной деятельности волн, т.е. глубже 200 м. Терригенный, по преимуществу, характер осадков позволил В.П.Ренгартену (1931) причислить рассматриваемые отложения к глубоким частям неритической зоны.

По данным Х.Н.Собиева (1967) электрокаротаж скважины 8 (1233) показал варьирование электросопротивления ("КС") в пределах 20-30 Ом для глин и 40-100 Ом для песчаников.

Мощность отложений аптского возраста 110 м, а альбского - 250 м.

Характер изменения фаций и мощностей в широтном плане демонстрируется на Рис.2.7.

На р.Камбилеевка В.П.Ренгартеном (1931) установлена следующая фауна (Обнажение 202):

*Phylloceras guettadi* Rasp. var. *gelmiensis* Penng.,

*Phylloceras* sp. ind., *Lytoceras* sp. ind.,

*Latidorsella akuschensis* Anth.,

*Acanthoplites subpeltocerooides* Sinz.,

*Parahoplites* sp. ind., *Hibolites Uhligi* Schwetz.,

*Neohibolites* cf. *longns* Schwetz.;

В скважине 8 (1233) найдена следующая фауна:

*Colombiceras tablen jac* var. *discoidalis* Siuz;

*Aconeceras* cf. *nisum* d'Orb.

### **Альбский век**

Отложения данного возраста, а точнее поздней его фазы, представлены аккабоской свитой, которая проявилась в зоне северной моноклинали в виде одной субширотной полосы на поверхности в Предгорском тектоническом блоке и двух выходов на поверхность в Карца-Балтинском блоке.

В Чиаурской зоне, на южном склоне Главного Кавказского хребта, отложения альбского возраста, без разделения на раннюю и позднюю фазы, представлены отложениями неразделенных свит - зекарской (нижней) и везурской (верхней), которые проявились в Зруг-Гинатском тектоническом блоке (см. прил. № 1, 2 и 22).

#### **2.3.4.12. Аккабосская свита (K<sub>1ak</sub>)**

Выделена А.Е.Саламатиным (1979) в верховьях р.Сунжа.

На западе, в разрезе по р.Урух, без четкого разделения, отложения нижележащей гумуртаирской свиты переходят в отложения аккабоской, представленные, в основном, глинами темно-серыми, почти черными, слабо песчанистыми, известковистыми, слоистыми, вязкими жирными на ощупь с большим количеством прослоев (до 0,2 м) известняков песчанистых, песчаников темно-серых, глинисто-слюдястых с крупными

конкрециями мергельно-доломитового состава. В самых верхах свиты - слоистые мергели с примазками черной глины.

Мощность аккабоской свиты по р.Урух - 63,45 м. На запад она увеличивается до 140 м, по р.Псыгансу, а на восток - на р.Ардон до 120 м (В.А.Мельников, 1964).

В верховьях р.Урсдон (коринская площадь) серией структурных скважин вскрыты аналогичные отложения аккабоской свиты. Электрокаротаж показал значения “КС”, равные 2-3 Омм, и “ПС” - до 8 мВ.

Максимальная мощность установлена в скважине № 45 (1039) на р.Дур-Дур, равная 222 м.

Выделено большое количество макрофауны:

белемнит *Neohibolites stylioides* Rennyarten,

и пелециподы: *Inoceramus cfanglicus* Woods и *Variamusium ninal* Karak; а также *Inoceramus cincenricus* Park, *Anahaplites planus* (Mant), *Hoplites dentatus* Sow. и др.

В.А.Мельников (1964) для западной части приводит следующую характерную фауну аммонитов: *Acanthoplites uhligi* Anth., *A. bigotislan*, *A. tradschoedi* Kas., *A. aff. migneini* Seum., *A. aff. anthulai* Kas., *Tetragonites aff. dutali* d'Orb., *Hamites cf. rotundus* Sow.

В.А.Ермаков (1981) отмечает, что от р.Суагдон, до правого борта р.Ардон фациальных изменений в литологическом составе свиты не установлено. Это те же глины черные очень плотные алевритистые с шаровыми конкрециями (до 10 см в диаметре) сидерита. Общая карбонатность глин - 7,7 - 15,4%.

В тяжелой фракции присутствуют (в г/т): пирит - 0,6-652,3; магнетит - до 6,4; ильменит - до 20,1; лейкоксен - до 0,7; гранат - до 3,2; рутил - до 3,2; турмалин - до 3,4; хлорит - до 2,1. Возраст устанавливается по находкам фауны: *Inoceramus concentricus* Park, *I. sulcatus* Park, *Puzosta cf. majciana* Orb, *Hustceras sp. ind.*, *Plicatula gurgitis* Picr ... (Определение Л.Т.Долгих).

Н.Л.Энна (1988) отмечает, что аккабоская свита в левом борту р.Гизельдон представляет собой толщу глин с редкими прослоями песчаников и мергелей. С размывом она перекрывается известняками ичкерийской свиты, т.е. из разреза выпадает гордийская свита верхнего мела. Мощность аккабоской свиты здесь 465 м. В бассейне р.Фиагдон мощность описываемой свиты 20 м.

С геохимической стороны, толща характеризуется незначительным уменьшением содержания марганца, титана, циркония, свинца, бария. Исчезают такие элементы, как: цинк, фосфор, олово, ниобий, галлий, иттербий, скандий.



На аэрофотоснимках аккабоская свита дешифрируется совместно с подстилающими отложениями гумуртаирской свиты.

На востоке, в верховьях р.Камбилеевка (восточнее с.Тарское), по данным П.П.Забаринского (1952) разрез свиты представлен глинами темно-серыми с конкрециями и прослоями сидеритов, плотных мергелистых песчаников (20%). В верхней части свиты 13 метровая пачка чередования серых глин с серыми мергелями. Границу между отложениями аккабоской и гумуртаирской свитами провести очень трудно. Она проходит среди однообразной толщи черных песчанистых глин, в которых, как отмечает В.П.Ренгартен, органические остатки удается находить лишь случайно и спорадически. Зато верхняя граница свиты резкая и отчетливая. Черные глины с прослоями серых мергелей сменяются толщиной белых звонких известняков ичкерийской свиты турон-коньякского возраста. В основании толщи известняков конгломератовидный пласт мощностью 70 м, состоящий из гальки и валунов известняков, песчаников и доломитизированных мергелей (Х.Н.Собиев, 1967).

Изменения фациального состава свиты и ее мощностей демонстрируется на Рис.2.7.

### **2.3.4.13. Зекарская свита ( $K_1 zk$ )**

Описание отложений этой свиты В.А.Мельниковым (1964) дано по р.Риони, где породы зекарской свиты, представленные кварцитовидными песчаниками с прослоями пакетов листоватых глинистых сланцев, согласно лежат на отложениях джачиарской свиты. Мощность песчанистых прослоев 0,6-0,8 м, редко 1,0 м и больше. В верхней части свиты известковистость песчаников возрастает, они становятся синевато-серыми, сливными и по внешнему виду напоминают кварциты. Песчаники в свите распределены неравномерно. Местами они занимают 90% разреза, а местами 40-60%. В верхней части свиты прослой песчаников постепенно уменьшаются как по мощности, так и в количестве, постепенно заменяясь глинистыми сланцами вышележащей везурской свиты.

На территории Осетии отложения зекарской свиты известны в верховьях р.Гинат, где они, осложненные системой субширотных и северо-западных разрывных нарушений, представлены черными глинистыми сланцами ленточно-переслаивающимися с алевролитами. Отмечаются также прослой и отдельные пакеты (до 5 м) песчаников (Ю.В.Стариков, 1966).

Мощность свиты колеблется в пределах 300-500 м.

По возрасту отложения зекарской свиты условно отнесены к альбскому веку.

#### **2.3.4.14. Везурская свита ( $K_1 vz$ )**

Отложения этой свиты описаны В.А.Мельниковым (1964) в разрезе по р.Риони, где она представлена глинистыми сланцами темно-серыми прямослоистыми, листоватыми, с редкими прослойками серых и синевато-серых известковистых песчаников (6-8% разреза). Песчаники крепкие тонкозернистые. Видимая мощность свиты - 200 м.

На территории Северной Осетии отложения везурской свиты показаны неразделенными с отложениями зекарской свиты в верховье р.Гинат.

По возрасту отложения везурской свиты условно отнесены к альбскому веку.

#### **2.3.4. Поздняя меловая эпоха ( $K_2$ )**

Верхнемеловые отложения на территории Северной Осетии проявлены только в зоне Северной моноклинали, где они представлены четырьмя свитами, причем на графических материалах верхние три свиты показаны неразделенными из-за ярусного членения верхнемеловых отложений авторами геологических съемок прошлых лет, границы между которыми не совпадают с границами между свитами (Рис.2.7.).

Как следствие глыбовых перемещений, помимо полосы выхода верхнемеловых отложений в Лесистом хребте, имеют место локальные выходы этих отложений в Средне-Кобанской и Тарской депрессиях (листы К-38-41-Б и К-38-42-Б), на хребте Хосавдраг и на южном склоне Пастбищного хребта.

За основу расчленения верхнемеловых отложений Н.Л.Энн (1988) была принята региональная стратиграфическая схема верхнего мела Северо-Восточного Кавказа П.П.Лысенкова и П.В.Ботвинкина (1976), а границы между свитами проведены по литологическим признакам с учетом распространения макро- и микрофауны.

#### **Сеноманский век - ранняя фаза туронского века ( $K_2s - t_1$ )**

##### **2.3.4.15. Гордийская свита ( $K_2gr$ )**

Отложения гордийской свиты на западе описываемой территории (лист К-38-28-В) на поверхности не наблюдались. Они вскрыты структурными скважинами в 10 км севернее, в пос.Лескен, где к отложениям мощностью 7-9 м, сеноманского возраста по Ю.И.Гордиенко (1963), отнесены известняки серые с зеленоватым оттенком, скрытокристаллические, изредка тонкозернистые, неоднородного сложения, неслоистые,

трещиноватые с частыми прослоями зеленого карбонатно-глинистого материала. В верхней части отложений известняки слабо песчано-глинистые, к подошве песчаность увеличивается.

Макрофауна: *Inoceramus cf. crippei* Mant.

Микрофауна: *Anomalina cuvilliri* (Gurbonnier) sub. sp. *savelicvi* Vass.,

*Anomalina berthelini* Keller;

*A. arbiculata* (Kuznezova);

*Cubicides off kerisensis* Vass.;

Многочисленные: *Thalmaninaella appenninica* (Reus); *Rotaliza* (Tappan); *Praeglabotruncana sferphoni* (Gand) и др.

В разрезе по р.Урух В.А.Мельников выделяет толщу известняков желто-серого цвета, песчаных с тремя (2,5 см) прослоями зеленовато-серых известковистых глин. Мощность 2,55 м. В верхней части этой пачки пород имеются окатанные мелкие гальки известняков, указывающие на размыв в сеноманское время, а отсутствие отложений раннетуронского возраста говорит о размыве и в это время.

В.А.Мельников (1964) характеризует разрез по р.Скумидон (приток р.Урсдон) как переслаивание известняков песчаных (2,2 м) с алевролитами серо-зеленого цвета (1,0 м) и мергелями зеленовато-серого цвета (0,4 м). Последние перекрываются белыми известняками ичкерийской свиты. В этом же разрезе, в скважинах коринской площади подсечена пачка мелоподобных известняков, участками даже мела, с прослойками глины (7 см) серовато-зеленого цвета, относимые к гордийской свите. Мощность 9-10 м.

Содержание  $\text{CaCO}_3$  - 95%, органических остатков - 5-8%. Органический детрит представлен преимущественно фораминиферами.

По данным электрокаротажа значения "КС" варьируют в пределах 50-300 Ом. "ПС" дает отрицательные аномалии.

Граница между верхне- и нижнемеловыми отложениями четко отбивается на кривой гамма-каротажа. Гаммаактивность отложений верхнего мела равна 2,5-8 гаммам, а нижнемеловых - 12-17 гаммам.

Для Коринской площади В.Л.Мкртычев (1965) приводит следующую микрофауну: *Anomalina berthelini* Keller,

*Geroidina niticla* (Reuss),

*Bolivinita couvigeniformis* Keller,

*Globigerina globigerinellinoides* Subboina,

*Rotalipora* of. *appenninica* (Renz),

*R. cf. reicheli* Mornod; *Ticinella* cf. *gaultina* Morozova и др.

В.А.Ермаков, изучая отложения, относимые к гордийской свите, указывает на их отсутствие в междуречье Фашалгардон-Ардон и далее на восток 3 км. Однако по данным Г.П.Булацева (1987) в скважине № 3Т (2010) на глубине 423-443 м вскрыт прослой известняка, который можно отнести к гордийской свите. В естественных обнажениях наблюдается лишь верхняя часть свиты, представленная переслаиванием мергелей темно-серых (50-60%), известняков белых (35-40%) и глин светло-серых. Мергели глинистые с линзовидными пиритовыми конкрециями и прослоями буровато-серых песчаников и аргиллитоподобных глин. Мощность свиты 0-40 м.

Общая карбонатность мергелей 77%. Ее тяжелую фракцию слагают следующие минералы (в г/т): пирит - до 1380,8; магнетит - до 10,4; лейкоксен - до 17,2; лимонит+гетит - до 10,4; циркон - до 10,4; рутил - до 6,9; барит - до 2002,2. Общая карбонатность известняков - 93%. в тяжелой фракции присутствуют (г/т): пирит - 0,24; ильменит - 0,2; лейкоксен - 0,4; лимонит+гетит - 1,8; гранат - 0,5; циркон - 1,8; рутил - 0,6; барит - 1,4.

Общая карбонатность глин 45%. Минералы, слагающие тяжелую фракцию, следующие (г/т): циркон - 4,7; турмалин - 4,7; барит - 4687,9.

Восточнее р.Терек, в полосе выхода верхнего мела, приуроченного к Лесистому хребту, из разреза выпадают, по данным В.П.Ренгартена (1931) и других исследователей, отложения гордийской свиты сеноманского и раннетуронского возраста, которые здесь размыты.

В то же время, Х.Н.Собиевым и др. (1967) в ходе структурно-поискового бурения, в скважине № 5 (1234), в 4-х км на восток от сел.Тарское, вскрыт конгломератовидный пласт, состоящий из гальки и валунов известняка мощностью 70 м. Аналогичные породы были описаны В.П.Ренгартеном и К.А.Прокоповым (1931,1936) по р.Асса, относимые к нижней части туронского яруса (верхнегордийской свиты).

Неразмытым остался выход гордийской свиты в южной полосе его выхода, на склоне Пастбищного хребта.

## **Туронский век, поздняя фаза - коньякский век ( $K_2t_2-k$ )**

### **2.3.4.16. Ичкерийская свита ( $K_2i_1$ )**

Выделена П.П.Лысенковым, П.В.Ботвинником (1976) в бассейне р.Чанты-Аргун (Чеченская республика).

Отложения ичкерийской свиты в комплексе с зонахской и нехилойской свитами, как единая неразделенная толща сенонского возраста, узкой полосой прослеживается в субширотном направлении в пределах зоны Северной моноклинали. Исключение

составляет ситуация на листе К-38-28-В, где ичкерийская и зонахская свиты показаны Н.Л.Энной (1996) отдельно.

Отложения сенонского возраста выходят на поверхность в Лесистом хребте. Вследствии глыбовых перемещений по взбросо-надвиговым разломам имеют место повторные выходы этих отложений в междуречье Фиагдон-Гизельдон на хребте Хошавдраг и в верховьях р.Камбилеевка на Пастбищном хребте.

На западе, в разрезе по р.Лескен, в 12-16 км севернее выхода отложений ичкерийской свиты на поверхность, Ю.И.Гордиенко (1963), по данным бурения структурных скважин на нефть и газ, дает следующую характеристику отложениям ичкерийской свиты, разделенных им на две подсвиты.

Нижняя ичкерийская подсвита туронского возраста сложена известняками светло-серыми, участками почти белыми с зеленоватым оттенком, мелко и тонкозернистыми, однородного и местами неоднородного сложения, крепкими, волнисто-слоистыми с довольно большим количеством тонких волнистых прослоечков зеленых глин. Довольно часто встречаются прослойки розовых и красных известняков.

Макрофауна: обломки *Inoceramus* sp.

Микрофауна: *Globotruncana linneian* (Orb.),

*G. lapparenti* Brotzcn,

*Stensioina pralexshculpta* (Keller) и др.

Мощность варьирует в пределах 15-29 м.

Верхняя ичкерийская подсвита коньякского возраста сложена известняками светло-серыми с зеленоватым оттенком, однородного мелкозернистого сложения, слабо трещиноватыми. Трещины горизонтальные, заполненные темно-зеленым глинистым материалом. Изредка встречаются сутуростилолитовые швы и тонкие волнистые прослойки зеленых сильно известковистых глин.

Макрофауна: обломки *Inoceramus* sp. и *Pelecypod*,

Микрофауна: *Arehabulimina orbigny* (Reuss),

*Ar.presli* (Reuss),

*Gaudryina* off. *Lacigata* Franke,

*Stensioina emschirica* Barysch,

*Globotruncana paraventricosa* (Hafner) и др.

Мощность подсвиты - 33 м.

Восточнее, в разрезе по р.Урсдон, по данным структурного бурения на Коринской площади отложения ичкерийской свиты мало чем отличаются от вышеописанных отложений по р.Лескен.

По данным электрокаротажа скважин «КС» варьирует в пределах 100-250 Ом, достигая даже 500-600 Ом. «ПС» - неоднозначна, в одних скважинах кривая дифференцированная, в других - прямая.

В.А.Мельников (1964) выделяет аналогичные литологические разности пород. Это известняки белые слоистые с желваками кремней (5-6 м), выше известняки белые, плотные, крепкие с пропластками зеленого мергеля, с гнездами и включениями пирита (13,7 м), выше известняки светло-серые, очень крепкие, и далее кремневые и светло-серые известняки мощностью 40 м. К ним надо приплюсовать 31-40 м розовых и кремневых известняков коньякского возраста по данным Е.И.Коваленко (1963).

Взаимоотношения с вышележащими отложениями зонахской свиты неясны. В дополнении к этому, недостаточная охарактеризованность фауной, вынудила В.А.Мельникова (1964) рассматривать совместно отложения коньякского и сантонского возрастов, т.е. ичкерийской и зонахской свит.

Далее на восток отложения ичкерийской свиты прослеживаются до бассейна р.Цраудон. Представлена свита известняками розового, красно-коричневого и белого цвета с горизонтами внутрiformационных размывов в основании.

В чередовании известняков разного цвета участвуют тонкие прослои красно-коричневых глин (1-2 см) и мергелей (3-5 см). Известняков - 80-90%, глин - 5-7%, мергелей до 10%.

Мощность отложений 20-35 м. В бассейне р.Ардон они отсутствуют (В.А.Ермаков, 1981). Известняки характеризуются высокой карбонатностью - 90-95%.

На аэрофотоснимках отложения характеризуются светло-серым фототонном, крутыми скальными обрывами в рельефе.

Описываемые отложения с угловым несогласием ложатся на разные слои известняков и мергелей гордийской свиты. Верхний контакт с отложениями зонахской свиты трансгрессивный.

В.А.Ермаков (1981) приводит следующую фауну и микрофауну, характеризующую возраст ичкерийской свиты:

1. Туронского возраста:

*Globorotalites micheliniamis* (Orbigny) *eouvigeriformis* Keller;

*Bolvinopsis praelouga* (Reuss);

*Anomalina berthelina* Keller;

*A. Kelleri* Mjobl.,

*Cibicides* cf. *praceriksdalensis* Vass.,

*C. polyrraphes* var. *polyrraphes* Reuss.,

*Globigerina agalarovae* Vass.

2. Коньякского возраста:

*Conulus subconicus* Orb;

*Inoceramus* cf. *wandereri* Andert,

*In.* sp. indet; *In.* cf. *inconstans* Woods;

*In.* cf. *lusatiae* Andert.

Восточнее р. Ардон выходы пород ичкерийской свиты прослеживаются за р. Сунжа.

Мощность их увеличивается до 100 м. В толще преобладают известняки красного или красноватого цвета с прослоями красного мергеля (В.И. Робинсон, 1948).

Южный выход пород ичкерийской свиты на хребте Хошавдраг (район сел. Кобань), также сложен, в основном, известняками с прослоями мергелей мощностью 102 м. В основании свиты залегают известняки светло-серые, плотные, с раковистым изломом, с прослоем (0,3 м) зеленовато-серых алевритистых мергелей, с включениями полуокатанных обломков плотных карбонатных песчаников. Выше - преобладают известняки розового и кирпично-красного цвета.

Среди светло-серых известняков имеют место прослои белых известняков с включениями кремнистых конкреций (2x8 см) коричневого цвета.

Отложения свиты в физических полях не отражаются.

Коньякский возраст подтверждается находкой

*Inoceramus* cf. *wandereri* Andert;

*I.* sp. (ex. gr. *deformis* Meek);

*I.* *koentni* Muller;

*I.* *schloenbachi* Roehm;

*I.* cf. *inconstans* Woods,

а позднегуронский

*Inoceramus* sp. (ex. gr. *apicalis* Woods),

*I.* sp. (ex. gr. *lusatiae* Anders).

В разрезах по р.р. Камбилеевка и Асса В.П. Ренгартен к породам туронского возраста относит плотные белые известняки с ничтожной примесью глины.

Анализ этой породы дал следующие результаты:

Кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ) ..... 2,02%

Глинозема ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) ..... 0,88%

Окиси железа ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) ..... 1,01%

Извести ( $\text{CaO}$ ) ..... 52,77%

Магнезии ( $\text{MgO}$ ) ..... 0,68%

Углекислоты (CO <sub>2</sub> ) .....	42,52%
Сумма	99,88%.

Это весьма чистый известняк с ничтожной примесью глины. Качественный анализ указал на присутствие в породе (белом известняке) небольшого количества азотнокислых солей, выражающегося в долях процента. Какие это разности селитры (нитрокалит, нитронатрит или нитрокальцит), не установлено. Как отмечает А.П.Герасимов, такое содержание селитры обнаруживают почти все верхнемеловые известняки на Кавказе.

К толще туронского возраста В.П.Ренгартен относит вышележащее чередование белых, розовых известняков и зеленоватых мергелей. Общая мощность ичкерийской свиты в бассейне р.Камбилеевка порядка 75 м.

Анализ розового известняка, окраска которого различна по интенсивности и распределена незакономерно, дала сходный результата с предыдущим (белых известняков):

Кремнезема (SiO <sub>2</sub> ) .....	2,06%
Глинозема (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) .....	1,89%
Окиси железа (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) .....	0,31%
Извести (CaO) .....	52,86%
Магнезии (MgO) .....	0,32%
Углекислоты (CO <sub>2</sub> ) .....	42,85%
Сумма	100,29%.

### **Сантонский век, поздняя фаза - кампанский век (K<sub>2st2</sub> - km)**

#### **2.3.4.17. Зонахская свита (K<sub>2zl</sub>)**

Выделена П.П.Лысенковым, П.В.Ботвинкиным (1976). Стратотип по р.Чанты-Аргун у сел.Зонах Чеченская республика.

На прилагаемой графике (Прил. 5, 6, 15, 16, 19, 20) отложения зонахской свиты показаны в комплексе с породами ичкерийской и нехилойской свит, т.е. как комплекс пород сенонского (турон-коньяк-сантон-кампан-маастрихтского) возраста.

На западе рассматриваемой территории Ю.И.Гордиенко (1963) зонахская свита выделена из вышешотмеченного комплекса пород сенонского возраста. В бассейне р.Лескен и далее на запад она представлена двумя подсвитами.



Нижняя подсвита ( $K_2zn_1$ ), сантонского возраста, сложена известняками белого цвета, мелоподобными, тонкозернистыми, однородного сложения, неслоистыми, трещиноватыми, с редкими стилолитовыми швами, выполненными глинистым материалом буровато-зеленого цвета, известковистого.

В подошве подсвиты 15-и метровая пачка розовых известняков, скрытокристаллических, однородного сложения с крупными стилолитовыми швами горизонтальной ориентировки, выполненными темно-коричневым крепким глинистым материалом.

Подсвиты характеризуются следующей микрофауной:

*Globotruncana coronata* Bolli,

*G. ex. gr. arca* (Sushm),

*Parella whitei var crassa* (Vassilenko),

*Anomalina off umbilicatula* Mjatliuk и др.

мощность подсвиты увеличивается с юга на север от 42 м до 68 м.

Верхняя подсвита ( $K_2zn_2$ ) кампанского возраста представлена, в основном, известняками светло-серого, почти белого цвета с зеленоватым оттенком, зеленовато-серыми, тонкозернистыми, неоднородного сложения за счет большого количества тонких волнистых и линзовидных прослоечков зеленых сильно известковистых глин, трещиноватых, крепких. Часто встречаются сутуростилолитовые швы горизонтальной и вертикальной ориентировки, выполненные темно-зеленым глинистым материалом.

Изредка встречаются прослойки (2-3 м) мергелей серых, с зеленоватым оттенком, слоистых, приуроченных, в основном, к подошве верхней подсвиты.

Граница с вышележащими породами нехилойской свиты легко отбивается по появлению пачки, представленной чередованием слоев известняков серо-зеленого, розового и коричневого цвета, скрытокристаллических, неоднородного сложения, волнистых за счет тонких прослоек темно-коричневых, сильно известковистых глин.

В отложениях верхней подсвиты зонахской свиты встречены обломки ежей, брахиопод, криноидей:

*Inoceramus cf. capitosus* Renng,

*I. cf. salisburgensis* Fyggerot Kastner.

Из микрофауны большое количество:

*Cibicides actylagogensis* Vass.,

*C. oreinus* Vass.,

*Pseudotextularig off varians* Rzenak,

*Arenabulimina puschi* (Reuss),

*Bolivina inerassata* (Reuss),  
*Anomalina manterclinsis* Maric,  
*Stenlioina stellaria* Vassilenko.

Средняя мощность верхней подсвиты 115 м.

По данным И.М.Крисюк мощность в 2 раза меньше.

Общая мощность зонахской свиты  $\approx$  175 м.

В восточном направлении, в бассейне р.Урсдон, отложения зонахской свиты по литологическому составу и текстурно-структурным особенностям не отличаются от Лескенских и Аргуданских. Единственное отличие - это наличие в прослоях мергеля известковистого, многочисленных линзовидных включений известняка светло-серого или коричневого цвета. Макрофауна представлена обломками, а микрофауна - многочисленна и разнообразна: *Spiroplectamina carinata* (d'Orb) - редко,

*Ammodiscus incertus* (d'Orb),  
*Giroidina soldanii* (d'Orb),  
*Globogerina trivialis* Subb,  
*Eponides triimpyi* Nuttal,  
*Stensioina whitei* Morosova,  
*Anomalina cf. praeacuta* Vass.,  
*Cibicides off bembix* (Marsson).

По наличию во всех образцах микрофауны *Cibicides aktulagayensis* Vassilenko, В.Л.Мкртычев (1965) пришел к выводу о поздне-кампанском возрасте зонахской свиты в разрезах по р.Урсдон.

Возможно, что отложения сантонского возраста, т.е. нижняя подсвита зонахской свиты размыты.

По данным каротажа скважин, пробуренных в районе пос.Кора, "КС" достигает 10-30 Ом, а "ПС" - до +20 мВ.

Мощность отложений от 15 м по скв. 36 (1031) до 27 м по скв. 44 (1040).

И.М.Крисюк (1951) мощность в этом разрезе рассматриваемых отложений определяет в 115,4 м, Е.И.Коваленко (1963) в разрезе по р.Мастадон мощность зонахской свиты - 45 м. Нижнюю часть зонахской свиты Е.И.Коваленко считает сантонского возраста, следовательно, предполагать размыв нет основания.

В.А.Ермаков (1981) дает следующую характеристику отложений сантон-кампанского возраста в интервале между р.Суагдон (верховье р.Савердон) и р.Ардон.

К отложениям сантонского возраста отнесены белые известняки (пласты 0,1-0,15 м) с тонкими (менее 1 см) прослоями бледно-розовых глин или сильно глинистых мергелей.

Мощность отложений 4 м с уменьшением в восточном направлении до 0. Известняки крепкие, с раковистым изломом, тонкоплитчатые, слаботрещиноватые. С нижележащими породами ичкерийской свиты согласное залегание. Микрофауна сантонского возраста:

*Bolivinooides laovigatus* var. *finitima* Vass,

*Globotruncana coronata* Bolli, *Parella gracilis* Brotma Vass,

*Anomalina* cf. *monterelensis* Marie и много других.

Выше залегают отложения кампанского возраста, в основании которых имеет место “базальный” горизонт сложного внутреннего строения. Начинается горизонт маломощным (до 0,2 м) пластом глины, содержащей окатанные обломки белых известняков размером 1-2 см до 5-7 см и кремнистых стяжений удлиненно-округлой формы до 2 см в диаметре. Выше следуют конгломераты (0,2-0,5 м), состоящие из окатанных светло-серых и белых известняков, которые, в свою очередь, сменяются горизонтом ( $m=5$  м) с крупными блоками бледно-розовых и желтых известняков, погруженных в глинисто-мергельную основную массу. Здесь можно наблюдать: складки подводного оползания, своеобразные кластические дайки (глинистый материал в трещинах между отдельными блоками); обрывки пластов и линзы конгломератов из угловато-окатанных обломков известняков и мергелей на пестром глинисто-мергелистом цементе.

Вышележащая часть зонахской свиты кампанского возраста представлена переслаиванием известняков 60-80% и мергелей 20-25% с прослоями известковистых глин до 5%.

Общая мощность свиты - 10-50 м.

Известняки светло-серые со слабым зеленоватым оттенком, плотные, крепкие, массивные со стилолитами. Содержат до 15-25% органогенного материала, представленного раковинами фораминифер, замещенных кальцитом.

Мергели зеленовато-серые, тонкослоистые, плитчатые, в виде прослоев от 5 до 10 см мощности. Количество их увеличивается снизу - вверх по разрезу до 20-25%.

С размывом и конгломератами в основании, вышеописанные отложения ложатся на белые известняки сантонского возраста (размыв внутри зонахской свиты?), на пестрые известняки и мергели ичкерийской свиты и на черные и зеленые глины аккабосской свиты. Контакт с вышележащими образованиями согласный.

Из микрофауны разреза по р.Фашалгардон В.А.Ермаков (1981) приводит следующие экземпляры:

*Anamalina umbilicatulata* Mjatl,

*Bolivinooides decoratus* (Iones) var. *dracoformis* Vass,

*Neoflabellina* aff. *suturalis* cushman,

*Eponides conspectas* Vassilenko, и много других форм.

Восточнее бассейна р.Ардон А.В.Куликов (1962) не выделяет отдельно отложений зонахской свиты. Они (отложения) входят в комплекс пород сенонского (коньяк-маастрихтского) возраста, где они представлены, в основном, чистыми и глинистыми известняками с прослоями мергелей и. реже, мергелистых глин.

Более детально описывает отложения, которые можно отнести к зонахской свите В.Н.Робинсон (1948) по материалам В.П.Ренгартена (1933, 1947) в бассейнах рек Фиагдон и Гизельдон. Здесь в нижней части свиты развиты известняки белые плотные тонкослоистые с редкими прослоями розовых известняков, переходящих кверху в переслаивание белых известняков с зеленоватыми мергелями и со следующей фауной:

*Inoceramus* sp.,

*Echinocorys ovatus* Leske var. *petasata* Lamb,

*Pseudoffaster* cf. *cancasicus* L. Dru.

Мощность отложений, которые относятся к зонахской и нехилойской свитам по данным В.Н.Робинсона (1948) - 220 м в бассейнах рек Фиагдон-Гизельдон.

На участке рек Терек-Сунжа Собиев Х.Н. (1967) по данным структурного бурения дает сводное описание отложений сенонского (коньяк-маастрихтского) возраста, в которых, в отличие от вышеописанной характеристики пород толщи, по трещиноватости развит кальцит, а мощность равна 150 м.

В южном выходе верхнемеловых отложений на хребте Хошавдраг (кобанская депрессия) по данным Н.Л.Энны (1988), отложения зонахской свиты согласно залегают на подстилающих породах. Нижняя граница проводится по исчезновению мергелей розовых и кирпично-красного цвета. Кровля свиты в этом месте не обнажена. Здесь она по разрывному нарушению контактирует с глинами палеогена.

Видимая мощность свиты 73 м. Характерной особенностью слагающих ее известняков является их белая со слабо зеленоватым оттенком окраска. Это очень крепкие, с раковистым изломом, плитчатые породы. Мощность пластов от 5-10 см до 0,5-1 м. В тяжелой фракции присутствуют пирит, магнетит, ильменит, лейкоксен, гранат, циркон, рутил, анатаз, турмалин, пироксены, глауконит.

Общая карбонатность достигает 98-99%.

Мергели зеленовато-серые, плитчатые (0,03-0,3 м), количество их уменьшается по разрезу.

В физических полях отложения не отражаются. На аэрофотоснимках известняки зонахской свиты дешифрируются неуверенно.

Кампанский возраст свиты устанавливается на основании находок фауны (Н.Л.Энна, 1988):

Микрофауна: *Globotruncata desioi* Gand.,

*G. linneana* Orb., *G. globigerinoides* (Marie),

*G. fornicata* Plum.,

*Globotruncanita elevata* (Brotz),

*G. aspera* Hofk., *Marssonella* sp.,

*Heferonelix striata* (Ehr.),

*Neoflabelina rugosa* (Orb.).

Фауна: *Inoceramus* ex. gr. *balticus* Boehm.

## Маастрихтский век ( $K_2m$ )

### 2.3.4.18. Нехилойская свита ( $K_2nh$ )

Выделена П.П.Лысенковым и П.В.Ботвинником (1976) на р.Чанты-Аргун Чеченской республики.

На прилагаемой графике (Прил. 5, 6, 15, 16, 19, 20) отложения нехилойской свиты показаны в комплексе с породами ичкерийской и нехилойской свит. Возраст этих свит принят сенонским (турон-маастрихтским).

В разрезах по рр.Мастидон, Скуммидон, по данным Е.И.Коваленко (1963) преобладают известняки белого цвета в нижней части разреза (до 35 м из 80 м общей мощности).

Восточнее, на р.Савердон встречаются известняки только светло-серого цвета с примазками зеленоватого мергеля. мощность в этом разрезе уменьшилась до 40-50 м.

На западе рассматриваемой территории, от бассейна р.Лескен, до бассейна р.Урсдон Ю.И.Гордиенко (1963) и В.Л.Мкртычев (1965) дают следующую характеристику нехилойской свите.

Представлена свита известняками светло-серыми, почти белыми со слабым зеленоватым оттенком. На отдельных участках известняки мелоподобные. Все они скрытокристаллические, тонкозернистые, однородного сложения, массивно-слоистые,

крепкие, с крупными стилолитовыми швами, выполненными серо-зеленым глинистым материалом с тонкими прослоями мергелей.

Взаимоотношения с ниже и вышележащими образованиями согласные.

Е.Е.Милановский и В.Е.Хаин (1963), описывая отложения, относимые к нехилойской свите, считают, что они состоят из известняков и мергелей, но известняки становятся более крупнозернистыми и заметно песчанистыми по сравнению с нижележащими толщами.

Отличается нехилойская свита от выше и нижележащих образований по литологии и каротажной характеристике. “КС” изменяется в пределах 100-200 Омм, а “ПС” не дифференцированная.

Средняя мощность нехилойской свиты на р.Лескен 85 м, а в бассейне р.Урсдон - от 26 м в скв. 44 (1040) на р.Бол. Дур-Дур до 84 м в скв. 38 (1035) в устье р.Скумидон.

В бассейне р.Лескен из керна структурных скважин выделены и определены.

Из макрофауны - обломки *Inoceramus* sp.,

*Terebratula* sp.

Из микрофауны: *Pseudotextularia* off *varians* Pzehak,

*Arenobulimina* *puschi* (Reuss),

*Hetarostomella* off *ruthenieu* (Reuss),

*Bolinoides* *draco* (Morsson),

*Anomalina* *monterelensis* (Plummer) и др.

В бассейне р.Урсдон - определена следующая микрофауна:

*Bolivina* *incrassata* Reuss v. *crassa* Vass.,

*Cibicides* *spiripunctatus* Gall et Morr.,

*Pseudotextularia* *varians* (Rzehak),

*Stensioina* *exculpta* Reuss,

*Arenobulimina* *presli* Reuss,

*Globotruncana* *arca* Cushman.

В восточном направлении по бассейну р.Ардон в разрезах увеличивается содержание прослоев мергелей и известковистых глин. Мощность свиты изменчива, от 27 м до 90 м на р.Фашалгардон.

В.А.Ермаков (1981) дает следующую литологическую характеристику нехилойской свите в этом интервале. Это тонкоплитчатые известняки (пласты от 2-3 до 30 см), чередующиеся с сильно известковистыми и глинистыми мергелями и известковистыми глинами.

Известняки светло-серые и белые, плотные, крепкие, на 50-60% сложены мелкораздробленным органогенным детритом (обломки раковин фораминифер и др.).

Общая карбонатность 80,6-20,6%. Тяжелая фракция представлена (в г/т): пирит - 0,04-1,1; ильменит - 0,1-0,8; лейкоксен - 0,1-1,1; лимонит+гетит - 0,01-2,7; гранат - 0,002-0,7; циркон - 0,2-1,5; рутил - 0,03-1,8; анатаз - 0,004-0,9; турмалин - 0,008-0,6; амфиболы - 0,002-0,7; пироксены - 0-0,7; глауконит.

Сильно известковистые мергели обычно бледно-зеленовато-серого цвета, листоватые, хрупкие. Карбонатность их 80-85%.

Глинистые мергели и глины встречаются в виде тонких (до 1 см) прослоев и примазок на плоскостях наслоения.

На аэрофотоснимках отложения нехилойской свиты характеризуются темно-серым фототонном, резко выраженными положительными формами рельефа.

Взаимоотношения с ниже и вышележащими свитами согласные.

Маастрихтский возраст отложений устанавливается на основании фауны: *Inoceramus tegulatus* v. Hag.,

*Pachydiscus neubergichs* (Haner),

*P. colligatus* (Binkhorst). (П.Т. Долгих).

и микрофауны:

*Bolivina* cf. *inerassata* Reuss var. *crassa* Vass,

*Pseudouvierina plummerae* Cushman,

*Bolivinoidea draco* (Marssou),

*Pseudotextularia varians* Pzehak,

*Gumbelina clegans* Rzchak,

*Grummostomum incrassatum* (Reuss) и мн. другие.

Восточнее р. Ардон исследователи Северного Кавказа на территории Горной Осетии отложений маастрихтского возраста не выделяли. Породы этого возраста по Е.Е. Милановскому и В.Е. Хаину (1963) представлены известняками и мергелями, но известняки несколько более крупнозернистые и заметно песчанистые.

В бассейне р. Камбилеевка-Сунжа отложения маастрихтского возраста входят в 213 метровую толщу белых звонких неясно-слоистых известняков кампан - датского возраста. Порода местами (В.П. Ренгартен, 1931) обнаруживает ясную слоистость и даже чередуется с прослойками светло-серого мергеля. При слабо выраженной слоистости порода колется на остроугольные обломки. Из фауны имеются только обломки *Inoceramus* и *Echinocorys*.

Из вышеприведенного описания видно, что верхнемеловые отложения характеризуются резкими колебаниями мощностей отдельных свит: от "0" до 70 м отложения гордийской свиты, от 15 до 75 м ичкерийской, от 10 до 183 м - зонахской и от 27 до 90 м - нехилойской свиты. В сумме - отложения верхнего мела колеблются в пределах 52-418 м. При общем неравномерном распределении мощностей, как по падению, так и по простиранию пород, намечается постепенное их нарастание в восточном направлении.

## **2.4. КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА (KZ)**

### **2.4.1. Палеогеновый период (P)**

Образования палеогена в виде прерывистой полосы прослеживаются вдоль Лесистого хребта, участвуя в строении зоны Северной моноклинали. Размытыми являются участки выхода палеогеновых отложений между р.р. Урух-Дур-Дур и Удсдон-Ардон. Доминирующая роль принадлежит отложениям палеоцена и эоцена (урухской свите и фораминиферовой серии). Отложения олигоцена образуют единый комплекс с нижним миоценом (майкопская серия), который описывается в соответствующем разделе.

#### **Палеоценовая эпоха, датский век (P<sub>1d</sub>)**

##### **2.4.1.1. Урухская свита (Pur)**

Выделена Г.П.Леоновым и В.П.Алимариной в 1964 г. на р.Урух.

Западнее р.Урух, в бассейне р.Лескен по данным структурного бурения Ю.И.Гордиенко (1963) разделяет отложения, относимые к урухской свите, на две части: нижнюю - соответствующую датскому ярусу и верхнюю - эльбурганскому горизонту.

Нижняя часть мощностью 21-22 м сложена, в основном, известняками светло-серыми и зеленовато-серыми, скрытокристаллическими, неяснослоистыми, трещиноватыми, с сутуростилолитовыми швами, выполненными зеленым глинистым материалом, крепкими, с редкими прослоями зеленых мягких мергелей.

Среди зеленовато-серых известняков встречаются пачки мощностью до 9 м розовых и коричневых известняков аналогичной структуры.

Макрофауна не встречена. Из микрофауны встречены:

*Spiroplectomina ex gr. carinata* (Orb.),

*Gaudryina retusa* Cushman,

*Heterostomella ex gr. convergens* Keller и др.



Верхняя часть, мощностью 10-14 м, сложена мергелями зеленовато-серыми с прослоями известняков. Мергели преобладают. Известняки светло-серые, почти белые со слабым зеленоватым оттенком, тонкозернистые, неоднородного сложения, трещиноватые, со стилолитовыми швами.

Из микрофауны в этой части свиты встречены:

*Acarinina conicotruncata* Subb.;

*Globigerina trivialis* Subb; *G. ongulata* (White);

*G. vorianta* subb и др.

Общая мощность урухской свиты - 31-36 м.

Восточнее, между р.р.Урух-Дур-Дур отложения урухской свиты частично размыты и перекрыты вышележащими отложениями свиты рухс-дзуар плиоцен-эоплейстоценового возраста.

В бассейне р.Урсдон, по данным структурного бурения, на Коринской площади (В.Л.Мкртычев, 1965) урухская свита сложена, в основном, известняками светло-серыми с зеленоватым оттенком с прослоями розовых и коричневых известняков.

В известняках встречаются тонкие прослои (до 5 мм) зеленых глин и мергелей.

Органогенные криптозернистые известняки содержат: карбоната - 70%, органических остатков - 30% и знаки кремния, хлорита, лимонита.

Пелитоморфные известняки содержат: карбоната - 90%, органических остатков - 5%, глинистых частиц - 5%. По данным электрокаротажа - "КС" - 8-14 Ом, "ПС" - (-5 мВ).

Микрофауна: *Spiroplectamina carinata* (d'Orb), *Ammodiscus inartus* (d'Orb), *Gyroidina Soldahu* (d'Orb), *Globigerina trivialis* Subb, *Eponides triimpyi* Nuttal, *Stensioina whitei* Morozova, *Anomalina cf. praeacuta* Vass., *Cibicides aff. bembix* (Marsson). Мощность урухской свиты 15 м в скважине № 45 (1039) и 20 м в скважине №37 (1034), расположенной в 5 км восточнее.

Далее, на восток от истоков р.Мастанон на западе, до правобережья р.Ардон, отложения урухской свиты (по В.А.Ермакову, 1981) сложены мергелями различной степени известковистости и глинистости голубовато-серого, светло-зеленовато-серого в переслаивании с известняками в средней части разреза, где количество прослоев известняка доходит до 40%. Мощность прослоев 5-20 см. Для этой части разреза, мощностью 34 м, характерна пестрая (зеленовато-серая, голубовато-серая, пятнистая, красно-коричневая) окраска всех типов пород. Выше залегает 6-ти метровая пачка равномерного переслаивания мергелей зеленовато-серых известковистых и красно-коричневых глинистых (60%).

Мощность в данном интервале увеличивается с запада на восток от 11 м до 40 м.

На р.Фашалгардон В.А.Ермаков (1981) дает описание отложений эльбурганской свиты, являющейся составной частью урухской свиты, ее верхней частью состоящей из чередования зеленовато-серых глинистых (70%) и известковистых (20%) мергелей с подчиненными прослоями сильно известковистых глин (10%). В верхней части этого разреза наблюдаются прослой белых известняков и сильно известковистых мергелей (до 90%), переслаивающиеся с глинами (3-5 см) - 10-15%.

Характерна микрофауна: *Globorotalia pseudomenardii* Bolli,

*G. kubunensis* Schutzk, *Acarinina convcotruncata*, Schutz,

*A. pruerpentacamerata* Schutz и др.

Общая мощность урухской свиты 23-53 м.

На аэрофотоснимках отложения урухской свиты характеризуются густым темно-серым фототонном, положительными формами микрорельефа, крутыми участками склонов.

Контакт между верхнемеловыми отложениями и урухской свитой согласный. Граница с вышележащей фораминиферовой серией проводится по исчезновению пестрой окраски мергелей, развитых в верхней части урухской свиты.

Датский возраст отложений урухской свиты принят (В.А.Ермаков, 1981) на основании находок морских ежей из рода *Echinocorys*, в частности *Echinocorys pyrenaisue* Seun, и многочисленной микрофауны: *Belivinooides delicatulus* Lushman, *Globocomusa day* bjergensis (Bionniman), *Globorotalia compressa* Plummer, *Bolivina plaita* Carssey, *Globigerina triangularis* White, *Gumbelina pseudotessera* Cushman, *Acarinina inconstans* Subb, *A. trinidadensis* (Bolli), *A. indolensis* Moroz, *A. spiralis* (Bolli) и др.

Между рр.Ардон и Фиагдон отложения урухской свиты отсутствуют. В разрезе по р.Суагдон - на протяжении около 800 м и в разрезе по левому притоку р.Хаталдон - на протяжении около 2000 м. На этих участках отложения вышележащей фораминиферовой серии согласно залегают на отложениях верхнего мела.

Краткое описание отложений датского возраста В.А.Мельников (1062) дает для разреза в бассейне р.Черная, где они представлены чередованием красных известняков с прослоями более мягкого мергеля и светло-серых известняков. Мощность 17,0 м. Западнее, в разрезе по р.Кодахчиндон (Майрамадагдон) известняки светло-серые и белые с прослоями зеленых мергелей. Они перекрываются красно-бурыми мягкими мергелями с редкими прослоями глинистых известняков общей мощностью 12-13 м. По П.П.Забаринскому (1948) мощность - 9 м.

В левом борту р.Терек структурно-поисковыми скважинами №№ 11(1022) и 26 (1023) вскрыты отложения датского возраста, представленные чередованием известняков и мергелей.

Известняки зеленовато-серые, белые, коричневатые-серые плотные трещиноватые с редкими, очень тонкими, прослоями глины мергелистой плотной темно-серой.

Мергели зеленовато-серые неслоистые плотные трещиноватые, иногда сильно известковистые, до переходящих в известняки.

Датский возраст урухской свиты подтверждается микрофауной:

*Anomalina ekblomi* Brotzen),

*Bolivinopsis carinatiformis* Morozova,

*Naiphragmoides deformis* Andre,

*Clavulinoides dagestanicus* Morozova и др.

Верхняя граница урухской свиты проводится по границе между пестроцветными мергелями и известняками. Нижняя граница описываемых пород проводится довольно четко по кровле верхнемеловых известняков светло-серого цвета и по резкому уменьшению кажущегося электросопротивления и кривой “ПС”.

Мощность урухской свиты на этом участке 32 м. Х.Н.Собиев (1967), анализируя материалы И.М.Крисюк 1950 года и данные структурного бурения, выделение по р.Сунжа отложений датского возраста считает невозможным. В то же время, еще В.П.Ренгартеном была выделена 7-я свита кампан-датского возраста мощностью в 213 м в Ассинском районе, сложенная известняками белыми неясно-слоистыми звонкими. Здесь, на р.Асса, отложения 7-ой свиты переходят в отложения третичного возраста без малейших следов перерыва. Следовательно (В.П.Ренгартен, 1931), верхняя часть белых известняков 7-ой свиты эквивалентна отложениям датского возраста (т.е. урухской свите). Недостаточность палеонтологических указаний вынудило В.П.Ренгартена возраст 7-ой свиты отнести к кампан-датскому веку.

### **Палеоцен-эоценовая эпоха.**

#### **Фораминиферовая серия (P<sub>1-2</sub> fs)**

Отложения фораминиферовой серии, согласно опорной легенде к геолкартам масштаба 1:50 000 (В.А.Ермаков, 1989), на территории РСО-А подразделены на ряд свит (снизу-вверх): нальчикская, черкесская, керестинская, кумская и белоглинская. Корреляция данного деления фораминиферовой серии на свиты с делениями этой толщи

рядом исследователей Северного Кавказа отрицает возможность выделения их на графических материалах данной работы. Характер фациальных и мощностных изменений отложений фораминиферовой серии по простиранию по данным структурного бурения на нефть и газ отражен в прил. 28 .

С.А.Либерманом и А.И.Буровым (1995) было установлено присутствие цеолитов (клиноптилолита) в количестве до 37% в отложениях палеоцен-эоценового возраста, кроме кумской и белоглинской свит на территории Краснодарского края. Ведущим для предварительной оценки является литологический критерий. К перспективным относятся диагенезированные терригенные осадки: аргиллиты, аргиллитоподобные глины, глинистые алевролиты, глинистые мергели. По данным В.Н.Силантьева (1991) наличие клиноптилолита выявлено в битуминозных мергелях кумской свиты на р.Фарс. Суммарная полезная мощность цеолитоносных отложений 3-12 м.

#### ***2.4.1.2. Нальчикская (P<sub>1-2</sub>нч) и черкесская (P<sub>1-2</sub>чр) свиты***

Нальчикская свита выделена Б.П.Жижченко в 1953 г. Название дано по г.Нальчик, С.Кавказ. Объединяет свиту горячего ключа и абазанскую свиту.

Черкесская свита выделена Б.П.Жижченко в 1953 г. Название дано по г.Черкесск.

В работах В.А.Мельникова (1962,1964) этим отложениям соответствуют (снизу-вверх) пестроцветная толща и сунженская свита. В работах А.В.Куликова (1962) - только пестроцветная толща. У В.А.Ермакова - это палеоцен-нижне-среднеэоценовые отложения без подразделения на свиты.

Западнее р.Урух Ю.И.Гордиенко (1963) дает следующую характеристику отложениям нальчикской и черкесской свит.

Нальчикская (P<sub>1-2</sub> нч) свита начинается мергелями зелеными, изредка с голубоватым оттенком, часто пятнистыми за счет темно-фиолетовых пятен и разводов, неяснослоистыми, со слегка бугристым изломом, плотными, с фауной свиты горячего ключа.

Выше повсеместно залегают зеленые мергелистые глины и мергели, часто с темно-фиолетовыми разводами, неяснослоистые плотные. Мощность 8-17 м с фораминиферами абазинской свиты (*Acarinina acorinota* Subb).

Провести границу между абазинской свитой и свитой горячего ключа весьма трудно, так как ни литология, ни микрофауна, ни каротажная диаграмма четкой границы не дают.

Общая мощность нальчикской свиты до 29 м на р.Аргудан.

Черкесская свита (P<sub>1-2</sub> čr) представлена чередованием мергелей зеленых, желтых, желто-зеленых, коричневых, розовых, коричнево-красных неслоистых с мелкобугристым изломом, плотных, с редкими прослойками мергелеподобных глин.

Микрофауна: *Acarinina crassovormis* (Gallaway Mazzeu),

*A. rotundimarginata* Subb; *Globorotalia marginodentata* Subb,

*G. aragonensis* Nutt, *Acazinina pentacamerata* (Subb) и др.

Мощность черкесской свиты 25 м на р.Аргудан. Общая мощность нальчикской и черкесской свит 54 м.

Восточнее р.Урух, до истоков р.Малый Дур-Дур отложения нальчикской и черкесской свит перекрыты плиоцен-эоплейстоценовыми отложениями свиты рухс-дзуар. На этом участке имеет место размыв отложений фораминиферовой серии, в меньших масштабах аналогичная ситуация западнее, между р.Урух и р.Хазнидон.

В бассейне р.Урсдон, на так называемом Коринском выступе, В.Л.Мкртычев (1965) характеризует нальчикскую и черкесскую свиты совместно, относя их к нижнему отделу фораминиферовой толщи (P<sub>1-2f1</sub>). В отличие от западных разрезов, здесь дополнительно встречаются прослой буровато-коричневых мергелеподобных глин и известняков светло-серых с зеленоватым оттенком. Кроме этого, встречаются сульфиды железа и прожилки кальцита.

Помимо Аргудан-Урухской микрофауны встречены:

*Globigerina trilaculinoidea* Plummer,

*Globorotalia velascoensis* (Cushman).

По данным электрокаротажа кажущееся удельное сопротивление (КС) составляет - 3-4 Ом. Кривые “КС” и “ПС” сглаженные.

Мощность (по скважинам) непостоянна: 11-54 м.

Далее, на восток до р.Ардон, отложения нальчикской свиты согласно залегают на нижележащих отложениях урухской свиты. Начинаются отложения (снизу-вверх) глинами известковистыми и мергелями сильно глинистыми. Эту 6-7 метровую пачку В.А.Ермаков (1981) относит к нальчикской свите.

Выше согласно залегает 6-ти метровая пачка мергелеподобных глин и глинистых зеленовато-серых мергелей с рыбным детритом в основании и округлыми (2 см) глинисто-железистыми стяжениями. Эта часть разреза, мощностью 8-11 м, соответствует черкесской свите.

Общая мощность 14-18 м.

Микрофауна, встреченная в отложениях нальчикской свиты:

*Acarinina tadjikistanensis* Djanensis, *A. mcanai* (White),

*A. intermedia* Subb, *A. acarinata* Subb, *A. subsphaerica* (Subb),

*Anomalina acuta* Plumm и др.

В отложениях черкесской свиты преобладает следующая микрофауна: *Acarinina pentacamerata* Subb, *A. pseudotopilensis* Subb,

*Globorotalia aragonensis* Nuttall, *G. velascensis* Cushm,

*Globigerina locaenicu* Ter., *Cibicides perlucides* Nuttall и др.

Восточнее водораздела рек Ардон-Фиагдон В.А.Мельниковым (1962) отрицается наличие отложений палеоценового возраста ( прил. 28).

Фораминиферовая серия разделена им на три свиты: сунженскую, хаталдонскую и армидонскую.

Первая, состоящая из пестроцветной толщи и толщи зеленых мергелей, соответствует нальчикской и черкесской свитам.

Вторая (хаталдонская) соответствует неразделенным керестинской и кумской свитам.

Третья (армидонская) соответствует белоглинской свите.

Описание этих свит В.А.Мельников (1982) приводит по материалам П.П.Забаринского, И.И.Крисюк (1951) с учетом материалов Н.Н.Субботиной (1952), Е.К.Шуцкой (1960), И.О.Брода (1955), В.Д.Сомова (1960).

Характерный разрез отложений нальчикской свиты (пестроцветной толщи) В.А.Мельников (1982) приводит по р.Фиагдон (снизу-вверх):

1. Известняки зелено-серые с прослоями мергелей - 3 м.
2. Чередование 15-20 см прослоев зеленовато-серых известняков с прослоями такой же мощности зеленовато-серых глинистых мергелей - 1,3 м.
3. Известняки светло-зеленоватые с тонкими прослойками мергелей зеленовато-черных мягких - 2,0 м.

4. Мергели малиново-серые плотные - 2,75 м.
5. Мергели зеленовато-серые, местами малиновые - 1,15 м.
6. Мергели голубовато-серые - 0,52 м.
7. Конгломераты с галькой зелено-серых мергелей - 0,08 м.
8. Мергели малиновые плотные - 0,45 м.

Итого: 11,05 м.

Выше согласно залегают отложения черкесской свиты (толща зеленых мергелей).

1. Мергели зеленовато-серые с прослоями серовато-малиновых мергелей -0,32 м
2. Мергели голубовато-зеленые песчанистые плотные, местами переходящие в мергельную глину - 6,0 м
3. Мергели песчано-глинистые голубовато-зеленые - 1,6 м
4. Глина мергельная зелено-серая - 0,08 м

Итого: 8,0 м.

Общая мощность отложений нальчикской и черкесской свит на р.Фиагдон составляет 19,05 м.

В.Л.Мкртычев (1964), придерживаясь взглядов Б.А.Алферова и В.Н.Голозубова, дает совместное описание отложений нальчикской и черкесской свит.

На левом берегу р.Терек, по данным структурной скважины № 26 (1023), отложения представлены мергелями зеленовато-серыми, зелеными и голубовато-серыми, иногда с буроватым оттенком, местами песчанистыми, неяснослоистыми и оскольчатými, трещиноватыми, крепкими, с включениями пирита и прожилков кальцита, с редкими прослоями глины зеленовато-серой, песчанистой, мергелистой, плотной.

Мощность неразделенных нальчикской и черкесской свит на профиле г.Лысая (скв. №26 (1023)) - 125 м. Изменение мощностей по простиранию отражено на Прил. 28.

Восточнее, в верховьях рр. Камбилеевка и Сунжа Х.Н.Собиев (1967) по материалам П.П.Забаринского (1952) дает следующую характеристику отложениям нальчикской свиты (пестроцветной толщи): это мергели кирпично-красные, красновато-серые, рассланцованные, неяснослоистые, очень плотные, переходящие в известняк светло-вишневый, палево-серый, зеленовато-серый, неравнослоистый, рассланцованный, очень крепкий.

Контакт с отложениями урухской свиты проводится по подошве хорошо выдерживающегося в разрезе мергеля кирпично-красного цвета.

Верхняя граница с черкесской свитой (толщей зеленых мергелей) проводится условно по исчезновению красной окраски.

По данным структурного бурения, с глубиной изменяется состав свиты. Вместо известняков появились мергелистые глины известковистые буровато-серые плотные, слабо песчанистые, слюдистые.

Мощность нальчикской свиты равна 10-12 м.

Отложения черкесской свиты (толща зеленых мергелей) представлены в разрезах рр. Камбилеевка и Сунжа мергелями с редкими прослоями глин и, реже, известняков.

Мергели голубовато-зелено-серые, беловатые с прослоями глин с желтоватыми и фиолетовыми пятнами, известковистые, редко слюдистые, встречаются доломитизированные плотные крепкие.

Глина зеленовато-голубовато-серая непесчаная, известковистая плотная.

Известняк зеленовато-серый толстослоистый очень крепкий звонкий слабоглинистый.

Контакты с вышележащими отложениями нечеткие согласные.

Мощность черкесской свиты в междуречье Терек-Сунжа - 100 м.

В.А.Мельников отмечает, что между р.Камбилеевкой и р.Сунжа отложения черкесской свиты прослеживаются только отдельными пятнами. Известняки этой свиты насыщены включениями пирита. Обильная вкрапленность пирита наблюдается в глине, заполняющей трещины в мергелях.

В материалах В.А.Мельникова (1962) отмечена следующая микрофауна палеогенового возраста:

*Globigerina bulloides* d'Orb, *G. triloculinoides* Plum.,

*Globorotalia velascolinsis* (Cushman), *Anomalina* sp.,

*Pleurostomella subnadase* Reuss.

Из отложений черкесской свиты Х.Н.Собиев (1967) приводит следующую микрофауну: *Globorotalia crassaformis* (Gollavag et Wisser),

*G. membranacea* (Ehrenberg), *Cibicides perlucides* Nattall,

*Globigerina pseudobulloides* Plummer, *G. trilaculinoides* Plummer,

*Gumbelina globulasa* (Chrenberg), *Globigerinella voluta* White,

*Anomalina aftinis* Hautken и др.

Локальный выход палеоцен-эоценовых отложений в Средне-Кобанской депрессии на хребте Хосавдраг представлен по данным Н.Л.Энны (1988) нальчикской (пестроцветной) свитой в виде непротяженной и узкой полосы в верховьях р.Джизидон. Нижний контакт согласный, с отложениями урухской свиты, верхний - тектонический.



Разрез свиты представлен мергелями зеленовато-серыми алевритистыми и глинами темно-серыми карбонатными. Встречаются прослои алевролитов (0,1-0,3 м) карбонатно-глинистых. Мощность более 7 м.

Мергели микрозернистые с примесью алевролитового материала (до 15%). В тяжелой фракции отмечаются ильменит, лейкоксен, гематит, циркон, рутил, анатаз, целестин, гранат, сфен, лимонит-гетит, роговая обманка. Общая карбонатность до 70%.

Возраст принят на основании литологического сходства с аналогичными образованиями в бассейне р.Ардон.

#### ***2.4.1.3. Керестинская (P<sub>2</sub> kr) и кумская (P<sub>2</sub> kt) свиты, неразделенные***

Керестинская свита выделена В.Г.Морозовым и Ю.А.Судариковым в 1959 г. Стратотип на юге Сало-Ергенинской возвышенности у села Первомайское. Залегаet согласно с ниже- и вышезалегающими отложениями.

Кумская свита выделена Н.Б.Вассоевичем в 1934 г. по р.Кума, С.Кавказ. Залегаet согласно на керестинской свите и согласно перекрывается белоглинской.

Отложениям этих свит к западу от р.Урух соответствуют мергели бурые, изредка со слабым коричневым оттенком, хорошо слоистые, плитчатые с пятнами карбонатного материала по плоскостям наслоения, слабо битуминозные, крепкие. В подошве этих отложений залегаet белый песчаноподобный известняк, характеризующийся минимальными значениями “ПС” и микрофауной, являющейся руководящей для керестинской свиты (Ю.И.Гордиенко, 1963): *Globigerina inflata* d’Orb., *G. apertura* Cushman,

*G. frontosa* Subb., *Globigerinoides subconglobatus* Chalil.

Мощность общая отложений неразделенных свит - 20 м на р.Аргудан.

Описываемые отложения частично размыты и перекрыты отложениями плиоцен-эоплейстоценового возраста свиты рухс-дзуар к западу от р.Урух до р.Хазнидон, а к востоку - до р.Малый Дур-Дур. В отличие от вышеописанных отложений на участке междуречья Дур-Дур-Савердон (район пос.Кора) в толще появляются тонкие прослои глин темно-серого цвета песчано-слюдистые, слабо известковистые, с редкими остатками рыб и характерной микрофауной по всей толще:

*Globigerinoides subconglobatus* Chol.,

*Acarinina crassaformis* (Gall et. Wissl).,

*Globigerina apertura* Cashman, *G. inflata* d'Orb.,  
*G. frontosa* Subb., *G. triloculinoides* Plummer,  
*Globigerinella miera*.

Нижняя граница легко отбивается по смене зеленых мергелей черкесской свиты темноцветными мергелями керестинско-кумской свиты.

Далее на восток, до р. Ардон В.А.Ермаков (1981) дает следующую характеристику отложениям керестинской и кумской свит.

Постепенно отложения черкесской свиты сменяются голубовато-зелеными, а затем желтовато-зелеными глинистыми и известковистыми мергелями керестинского (куберлинского) горизонта с микрофауной из разреза по р. Фашалгардон:

*Acorinina rotundimarginata* Subb.,  
*Globigerinoides subconglobatus* Chalil,  
*Globigerinella micra* (Cole) и др. и мощностью 9,5 м.

Выше по разрезу согласно залегают мергели (90%) зеленовато-голубые известковистые, содержащие рассеянную вкрапленность микрокристаллического пирита, чередующиеся с тонкими (1-3 см) прослоями глин зеленых и мергелей сильноглинистых, с микрофауной, представленной, в основном, *Hantkenina alabansis* Cushman, *H. longispina* Cushman, соответствующие стадии керестинской свиты и мощностью 8,5 м.

Выше отложения сменяются мергелями коричнево-серыми тонкоплитчатыми с прослоями черных алевритистых глин, сильно ярозитизированных и покрытых с поверхности тонкой пленкой гидроокислов железа. В.А.Ермаков (1981) относит их к образованиям кумской свиты. Мергели кумской свиты слабо битуминозны. В них часто встречаются чешуя рыб, позвонки, зубы и другие костные остатки, *Ligolepis caucasica* Rom, а также тонкие (до 1 см) линзочки гагата.

В верхней части свиты появляются прослои голубовато-серых глинистых мергелей.

Мощность отложений кумской свиты 42 м. Общая мощность керестинской и кумской свит 60 м.

Верхнеэоценовый возраст вышеописанных отложений установлен по следующей найденной микрофауне фораминифер (В.А.Ермаков, 1981):

*Globigerina cosaenica* Ter., *G. buloides* Orb.,  
*G. frontosa* Subb., *Globigerinoides subconglobatus* Chulil,  
*Acarinina rotundimarginata* Subb, *A. rugosoaculeata* Subb,  
*Bolivina pseudointermedia* Chalil и др.

На аэрофотоснимках отложения кумской свиты характеризуются серым, с пятнами темно-серого фототона, положительными формами микрорельефа, крутыми участками склонов.

Далее на восток, в сечениях по рекам Фиагдон, Кодахчиндон (Майрамадагдон) по В.А.Мельникову (1962) вышеописанные отложения представлены, в основном, мергелями зелеными, голубоватыми и серыми, переслаивающимися с глинами мергельными серого, буровато-серого и зеленого цвета и известковистыми глинами. Мощность чередующихся пачек 0,25-3 м, редко до 5-8 м.

Как исключение, в основании этой толщи по р.Кодахчиндон имеется 8 см прослой песчаника. Общая мощность керестинской и кумской свит (по В.А.Мельникову хаталдонской свиты) в междуречье Ардон-Гизельдон - 35 м.

В междуречье Гизельдон-Терек В.Л.Мкртычев (1964) дает следующую характеристику описываемым отложениям по данным структурно-поисковых скважин на нефть и газ (скв. №№ 8 (1016), 22 (1019), 26 (1023)), где они представлены мергелями темно-серыми, коричневыми и буровато-серыми слоистыми, иногда битуминозными плотными и глинами такого же цвета песчанистыми, мергелистыми плотными с микрофауной:

*Globigerina inflata* Orbigny,

*Acarinina rugosaaculeata* Subbot.

Нижняя граница отбивается по смене зеленых мергелей на темно-серые и по резкому снижению кривой “ПС” и повышению “КС”.

Мощность отложений в скважинах 17-25 м.

Восточнее р.Терек, Х.Н.Собиев (1967) описываемые отложения относит к среднему отделу фораминиферовой серии (прил. 28). Скважиной № 6 (1237), восточнее пос.Тарское битуминозные светло-шоколадные, буровато-серые и зеленовато-серые с темными пятнами, песчанистые, сильно известковистые, слоистые и сланцевые, очень плотные и крепкие с редкими включениями конкреций пирита и прослоями глины (3-5 см) буровато-коричневой и зеленовато-серой, песчанистой, известковистой, слюдистой, очень плотной.

Из керна выделено большое количество раковин фораминифер, отнесенных к *Globigerina bulloides* Orb.

Мощность керестинско-кумской свит 15-20 м. Подошва отбивается по появлению битуминозных мергелей, кровля - это переходная пачка в 8 метров постепенной смены бурых мергелей зеленовато-серыми.

#### **2.4.1.4. Белоглинская свита ( $P_2bl$ )**

Выделена И.А.Коробковым и С.Т.Коротковым в 1937 году на Северном Кавказе. Название дано исходя из цвета и состава пород (известняки глинистые и мергели).

На территории РСО-А отложения свиты прослеживаются с запада на восток в составе фораминиферовой серии с участками размыва и перекрытия неоген-эоплейстоценовыми отложениями свиты рухс-дзуар на водоразделах рек Хазнидон-Урух и Урух-Малый - Дур-Дур. Сложена свита мергелями светло-серыми с зеленоватым и слабо-голубоватым оттенками, слабо песчано-слюдистыми, глинистыми, мелкочешуйчатого строения, неслоистыми, плотными. Изредка встречаются пятна ожелезнения.

В более полных разрезах Ю.И.Гордиенко (1963) выделяет 2 микрофаунистические зоны: нижняя - глобигериновая (15-18 м) и верхняя (10-15 м) - боливиновая.

Микрофауна нижней зоны: *Globigerinoides canglobatus* (H. Brady), *Globigerina cozpylenta* Subb., *G. bulloides* d'Orb var *compacta* Subb и др.

Микрофауна верхней зоны: *Bolivina antegressa* Subb., *B. nobilis* Hantken, *B. aenariensis* (Costa) и др.

В ближайших районах на восток литологическая характеристика данной свиты не претерпевает значительных изменений, чего нельзя сказать о ее мощностях. Правда, В.Л.Мкртычев (1965) отмечает появление в сечениях на р.Урсдон (ее притоков) прослоев глин серых, темно-серых сильно известковистых и известняков зеленовато-серых криптозернистых органогенных. Им также выделяются 2 микрофаунистические зоны.

Мощность белоглинской свиты значительно изменяется уже в соседних разрезах. По данным П.П.Забаринского на р.Урух - 35 м; на р.Дур-Дур - 155 м (к западу); на р.Цраудон - 130 м (к юго-востоку). В.Д.Сомов дает следующие мощности: на р.Урух - 20 м, на р.Дур-Дур - 100 м, р.Цраудон - 134 м, р.Ардон - 88 м (к востоку). В скважинах, пробуренных у сел.Кора-Урсдон мощность от 42 м в скв. 43 (1041) до 84 м в скв. 44 (1040).

К микрофауне добавились следующие виды, найденные в керне из скважин, пробуренных в верховьях р.Урсдон.

Нижняя зона: *Cibicides pygmeus* (hantken),

*Anomalina affinis* (Hantken),

*Bolivina budensis* (Hantken).

Верхняя зона: *Bolivina aksuatica* Moroz, *B. ovata* Orb.,

*Cyclammina pseudocancellata* Chal и др.

Нижняя граница свиты четко отбивается по кривой “ПС”, которая характеризуется отрицательной аномалией, а также по гамма-каротажной кривой, характеризующейся резко повышенными значениями.

Полный разрез белоглинской свиты В.А.Ермаков (1981) дает по р.Фашалгардон, где снизу-вверх обнажаются:

1. Мергели (до 60%) сильноизвестковистые светло-серые с прослоями (до 0,45 м) известняков (30-40 %) белых слабоглинистых с многочисленной микрофауной мощностью 16 м.

2. Мергели (80-85%) голубовато-серые с зеленоватым оттенком с прослоями известняков (15-20%) бледно-розовых с многочисленной микрофауной. Мощность - 41 м.

3. Мергели глинистые голубовато-серые с зеленым оттенком с прослоями (5-7 см) мелкозернистых песчаников зеленовато-серых кварц-полевошпатовых. В верхней части мергели местами переходят в плотные глины. Мощность - 47 м.

Общая мощность 104 м.

На аэрофотоснимках отложения белоглинской свиты характеризуются серым фототонном, расширением речных долин, участками склонов с относительно повышенной крутизной.

Верхнеэоценовый возраст принят (В.А.Ермаков, 1981) на основании следующей микрофауны: *Globigerinoides conglobatus* (H.Brady), *Globigerina apertura* Cushman, *G. bulloides* Orb., *G. frontosa* Subb., *G. officinalis* Subb., *G. turkmenica* Chalil.

В.А.Мельников (1962), ссылаясь на П.С.Золотницкого (1935) и П.П.Забаринского (1951), дает следующую характеристику белоглинской свиты (синоним - армидонская) для междуречья Фиагдон-Сунжа. Отложения свиты подразделяются на три горизонта. Нижний представлен переслаиванием плотных и мягких глинистых мергелей. Средний сложен мягкими зеленовато-серыми мергелями с редкими прослойками более плотных, иногда красно-бурых мергелей и верхней - плотными и мягкими глинистыми мергелями зеленовато-серого цвета. Общая мощность - 58 м. Восточнее р.Терек мощность варьирует в пределах 54-65 м.

Верхняя граница белоглинской свиты устанавливается по смене зеленовато-серых мергелей темно-серыми мергельными глинами хадумской свиты.

В.Л.Мкртычев (1964), придерживаясь разбивки фораминиферовых слоев на три отдела В.Н.Голозубова (1946), по данным структурно-поискового бурения дает нижеследующую характеристику фораминиферовой серии верхнего отдела, соответствующего белоглинской свите. На профилях по рр.Гизельдон, Черная, левый борт р.Терек отложения представлены мергелями зеленовато-серыми, со слабым коричневатым

оттенком, голубовато-серыми неяснослоистыми, в верхней части песчано-слюдистыми, известковистыми плотными, иногда трещиноватыми. Часто наблюдаются пиритизированные ходы червей.

В образцах керна обнаружено большое количество микрофауны:

*Annuodiscus incertus* Orb.,  
*Dentalina inornata* Orbigny,  
*Gaudryina dagestanica* Moroz.,  
*Pleurostomella subnodosa* Reuss,  
*Deutalina soluta* (Reuss),  
*Eponides ambonatus* (Reuss).

Нижняя граница устанавливается по смене темно-цветных мергелей зеленовато-серыми и по резкому отклонению кривой “ПС” в положительную сторону и повышению значений “КС”.

Мощность в сечениях: по р.Гизельдон - 80 м, р.Черная - 70 м. гора Лысая (левый борт р.Терек) - 60 м.

Х.Н.Собиев (1967) для междуречья Терек-Сунжа приводит аналогичную характеристику отложений белоглинской свиты с мощностью в 40-45 м и микрофауной, установленной в сечении восточнее пос. Тарское:

*Globigerina dubia* Egger,  
*Globigerinoides conglobatus* Brogy,  
*Bolivina autegressa* Subbotina,  
*Cibicides pygmeus* Hautken.

#### **2.4.2. П а л е о г е н - н е о г е н о в ы й п е р и о д (P-N)**

##### **Олигоцен-ранне-миоценовая эпоха (P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>)**

##### **Майкопская серия (P<sub>3</sub>-N<sub>1ms</sub>)**

Выделена К.И.Богдановичем, И.М.Губкиным, К.И.Прокоповым, С.И.Чарноцким в 1912 г. Названа по Майкопскому горному округу, с центром г.Майкоп.

Представлена темно-коричневыми известковистыми глинами с ярозитом, с прослоями и пачками песчаников и алевролитов. В нижней части мергели и известковистые глины. Залегает на белоглинской свите, перекрывается с размывом тарханским мергелем. По составу расчленяется на верхнюю и нижнюю части, которые в

свою очередь делятся на свиты: 1) нижняя часть серии - хадумская, миатлино-муцидакальская и алкунская;

2) верхняя часть серии - ассинская, сулакская и зурамакентская.

Вследствие разношерстности исходных геологических материалов, на прилагаемой графике, отложения майкопской серии показаны разделенными на нижнюю ( $P_3hd - N_1al$ ) и верхнюю ( $N_1as-zr$ ) подсерии (прил. 28 и рис. 2.8.).

Отложения майкопской серии выходят на поверхность в виде относительно широкой полосы в междуречье Лескен-Ардон на северном, а восточнее р.Ардон - на южном склоне Лесистого хребта. Следует отметить прерывистый характер выходов описываемых отложений вследствие размыва и перекрытия вышележащими отложениями. На участке междуречья Лескен-Урсдон до полного перекрытия, на участке междуречья Урсдон-Ардон - верхней подсерии, восточнее р.Камбилеевка, как следствие разрывных дислокаций, срезана нижняя подсерия майкопа. Ниже приводим, по возможности, посвитное описание отложений майкопской серии снизу-вверх.

Среди отложений нижней майкопской подсерии выделяются хадумская, миатлиномуцидакальская и алкунская свиты, а среди верхней подсерии - ассинская, сулакская и зурамакентская свиты.

### ***Нижняя майкопская подсерия ( $P_3-N_1hd-al$ ) или ( $P_3-N_1ms_1$ )***

#### ***2.4.2.1. Хадумская свита ( $P_3hd$ )***

Выделена Н.С.Шатским в 1925 г. в пос.Хадум на Северном Кавказе.

Западнее р.Урух Ю.И.Гордиенко (1963) отложения этой свиты по литологическому и фаунистическому составам подразделяет на 3 пачки.

Нижняя, подостракодовая пачка представлена сильно известковистыми глинами и алевролитом зеленовато-серыми с массой мелких линзочек песчаника серого крепкого с микрофауной:

*Globigerina officinalis* Subb., *Gumbelina glabulossa* (Ehr), *Globigerina voluta* (Wihte) и др.

Средняя, остракодовая пачка сложена известняком светло-серым неслоистым плотным. Известняк перекрывается и подстилается мергелями светло-серыми менее плотными с большим количеством тонкостенных остракод. Из микрофауны встречены: *Bolivina missisipiensis* Cushm и др. Мощность - 16 м.

Верхняя, надстракодовая пачка представлена глиной темно-серого цвета, слабо песчанистой тонкослоистой мелкочешуйчатой плотной известковистой, переходящим выше к кровле свиты в характерную глину серого и зеленовато-серого цвета известковистую, песчано-сланцевистую тонкослоистую с точечными включениями карбонатного материала, с редкими *Uvigerinella* sp., *Bolivina* sp. Мощность - 50-55 м.

Общая мощность хадумской свиты 85-100 м. По данным электрокаротажа значения “КС” равно 3-4 Омм. Кривая “ПС” имеет незначительную дифференцированность, от 0 до 10 мВ.

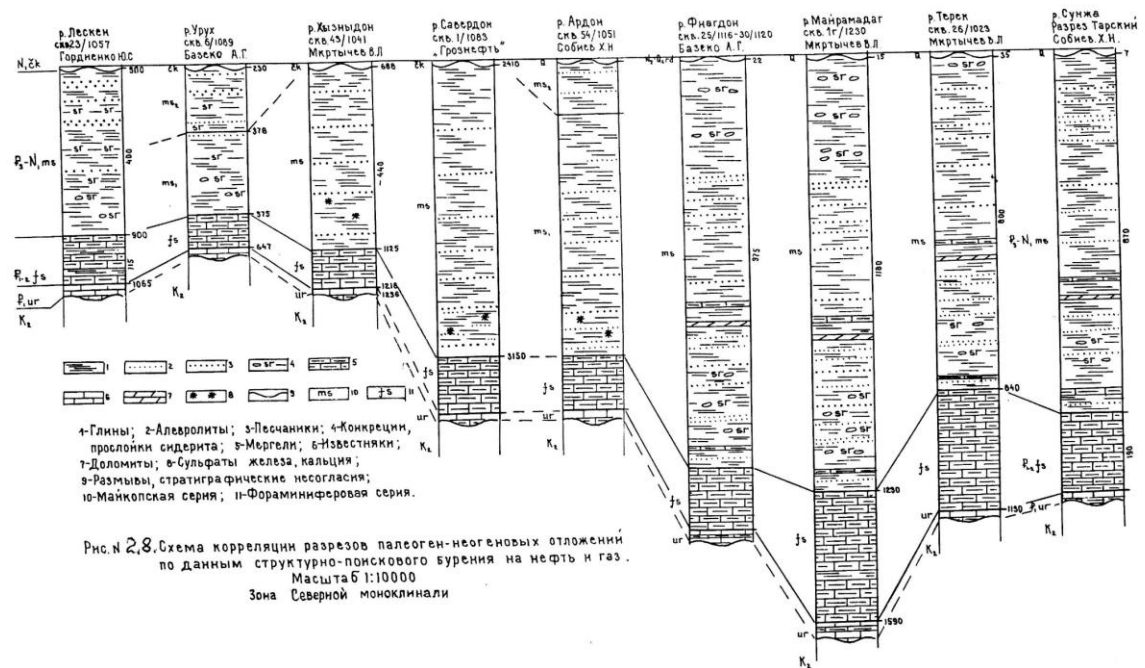


Рис.2.8. Схема корреляции разрезов палеоген-неогеновых отложений по данным структурно-поискового бурения на нефть и газ. Масштаб 1:10000. Зона Северной моноклинали. Взаимоотношение с нижележащей фораминиферовой серией - согласное.

Восточнее, в бассейне притоков р.Урсдон (Скумидон, Мастадон, Савердон) в отдельных пунктах отмечено, что отложения хадумской свиты трансгрессивно перекрываются отложениями свиты рухс-дзуар плиоцен-эоплейстоценового возраста. Как отмечает Е.И.Коваленко (1963), здесь обнажаются (по р.Скумидон) снизу-вверх:

1. Глины серые, темно-серые, песчанистые, карбонатные, плотные с тонкими прослоями (5-10 мм) песчаников. Мощность - 17 м.

2. Песчаник серый сахаровидный мощностью 0,05 м.



3. Переслаивание глин серых с тонкими пропластками до 2 см песчаника серого карбонатного. Мощность 4,0 м.

4. Глины серые песчанистые, карбонатные (0,8 м) с прослоем в кровле песка серого мелкозернистого карбонатного (0,1 м).

5. Переслаивание глин серых песчанистых, карбонатных слоистых с тонкими (до 1 см) пропластками песчаника серого плотного карбонатного. Мощность 1 м.

Общая мощность отложений хадумской свиты 23-26 м. Вероятно, сказывается влияние Коринского выступа.

В.Л.Мкртычев (1965) по данным структурно-поискового бурения указывает на аналогичность и сопоставимость литологического разреза на Коринском выступе с разрезом в бассейне рек Лескен-Аргудан. Нижнюю границу хадумской свиты он проводит по пиритизированному мергельному пропластку. Также он отмечает увеличение мощности свиты в северо-восточном направлении от 30 м в скважине 43 (1041) до 58 м в скважине 41 (1043) (прил. 5,6).

Участок междуречья Урсдон-Ардон В.А.Ермаков (1981) характеризует разрезом по левому притоку рр.Ардон - Фашалгардон, где снизу-вверх обнажаются:

1. Глины буровато-серые тонкогоризонтальнослоистые. Слоистость обусловлена чередованием миллиметровых слоев бурой и светло-серой глины, содержащей мелкий рыбный детрит и богатый комплекс микрофауны. Мощность - 35 м.

2. Глины буровато-серые с редкими маломощными (3-5 см) прослоями тонкоплитчатых мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников с обилием органических остатков на плоскостях наслоения. Песчаники составляют 5-10%. Мощность - 25 м.

3. Глины тонкослоистые буровато-серые с микрофауной. Мощность 6 м.

Общая мощность 68 м.

Фациальных изменений на участке Урсдон-Ардон не устанавливается. Контакты с ниже- и вышележащими отложениями согласные.

На аэрофотоснимках отложения хадумской свиты характеризуются серым фототонном, резко выраженной депрессией в рельефе.

Нижнеолигоценый возраст отложений хадумской свиты принимается на основании сопоставления с соседними районами и по комплексу микрофауны:

*Cibicides amphisyliensis* Andr,

*Bolivina mississippiensis* Cushm, *B. dilatata* Reus,

*Globigerina postcretacea* Mjate, *G. pseudoedita* Subb.,

*G. parva* Boll, *G. khadumica* Bykova,

*Caucasina schisckinskaje oligocaenica* Chalva.

Описание отложений хадумской свиты на участке междуречья Ардон-Терек, В.А.Мельников (1962) дает по разрезу на р.Майрамадаг (снизу-вверх):

1. Мергель зелено-серый - 3 м
2. Глина темно-серая с отпечатками скелетов рыб - 9 м
3. Глина серая, темно-серая с буроватым или зеленоватым оттенком, известковистая с прослоями песчаника темно-серого ожелезненного у верхнего контакта - 36,5 м

Всего: 48,5 м.

Мощность отложений в западном направлении от р. Кодахчиндон увеличивается до 90 м.

В разрезе на р.Терек В.А.Мельников (1962) предполагает, что хадумская свита размыта.

На участке междуречья Камбилеевка-Сунжа В.А.Мельников, ссылаясь на П.П.Забаринского, приводит мощность описываемой свиты в 45-46 м и ее литологический состав, который начинается 45 см пластом мергелей (в основании), а выше залегают глинистые сланцы с тонкими прослойками зеленых мергелей (35 м). далее следуют глинистые сланцы темно-серого цвета известковистые (2 м), которые перекрываются горизонтом переслаивания песчаников (20 см), мергелей (97 см) и глины (5 см).

По результатам структурно-поисковых скважин (на р.Фиагдон - скважина 25 (1116), на р.Майрамадагдон - скважина 1г (1230), 3 (1232), 10 (1013), 13 (1014), на р.Черная - скважина 22 (1019), на левом берегу р.Терек - скважина 26 (1023)) В.Л.Мкртычев (1964) дает более полный разрез хадумской свиты по сравнению с данными исследователей, проводивших геолого-съёмочные работы в междуречье Ардон-Терек. Отложения хадумской свиты по В.Л.Мкртычеву представлены чередованием глин темно-серых и коричневатых с зеленоватым и буроватым оттенками, песчанистыми, слюдистыми, известковистыми, местами сланцеватыми и мергелистыми, плотными, редко содержащих тонкие прослойки (0,1-0,6 м) песка и песчаника темно-серого и серого, мелкозернистого алевритистого, глинистого, известковистого, уплотненного и крепкого. Встречаются прослойки (0,15-0,2 м) мергеля светло-серого и зеленовато-серого плотного.

В глине часто встречаются включения пирита, выцветы ярозита, чешуя рыб и другие рыбные остатки.

Общая мощность хадумской свиты на этом участке меняется от 110 м до 36 м, составляя на профиле “Фиагдон” - 44 м, на профиле “Майрамадаг” - 110 м, на профиле “Черная” - 36 м и на профиле “Левобережье р.Терек” - 46 м.

Из керна выделена и определена следующая микрофауна, характерная для хадумской свиты:

*Pseudoparella off kiliani* .....,

*Globigerina* ex. pr. *damvillensis* elowe et *Wallace libicides parvus* Bogd.,

*Globigerinella mirca* (Cola) и др.

#### 2.4.2.2. Миатлино-муцидакальская свита (Рзтт)

Выделена В.П.Жижченко в 1958 г. как муцидакальско-миатлинская свита. В составе этого комплекса отложений В.П.Жижченко объединил (снизу-вверх) миатлинскую, нижнюю глинистую и муцидакальскую свиты.

Миатлинская и муцидакальская свиты выделены Н.С.Шатским (1925). Их названия даны соответственно названиям сел в Дагестане.

Свита согласно залегает на хадумской свите и также согласно перекрывается алкунской. Следует отметить, что нижняя глинистая свита соответствует майрамадагской свите, выделенной В.П.Ренгартеном (1932). В состав муцидакальской свиты нами включены отложения агрунской свиты, выделенной К.А.Прокоповым (1937) в виду сходства их по литологическому составу. В опорной легенде для Северного Кавказа (В.А.Ермаков, 1989) отложения майрамадагской свиты (нижней глинистой) входят в состав отложений миатлино-муцидакальской свиты, а отложения агрунской - отсутствуют (см. прил. 28).

Западнее р.Урух отложения миатлино-муцидакальской свиты (по Ю.И.Гордиенко, 1963-баталпашинского горизонта) представлены глинами темно-серыми, почти черными, слабопесчанистыми, известковистыми, слоистыми, мелкочешуйчатого строения, плотными с редкими прослоями (до 0,2 м) темно-серых, сильно глинистых сидеритов. Изредка встречаются (до 25 см) септариевые конкреции известняков серых тонкозернистых с прожилками белого кристаллического кальцита.

По данным электрокаротажа кривая кажущегося сопротивления слабодифференцированная - 2-3 Ом, “ПС” отрицательное до -12 мВ.

Фауна не обнаружена.

Мощность выдержанная и равна 90-100 м.

На участке междуречья Урух-Ардон В.А.Мельниковым (1964) отложения миатлино-муцидакальской свиты включают (снизу-вверх) миатлинский, майрамадагский, муцидакальский и аргунский горизонты.

1. Нижний, миатлинский горизонт представлен чередованием глин и песчаников (30%). Глины темно-серые известковистые, иногда с голубоватым оттенком, ожелезненные. Песчаники темно-серые известковистые, слюдистые тонкозернистые полосчатые в виде прослоев мощностью в 5-30 см, единственный прослой - 1,6 м. Мощность 51,25 м.

2. Майрамадагский горизонт - глины темно-серые неизвестковистые с конкрециями серого ожелезненного мергеля размером 0,75 x 0,25 м с редкими прослойками песчаника и светло-серого песка. Мощность 29,9 м.

3. Муцидакальский горизонт - глины с прослоями песчаников (до 30%). К западу от р.Ардон песчанность уменьшается. Песчаники глинистые, в значительной степени ожелезненные. Из фауны встречаются лишь остатки рыб, а из микрофауны *Gumbelina bulloides* d'Orb., в нижних горизонтах - *Bolivina nobilis* Hantken, *B. caucasiae* Curin и др. Мощность горизонта 80-100 м.

4. Аргунский горизонт - глины с прослоями глинистых песчаников (7-10%). Глины темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком или совершенно черные песчаные, с большим количеством растительных остатков. Прослой песчаника темно-серого цвета, мелкозернистого известковистого. Мощность горизонта 14,75 м.

Общая мощность миатлино-муцидакальской свиты 176-196 м.

Разрез свиты, согласный с вышележащими отложениями, заканчивается 5-ти метровой пачкой глины темно-серой, неизвестковистой, песчаной, сильно ожелезненной, с выцветами ярозита.

В.Л.Мкртычев (1965), на основании данных структурно-поискового бурения, отмечает, что на площади Коринского выступа (пос.Карца) наблюдается значительное увеличение мощности отложений миатлино-муцидакальской свиты (совместно с алкунской свитой) в северо-восточном направлении, как по падению пород, так и по простиранию. Им же приводится следующая микрофауна, выделенная из керна:

*Ammodiscus tenuiculus* Subb.,

*Orbulina miera* Subb,

*Bolivina* ex. gr. *plicatella* Cushman, а также диатомеи, рыбные остатки.

Восточнее р.Ардон В.А.Мельников (1962) и В.Л.Мкртычев (1914) дают следующую характеристику миатлино-муцидакальской свиты по горизонтам, с частыми ссылками на данные исследований П.П.Забаринского:

1. Миатлинский горизонт - нижняя его граница условно проводится по появлению прослоев песчаника. Весьма полно миатлинские отложения изучены в районе пос.Майрамадаг. Это объясняется тем, что к разрезу миатлинского горизонта приурочены здесь прослойки нефтесодержащих песчаников, наиболее детально изучавшиеся.

По данным структурно-поисковых скважин: № 25 (1116) и 27 (1117) на р.Фиагдон, № 1-г (1230) на р.Майрамадагдон, № 22 (1019) на р.Черная и с учетом полевых наблюдений отложения миатлинского горизонта представлены чередованием глин и песчаников.

Глины темно-серые, темновато-серые с зеленоватым оттенком, в разной степени песчанистые, слюдистые, часто слоистые с редкими прослойками (0,07-0,1 м мощности) мергеля серого и светло-серого с зеленоватым оттенком, крепкого, а также с линзами и линзовидными прослоями сидеритов темно-серых крепких.

Песчаники двух видов: первые - это серые плотные мелкозернистые известковистые с глинистым цементом, распространены преимущественно в нижней части горизонта. Мощность прослоев 0,2-0,4 м. Ко второму виду относятся среднезернистые, слабо глинистые песчаники, собранные в песчано-глинистые пачки мощностью до нескольких метров. В кровле миатлинского горизонта присутствует песчано-глинистая пачка, характеризующаяся наличием плотных песчаников с включениями обломков псаммитового материала и мергелей. Размер включений (обломков) 0,1 x 0,2 м. В.Л.Мкртычев (1964), ссылаясь на П.П.Забаринского, объясняет наличие обломков псаммитов как результат подводно-оползневых явлений в конце олигоцена.

В нижней части горизонта встречена микрофауна:

*Cibicides parvus* A. Bogd.,

*Globigerina* ex. gr. *Banwillensis* .....

*Bolivina* ex. gr. *aenariensis* (Costa),

*Ammadiscus Tenuiculus* Subbotina,

*Spiroplectamina* ex. gr. *Carinatasull*,

*Globigerinella mirca* (Cole) и др.

Мощность миатлинского горизонта претерпевает значительные колебания (с запада на восток):

р.Ардон - 14 м, р.Суадагдон - 36 м, р.Хаталдон - 104 м, р.Фиагдон - 165 м, р.Майрамадаг - 196 м.

Восточнее р.Майрамадаг миатлинский горизонт, как отмечает В.Л.Мкртычев (1964), ссылаясь на П.П.Забаринского, почти отсутствует. Своеобразные "останцы" этого

горизонта проявлены в верховьях р.Камбилеевка (б.Родниковая). Далее на восток, по р.Сунжа мощность горизонта 59 м. Количество 3-5-11 см прослоев песчаника, среди глин темно-серого цвета, до 10%. Также имеют место единичные прослои 3-5 см мощности мергелей, известковистых песчаников и сидерита, мощностью 0,17 м, известковистого темно-серого плотного.

2. Майрамадагский (нижнеглинистый) горизонт в подошве ограничивается песчаниками миатлинского горизонта. В литологическом отношении он представлен толщей глин темно-серых известковистых, слабо песчано-слюдистых, непесчанистых, неяснослоистых, с обильными выцветами ярозита.

Прослойки песчаника, мощностью до 12 см, темно-серого известковистого и мощностью 0,5-1 см глинистого - составляют 1-3% разреза.

Кровля горизонта перекрывается песчаниками муцидакальского горизонта.

Мощность отложений майрамадагского горизонта на р.Кодахчиндон (Теплая) - 26 м, в соседних разрезах до 33 м. На р.Камбилеевка (б.Родниковая) - 22 м, на р.Сунжа - 28 м.

3-4. Муцидакальский + аргунский горизонты ввиду литологического и физического сходства описаны совместно (В.Л.Мкртычев, 1964).

Отложения характеризуются чередованием песчано-глинистых и глинистых пачек.

Песчаники рыхлые и маломощные (0,2-1,0 м) вплоть до присыпок и миллиметровых прослоек серого и светло-серого цвета, мелкозернистых, алевролитистых.

Глины темно-серые, почти черные, плотные, слабо песчано-слюдистые, слоистые, известковистые. Мощность муцидакальско-аргунских отложений непостоянна. На р.Суадагдон она составляет 425 м, на р.Фиагдон - 372 м, в балке Родниковая - 118 м, на р.Камбилеевка - 97 м, на р.Сунжа - 178 м.

Из фауны встречаются лишь остатки рыб.

П.П.Забаринский отмечает наличие в б.Родниковой прослоя мергеля песчанистого, доломитизированного, темно-серого, плотного. слоистого мощностью 0,4 м.

#### ***2.4.2.3. Алкунская свита (N<sub>1al</sub>)***

Выделена А.К.Прокоповым в 1937 г. Название дано по сел.Алкун на р.Асса. Взаимоотношение с выше и ниже залегающими отложениями - согласное.

В бассейне р.Лескен по Ю.И.Гордиенко (1963) свита представлена глинами светло-серыми, известковистыми с прослоями доломитизированных алевролитов, глинистых доломитов или сидеритов. Прослои характеризуются повышенными значениями

кажущегося сопротивления в 8-10 Ом по сравнению со значениями “КС” для глин - до 3 Ом. Значения естественного электрического поля (“ПС”) в пределах 2,5 мВ.

Микрофауна: *Uviginella* sp.,

*Bolivina* ex. gr. *floridona* Cushman,

*Spiroplectaminina* sp.

Мощность алкунской свиты на р.Лескен - 14-16 м (за пределами рассматриваемой территории).

В.А.Мельников, ссылаясь на И.М.Крисюк, описывает алкунскую свиту на междуречье Урух-Ардон как толщу, представленную, в основном, глинами с прослоями и линзами мергелей и доломитов, мощность которых достигает 15-30 см. Общая мощность свиты - 31 м.

В.А.Мкртычев (1965) при характеристике Коринской площади, находящейся также в междуречье Урух-Ардон, не выделяет отложений алкунской свиты, а дает сводную характеристику отложений миатлино-алкунского комплекса.

Из-за плохой обнаженности на этом участке нижнемайкопских отложений, а также перекрытия их отложениями свиты рухсдзуар, трудно составить полный и достоверный разрез. Вероятно, по этой причине Е.И.Коваленко (1963) не удалось на листе К-38-29-В выделить отложения алкунской свиты. Он дает характеристику алкуно-ассинского комплекса отложений глин слабо алевритистых, некарбонатных, не выделяя прослоев мергелей и доломитов.

Восточнее р.Ардон В.Л.Мкртычев (1964) отложениями алкунской свиты завершает комплекс отложений нижней майкопской подсерии. Сама свита представлена глинами серыми, известковистыми, слабо песчано-слюдистыми, плотными с двумя рядами мергельно-доломитовых линз ( $m=0,4-0,5$  м). Мергели светло-желтые, коричневые, плотные, крепкие.

В.Л.Мкртычев, на основании данных структурно-поискового бурения на рассматриваемой территории, пришел к выводу о постоянстве литологического состава алкунской свиты и относительной мощности, что позволяет выделить ее в качестве маркирующего горизонта в толще осадков майкопской серии.

Мощности, установленные по пробуренным скважинам с запада на восток, следующие: р.Урух - 27 м, р.Скумидон - 29 м, р.Цраудон - 64 м, р.Суадагон - 94 м, р.Фиагон - 52 м, р.Сунжа - 56 м.

***Верхняя майкопская подсерия ( $N_{1as-zr}$ ) или ( $N_{1ms_2}$ )***

*Ассинская свита (N<sub>1as</sub>)*

Выделена К.А.Прокоповым в 1937 г. на р.Асса в Ингушетии.

Западнее р.Урух, в бассейне р.Лескен Ю.И.Гордиенко (1963) на основании поверхностных исследований и данных структурно-поискового бурения описывает отложения зеленчукского и караджалгинского горизонтов, которые по возрасту и литологическому составу соответствуют отложениям ассинской свиты, выделяемой в Осетии, Ингушетии, Чечне и Дагестане, где они представлены глинами темно-серыми с зеленоватым оттенком, изредка буроватым оттенком, слабо песчано-слюдистым, известковистыми, слоистыми, на отдельных участках тонколистоватыми, скорлуповатыми, плотными с прослоями сидеритов темно-серых и с большим количеством рыбных и растительных остатков. Среди глин изредка встречаются прослойки сильно глинистых песчаников и алевролитов темно-серого с зеленоватым оттенком и зеленовато-серого цвета, часто переходящие по простиранию и падению в песчанистые глины. Песчаники слюдястые полимиктовые рыхлые. Пласт песчаника в кровле зеленчукского горизонта по мощности варьирует от 0 до 20 м.

По данным электрокаротажа глины характеризуются значениями кажущегося удельного сопротивления ("КС") в 1,5-2 Омм и нулевым значением потенциала собственной поляризации ("ПС").

В глинах встречаются стеррастры кремнистых губок, их иглы и пиритизированные ядра спикул губок, напоминающие *Geodia* sp.

Мощность свиты по скважинам на р.Лескен - 183 м (зеленчукский горизонт - 150 м, караджалгинский - 33 м).

Восточнее, в междуречье Урух-Ардон В.А.Мельников (1964) к ассинской свите относит толщу глин, залегающую согласно между отложениями алкунской и сулакской свит. Нижняя часть ее (100 м) представлена глинами зеленовато-серыми, неслоистыми, известковистыми. На них залегает прослой с конкрециями мергелистыми. Верхняя часть свиты (50-100 м) сложена песчанистыми глинами с редкими 5-25 см мощностью прослоями и линзами темно-серых глинистых песчаников. Общая мощность на этом участке - 150-200 м.

Из работ И.М.Крисюк, В.А.Мельников приводит следующую микрофауну:  
*Sigmilina* aff. *tenuis* czyzek.,

*Guttulina* *problema* d'Orb.,

*Gumbelina* *globulosa* (Ehrenb.),



*Globigerina ftiloccelinoides* Plumm.,

*Globigerinella voluta* (White) и др.

Отложения вышележащих свит, сулакской и зурамакентской, в междуречье Урух-Ардон размыты перед чокракской трансгрессией (И.М.Крисюк, Е.И.Коваленко, 1963, В.А.Мельников, 1964, В.Н.Голозубов, П.П.Забаринский и В.Д.Сомов).

Сопоставляя разрезы майкопской серии, полученные по данным скважин, пробуренных в районе Фиагдона и с.Бирагзанг с разрезами через села: Кора-Урсдон, Дур-Дур, Ахсарисар, а также полученные по естественным отложениям, - Е.И.Коваленко (1963) пришел к выводу, что верхний майкоп отсутствует.

Здесь следует заметить, что размеры размыва верхнего майкопа по падению толщ не установлены, а чокракская трансгрессия была перекрыта плиоцен-эоплейстоценовыми отложениями свиты рухсдзуар.

Более поздние данные, представленные В.Л.Мкртычевым (1965) на основании данных по скважинам структурно-поискового бурения, указывают на наличие верхнемайкопских отложений (ассинской, сулакской и зурамакентской свит без разделения) в скважинах 43 (1041), 40 (1042), 47 (1044), северо-восточнее естественных выходов на Коринском выступе, в бассейне р.Урсдон, т.е. на Коринском выступе отложения верхнего майкопа сохранились. Мощность верхнего майкопа изменяется от 184 м в скв. 43 (104) на р.Дур-Дур, до 260 м в скв. 41 (1043) на р.Скуммидон.

Значения электрокаротажа (“КС” и “ПС”) не отличаются от данных по аналогичным отложениям в бассейне р.Лескен.

Восточнее р.Ардон к отложениям ассинской свиты относится толща глин темно-серых с зеленоватым оттенком, тонкослоистых, известковистых, иногда с тонкими прослоями мергелей.

На р.Фиагдон в верхней части свиты имеют место тонкие (0,1-0,2 м) линзовидные прослойки плотных, мелкозернистых, известковистых песчаников.

На р.р.Терек, Камбилеевка, Сунжа ассинская свита представлена 120 м толщиной глин. В нижней части свиты глины темно-серые с зеленоватым оттенком, ожелезненные, в верхней - буровато-серые. Местами встречаются 2 см мощности прослойки каолинизированных глин, представляющих собой, вероятно, переотложенный вулканогенный пепел (В.А.Мельников, 1962).

По данным структурно-поисковых скважин (№№ 27 (1117), 29 (1119) на р.Фиагдон, 1-Г (1230) на р.Майрамадагон, 3 (1240) восточнее пос.Тарское) отложения ассинской свиты по В.Л.Мкртычеву (1964) представлены глинами темно-серыми, темно-коричневыми с зеленоватым оттенком, известковистыми, реже известковистыми, с

частыми прослоями и линзочками песчаника темно-серого с зеленоватым оттенком, мелкозернистого, глинистого, слюдистого, известковистого, плотного.

В некоторых разрезах, судя по каротажным диаграммам, встречаются довольно частые прослои (от 0,1 до 3 м) песков и рыхлых песчаников, которые полностью размывались при бурении.

Наблюдается уменьшение песчаности с востока на запад.

Мощность претерпевает значительные изменения. На р.Фиагдон она составляет 355 м, на р. Майрамадагдон и ее притоках - 200-360 м, на р. Камбилеевка - 110 м, а на р.Сунжа - 185 м.

Контакт ассинской свиты с вышележащими отложениями проводится условно, по появлению прослоев сидеритов мергелистых.

#### 2.4.2.5. Сулакская свита (*N<sub>1sl</sub>*)

Выделена Н.С.Золотницким в 1959 г. на р.Сулак в Дагестане. Соответствует ольгинскому горизонту К.А.Прокопова (1937) по сел.Ольгинское на р.Кубань.

На западе рассматриваемой территории, в бассейне р.Лескен к отложениям сулакской (ольгинской) свиты Ю.И.Гордиенко (1963) отнесена толща глин светлых с зеленовато-бурым и оливковым оттенками, слабо песчано-слюдистых, известковистых, скорлуповатой текстуры, плотных. В подошве свиты - пласт песчаника желтовато-зеленого, мелкозернистого, полимиктового, слюдистого мощностью 10-15 м.

Микрофауна не обнаружена.

Глины имеют очень низкое удельное сопротивление - 2-3 Омм и нулевое значение потенциала собственной поляризации.

Песчаники выделяются на каротажных диаграммах повышенными значениями "КС" - до 25 Омм и отрицательными значениями "ПС" - до (-20) мВ.

Средняя мощность свиты - 65 м.

Граница с нижележащими отложениями условно проводится по подошве песчаника, а где его нет - по сопоставлению значений интенсивности гаммаактивности в скважинах.

В.А.Мельников (1964), ссылаясь на И.М.Крисяк, утверждает, что в междуречье Урух (Хазнидон) - Ардон отложения сулакской и зурамакентской свит размыты. Е.И.Коваленко отмечает трансгрессивное налегание плиоцен-плейстоценовых (акчагыл-апшеронских) отложений свиты рухсдуар на различные части разреза майкопских

отложений. Отсутствие отложений сулакской и зурамакентской свит в междуречье Урух-Ардон не подтверждается данными структурно-поискового бурения на Коринском выступе (разрез по р. Урсдон и ее притокам). В.Л. Мкртычев (1965) описывает отложения сулакской и зурамакентской свит, подсеченные скважинами на Коринском выступе в 170-350 м от выхода майкопских отложений на поверхность, где они не содержат отложений вышеотмеченных свит. Литологический разрез аналогичен Лескенскому. По каротажным диаграммам дешифрируются довольно часто, прослой 0,1-3,0 м песков и рыхлых песчаников. Значения “КС” и “ПС” аналогичные, не отличаются от Лескенских.

Из фауны встречены: *Ammodiscus tenuiculus* Subb., спикулы губок, диатомии, *Geodia* sp., рыбные остатки.

Восточнее р. Ардон глины, слагающие сулакскую свиту, зелено-серые, иногда слоистые, с раковистым изломом, очень плотные. В них отмечаются 4-5 см прослой светло-серых жирных глин. Имеют место прослой и линзы мергельного сидерита мощностью 0,1-0,3 м.

Мощность на р. Фиагдон - 154 м. На рр. Камбилеевка и Сунжа В.Л. Мкртычев (1964) определяет мощность в 125-205 м и 320 м (соответственно), но суммарную, для двух свит, сулакской и зурамакентской.

#### 2.4.2.6. Зурамакентская свита ( $N_{1zr}$ )

Выделена Н.С. Шатским в 1925 г. Названа по сел. Зурамакент в Дагестане. На Центральном и Западном Кавказе соответствует верхней части рицевской свиты майкопа, которую Н.С. Золотницкий (1959) разделил на сулакскую и зурамакентскую свиты.

На западе описываемой территории, в бассейне р. Лескен Ю.И. Гордиенко (1963), в основном, по данным структурно-поискового бурения на Аргуданском выступе дает следующую характеристику отложениям зурамакентской свиты.

Глины темно-серые, почти черные известковистые со слабым буровато-зеленоватым оттенком, песчаные, малослюдистые, тонкослоистые, плотные, с присыпками серого песка на плоскостях наложения, с обильными чешуйками и остатками рыб.

Для нижней части свиты характерно наличие довольно мощных (до 0,2 м) пластов песчаников желтовато-зеленых, мелкозернистых, полимиктовых, глинистых, слюдистых, известковистых и рыхлых.

Кажущееся сопротивление глин (по данным электрокаротажа) - 1,5-5 Ом, песчаников - 5-10 Ом. Песчаники характеризуются значительными отрицательными аномалиями "ПС", достигающие - 75-(-80) мВ.

В скважине 23 (1057) мощность отложений зурамакентской свиты 75 м.

Макрофауна не обнаружена. Из микрофауны встречаются единичные стеррастры кремнистых губок, а также рыбные остатки и многочисленные пиритизированные ядра диатомий (типа *Gruspedodiscus*).

Граница с нижележащей сулакской свитой проводится по подошве мощных песчаников.

Как уже отмечалось ранее, при описании отложений сулакской свиты, в междуречье Урух-Ардон выходов отложений зурамакентской свиты на поверхности нет. Они частично размыты и перекрыты отложениями плиоцен-эоплейстоценовой трансгрессии, свитой рухс-дзуар. Вполне вероятно, что отложения зурамакентской свиты имеют место в скважинах, пробуренных на Коринском выступе, где они описаны В.Л.Мкртычевым (1965) совместно с сулакской и ассинской свитами.

Восточнее р.Ардон отложения зурамакентской свиты представлены глинами, песчанистыми глинами, местами с прослоями песчаников.

В.А.Мельников (1962) приводит следующий послойный разрез свиты в сечениях по р.р.Фиагдон и Хаталдон, где наблюдается налегание на нее отложений чокракского региояруса. В этих местах на глины сулакской свиты налегают:

1. Глины темно-серые слоистые песчанистые, в середине с прослойками каолиновых глин, а выше - слюдистые с прослойками мергельных сидеритов. Мощность - 84 м

2. Глины песчанистые, внизу тонкослоистые слюдистые, а сверху - грубослоистые с примазками и прослойками ожелезненных песчаников. Мощность - 10,27 м

3. Глины темно-серые, внизу зеленоватые песчанистые. Мощность - 10,60 м

4. Сидериты песчанистые темно-серые. Мощность - 0,15 м

5. Глины темно-серые песчанистые, слюдистые. Мощность - 5,0 м

Всего - 110,02 м.

Восточнее р.Терек отложения зурамакентской свиты представлены аналогичными фациями с мощностями для отложений сулакской и зурамакентской свит неразделенными, на р.Камбилеевка - 125-205 м, а на р.Сунжа - 320 м.

В глинах обычно встречается чешуя рыб и другие рыбные остатки.

Отсутствие характерных данных по микрофауне, литологии и электрокаротажу не позволило В.Л.Мкртычеву (1964) расчленить отложения сулакской и зурамакентской свит.

### 2.4.3. Неогеновый период (N)

#### Среднемиоценовая эпоха (N<sub>1</sub><sup>2</sup>)

К среднемиоценовому возрасту относятся тарханский, чокракский, караганский и конкский региоярусы.

##### 2.4.3.1. Тарханский региоярус (N<sub>1tr</sub>)

Выделен Н.И.Андрусовым в 1918 г. на Керченском полуострове. Назван по мысу Тархан.

Вскрыт в двух скважинах к западу от р.Лескен на территории Кабардино-Балкарии. Сложен региоярус глинами темно-серыми, песчанистыми, сильно слюдистыми, очень слабо известковистыми, слоистыми, плотными. Мощность порядка 1-5 м.

Найдены *Pecten denadatus* Reus и др.

В бассейне р.Лескен отложения тарханского региояруса не встречены.

Не встречены они и восточнее до меридиана р.Фиэгдон (В.А.Мельников, 1964).

Многие исследователи (данные Е.И.Коваленко, 1963): М.С.Швецов, Б.К.Лотиев, В.Д.Талалаев и другие отмечают отсутствие тарханского яруса вследствие размыва, обусловленного предмиоценовой трансгрессией.

По данным В.Л.Мкртычева (1964) наличие тарханского региояруса установлено в скважине №7 (1018) на р.Гизельдон и в скважине 15 (1026) в районе п.Редант в левом борту р.Терек, где он представлен глиной зеленовато-голубовато-серой неслоистой плотной слабо песчано-слюдистой, известковистой, с прослоем мергеля (0,05 м) буровато-серого песчано-слюдистого, известковистого, крепкого.

Из фауны встречены: *Pecten denudatus* Reuss, *Syndesmia parabilis* Zhizh, *Leda subfragilis* Hoern, *Nucula* sp.

Мощность тарханского региояруса - 0,8-1,0 м.

Отложения тарханского региояруса не нашли своего отражения в первичной документации в вышеприведенных скважинах. Выделена она на основании фаунистических находок.

В.А.Мельников (1962) дает следующую характеристику отложениям тарханского региояруса. Во-первых, он утверждает, что отложения тархана западнее р.Гизельдон - размыты. В разрезе на р.Гизельдон это глины темно-серые с буроватым оттенком, залегающие на майкопских глинах. Мощность глин - 2,0 м. Выше - песок мелкозернистый темно-серый слоистый, мощностью в 5 м. Предположительно В.А.Мельников (1962) относит их к тархану.

На р.Черная (Архондон) к тархану отнесены два мергельных прослоя, разделенные глиной. Нижний прослой (0,13-0,28 м) представлен мергелем зеленовато-серым с *Aporrhais pes-pelecani* L., и *Natica helicina* Bracc.

Выше залегают глины зеленовато-серые сильно известковистые песчано-слюдистые с фауной: *Syndesmia* sp., *Pecten denudatus* Reuss., *Natica helicina* Bracc и др. Мощность - 0,4-0,7 м.

Верхний прослой сложен мергелем грязно-серым глинистым ожелезненным мощностью 0,24-0,4 м.

Общая мощность (р.Черная) - 0,77-1,38 м.

На р.Терек по Л.А.Розанову (ссылка В.А.Мельникова, 1962) тарханский региоярус представлен мергелем грязно-серым.

По р.Сунжа тарханский региоярус слагают (снизу-вверх):

1. Глины с прослоями и конкрециями сидерита (9,0 м)
2. Мергели зелено-серые песчано-слюдистые с фауной (0,95 м)
3. Глины темно-серые с зеленоватым оттенком слоистые с прослоями песчаников или мергелей (5,55 м)

Общая мощность тархана на р.Сунжа - 155 м.

Одновременно, В.А.Мельников (1962), на страницах своего отчета пишет (стр. 124), что большинство исследователей отмечают отсутствие отложений тарханского региояруса на листах К-38-41-Б и К-38-42-А (междуречье Ардон-Камбилеевка).

#### **2.4.3.2. Чокракский региоярус (*N<sub>1</sub>ck*)**

Выделен как ярус (горизонт) Н.И.Андреевым в 1884 г. Назван по оз.Чокрак на Керченском полуострове в Крыму. Как региоярус - с 1989 г. (В.А.Ермаков, 1989).

Отложения чокракского региояруса всегда привлекали внимание геологов в связи с содержанием в их коллекторах богатых залежей нефти. Отложения в большинстве случаев плохо обнажены. Песчаные пласты и пачки обычно лучше обнажены и выражены в рельефе и прослеживаются на большие расстояния. Глинистые пачки, как правило, прикрыты эллювием и делювием, а если и обнажаются, то только по оврагам и речкам и обычно с большими или меньшими пропусками.

На соседних площадях, в Ингушетии, Чечне, Дагестане, И.О.Бродом (1959) отложения чокракского региояруса подразделяются на махачкалинскую и серноводскую свиты. Последние подразделяются на ряд подсвит.

Известно более 20 схем стратификации отложений чокрака. В частности, схема стратификации чокрака, предложенная Б.П.Жижченко (1940) по р.Асса состоит из 4-х групп песчанистых пластов, могущих стать коллекторами для нефти.

Песчано-глинистая толща чокрака на территории РСО-А прослеживается в пределах зоны Северной моноклинали в виде узкой полосы от юго-восточного до субширотного простирания.

На западе, в пределах бассейна р.Лескен, но за пределами рассматриваемой территории, чокракская свита представлена по данным структурно-поискового бурения (Ю.И.Гордиенко, 1963), чередованием глин, мергелей, песчаников с преобладанием глин. На поверхности чокрак перекрыт свитой рухсдзуар.

Глины разные. Встречаются темно-серые, почти черные с буроватым оттенком, слабо песчанистые, редко сильно песчанистые, известковистые, плотные слоистые.

Реже - глины серые, сильно песчано-слюдистые и известковистые, тонкослоистые, с присыпками серого мелкозернистого песка по плоскостям наслоения, плотные.

Еще реже встречаются глины прослоями мощностью до 1 м, светло-зеленые и зеленые, песчанистые, известковистые и неизвестковистые, неслоистые, оскольчатые, плотные.

Мергели коричневой, реже светло-коричневой окраски, крепкие, неслоистые, отдельные прослой оскольчатые.

Песчаники зеленые, темно-зеленые, серые и желтовато-зеленые, мелкозернистые, полимиктовые, в различной степени глинистые, известковистые, неплотные.

Количество прослоев песчаника насчитывается до 7. Мощность отдельных прослоев от 4 до 35 м. В скважинах выделяются по данным каротажа.

Подосва чокракского региояруса отбивается по сопоставлению каротажных диаграмм и по исчезновению макро и микрофауны.

Кровля проводится по появлению зеленых глин со *Spirialis*.

Кривые электрокаротажа (“КС” и “ПС”) характеризуются средней дифференцированностью. “КС” у песчаников до 20-30 Ом, “ПС” - до (-12,5) - (-25) мВ. Мергели характеризуются значениями “КС” до 40 Ом, глины - 5-10 Ом. “ПС” глины изменяется в пределах 0-25 мВ.

Отдельные прослои глины, известковистых, имеют более низкие значения “КС”, до 1,5-2,0 Ом.

В большом количестве встречается макрофауна: *Leda prendeli* Andr.,

Скопления *Cryptodon* Zhizh,

*Spirialis subtarchanensis* Zhizh, S. sp,

*Syndesmia albu* Wood,

*Corbula proterva* Zhizh и др.

Из микрофауны найдены:

*Miliolina akneriana* (d’Orb) var *media* Gerke,

” ” ” *elogata* spoucumis Gerke,

” ” ” *rotunda* Gerke,

*M. ex. gr. Subfoliacea* Bogd., *M. circularis* (Barneman),

*Sigmoilina tschokrakensis* Gerke *angusta* Gerke,

” ” ” f. *media* Gerke,

” ” ” f. *compressa* Gerke,

” ” ” f. *eircularis* Gerke,

” ” ” f. *plana* Gerke и др.

Мощность отложений чокракской свиты в скважине 23 (1057) на р.Лескен - 90 м. Восточнее, в междуречье Лескен-Урух мощность увеличивается до 130-155 м. Увеличение мощности наблюдается также на север.

В междуречье Урух-Ардон (точнее Лескен-Ардон) отложения чокракского регионаруса почти полностью с несогласием перекрыты отложениями свиты рухсдзуар. Короткие (по простиранию) выходы чокрака обнажены в долинах рек: Урух, Дур-Дур, Урсдон, Кабагалдон, Цраудон и Ардон. Представлены они толщей глины темноцветных с пластами светлых кварцевых песчаников и алевролитов и прослоями мергелей. На всем междуречье имеют место те же разности глины, песчаников и мергелей, что и в бассейне р.Лескен, описанные ранее.

Мощности отдельных прослоев изменяются в пределах: 1). глины - 0,2-15,0 м; 2). песчаников - 1,0-12,0 м; 3). мергелей - 0,1-0,15 м (Е.И.Коваленко, 1963, район пос.Кора-Урсдон).



В.А.Мельников (1964), опираясь на исследования В.Д.Талалаева 1956-1958 гг. дает следующее описание чокракского региояруса.

В основании региояруса повсеместно отмечаются базальные слои, состоящие из песчаников и конгломератов. Последние сложены хорошо окатанными гальками известняков, кварцитов, габбро-диабазов и диабазов, сцементированных грубозернистым плотным кварцевым песком. В песчаниках имеются тонкие линзочки бурого угля и включения обугленной древесины. Вполне вероятно, что среди чокракского моря появился значительный остров, в связи с чем отмечается отсутствие отложений тарханского региояруса и верхних горизонтов майкопа к северо-западу от р.Фиэгдон.

В междуречье Ардон-Урух отложения чокрака представлены толщей темноцветных глин с пластами светлых кварцевых песчаников, алевролитов с прослоями мергелей.

К западу от р.Фиэгдон В.Д.Талалаев в составе чокрака выделяет 7 пластов песчаников ( $\Sigma_1$ - $\Sigma_7$  - сверху - вниз), а к востоку от этой реки - 10 пластов ( $\Sigma_1$ - $\Sigma_{10}$ ). Отсутствие нижней части чокракских отложений до пласта  $\Sigma_7$  к западу от р.Фиэгдон объясняется размывом или тем, что они вообще не отлагались.

Западнее р.Суадагдон из разреза выпадают пласты  $\Sigma_7$  и  $\Sigma_{5-6}$  или пестроцветная свита по В.П.Жижченко (И.О.Брод, 1959). Многие из вышележащих пачек глин и песчаников значительно сохраняются в мощности, а некоторые претерпевают литологические изменения или вовсе выпадают из разреза.

Объясняется это наличием между рр.Суадагдон и Черек значительного поперечного поднятия, которое перед чокраком и в нижнем чокраке продолжало оставаться сухой (В.А.Мельников, 1964).

Мощность отложений чокрака и их песчанистость увеличивается в восточном направлении. Так, на р.Урух мощность равна 47 м, на р.Дур-Дур - 100,8 м, на р.Ардон - 120,6 м. Песчанистость на р.Урух 17,3 %, а на р.Суадагдон - 53,8%.

На основании данных структурно-поискового бурения в бассейне р.Урсдон (на Коринской площади) В.Л.Мкртычев (1965) отмечает наличие в разрезе песков, а в глинах, помимо растительных остатков, часто встречающуюся чешую рыб.

Из обнаруженной макрофауны определены:

*Syndesmia alba* Wood., *Leda prendeli* Andr.,

*Nassa restitutiana* font, *Spirialis* sp.,

*Cryptodon laevis* Zhizh.

Ostracoda, Gastropoda.

Из микрофауны определены:

*Spirialis andrussovi* Kitle v. *tshokrakensis* Zhizh.,

*Anticulina tscpokrakensis* Bogd.,

*Miliolina akneriana* (d'Orb) v. *rotunda* Gerke.

По данным электрокаротажа кривые “КС” и “ПС” слабо дифференцированы. Кажущееся удельное сопротивление песчаных пластов равно 10-30 Ом, редко 60 Ом, “ПС” равно (-30) - (-50) мВ. “КС” глинистых слоев 1-6 Ом, а “ПС” - 0. Мощность чокрака непостоянна, от 68 м (скв. 43 (1041), до 98 м (скв. 48 (1046)).

Выделяется 3 пласта песчаников мощностью от 6 до 34 м.

По падению мощность чокракских отложений увеличивается за счет глинистой составляющей.

Восточнее р. Ардон субширотная полоса выхода отложений чокракского региона частично перекрыта отложениями свиты рухсдзуар позднеплиоценового-эоплейстоценового возраста в междуречьях Ардон-Суадагон и Армидон (Майрамадагон)-Гизельдон. Полностью отложения чокрака перекрыты в междуречье Гизельдон-Черная (Архондон). На этом участке размыв и перекрытие свитой рухсдзуар нижележащих отложений достигает нижнего мела.

Повсеместно в основании чокрака отмечаются базальные слои, состоящие из глинистых, сильно ожелезненных песчаников с прослоями конгломератов из хорошо окатанных галек известняков и сильно разрушенных габбро-диабазов. В.А.Мельников (1962), ссылаясь на В.П.Ренгартена, отмечает наличие конгломератов на рр. Фиагон, Кодахчиндон, Терек, близ спиртзавода № 2 на юго-западном подножии г. Медвежий Гай.

Ссылкой на исследования В.Д.Талалаева, В.А.Мельников (1962) описывает чокрак, как толщу, представленную глинами темноцветными с пластами светлых кварцевых песчаников и алевролитов с прослоями мергелей. Наиболее выдержанными являются прослои глинисто-мергельных пород. Песчаные слои изменчивы. Монолитные песчаники по простиранию неоднократно разделяются глинами или же выклиниваются.

В междуречье Черная-Сунжа В.Д.Талалаевым выделяются 8 характерных глинистых пачек, 10 пластов песчаников и алевролитов ( $\Sigma_{10} - \Sigma_1$ ), 2 гипсоносные и одна пестроцветная толщи.

Отложения чокрака содержат многочисленную фауну, на основании которой Е.А.Кривошеина (В.А.Мельников, 1962) подразделяет их на 3 зоны:

1. Нижняя, “бедная” зона (интервал  $\Sigma_9 - \Sigma_7$ ) характеризуется наличием рода *Spirialis subtarchanensis* Zhizh.

2. Средняя зона с “богатой” микрофауной (интервал  $\Sigma_6 - \Sigma_2$ ):

*Spirialis* sp., *Syndesmia* sp., *Syndesmia alba* Wood.,

*Spaniodontella intermedia* (Andr.) Vajar. и др.

3. Верхняя “бедная” зона (интервал  $\Sigma_1$  и мергели “ $\alpha$ ”) характеризуется фауной:

*Spirialis* и *Syndesmia alba* Wood.,

реже - *Spaniodontella intermedia*.

Кроме того, по микрофауне в чокраке выделяется нижний подъярус с *Bolivina tarchanensis* и верхний подъярус с *Miliolina aknetiana* (d’Orb.) и др.

Мощность чокракского региояруса увеличивается в восточном направлении с 214 м на р. Терек, до 486 м восточнее р. Сунжа.

В.Л. Мкртычев (1964) по полевым наблюдениям и результатам структурно-поискового бурения в междуречье Фиагдон-Сунжа в основу дробного деления отложений чокракского региояруса взял не отдельные пласты песчаников, а пачки песчано-алевритовых пород. Им было выделено 8 пачек песчано-алеврито-глинистых пород, переслаивающихся с 8-10 пакетами глинистых, глинисто-песчанистых и мергелистых пород, названных “разделами”.

Песчанистые пачки ( $\Sigma_1$ - $\Sigma_8$  - сверху вниз) сложены глинами с прослоями песка, песчаника и реже алевролита, при коэффициенте песчаности 60-70%.

Глина темно-серая, голубовато-серая, слабо песчанистая, с налетами и миллиметровыми прослойками песка серого, буровато-серого, мелкозернистого и лучистого, известковистая, средней плотности. В пачках (пластах)  $\Sigma_{2,3}$  и 7 цвет глины меняется до зеленовато-серого.

Песок и песчаник серый, голубовато-серый, мелкозернистый, кварцевый, полимиктовый, известковистый. Песчаник слоистый, крепкий, с зеленоватым оттенком. В пласте  $\Sigma_3$  и  $\Sigma_7$  с косослоистыми прослоями.

На Ставрополье к отложениям чокрака приурочены бедные титан-цирконовые россыпи (А.М. Мирошников, 1995).

Полезные компоненты - ильменит, рутил, лейкоксен и рутил, редко анатаз - концентрируются в виде естественного шлиха, образующего волнисто-косослоистые и горизонтально-слоистые серии.

Кварцевые пески, также как и естественный шлик, образуют волнисто-косослоистые серии, редко однонаправленную косую слоистость мощностью до 30 см и крупные мутьдообразные гряды.

В пачке  $\Sigma_6$  песчаник грязно-серый слабо глинистый известковистый пиритизированный, а песок - белый мелкозернистый с зернами глауконита.

Алевролиты голубовато-серые, зеленовато-серые, крепкие, с примесью зерен глауконита в пачках  $\Sigma_1$  и  $\Sigma_7$ .

Мергели наблюдаются в виде прослоев мощностью: в  $\Sigma_1$  - 0,03 м; в  $\Sigma_4$  - 0,2 м; в  $\Sigma_6$  - ?. Мергель кремовато-серый, плотный, неслоистый.

Разделы (Т<sub>1-8</sub>) представлены глиной зеленовато-серой, темно-серой, темно-бурой, в разной степени песчанистые, известковистые (бывают и неизвестковистые), крупнооскольчатые, тонкослоистые, с тонкими (до 0,03 м) прослойками мергеля в Т<sub>6</sub> и Т<sub>8</sub>.

В разделе Т<sub>6</sub> (еще называемой пестроцветной толщей) мергели встречаются в виде линз и желваков. Мергель в основании Т<sub>8</sub>, над кровлей верхнего майкопа в виде прослоя 0,03 м мощности, буровато-серого цвета, крепкий, песчанистый.

Конгломератов в основании чокрака В.Л.Мкртычев (1964) не отмечает.

Для Фиагдон-Сунженской площади В.Л.Мкртычев приводит следующую характерную фауну по определениям Е.А.Кривошеиной:

*Spirialis andrusovi* Kite var. *tshokrakensis*,

*Spirialis* sp.,

*Nassa restitutiana* Font.,

*Sandbergeria roxolana* Sokol,

*Spaniodontella Entermedia* Andr.,

*Syndesmia* Wood,

*Leda prendela* Andr.

Из микрофауны в породах чокрака определены:

*Miliolina akneriana* (Orb) v. *rotunda* Gerke - единичные,

\_\_ \_\_ " " " " *mediana* " " - много,

\_\_ \_\_ " " *elongate f. mediana* Gerke - много,

\_\_ \_\_ " " " " *cucumis* " " " "

\_\_ \_\_ " " " " *argynica* Gerke - единичные,

*Articulina tshokrakensis* Bogd ----- - редко,

*Sigmoilina* " " Gerke ----- - много,

*Spirialis* sp. ----- - очень много,

*Otolitus* sp. ----- - редко.

Мощность чокракских отложений увеличивается с запада на восток.

Таблица

Наименование Профиля	№№ пачек песчаника - "Σ" и глины - "Т", их мощность в м									
	Σ <sub>1</sub>	Т <sub>1</sub>	Σ <sub>2</sub>	Т <sub>2</sub>	Σ <sub>3</sub>	Т <sub>3</sub>	Σ <sub>4</sub>	Т <sub>4</sub>	Σ <sub>5</sub>	Т <sub>5</sub>
"Фиагдон"	-	-	-	-	34	26	11	6	5	11,5
"Кодахчин"	-	-	-	-	40	29,5	11,5	6,5	4,5	12
"Гизельдон"	-	-	-	-	22	26,5	9	11,5	3,7	8,8
"Черная"	5	3	3	1,5	7	24	8,7	17,5	5,5	7,0
"Лысая"	5	4	4,5	7,5	5,6	23,6	7	17	6	6

Наименование Профиля	№№ пачек песчаника - "Σ" и глины - "Т", их мощность в м							Общая мощность (м)
	Σ <sub>6</sub>	Т <sub>6</sub>	Σ <sub>7</sub>	Т <sub>7</sub>	Σ <sub>8</sub>	Т <sub>8</sub>		
"Фиагдон"	33,5	3	4	2	10	2	148,0	
"Кодахчин"	31,5	3,6	7,5	3,6	10	2,4	162,6	
"Гизельдон"	12	37	9,5	22	8,5	3,4	173,9	
"Черная"	13,5	35,8	14	18	14	15	192,5	
"Лысая"	17	36	18	18	17	55	248,0	

Сопоставление разрезов чокрака по литологии осуществляется с большим затруднением ввиду отсутствия маркирующих горизонтов. Несколько лучше сопоставляются разрезы по макро и микрофауне и, еще лучше, по каротажным диаграммам.

#### 2.4.3.3. Караганский регионарус ( $N_{1kr}$ )

Выделен Н.И. Андрусовым в 1917 г. назван по мысу Тюб-Караган на полуострове Мангышлак.

Первоначально Н.И. Андрусов назвал эти отложения "спаниодонтовыми" (по фауне *Spaniodontella*).

Отложения карагана, как и чокрака, всегда привлекали своей перспективностью нахождение в них нефти. Деление его на подсвиты и пачки во многом подобно делению чокрака. На рассматриваемой территории наиболее приемлема стратификация карагана, разработанная В.Д. Талалаевым, К.А. Прокоповым и Б.А. Алферовым.

Узкая полоса песчано-глинисто-мергельных отложений карагана прослеживается от юго-восточного до субширотного направления в пределах зоны Северной

моноклинали, с участками размыва и перекрытия отложениями свиты рухсдзуар в тех же местах, что и региояруса чокрак.

На западе, в пределах бассейна р.Лескен, но северо-западнее рассматриваемой территории, отложения карагана вскрыты рядом скважин структурно-поискового бурения (Ю.И.Гордиенко,1963), где они представлены чередованием глин и песчаников с прослоями мергелей мощностью до 0,1 м.

Глины темно-серые с буроватым оттенком, слабо песчанистые, слабо слюдистые, известковистые и неизвестковистые, тонкослоистые с присыпками бурого песка на плоскостях наслоения, плотные.

Песчаники серые, темно-серые, зеленовато-серые и бурые, мелкозернистые, полимиктовые, слюдистые, известковистые, неслоистые, средней крепости.

Насчитывается до 6 пачек песчаников, мощность которых колеблется в пределах 6-30 м. Наиболее мощные пачки - верхняя и нижняя.

Мергели кремовые, желтовато-серые, светло-коричневые, иногда сильно глинистые, крепкие.

По данным электрокаротажа кривые “ПС” и “КС” характеризуются средней дифференцированностью. Удельное сопротивление у песчаников до 20-30 Омм, значение потенциала собственной поляризации - (-12,5) - (-13) мВ. Мергели с “КС” до 40 Омм, глины - 5-10 Омм. Встречаются в карагане скопления фауны, переходящие в ракушечник мощностью до 0,1 м. Состоит он, в основном, из мелких *Spaniodantella pulchella* Boily.

Микрофауна не найдена, но встречаются отолиты:

*Otolitus (clupea) sarmatus* Suzin,

\_\_” (Rhombus) karaganensis Suzin,

\_\_” (Rhrynorhombus) bassalii Schubert,

\_\_” (Clupeidarum) ongulatus Suzin.

Мощность карагана (по скважинам) изменяется от 68 м в скв.25 (1054) южнее пос.Лескен, до 141 м в скв. 29 (1056) - севернее этого же поселка, т.е. в интервале примерно в 8 км с севера на юг. Увеличение мощности региояруса происходит за счет увеличения числа и мощности пачек песчаников.

В междуречье Урух-Ардон отложения караганского региояруса выходят на поверхность в отдельных местах, по рекам: Урух, Дур-Дур, Кабагалдон, Цраудон, Ардон. В остальных местах они перекрыты отложениями свиты рухсдзуар. По В.А.Мельникову (1964) нижнюю часть карагана, согласно налегающего на чокрак, слагают глины буровато-серые, слоистые, известковистые, слабо песчанистые мощностью 6,2 м с 2-3

линзовидными прослойками светло-серых мергелей мощностью 2-3 см и ряда прослоек мощностью до 1 см.

Выше в толще глин В.Д.Талалаев (В.А.Мельников, 1964) выделяет одиннадцать сходных между собой пластов ( $S_{11}$  -  $S_1$ ), сложенных песчаниками глинистыми, кварцевыми, органогенными, тонкозернистыми или песков серых, желтовато-серых, тонкозернистых, глинистых. Мощность пластов варьирует в пределах 4-30 м. В средней части карагана прослой ракушечника ржаво-бурого, с мелкой фауной пелеципод. Мощность 0,1 м.

В.А.Мельников считает, что 2 нижних пласта ( $S_{11}$  и  $S_{10}$ ) песчаников не имеют места в междуречье Урух-Ардон, объясняя это наличием поперечного поднятия (Коринского и Аргуданского). Кроме того, большинство маркирующих горизонтов, выделенных К.А.Прокоповым и Б.А.Алферовым в Чечне и Дагестане, не имеют места на территории РСО-А.

Общая песчаность регионаруса колеблется от 38,4% до 67,2%.

По минералогическому составу песчаники карагана отличаются от чокракских повышенным содержанием кварца, до 86-90%, уменьшением полевых шпатов - 8-10% и повышением содержания дистена, до 7,7% (в чокракских песчаниках его 4,7%).

В междуречье Б.Дур-Дур, Урсдон, Цраудон скважинами структурно-поискового бурения на нефть и газ в отложениях карагана вскрыт аналогичный разрез чередования глин, песчаников, мергелей и песков. Сопоставление каротажных диаграмм скважин 43 (1041), 40 (1042), 39 (1036), 41 (1043) и 47 (1044) позволило В.Л.Мкртычеву (1965) выделить 6 пластов песчаника мощностью от 2-х до 22 м. Мощность регионаруса в скважинах изменяется от 64 м на западе до 82 м на востоке.

Кривая “КС” на каротажной диаграмме сильно дифференцированная, “ПС” - сравнительно слабо дифференцированная. Пласты песчаника характеризуются удельными сопротивлениями в 15-40 Омм и отрицательными значениями “ПС” - (-20)-(125) мВ.

Из керна выделена и определена макрофауна:

*Spaniodontella cf. pulchella var opistodou* Andrussovi,

*S. pulchella* Baily, Ostracoda,

и микрофауна:

*Otolithus (Rhmbus) lutns* Suzin,

*Nonion martcobi* A.Bogd,

*Globigerina*, *Diatomei* (трубчатые), рыбные остатки.

В междуречье Ардон-Сунжа караганские отложения описываются В.А.Мельниковым (1962) со ссылками на исследования В.Д.Талалаева, К.А.Проконова и

Б.А.Алферова. В частности, в Терско-Ардонском междуречье, по В.Д.Талалаеву, караганские отложения слагает толща серых и буровато-серых глин с частыми пропластками кварцевых песков и алевролитов. По всей толще глин наблюдаются 2-15 см прослойки желто-серых мергелей.

В связи с резким уменьшением мощности карагана к западу от р.Сунжа из разреза исчезают все маркирующие горизонты, выделенные К.А.Прокоповым и Б.А.Алферовым в Чечне и Дагестане. По В.Д.Талалаеву здесь выделяется 11 пластов ( $S_{11}$  - $S_1$ ) песчаников, также имеющих стратиграфическое значение.

Песчаники глинистые и чистые, местами известковистые, разделяются глинами различной мощности.

Все пласты песчаников по внешнему виду и минералогическому составу сходны между собой. Суммарная мощность прослоев песчаников в разрезе р.Кодахчиндон - 67 м, при общей мощности 230,5 м (скв. 14 (1008) восточнее р.Фиэгдон).

Коэффициент песчаности в верховьях р.Камбилеевка (Бал. Угольная) - 28,1%.

Восточнее р.Сунжа (р.Асса) мощность карагана 411,4 м при суммарной мощности песчаных прослоев в 121,6 м.

В подошве карагана - глины с 2-8 см прослоями мергелей и 2-4 см прослоем ракушечника залегают на мергелях чокрака.

В кровле карагана - повсеместно глины зеленовато-серые, бурые и синевато-серые, сильно известковистые с 2-30 см прослоями мергелей. Мощность этих глин - 38,5 м на востоке (р.Сунжа) и 4-5 м на западе (р.Ардон).

Более полно караганские отложения в междуречье Фиэгдон-Сунжа изучены структурными скважинами: №№ 25 (1116) на р.Фиэгдон, 14 (1008), 16 (1011), 17, 19, 20 (1010), 23 (1009) на р.Кодахчин (Теплая), 7 (1018) на р.Гизельдон, 18 (1021), 21 (1020) на р.Черная, 9 (1028), 12 (1027) на восточном склоне г.Лысая, 29 (1119), 30 (1120) в правом борту р.Терек, 28 (1118) , 31 (1006) на р.Камбилеевка, как близь выходов его на поверхность, так и на значительном удалении вниз по падению слоев.

Караганские отложения, по данным бурения, представлены чередованием пластов и пачек глин, песков, песчаников и мергелей (В.Л.Мкртычев, 1964).

Глины темно-серые, темно-бурые и зеленовато-серые, слабо песчанистые, местами сильно песчанистые, слоистые, иногда неяснослоистые, оскольчатые, плотные, с прослоями 1-200 мм песка и песчаника разных тонов, мелкозернистого слюдистого, известковистого и неизвестковистого, плотного с прослоями 0,02-1,0 м мощности мергелей желто-серых, темновато-серых, редко песчанистых, доломитизированных, крепких.



В глинах встречаются обуглившиеся растительные остатки (иногда пиритизированные), включения пирита и рыбная чешуя.

Пески и песчаники серые, зеленовато-серые, мелкозернистые, слюдистые, известковистые, часто глинистые, в основном рыхлые, содержат прослой глин темно-серых, песчанистых, плотных.

Фауна карагана многочисленна, но однообразна. Это *Spaniodontela*, *Sandbergerina*, *Pholas*.

Кроме того, региолярус содержит следующую микрофауну:

*Otolithus (Rhombus) karaganensis* Suzin,

— — (*Clupea*) sp.,

— — (*Rhombus*) *konkensis* Suzin,

*Globigerina globulosa* (Ehrenberg),

*Globigerinella* sp.

Мощность карагана увеличивается с запада на восток от 120 м (р.Кодахчин) до 236 м (р.Камбилеевка). Параллельно происходит увеличение мощности песчаных прослоев.

Несмотря на трудности, связанные с разделением караганских отложений из-за фациальной и мощностной изменчивости прослоев и пачек песчаников и глин по простиранию и падению, В.Л.Мкртычев (1964) на материалах, полученных от структурно-поискового бурения, произвел деление карагана на 9 песчанистых пачек, чередующихся с глинисто-мергельными пакетами, сопоставив их с маркирующими горизонтами, выделенными К.А.Прокоповым и Б.А.Алферовым в Чечне и Дагестане.

Ниже приводим таблицу с мощностями выделенных В.Л.Мкртычевым (1964) пачек песчанистых пород (S) и разделяющих их пачек глинистого состава (P), где S<sub>3+4</sub> и S<sub>10+11+12+13</sub> - пачки песчаников, соответствующие их аналогам в Чечне и Дагестане (нумерация пачек дана сверху вниз).

Таблица 2.8.

№№ пачек	S <sub>1</sub>	P <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	P <sub>2</sub>	S <sub>3+4</sub>	P <sub>3</sub>	S <sub>5</sub>	P <sub>4</sub>	S <sub>6</sub>	P <sub>5</sub>
Мощность, м	3,6- -16,0	2,4- -7,4	3,6- -11,0	4,0- -10,0	11,0- -31,0	2,0- -7,0	4,0- -8,5	2,0- -4,0	4,0- -11,5	2,0- -4,0
№№ пачек	S <sub>7</sub>	P <sub>6</sub>	S <sub>8</sub>	P <sub>7</sub>	S <sub>9</sub>	P <sub>8</sub>	S <sub>10+11+12+13</sub>	P <sub>9</sub>	-	-
Мощность, м	10,0- -19,0	2,0- -7,0	30,0- -34,0	15,0- -17,0	5,0- -25,0	49,0- -57,0	6,0- -25,0	6,0- -25,0	-	-

По данным электрокаротажа и кернового материала многие песчаные пачки карагана содержат частые прослой глин, а отдельные пачки глин содержат частые тонкие

прослой песков и песчаников, благодаря чему каротажная характеристика глинистых пачек мало чем отличается от каротажной характеристики песчаных пачек.

Нижняя граница карагана проводится по кровле первой песчаной пачки чокрака ( $\Sigma_1$ ) на профилях: р.Черная, восточный склон г.Лысяя и по кровле третьей песчаной пачки ( $\Sigma_3$ ) на профилях рек: Фиагдон, Кодахчин, Гизельдон, а также по отклонению “ПС” в отрицательную сторону.

Мощность карагана увеличивается с запада на восток, что видно из следующей таблицы 2.9.

Таблица 2.9.

На з в а н и е п р о ф и л е й							
“Фиаг-дон”	“Кодахчин”	“Кроэф-итнараг”	“Гизельдон”	“Черная”	“Лысяя”	“Терек”	“Камбилеевка”
190	204	208	217	192	198	224	236

#### 2.4.3.4. Конкский региоярус ( $N_{1kn}$ )

Выделен Г.П.Михайловским в 1909 г. на р.Конка, приток р.Днепр, в окрестностях пос.Веселянка.

Как самостоятельная стратиграфическая единица конкский региоярус выделен и показан на графических приложениях на отдельных участках, приуроченных к рекам Б.Дур-Дур и Кабагалдон.

На реках: Урух, Цраудон и междуречьях Ардон-Майрамадагдон и Черная-Сунжа предыдущими исследователями (В.А.Мельников, А.В.Куликов) конкские отложения показаны совместно с караганскими. В скважинах структурно-поискового бурения № 25 (1116) на р.Фиагдон, 30 (1120) на р.Терек В.Л.Мкртычев (1964) показал конкские и ниже-сарматские отложения неразделенными.

На всех остальных участках предполагаемый выход конкских отложений на поверхность перекрыт отложениями свиты рухсдзуар.

На западе, за пределами рассматриваемой территории, в бассейне р.Лескен конкские отложения вскрыты рядом скважин. Достоверно фаунистически они охарактеризованы только по одной скважине на р.Черек (в Кабардино-Балкарии), где среди глин темно-серых с буроватым оттенком, песчанистых, слюдистых, известковистых, оскольчато-листочковых встречен прослой ракушняка, состоящего из *Spirialis andrussovi* Kittl.

На р.Лескен конкский региоярус определяется с помощью кривой “КС”. Описываемые отложения характеризуются общим повышением сопротивлений до 5-12 Омм, по сравнению с выше и ниже лежащими отложениями. “ПС” колеблется в пределах  $\pm 2$  мВ. Мощность 10-15 м.

По данным Е.И.Коваленко (1963) отложения конкского региояруса на р.Урух представлены глинами темно-серыми, с прослоями в 0,1 м желтовато-серого мергеля. Мощность этих отложений - 11 м.

В сечениях по речкам Кабагалдон и Бадзидон конкские отложения представлены глинами серыми с коричневатым оттенком, неяснослоистыми, известковистыми с пропластками песчаников серых, сильно глинистых кварцево-слюдистых, глауконитовых. В глинах и песчаниках пропластки (до 1 см) серого мергеля. В песчаниках, кроме того, редкие обуглившиеся растительные остатки. Мощность пакетов глины - 1-2 м.

Из этих мест Е.И.Коваленко (1963) отобрана следующая микрофауна:

*Porosonion* cf. *subyranosus* (Eggar),

*Otolithus* off. (*Clupco*) *samtus* Suzin,

*Spirialis* sp., *Globigerina bulloides* Orbigng.

По р.Цраудон о наличии конкских отложений можно судить по отдельным высыпкам глин.

Отложения конкского региояруса вскрыты в скважинах 12 (1101) и 15 (1104) на р.Урсдон. Е.И.Коваленко выделяет в них отложения конкского региояруса мощностью порядка 22-25 м, представленные чередованием глин серых, песчаных, известковистых и песка серого.

На остальных участках Урух-Ардонской площади конкские отложения полностью перекрыты отложениями свиты рухсдзуар.

Восточнее р.Ардон сводный послойный разрез конкских отложений следующий (по В.А.Мельникову, 1962):

1. Глины зелено-серые с прослойками мергелей с фауной - 18,7 м
2. Песчаники голубовато-серые, среднезернистые - 0,5 м
3. Глины зеленовато-серые с редкими прослоями мергелей (до 4 см) и тонкими прослоями глинистых песчаников - 13,84 м
4. Мергель зеленовато-серый плотный - 0,16 м
5. Глина темно-серая, плотная, песчаная, с прослойками мергеля и ракушняка - 6,8 м.

Итого - 40,0 м.

В нижней и верхних частях конкских отложений многочисленная фауна (по данным В.Д.Галалаева):

*Pholas nummeri* d'Orb.,

*Spaniodontella* sp.,

*Syndesmea alte* Wood., *S. reflexa* Eichw., и др.

В.Л.Мкртычев (1964), по данным кернового материала из скважин 17, 23 (1009) на р.Кодахчин, 5<sup>бис</sup> (р.Гизельдон), 9 (1028) на восточном склоне г.Лысая, 30 (1120) на р.Терек и 25 (1116) на р.Фиэгдон дает следующую характеристику конкским отложениям для Фиэгдон-Сунженской площади, где они представлены глинами темно-серыми, пепельно-серыми в различной степени песчанистыми, слюдистыми, известковистыми, тонкослоистыми. плотными, с налетами по наслоению песка и прослоями песчаника серого и светло-серого, мелкозернистого, алевритистого, местами с прослоями до 1 м мощности песка и рыхлого песчаника серого, мелкозернистого, известковистого. Встречаются прослой мощностью 0,8-1,0 м мергеля зеленовато-серого, серого, крепкого, иногда слабо песчано-слюдистого.

Мощность в сечениях по р.Кодахчин - 20 м. по р.Гизельдон - 46 м, по р.Терек - 28 м.

Возраст конкских отложений определяется по характерной макрофауне:

*Spirialis andrusovi* Kittl., *Pectinariopsis* sp.

По данным электрокаротажа для конкских отложений характерны более сглаженные кривые "КС" и "ПС".

### **Позднемиоценовая эпоха ( $N_1^3$ )**

К позднему миоцену относятся отложения сарматского региояруса, его нижний и средний подъярусы. Верхний подъярус входит в состав лысогорской свиты.

#### **2.4.3.5. Сарматский региоярус нижний и средний подъярусы ( $N_{1sr1-2}$ )**

В 1966 г. сарматский региоярус был выделен Н.П.Барбот-де-Марни, названный по названию древней народности - сарматы. В 1899 г. Н.И.Андрусов выделил нижний, средний и верхний сарматские подъярусы, которые в 1903 г. И.Симонеску предложил назвать волынским, бессарабским и херсонским (соответственно) подъярусами.

Выход ниже и среднесарматских отложений на поверхность наблюдается западнее р.Терек в отдельных сечениях по р.р.Урух, Кабагалдон, Цраудон, Ардон, Фиагдон, Кодахчин, Черная и в междуречьях Ардон-Фиагдон и Фиагдон-Кодахчин. На остальных участках сарматские отложения перекрыты на отдельных участках отложениями лысогорской свиты и повсеместно отложениями свиты рухсдзуар.

Восточнее р.Терек повсеместно трассируется полоса выхода неразделенных отложений нижнего и среднего сармата на р.Сунжа и далее на восток.

На крайнем западе, за пределами рассматриваемой территории, в бассейне р.Лескен, по данным структурно-поискового бурения Ю.И.Гордиенко (1963) дает следующую характеристику отложениям нижнего и среднего сармата.

Нижнесарматские ( $N_{1sr1}$ ) отложения сложены глинами темно-серыми, пепельно-серыми, слабо песчанистыми, слюдистыми, известковистыми, слоистыми, плотными с налетами песка на плоскостях наслоения, с прослоями мергелей кремовато-серых, крепких.

В глинах встречаются:

скопления *Syndesmia reflexa* Eichw.,

*Mastra andrussovi* Kol., *M. pseudotellina* Anjtz,

*Mastra* sp., *Cardium* sp., *Modiola sarmatica* Jat.,

*Trochus* sp.

Микрофауной отложения нижнего сармата бедны. Встречаются, в основном: *Otolithus (clupea) sarmatus* Suzin,

*O. (Godidaram) minusculus* Suzin,

*O. (Seiochidorum) gerke* Suzin и др.

Мощность нижнесарматского подъяруса - 40-45 м. Среднесарматские отложения представлены чередованием песчаников, алевролитов и глин с редкими прослоями известняков и мергелей при доминирующем положении песчаного материала.

Песчаники серые, мелкозернистые, полимиктовые, глинисто-слюдистые, сильно известковистые, слоистые, неплотные.

Алевролиты примерно такого же состава, что и песчаники.

Глины светло-серые, пепельно-серые, изредка темно-серые, песчанистые, с присыпками песка на плоскостях наслоения, слюдистые, сильно известковистые, бесструктурные, в отдельных прослоях тонкоплитчатые, плотные.

Песчаники обладают значительной пористостью. Полная пористость до 31,6%, насыщение - до 27,6%.

Известняки светло-серые, мелкозернистые, песчанистые, некрепкие, неслоистые.

Мергели темно-серые, серые, крепкие.

“КС” изменяется от 12 Ом до 60 Ом. “ПС” характеризуется отрицательными значениями от (-20) до (-50) мВ.

Из фауны в среднем сармате встречены:

*Cryptomacra pes. anseris* Andr.,

*Tapes naviculatus* (R. Hoern) Andz, *T. vitolianus* Orb.,

*Cardium michailovi* Toulou, *C. bajarunassi* Koll.,

*C. fittoni* Orb., *C. vassoevitschi* Kol,

*Modiola sarmatica* Vot. и др.

Из микрофауны найдены:

*Miliolina grosnyensis* Bogd., *M. cansobrina* (d'Orb) var *rineus* Reuss.,

*M. cansobrina* (d'Orb) var *plana* Valoshinova,

*M. valoshnovae* Bagd,

*Articulina problema* Bagd., *A. sarmatica* (Karrer),

*A. articulinoidea* Gerke et Jssuev,

*Nanion martcobi* Bogd,

*Otobithus* (*Gabius*) *sarmatus* Suzin и др.

Мощность среднего сармата - 150 м.

На р.Урух сарматские отложения рассматриваются Е.И.Коваленко (1963) без подразделения на нижний - средний, а отложения позднесарматского возраста входят в состав лысогорской свиты.

Литологический состав аналогичен разрезу на р.Лескен. Мощность нижнего и среднего сармата - 40 м (Б.К.Лотиев). В структурно-поисковых скважинах на р.Урух: 3 (1086), 4 (1084), 6 (1089), 7 (1090) по А.Г.Базеко (1955) средняя мощность сарматских отложений - 75 м. Наблюдается незначительное увеличение ее в северном направлении.

На р.Урсдон Е.И.Коваленко (1963) описывает незначительный по мощности разрез сарматских отложений, представленный чередованием пачек глин серых, известковистых ( $m \approx 1-4$  м), песчаников серых, желтовато-серых, известковистых ( $m \approx 0,3-0,4$  м) и мергелей серых ( $m = 0,1$  м).

По данным структурно-поискового бурения (В.Л.Мкртычев, 1965) на этом же участке нижняя часть разреза более глинистая по сравнению с разрезом по р.Лескен. Песчаники имеют подчиненное значение. Количество прослоев мергелей ( $m \sim$  до 0,1 м) резко возрастает, но они не выдержаны по площади и местами отсутствуют.

В ракушняках и песчаниках (керны скважин) встречается следующая макрофауна (В.Л.Мкртычев, 1965):

*Mastra* cf. *eichwaldi* Lask., *Cardium* sp., *Bussinum* sp.,

*Tapes vitalianus* Orb.,

*Tapes gregarius* (partsch) Goldf.,

*Tapes naviculatas* (R. Holz) Andr.,

*Cardium subfittoni* And., *C.* cf. *praeplicatum* Hilber,

*Hydrobia pseudocaspia* Sinz.

Из микрофауны найдены:

*Miliolina voloschinovae* A. Bogd,

—” *grosnyensis* A. Bogd,

—” *agustioris* A. Bogd,

—” *complanata* v. *complanana*,

*Articulina problema* A. Bogd,

*Elphidium* (fichtel et Moll),

*Nonion martcolli* A. Bogd - много,

*Otolithus* (*Gobius*) *sarmatus* Suzin,

*Cythereis sarmatica* Zalany и др.

По данным электрокаротажа “КС” глины - 15-300 Ом. Мощность по скважинам (в виду пологих углов падения на север - 12-18°, мощности близки к истинным) с запада на восток: на р.Б.Дур-Дур - скв. 43 (1041) - 113 м, в междуречье Б.Дур-Дур - Урсдон - скв. 40 (1042) - 131 м, на р.Урсдон, скв. 39 (1036) и 41 (1043) - 161-165 м, на р.Кабагалдон - 160 м, а в междуречье Урсдон-Кабагалдон (скв.48 (1046) А.Г.Базеко, 1955) сарматские отложения отсутствуют. Вероятно, здесь проходит палеоруло р.Урсдон.

В обнажениях пород сарматского региона на р.Кабагалдон Е.И.Коваленко среди темно-серых плотных глин описывает 3,5 м мощности пласт ракушечника серого цвета, массивного, состоящего из сильно примятой ракуши, среди которой отмечается отдельная, хорошо сохранившаяся, тонкостенная фауна. Ракушечник местами ожелезнен, с линзовидными включениями темно-серой глины с обломками черного обуглившегося дерева - лигнита. Кроме того, встречаются пропластки (m≈ до 10 см) песчаника серого, плотного, слоистого, известковистого.

Восточнее р.Ардон отложения нижнесарматского подъяруса представлены глинами темно-серого цвета, слабо песчанистыми, редко сильно песчанистыми, слюдистыми, слоистыми, известковистыми, плотными, содержащими прослой (от 1,5 м до 4 м и редко 8

м) песка и песчаника серого и темно-серого, мелкозернистого, известковистого с тонкими прослоями мергелей серых и темно-серых, песчанистых, крепких, а в верхней части детритусовых рыхлых известняков.

В.Л.Мкртычев (1964) приводит следующую фауну в подтверждение раннесарматского возраста рассматриваемых отложений:

*Syndesmia reflexa* Eichw.,

*Ervilia dissta* Eichw.,

*Cardium* sp., *Mastra* sp., *Hydrobia* sp.,

*Cardium tuthenicum* (hilb) Lask.,

и микрофауну: *Miliolina reussi* Bogd.,

*Bylyminella elegantissima* Reus,

*Leptocythere mironovi* Schneider. и др.

Мощность нижнесарматских отложений по данным В.Л.Мкртычева (1964) - 60-82 м. В Майрамадагском районе по данным П.П.Забаринского - 100 м. В.А.Мкртычев (1962) для междуречья Ардон-Фиагдон приводит мощность нижнего сармата равной 100 м, а для междуречья Гизельдон-Сунжа - 110-200 м, с наращиванием мощности в восточном направлении.

Непосредственно на отложения нижнего сармата (восточнее р.Ардон) налегают среднесарматские отложения, представленные глинами темно-серыми, серыми, песчанистыми, слюдистыми, неяснослоистыми и слоистыми, известковистыми, иногда с прослойками (1-2 м) рыхлого ракушечного детритуса. Местами этот детритус превращен в известняки-ракушечники.

По данным структурно-поискового бурения в глинах среднего сармата имеют место прослойки мощностью 1-3 м, редко до 6 м, песков, рыхлых песчаников и редко алевролитов темновато-серых, серых, пепельно-серых, мелкозернистых, слюдистых, известковистых, с тонкими прослоями (до 0,1 м) мергелей темно-серых и грязно-серых, крепких.

Верхняя граница подъяруса проводится по нижней поверхности толщи конгломератов лысогогорской - рухедзуарской свит. Нижняя граница проводится условно (по фауне).

Мощность подъяруса изменяется от 100 м до 500 м, от разреза по р.Ардон - до разреза по р.Сунжа (В.А.Мельников, 1962).

В.А.Мельников (1962) в разрезе по р.Сунжа, в верхней его части, описывает глины с глинистыми песчаниками, с частыми 20 см прослоями бурого угля.



Наличие бурого угля в отложениях сармата на территории РСО-А известно на южном склоне Сунженского хребта - Заманкульское проявление лигнитоподобных углей (К.В.Гричуха, 1997).

Возраст среднесарматских отложений определен следующей макрофауной (В.Л.Мкртычев, 1964):

*Tapes aksajikus* Bog., *T. vitolianus* d'Orb.,  
*Trochus sarmates* Eichw.,  
*Cardium barboti* Andr., *C. pseudosemisulcatum* Andr.,  
*Bulla* sp., *Hydrobia* sp., *Trochus* sp.

Кроме того, среднесарматский возраст отложений подтвержден следующей микрофауной (В.Л.Мкртычев, 1964):

*Nonion martcobi* Bogd.,  
*Elphidium macellum* ... ?, *Elphidium aculeatum* (d'Orb),  
*Miliolina conplanata* Gerke et Iss., *M. cubanica* Bogd.,  
*Entosolenia cubanica* Bogd, *Cythercissa sormatica* Lalang.

Верхняя часть среднесарматских отложений хорошо отбивается по своей электрической и литологической характеристикам. Темно-серые глины сравнительно малого удельного сопротивления ("КС" - 20-30 Ом) сменяются высокоомными конгломератами (КС=200-250 Ом).

Подосва среднего сармата отбивается по появлению характерной нижнесарматской фауны и по спаду кривой "КС" и "ПС".

Мощность среднесарматских отложений в сечении по правому борту р.Ардон - 150-170 м. (скв. 20 (1109), 21 (1110), 26 (1112), на р.Фиэгдон - 190 м, р.Кодахчин - 120 м по В.П.Ренгартену и 178 м и 300 м по скважинам 23 (1009), 20 (1010), на р.Терек - 250 м.

Общая мощность ниже- среднесарматских отложений по данным интерпретации результатов сейсмического зондирования Владикавказской котловины (А.М.Таранина, Э.Н.Капустина, Н.И.Пещерова, С.А.Щербакова - Грознефтеразведка, 1977 ?) при 100-250 м на участках выхода их на поверхность увеличивается в 2-6 раза в северном направлении, ближе к средней части котловины, достигая у северной рамки листов К-38-29-Г и К-38-30-В, 600-650 м.

Интересно отметить наличие прослоев конгломератов в составе среднего сармата на небольшом отрезке по р.Камбилеевка (Е.Е.Милановский, 1963).

Характерной чертой ниже-верхнесарматских отложений являются повышенное наличие остатков углефицированной древесины, иногда фрагментов деревьев размером 0,3x1,0 м с хорошо видимыми годовыми кольцами (К.В.Гричуха, 1997).

В восточной части Ставрополя известны россыпные месторождения и проявления с высокими концентрациями рудных минералов, которые в виде протяженных линз и пластообразных залежей приурочены к пескам верхнего сармата. Россыпемещающие пески по составу преимущественно кварцевые. Полезные компоненты - ильменит, рутил, лейкоксен и циркон, редко анатаз - концентрируются в виде естественного шлиха. Поставщиком материала осадконакопления для сарматского бассейна служила провинция юга Русской платформы (А.М.Мирошников, 1995).

### **Позднемиоценовая - раннеплиоценовая эпоха ( $N_1^3 - N_2^1$ )**

Отложения позднесарматского ( $sr_3$ ), мэотического (m) и понтического (p) веков представлены на рассматриваемой территории отложениями лысогорской свиты.

#### **2.4.3.6. Лысогорская свита ( $N_{1-2ls}$ )**

Выделена В.П.Ренгартенем в 1932 г. в окрестностях г.Владикавказ. В районе г.Лысая, где она представлена пачками конгломератов в переслаивании с глинами, песками, суглинками с остатками наземных и пресноводных гастропод. В нижней части свиты конгломераты состоят почти нацело из гальки мезозойских известняков, а выше - постепенно обогащаются гальками различных пород. По В.П.Ренгартену (1932) эти отложения несогласно налегают на разные горизонты сармата.

На западе, за пределами рассматриваемой территории, Ю.И.Гордиенко (1963) дает следующую характеристику отложениям нижней части лысогорской свиты по данным структурно-поискового бурения в бассейне р.Лескен. Толща сложена конгломератами, состоящими из галек, в основном, светлых известняков, мергелей и песчаников юрского и мелового возраста с редкими гальками из гранита и кристаллических сланцев. Это типичная верхняя моласса, плотная, большей частью с известковистым прочным цементом. Галька плоская, хорошо окатанная, зачастую плотно прижатая друг к другу, до слабого вдавливания.

Пачки конгломератов, мощностью 8-10 м, чередуются с тонкими (до 3 м) пропластками песчаников и суглинков желтых, ржаво-желтых, изредка серых цветов, известковистых, плотных.

Пласты плотных конгломератов с известковистым цементом чередуются с пластами галечников с песчано-глинистым неплотным цементом. Цвет пород светло-серый, желтовато-серый, палевый. Величина галек колеблется в пределах 1-10 см, преобладают с 5-7 см диаметром. Редко встречаются валуны до 25 см в диаметре.

Каротажная диаграмма сильно дифференцированная. Удельное сопротивление (КС) меняется от 25 до 850 Ом. "ПС" отрицательное, варьирует в пределах 50-60 мВ. Гамма-активность отложений свиты в скважинах 25 (1054), 29 (1056), 33 (1057) при фоне 4-8 гамм имеют максимальные значения до 12 гамм.

Из фауны встречены только наземные пресноводные: *Helix sp.* и *Cyclostoma sp.*

Мощность лысогорской свиты в разрезе на р.Лескен - 350 м.

На р.Урух и далее на восток до р.Урсдон выходы отложений лысогорской свиты на поверхность не имеют места. Не встречены они и в структурно-поисковых скважинах междуречья Урух - Дур-Дур №№ 1 (1084), 3 (1086), 4 (1087), 5 (1088) и 7 (1090).

Е.И.Коваленко (1963) в сечениях по рекам и балкам Кабагалдон, Бадзиком, Цраудон, на листе К-38-29-В, дает следующую характеристику отложениям лысогорской свиты. Представленная толщей песчаников, конгломератов с прослоями глин, она занимает промежуточное положение между фаунистически охарактеризованными отложениями среднего сармата и туфо-конгломератовыми отложениями свиты рухсдуар.

Углового несогласия с сарматскими отложениями нет. С вышележащими отложениями имеет место угловое несогласие в 15-20°.

Макрофауна не обнаружена, поэтому возраст лысогорской свиты определяется исходя из литологических сопоставлений с соседними районами.

Песчаники лысогорской свиты желтовато-серого цвета, глины - желтоватого и зеленоватого, конгломераты - желтовато-серые, иногда зеленоватые, состоящие из гальки песчаников, реже известняков.

При мощности отложений в 20-25 м в местах выхода их на поверхность, мощности отдельных пачек (слоев) разновидностей осадков варьирует в пределах: конгломераты (82%) - 0,25-6,0 м; глины (11,5%) - 0,4-0,6 м; песчаники (4%) - 0,7 м; гравелиты (2,5%) - 0,2-0,25 м).

Размер гальки конгломератов - 1-10 см, валунов - до 20-30 см. Форма гальки уплощенная, ориентированная по напластованию. Цемент слабый, ожелезненный, слабоизвестковистый.

Глина слоистая, слабопесчаная, неизвестковистая.

Мощность отложений лысогорской свиты увеличивается в северном направлении, где она достигает 700-800 м. Е.И.Коваленко (1963) объясняет этот факт общим

выклиниванием осадков в южном направлении от шельфовых к латеральным частям морских бассейнов. Им отмечено наличие прослоев угля (Бадзиковское проявление) в лысогорке.

К.В.Гричуха (1997) привязывает Бадзиковское проявление бурого угля к контакту среднесарматских отложений с лысогорскими. Прослой темно-бурого угля мощностью 0,22 м по данным спектрального анализа содержит золота - 0,96 г/т и серебра - 0,44 г/т.

В междуречье Ардон-Терек лысогорские отложения обнажаются лишь местами, в сечениях рек Ардон, Кодахчин, Майрамадагон. В междуречьях они перекрыты отложениями свиты рухсдзуар.

Описываемая свита вскрывалась рядом структурно-поисковых скважин на р.Фиагдон [25 (1007) и 30 (1003), на р.Кодахчин - 17 (1012), 20 (1010) и 23 (1009)], материал которых позволил В.Л.Мкртычеву (1964) дать следующую литологическую характеристику лысогорским отложениям для участка Ардон-Терек, где они представлены переслаиванием конгломератов, состоящих из гальки и валунов осадочных пород, сцементированных разнозернистым песком, с пластами разнозернистых песков и песчаников грязно-серого, зеленовато-серого и голубовато-серого цвета, содержащие включения мелкой гальки осадочных пород и с прослоями глин зеленовато-серых, темно-серых, грязно-серых и голубовато-серых, песчанистых, бесструктурных, плотных.

Мощность и литологический состав конгломератов и песчаников непостоянны. Наблюдается выклинивание пластов, увеличение мощности, фациальные замещения.

По данным электрокаротажа среди отложений лысогорской свиты выделяются мощные (9 до 20 м) пики "КС" интенсивностью до 200-250 Ом, соответствующие прослоям конгломератов. Прослоям песков, песчаников и глин, достигающих 15 м мощности, соответствуют значения "КС", равные 5-25 Ом.

Из макрофауны обнаружены:

*Elphidium mocellum* Fichtel et Molb,

*Cardium* sp., типичные для мелководных отложений среднего сармата.

Мощность свиты увеличивается на север, по падению пород на р.Фиагдон с 0 до 230 м, на р.Кодахчин с 0 до 150 м.

Туриев В.Г. (1966) по скважине 3 (1048), находящейся в 7 км севернее выхода отложений лысогорской свиты на поверхность на р.Фиагдон, определил мощность свиты более 530 м (скважина не вскрыла среднесарматских отложений).

В дополнение к литологической характеристике лысогорской свиты, Туриев В.Г. (1966) приводит петрографический состав конгломератов в порядке их количественного

содержания (от большего - к меньшему) это галька известняков, мергелей, сланцев с песчаным или песчано-глинистым цементом.

Восточнее р.Терек выход на поверхность отложений лысогорской свиты наблюдается в виде расширяющейся полосы от 0,75 км (восточнее р.Терек) до 1,5-2,0 км (на р.Сунжа) при соответствующих углах падения на север от  $45^{\circ}$  до  $30^{\circ}$ .

Х.Н.Собиев (1967) совместно с В.Л.Мкртычевым по данным структурно-поискового бурения в междуречье Терек-Сунжа дают литологическую характеристику лысогорской свите аналогичную для междуречья Фиагдон-Терек.

В.А.Мельников (1962) считает, что восточнее р.Ардон отложения позднесарматского возраста повсеместно размывы, поэтому возраст лысогорской свиты на этом участке соответствует мэотическому и понтическому векам. Кроме того, он отмечает фациальную изменчивость свиты к востоку от р.Гизельдон в сторону увеличения ее песчаности и приводит литолого-петрографический состав части сводного разреза по рр.Черная, Терек и Сунжа.

1. Конгломераты из гальки известняков верхнеюрского и мелового возраста, редко доломитов и песчаников с мергелистым, железистым цементом. Прослой мощностью 0,5-18,0 м - 44%.

2. Песчаники зеленоватые, мелкозернистые, желто-бурые, среднезернистые. Прослой мощностью до 6,0-12,0 м - 42%.

3. Глины голубовато-серые, известковисто-песчанистые с редкими прослоями мергелей. Мощность прослоев 2,0-3,5 м - 13%.

4. Углистые сланцы - 0,5 м - 1,0%.

Среди конгломератов изредка встречается галька сильно разрушенных гранитов и диабазов.

Мощность лысогорской свиты (по В.А.Мельникову) на р.Майрамадаг - 700 м, восточнее р.Сунжа - 550 м.

Среди песчаных косослоистых прослоев иногда встречаются остатки наземных и пресноводных моллюсков:

*Halix, Planorbis, Paludina.*

#### **2.4.4. Неоген - четвертичный период ( $N_2 - Q_E$ )**

**Позднеплиоцен - эоплейстоценовое время ( $N_2^3 - Q_E$ )**

#### 2.4.4.1. Свита рухсдзуар ( $N_2^3 - Q_E rd$ )

Трансгрессивно, с угловым несогласием на конгломератах лысогорской свиты и на всех более древних отложениях, вплоть до майкопских, залегает толща верхних конгломератов или свита рухсдзуар, названная В.П.Ренгартенем (1932) по г.Рухс-Дзуар.

Отложения свиты рухсдзуар широко распространены в предгорной части северного склона Большого Кавказа. К северу они погружаются под отложения плейстоцена Владикавказской котловины и вновь выходят на поверхность в области Сунженского хребта.

Возраст свиты как позднеплиоцен - эоплейстоценовый принят в соответствии с рекомендациями XVIII (Лондон, 1948) и XXIV (Монреаль, 1972) Международных геологических конгрессов.

По опорной легенде к картам М 1:50 000 Центрального Кавказа свита рухсдзуар также считается позднеплиоцен-эоценового возраста (В.А.Ермаков, 1989).

Отложения свиты слагают северный склон Лесистого хребта, его вершину и, отчасти, его южный склон.

У подножия гор отложения свиты рухсдзуар характеризуются большим содержанием грубообломочного материала по сравнению с северной окраиной Владикавказской котловины, т.е. с отрогами южного склона Сунженского хребта. Ее отложения имеют, в основном, аллювиально-пролювиальное, а отдельные горизонты, по мнению некоторых исследователей, - флювиогляциальное или даже моренное происхождение. Гипотеза о ледниковом, моренном их происхождении предложена М.С.Швецовым. Представления о водно-ледниковом генезисе валунно-глыбовых конгломератов, при участии вулканических процессов развивались Л.А.Варданянцем, Е.М.Великовской, Е.Е.Милановским, А.В.Кожевниковым. В последнее время (Е.Е.Милановский, Ю.В.Саядян, А.В.Кожевников, 1977,1989) приводится пример валунно-галечно-дресвянных "мореноподобных" образований в разрезе сел.Эльхотово, для которого характерно беспорядочное, иногда как бы взвешенное расположение крупных валунов и глыб, что указывает на вязкую среду перемещения и позволяет предполагать селевой ее характер. Сели были весьма крупные, ибо охватывали всю долину р.Терека, широко мигрировавшего в зоне предгорий. Огромные глыбы (до 4,7 м по длинной оси) перемещены на 60-70 км от гор. Совокупность фактов фиксирует участие в формировании валуно-глыбово-туфогравелитовых накоплений вулканических процессов, извержений Казбека (?) в условиях широкого развития ледниковых покровов.

Правильность подобного предположения, по мнению А.В.Кожевникова (1989) подтверждается споро-пыльцевой характеристикой завершающего холодного интервала александрийского разреза в районе гор.Кизляр (Маслова, 1960). Им же указывается на наличие в эоплейстоцене 2-х ледниковых эпох: в ачкагыльское время - эльбрусской и в апшеронское - чегемской, которые были описаны Л.Н.Пламеневским (1948) как Гюнц - 1 и Гюнц - 2, соответственно.

Литологический состав молассовых отложений пестрый. Среди отложений свиты рухсдзуар преобладают валунно-галечниковые конгломераты, в различной степени сцементированные (от крепких до рыхлых). По петрографическому составу крупно-обломочный материал резко отличается от такового лысогорской свиты. В составе этого материала доминируют дациты, андезиты, вулканические пеплы, а на западе - граниты. На отдельных участках встречаются горизонты туфопесчаников, вулканических пеплов, пемзоконгломератов, а также песков, сланцевых желто-бурых и палевых глин и суглинков. Разнообразие материала, его различие на отдельных участках послужило причиной разделения разными исследователями отложений свиты на разное количество горизонтов на одних и тех же площадях с нечеткими постепенными переходами между ними.

Западнее р.Урух (и севернее рассматриваемой территории) в бассейне р.Лескен по данным структурно-поискового бурения Ю.И.Гордиенко (1963) дает описание свиты рухсдзуар без подразделения на подсвиты. По его данным отложения свиты сложены конгломератами и галечниками шарообразной формы из выветрелых гранитов и кристаллических сланцев, сцементированных песчано-глинистым материалом с прослоями светлого песчанистого материала и плотных песчанистых суглинков, а также прослоев пеплов и туфовидных пород. Электрокаротажная характеристика пород свиты: "КС" = 750-800 Омм, диаграмма сильно дифференцирована, "ПС" - отрицательная, до 75-80 мВ. Средняя мощность по скважинам - 250 м.

Восточнее, в междуречье Урух-Дур-Дур (лист К-38-28-Г), В.А.Мельников (1964) отложения свиты рухсдзуар подразделяет на нижнюю и верхнюю толщи (подсвиты).

Нижняя начинается 1-2 м горизонтом крупно-галечниковых конгломератов, состоящими почти исключительно из галек известняков. Выше они сменяются мелкогалечниковыми конгломератами с песчано-известковистым заполнителем. Мощность - 200 м.

Верхняя толща (подсвита), мощностью более 500 м, сложена крупногалечниковыми и валунными туфоконгломератами, состоящими из андезитов, дацитов, реже гранитов и кристаллических сланцев.

На площади листа К-38-29-В Мкртычев В.Л. (1965) приводит совместное описание свит рухсдзуар и лысогорской. На электрокаротажной диаграмме эти отложения характеризуются сильно дифференцированной кривой. Кажущееся удельное сопротивление меняется в пределах 20-650 Ом, “ПС” - в пределах (+40)-(-50) мВ. Сопротивление 200-75 Ом соответствует мощным 25-30 м пластам галечников и конгломератов, а 7-15 Ом - прослоям глин и песчаников мощностью 5-10 м.

Пласты галечников и конгломератов дают хорошие электрорепераы, но сопоставить каротажные диаграммы не представляется возможным из-за невыдержанности пластов по мощности, выклинивания или замещения одних другими.

Среднее значение радиоактивности 12-17 гамм, максимальные - 14-19 гамм.

Восточнее, в междуречье Ардон-Фиагдон, В.П.Туриев (1966) по данным структурного бурения ряда скважин (лист К-38-29-Г) характеризует отложения свиты рухсдзуар, как толщу переслаивания пластов конгломератов и галечников (до 20 м) с маломощными прослойками глин и песчаников (от 5 до 0,6 м).

Галечники и конгломераты состоят из известняков, мергелей, сланцев, песчаников, диабазов, гранитов, большей частью плоских, хорошо окатанных обломков, плотно прижатых друг к другу, иногда вдавленных один в другой, сцементированных большей частью известковистым прочным цементом.

Песчаники - желтовато-серые, серые, буровато-коричневые от мелко до крупнозернистых, глинистые, с прослоями пеплов и туфогенных песчаников.

Глины - желто-бурые, песчаные, известковистые, бесструктурные, слюдистые, с частыми включениями галек из туфогенных песчаников.

Характерно постепенное обогащение толщи вверх по разрезу галькой кристаллических пород. В верхних слоях появляется галька серых гранитов, диабазов, кристаллических сланцев и белого прозрачного кварца.

На каротажной диаграмме кривая “КС” сильно дифференцированная. Удельное сопротивление 650-40 Ом. Высокие значения “КС” характерны для конгломератов и галечников.

Кривая “ПС” - дифференцированная, с четкими отрицательными аномалиями, соответствующими проницаемым пачкам песчаников, конгломератов и галечников.

Мощность свиты в скважинах 1 (1047), 3 (1048) и 55 (1052) равна 1182 м, 997 м и 1159 м соответственно.

В.А.Ермаков (1981) на площади листа К-38-41-А рассматривает отложения свиты рухсдзуар разделенными на 3 подсвиты (по Е.И.Коваленко, 1962): нижнюю - туфогенную, среднюю - туфоконгломератовую и верхнюю - конгломератовую.



### ***Туфогенная подсвита ( $N_2 - Q_E rd_1$ )***

Нижняя 10-метровая часть толщи - зеленовато-серые туфогенные среднегрубозернистые песчаники с прослоями (0,1-0,3 м) светло-серых песков и литокристаллокластических туфов. Верхние 10 метров толщи - туфы с прослоями (0,3) гравелитов и конгломератов из гальки известняков, кварцитов, кристаллических сланцев и гранитов. Туфы сложены обломками дацитов и андезито-дацитов, которые по минеральному составу, структуре и содержанию микроэлементов аналогичны таким же образованиям четвертичной фазы теплинского магматического комплекса. Мощность подсвиты - 20 м.

### ***Туфоконгломератовая подсвита ( $N_2 - Q_E rd_2$ )***

Сложена толща чередованием конгломератов и туфогенных пород. Конгломераты преобладают и встречаются в виде пластов мощностью 4-5 м, реже до 8 м. Состоят из хорошо окатанных галек и валунов гранитов, кварцитов, кристаллических сланцев, диабазовых порфиритов и известняков. Туфы, туфопесчаники, туфопески и пеплы встречаются в виде пластов мощностью 0,3-1,0 м. Мощность подсвиты - 40 м.

### ***Конгломератовая подсвита ( $N_2 - Q_E rd_3$ )***

Это валунно-галечные образования с подчиненными прослоями туфопесчаников и почти полным отсутствием туфов. В составе галек и валунов преобладают андезиты, реже кристаллические сланцы, граниты, известняки. Верхняя часть подсвиты сложена, в основном, конгломератами с галькой и валунами андезитов и известняков с цементом из вулканического стекла, пепла. Мощность подсвиты 150 м.

Общая мощность отложений свиты рухсдзуар по левому борту р.Ардон (к югу от г.Алагир) - 210-220 м.

Фаунистически отложения свиты не охарактеризованы, возраст принят условно.

На аэрофотснимках отложения характеризуются равномерно-серым фототонном, положительными формами микрорельефа, крутыми участками склонов, прямолинейными водотоками 1 и 2 порядков.

Восточнее, в междуречье Фиагдон-Камбилеевка, отложения свиты рухсдзуар представлены валунно-галечными конгломератами, в составе которых доминируют дациты, андезиты, вулканические туфы, пеплы, граниты. Среди этой конгломератовой толщи А.В.Куликов (1962) описывает встречающиеся на отдельных участках горизонты

туфопесчаников, вулканических пеплов, пемзоконгломератов, а также песков, сланцеватых желто-бурых и палевых глин и суглинков.

Пирокластический, вулканогенный и туфогенный материал обособляется в виде 3-х горизонтов, тяготеющих к нижней, средней и верхней частям свиты рухсдзуар. Сланцевые глины и суглинки встречаются по всему разрезу в виде линз. Особенно широкое развитие вулканогенного материала наблюдается на площади листов К-38-30-В и К-38-42-А, т.е. на участках, примыкающих к р. Терек.

Мощность свиты - 500-800 м.

Для междуречья Терек-Сунжа Х.Н.Собиев (1967) дает следующую характеристику отложениям свиты рухсдзуар по данным структурно-поискового бурения на нефть и газ. Отложения свиты обнажаются во многих местах, но они невелики и по ним невозможно составить послойный разрез всей свиты. Свита представлена чередованием пластов конгломератов из гальки и валунов изверженных и, реже, осадочных пород, сцементированных туфогенным грубозернистым песком с пропластками косослоистых песков и песчаников грязно-серого и грязно-желтого цвета и прослоями глины желтого, светло-серого и кремового цвета, песчанистой, бесструктурной. В большинстве случаев пески, песчаники и глины известковистые.

На электрокаротажных диаграммах "КС" в 200-250 Омм соответствует пластам конгломератов, мощность которых 30-40 м. Удельные сопротивления в 10-25 Омм соответствуют прослоям песков, песчаников и глин. Мощность прослоев 2-4 м. Мощность свиты непостоянна и колеблется в пределах 150-250 м, увеличиваясь в северном направлении до 500-600 м.

В свите рухсдзуар отмечены отпечатки

*Helix sp.*, *Valiminus sp.*

Отложения свиты относятся к пресноводно-континентальной фации позднеплиоцен-эоплейстоценового (акчагыл - апшеронского) возраста.

## **2.4.5. Четвертичный период (Q)**

### **Эоплейстоценовый век (Q<sub>E</sub>)**

#### **2.4.5.1. Аллювий Ходского перевала (aQ<sub>E</sub>)**

В седловине гребня Скалистого хребта, на перевале Ход, среди щебня известняков, встречены отложения, представленные валунами и хорошо окатанной галькой из сланцев юры, андезито-дацитов и гранитов. Встречаются также и угловатые глыбы гранитов и

андезито-дацитов. Весь этот материал по В.А.Растворовой (1973) находится в переотложенном состоянии в процессе размыва древней долины. По литологическому составу это образование сходно с галечно-валунным материалом свиты рухс-дзуар.

К отложениям эоплейстоценового возраста Л.Н.Пламеневский (1948) относит реликты моренных отложений у северного подножия горы Известковая, в правом борту р.Терек.

#### ***2.4.5.2. Вулканогенные образования эоплейстоцена***

Стратиграфия вулканогенных образований основывается, главным образом, на сведениях о соотношениях их с ледниковыми, аллювиальными накоплениями, на данных о характере их намагниченности и абсолютном возрасте.

В пределах Казбекской вулканической области древнейшими (акчагыл) являются андезито-дациты, проявленные на отдельных участках в верховьях Девдоракского ледника (А.В.Кожевников, 1977).

Позднеплиоценовые (акчагыльские) извержения в Казбекской области, в основном, имели эксплозивный характер. Условно, к верхнему эоплейстоцену (апшерону) А.В.Кожевников (1977) относит некоторые из древних генераций андезито-базальтов.

Более подробно вулканогенные образования описаны в главе “Вулканизм”.

### **Плейстоцен-голоценовый век (Q<sub>1-IV</sub>)**

Отложения плейстоцен-голоцена распространены как в горных областях, так и в предгорьях. Генетически они очень разнообразны. Все они являются континентальными образованиями, приуроченными, главным образом, к днищам и склонам эрозионных и тектонических депрессий и принадлежащими к следующим основным генетическим группам:

1. Ледниковые отложения (g) - морены (грубообломочные несортированные неслоистые накопления).
2. Флювиогляциальные (f), аллювиальные (a) и пролювиальные (p) (валунно-галечные отложения, пески, суглинки).
3. Озерные отложения (l) (глины, суглинки, диатомиты и пр.).
4. Склоновые отложения (делювий (d), колювий обрушения (Co) и оползания (gr), солифлюкционные накопления).

5. Вулканические образования различного состава (лавовые потоки, покровы и вулканические конусы, игнимбриты, туфы, пепло-пемзовые накопления, подробная характеристика которых приводится в главе “Вулканизм”.

В предгорной и межгорных депрессиях широко развиты следующие типы отложений:

1. Аллювиально-флювиогляциальные, аллювиально-пролювиальные отложения предгорной равнины (галечники, суглинки, пески);
2. Аллювиальные отложения речных террас;
3. Лессовидные суглинки полигенного происхождения, обычно венчающие разрез террас.

По данным электрокаротажа структурно-поисковых скважин, пробуренных в предгорной части Осетии, отложения антропогена, представленные валунами, галечниками, песками и суглинками, характеризуются высокими значениями кажущегося сопротивления (100-120 Ом), дифференцированной кривой “КС” и сглаженной кривой потенциалов собственной поляризации - “ПС” (В.Л.Мкртычев, 1964).

Как отмечает Е.Е.Милановский (1963), в основу местного расчленения плейстоцен-голоценовых отложений Б.Кавказа положена стратиграфия отложений речных террас в предгорьях и увязка их с моренными комплексами, развитыми в горной области.

По относительным высотам А.В.Кожевников (1989) в бассейнах рек Терек-Сулак выделил 17 террас. На рассматриваемой территории имеют место лишь 11 из них - с I-ой по X-ю и XII-я. (табл.2.10.).

По возрасту отложения плейстоцен-голоцена разделены на 7 фаз: раннеплейстоценовую ( $Q_I$ ), раннесреднеплейстоценовую ( $Q_{I-II}$ ), среднеплейстоценовую ( $Q_{II}$ ), средне-позднеплейстоценовую ( $Q_{II-III}$ ), позднеплейстоценовую ( $Q_{III}$ ), позднеплейстоцен-современную ( $Q_{III-vI}$ ) и современную ( $Q_{IV}$ ).

#### ***2.4.5.3. Раннеплейстоценовая фаза ( $Q_I$ )***

Отложения раннеплейстоценового возраста на поверхности сохранялись лишь фрагментарно (А.В.Кожевников, 1989).

Этой же точки зрения придерживается В.А.Растворова (1973).

Аллювиальные отложения этого возраста, представленные террасами с относительной высотой 300-400 м, наиболее широко развиты в пределах предгорий, где они окаймляют с юга Владикавказскую котловину, что нашло свое отражение на геологической карте масштаба 1:1 000 000 под редакцией Ю.С.Маймина (1986). Другое мнение о возрасте отложений имеют В.А.Мельников (1964), А.В.Кожевников (1989), которые считают его ранне-среднеплейстоценовым.

К раннеплейстоценовому возрасту относятся вулканогенные образования, распространенные в Казбекском районе, в верховьях р.Мнаисидон, известного под названием Мнадонского потока (Н.Л.Энна, 1988).

Образования представлены темно-серыми андезитами со столбчатой отдельностью, залегающими с угловым несогласием на юрских глинистых сланцах. Южнее, на левом склоне р.Терек, лавы подстилаются древним горизонтом аллювиальных галечников с хорошо окатанными гальками и валунчиками сланцев и андезито-дацитов мощностью 15-20 м. Мощность вулканогенных отложений раннего плейстоцена 160-200 м. Этот возраст имеют также Чачхохский, Цдойский и Чхерский лавовые потоки, которые спускались по восточному и юго-восточному склонам вулкана Казбек в долину р.Терек. Сложены они серыми и черными андезитами и андезито-дацитами. Мощность этих вулканогенных образований оценивается в 80-220 м.

Перекрытые Мнадонским потоком галечники террасы, которая в настоящее время возвышается над р.Терек на 200 м, учитывая вулканогенно-тектоническое проседание массива, погруженность и подпруженность этой части долины р.Терек, первичную высоту террасы А.В.Кожевников и др. (1977) оценивают не менее, чем в 500 м.

Высокие галечные террасы (300-500 м) в бассейне р.Терек выявлены С.И.Дотдуревым (1975), в частности по р.Ардон. По классификации А.В.Кожевникова 1977 года это XII н/п терраса с относительной высотой 350-380 м. По его же классификации 1989, эта же терраса как минимум под XIV номером. В целом, в раннем плейстоцене на Б.Кавказе выделяется две группы террас, соответствующих холодным, влажным, ледниковым климатическим условиям.

В высокогорье, с ранним плейстоценом связано Эльтубинское (Миндельское) оледенение. Л.Н.Пламеневский (1948), без точной привязки, описывает 50 метровую пачку неотсортированного, но слабо перемытого материала, состоящего преимущественно из валунов темно-красного андезита и темно-серого или черного пористого андезито-базальта. Характерно отсутствие валунов древних гранитов. По генезису эта пачка отвечает моренным образованиям эльтубинского оледенения.

К этому возрасту В.В.Агибалова (1985) относит скопления валунов моренного происхождения, сохранившиеся от размыва, на относительных высотах 600-700 м.

В предгорной равнине отложения раннеплейстоценового возраста, как самостоятельная стратиграфическая единица, в проработанных материалах не нашла своего отражения, что по всей вероятности связано с одной стороны - с интенсивным размывом в этот период, а с другой - отсутствием четких литолого-петрографических и палеоботанических критериев.

Недостаточность наблюдений, относительно мелкий масштаб карты, а также отсутствие вышеотмеченных критериев послужили причиной объединения отдельных звеньев антропогена.

В графических приложениях раннеплейстоценовые терригенные отложения на отдельных участках показаны объединенными со среднеплейстоценовыми отложениями.

#### ***2.4.5.4. Ранне-среднеплейстоценовая фаза ( $Q_{I-II}$ )***

Отложения данного возраста известны на площади листа К-38-28-В, на гребневой части Лесистого хребта, в междуречье Лахумедон-Сехаледон. Они сложены исключительно глыбами и щебнем верхнеюрских известняков с известковистым заполнителем (В.А.Мельников, 1964). По данным В.А.Растворовой (1973) в области северного склона Б.Кавказа на территории Горной Осетии отложения ранне-среднего плейстоцена почти полностью размывы.

Л.И.Пламеневский (1948), без привязки на местности, указывает на наличие аллювиальных речных отложений, сложенных хорошо окатанными валунами и галькой андезито-базальта темно-красного цвета и черного пористого базальта, а также песчаниками и сланцами лейаса. Характерно отсутствие валунов гранитов и небольшое количество юрских известняков. Образование этих отложений привязывается им к межледниковой эпохе миндель-рисс, т.е. между эльтюбинским и терским оледенениями (табл.2.10.). Примерная мощность отложений 60-100 м.

#### ***2.4.5.5. Среднеплейстоценовая фаза ( $Q_{II}$ )***

Комплекс отложений, относимых к среднему плейстоцену весьма представительен. Широко распространены морены терских оледенений, аллювий речных террас. К северу

от Скалистого хребта во время терских оледенений, формировались мощные флювиогляциальные и аллювиальные толщи, слагающие ряд террас. Аллювий в горах валунный, плохо отсортированный, переходящий в толщи флювиогляциального типа, к предгорьям становится валунно-галечным с большим количеством песчаной составляющей. Среди аллювиальных толщ Владикавказской котловины выделяются горизонты селевого типа, содержащие глыбы андезитов, реже гранитов, размером до 3-4 м в поперечнике. В верхней части аллювиальных толщ обособляются супесчано-суглинистые горизонты. За пределами рассматриваемой территории по данным А.В.Кожевникова (1989) прослеживается переход песчано-галечных аллювиальных отложений к опесчаненным и опресненным горизонтам морского разреза (по линии Моздок-Кизляр). Суглинистые свиты среднего плейстоцена сливаются с моренными глинистыми, охарактеризованными хазарской фауной.

Двучленное строение аллювия террас, в зоне предгорий предполагает различия в условиях питания рек во время их формирования. По В.А.Кожевникову (1989) в первую фазу питание рек было весьма активным. Преобладал вынос крупнообломочного и песчанистого материала. Во вторую фазу объем жидкого стока сокращается, климат становится суше, в составе твердой составляющей речного стока преобладает мелкозем супесчаной и суглинистой размерности. Первую фазу можно связывать с нарастанием ледниковых явлений, вторую - с их кульминацией. Присутствие двух комплексов террас подобного типа (VIII, IX и X, XI) в долинах рек и на предгорной равнине, благодаря их связи с хазарским интервалом разреза Терского прогиба, определенно датированного средним плейстоценом, позволяет говорить о двукратности горного оледенения в это время, о возможности сопоставлять соответствующие аллювиальные толщи с моренами терских оледенений.

Присутствие в долине р.Терек двух среднеплейстоценовых морен, разделенных мощными лавами (у сел.Арша), позволило Е.Е.Милановскому (1968) прийти к выводу о наличии двух крупных фаз терского оледенения (табл. 2.10.).

Это были наиболее мощные из всех оледенений плейстоцена, вызванные общепланетарным похолоданием и непрекращающимся поднятием Б.Кавказа. По данным Л.Н.Пламеневского (1948) следы морских отложений в период 3-й фазы Рисского оледенения, которая параллелизуется со 2-ым Терским, имеют место в предгорной части Владикавказской котловины, в районах пос.Михайловское, станицы Архонская и даже в районе ж.д.станции Дарг-Кох.

Сопоставление террас и оледенений бассейна р.Терек описанных в работах ряда исследователей

	Век	ФАЗА	Кожевников А.В., 1977	Никитин М.Ю., 1995	Плаеневский М.Н., 1948	Мельников В.А., 1964 (запад)	Куликов А.В., 1962, (восток)	Аги 19		
1	2	3	4	5	6	7	8			
Млн. лет	Голоцен	Современ.	Аллювий пойм, н/п террасы I (3-5м) II (6-8м)	/VII- 35м/ I - (3м) II - (6м)	[Владикавказ]	Taf - Вюрм-4 (Г - терраса) T <sub>0</sub> af - Вюрм-3 f- флювиогляциал ьные	0 - пойменная I -(3-4) в горах (2-1,5) предгорье	I - п а (ал		
			Современное оледенение							
0,0	Плейстоцен	Поздняя	Аллювий н/п террас III (10-18м) IV (25-35м) (неск. уров.) Аллювий пере- углублений в основ. IV террас Чернозем. почвы в делювиал. шлейфах Аллюв. н/п террас: V (45-70м) VI (90- 100м) VII (160- 170) в горной части р. Те- рек Аллювий переуглубленный	/VII50м/ III - (10- 12) IV - (12- 15) V - (-26)	[Реданг]	T <sub>1</sub> ag - Вюрм-2  T <sub>2</sub> a (аллювий)  g - Вюрм-1 (g - морены)	(5-7м) (25-30м)  (12-15м) (25-30м) (40-45м) (50-70м)	Горная Предгорная часть р.Урух	II - (6-8м) - а III - (15-20м) - afg	II - af (2
Оледенение Безенчик II										
0,1			Аллювий переуглубленный Чернозем в суглинках 50-60м террас подчерных равнин	V - (50- 60) VI-(100- 120)	[Ниж.Ларс-Чми] Аллювий плюс сели (60м)	T <sub>3</sub> fa (f - флювиогля- циал.) (Т - терраса)	II - (5-7м)		III - - af	
1	2	3	4	5	6	7	8			
0,37	Плейстоцен	Средняя	Аллюв н/п террас VIII (200- 210) IX(200-240)  Черноземы суглинках 100- 150м террас подгорной равнины	/VII(140- 170) VIII(200- 210) IX (220- 240)	Ниже дарьяла, m-аллювия = 60м	G - Рисс-3 af, m = 4-10м g - Рисс-2 m = 0,5- 8м  laf-m - 50-80м (l - озерные) g - Рисс-1 m=10-15м  [a-m = 60-160м]	III - (45-50м) IV (60-70м)  V (90-100м)	Урух.....Ардон.....	IV (50-70) в горах (30-40) в предгорье (Рисс)  V (реликты) "g-a"	IV - -a (3
			Оледенение Терско-II							
			Аллюв н/п террасы X (250- 280м) (р.Ардон) XI (300- 320м) (в дол. р.Бак- сан)	X (250- 280) XI (300- 320)			VI(750 -950)			
		Ранняя	Алл. н/п тер XII(350-	Оледенение Эльлюбинское						



			380) (р.Ардон) Аллюв н/п террас XIII(400-450) XIV(480-500) (р.Баксан)		g - Миндель m = 20-45м			Рел V - п (600
0,6 6,8	Эоплейстоцен -	Поздняя	Аллюв н/п террас XV(600- 650)	Чегем- ское	арг Гюнц-2 m = 10-20м р - пролювий			
1,7	Ранняя	Аллюв. Ход-ского перевала (1500-1860м)			а-м - 60-150м			
N	ак	Средняя		Оледенение Эльбурское	g - Гюнц-1 m = 10-40м			

Остатки размытых моренных отложений среднеплейстоценового оледенения представлены лишь огромными валунами, средний размер которых по диаметру превосходит 4-5 м и характеризуется почти полным отсутствием мелкого обломочного материала. Наиболее часто встречаются валуны гранитного состава, но не редки и валуны диабазы, андезито-дацита, андезита. Местами преобладают валуны верхнеюрских известняков. А.В.Кожевников (1989) вышеотмеченные валуны среди аллювиально-флювиогляциальных толщ Владикавказской котловины увязывает с отложениями селевого типа, а не ледникового происхождения.

Межфазовый перерыв между I и II фазами Рисского оледенения характеризуется (Л.Н.Пламеневский, 1948):

1) Пачкой грубых песков, состоящих из зерен разнообразных пород - андезитов, диабазов, гранитов, глинистых сланцев и песчаников лейаса и верхнеюрских известняков, с линзами и прослоями галечников и валунами того же состава. Мощность пачки 50-80 м. Падение пологое 3-5° в северных румбах. Значительная фильтрационная способность этой пачки использовалась в пределах г.Владикавказ в качестве коллектора для поглочительных колодцев.

2) Толщей флювиогляциальных отложений, которая в виде мощного плаща покрывает все более древние четвертичные отложения почти на всей площади Владикавказской котловины. По составу валунно-галечный материал этой толщи представлен гранитами, гранодиоритами, диабазами, дацитами, андезитами, трахитами, песчаниками, сланцами, известняками. Выше, по разрезу в районе г.Владикавказ, Л.Н.Пламеневский (1948) отмечает слой мощностью 0,5-2 м типичного моренного материала, перекрытого тонким (5-10 см) прослоем белого пепла, переходящего, местами, в вулканический туф. В межфазовый перерыв, перед 2-ым Терским (Рисс-3) оледенением им выделен мощный слой жирных желто-бурых глин мощностью 4-10 м.

Глины этого же возраста описываются Е.И.Коваленко (1963) на площади листа К-38-28-Г, где они вскрыты рядом съемочных скважин. Мощность глин в скважинах варьирует в пределах 6,8-25,5 м. Число пластичности глин больше 17. В трех съемочных скважинах (53, 77, 87) глины лежат на конгломератах свиты рухс-дзуар.

Среднеплейстоценовая VII-ая терраса М.Ю.Никитина (1995), с относительными высотами: в районе пос.Чми - 140-170 м, в районе пос.Редант - 50 м и в районе г.Владикавказ - 35 м коррелируется с IV-ой террасой Е.М.Коваленко (1963) и IV-V - террасами В.А.Мельникова (1964).(табл.2.10.).

В горной части отложения среднего плейстоцена имеют место в верховьях р.Скумидон, Лахумидон, где они представлены мощными террасированными моренными отложениями из валунов и галечников из известняков с песчано-глинистым заполнителем.

Следы терских оледенений, в долине р.Ардон отражены, главным образом, в формах рельефа. В ней (долине), на высоте 300-400 м над современным руслом реки ясно выражено пологое и широкое днище древней долины (В.Н.Робинсон и Л.Н.Пламеневский, 1948). Оно прослеживается от сел.Старый Биз вверх по Ардону до сел.Нузал. На поверхности этого днища против сел.Ниж.Унал и в ряде других мест встречаются скопления валунов и галек выветрелых гранитов и других кристаллических пород, которые, по-видимому, являются остатками терских (рисских) морен.

К следам рельефа среднего плейстоцена В.А.Растворова (1973) относит в долине р.Ардон три террасовидные поверхности или перегибы склонов, находящиеся выше аккумулятивных террас. Их высоты над руслом реки 90-100 м, 190-200 м и 270-300 м. Все они, как и уплощенные междуречья, покрыты плащом суглинка. На средней террасовидной поверхности (над бывшим цементным заводом на р.Ардон) обнаружены единичные хорошо оглаженные валуны серого гранита и сланцев лейаса размером 30-40 см. На уровне этой поверхности проходят широкие “сквозные” ложбины, соединяющие долину р.Ардона с долинами рек Уруха и Фиагдона.

В горной части р.Фиагдон остатки аллювиальных отложений наблюдаются на участке пересечения рекой Лесистого хребта и южнее Пастбищного и Скалистого хребтов. Аналогичная картина на р.Гизельдон, где фрагмент аллювиальных, скорее аллювиально-озерных отложений имеет место на южном склоне Скалистого хребта.

На отдельных участках коренное дно р.Терек опущено под урез русла от 100 м в Джераховской впадине, до 170 м - в Редантской. Нижнюю часть этой толщи в Балтинской и Редантской впадинах В.А.Растворова (1973) относит к среднему плейстоцену. Следует отметить, что на этих участках Теплякова А.С. и Агибалова В.В. (1984) IV-ую и V-ую террасы по классификации В.А.Мельникова (Табл.2.10.) относят, соответственно, к среднему и раннему плейстоцену. При этом, мощность отложений среднего плейстоцена - 25-45 м, а нижнего - 30-75 м. Фрагменты этих террас с поверхности сложены толщей суглинка, в котором изредка встречаются прослой хорошо окатанного галечника из андезитов и других кристаллических пород.

В Джераховской впадине, в районе сел.Озми фрагмент VIII (по Н.Л.Энна, 1988) террасы с относительной высотой 210-250 м. По М.Ю.Никитину это IX -я терраса. Поверхность террасы пологонаклонная, сложена хорошо окатанными уплощенными небольшими валунами и галькой песчаников, алевролитов, казбекских лав,

сцементированных грубозернистым песком. Мощность отложений 7-8 м. К выходу из гор среднеплейстоценовые террасы снижаются до 20-30 м и погружаются под уровень позднплейстоценовых отложений.

Вулканогенные образования в бассейне р.Терек представляют собой лавовые потоки по р.Мнаисидон, в районе Девдоракского ледника, ледника Абано, в районе сел.Цдо и по р.Чхери. Они представлены пестроцветными лавобрекчиями и туфами андезито-дацитового состава. На правом берегу р.Мнаисидон среднеплейстоценовые образования перекрывают как более древние лавовые потоки, так и непосредственно залегают на глинистых сланцах нижней-средней юры. Они подразделяются на четыре горизонта и имеют общую мощность 310-380 м. На левом берегу р.Терек вулканогенные образования занимают значительные площади, перекрывая более древние лавовые потоки.

Отложения среднего плейстоцена распространяются в виде “водораздельных” террас между долинами рек Гизельдон - Терек - Камбилеевка по Балтинской и Редантской впадинам и широко проявились в Тарской депрессии. Нижняя часть этих отложений (IV-я по А.В.Куликову, 1962) - 13-15 м, сложена валунно-галечным материалом, иногда с линзами вулканического пепла. Верхняя - 12-18 метровая часть - суглинками, глинами. Валунно-галечные отложения залегают в виде гряд широтного и меридионального направлений. Вероятно, это наследие боковых и конечных морен.

На геологическом разрезе через скважины 5 (1234) и 8 (1213), пробуренные на северо-востоке Тарской депрессии (в 4-х км или на восток от сел.Тарское), Собиев Х.Н. и др. (1967) показывают четвертичные отложения мощностью 170-172 м, без возрастного и генетического деления.

Мощность отложений среднеплейстоценового возраста на Кадгарон-Нартской площади Владикавказской котловины равна 150-170 м, по материалам структурно-поисковых скважин: №№ 1 (1047), 3 (1048) и 5 (1049) ( прил. 25, разрез Ж-3).

Глины и суглинки среднего плейстоцена обрабатываются в карьерах ряда месторождений (Дур-Дур I и II, Алагирское, Орджоникидзевское) для производства, в основном, кирпича (табл.2.11.).

#### ***2.4.5.6. Средне-позднплейстоценовая фаза (Q<sub>II-III</sub>)***

На рассматриваемой территории отложения данного возраста имеют место и на правом борту р.Урух, в пределах Лесистого хребта. В.А.Мельников (1964) и А.В.Куликов

Месторождения	Дур-Дур II	Дур-Дур I	Алагирское
Характеристика			
Место залегания	IV н/п терраса	IV н/п терраса	IV (?) н/п терраса
Генетический тип	Элювий-делювий	аллювий-делювий	аллювий
Мощность	> 25 м	18-25 м	3 пласта 3,4 м; 0,8 м; 8,4 м
Цвет	Темно-бурый	желто-серый	т.-крас.; жел.-сер.; жел.
Нижняя граница	42,2-44,4	43,3-45,1	нет данных
текучести			
Граница	22,8-26,8	20,9-22,2	нет данных
раскатывания			
Число	17,9-19,4	21,1-24,2	13,1-9,6
пластичности			
Силикатный	нет ан.	нет ан.	62,8-64,6
анализ, %: SiO <sub>2</sub>	4,76-14,36	13,79-14,6	15,4-17,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,58-6,70	6,74	4,74-5,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	нет ан.	нет ан.	0,62-1,43
FeO	0,56-0,83	0,61-0,66	0,81-0,90
TiO <sub>2</sub>	0,09-2,0	1,6-2,11	0,71-1,52
CuO	нет ан.	нет ан.	1,17-1,69
MgO	— —	— —	0,11-0,19
SO <sub>3</sub>	— —	— —	3,5-3,7
K <sub>2</sub> O	— —	— —	Mn - 0,07 - 0,12
Na <sub>2</sub> O	— —	— —	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,11 - 0,16
п.п.п.	— —	— —	п.п.п. 5,44 - 5,48
Гранулометрически	1,66-2,35	0,7-1,08	15-22
й состав:	33,33-56,24	42,35-53,62	
> 0,1	44,36-66,52	45,53-50,72	54,42-69,46
мм			
0,1-			
0,01 мм			
< 0,01			
мм			

(1962) к этим отложениям относили II, III и IV н/п террасы (Рис.2.11.). Более поздними исследованиями А.В.Кожевникова (1977, 1989) и М.Ю.Никитина (1995) эти террасы по возрасту отнесены к позднему плейстоцену.

Литологически отложения неоднородные. Сложены они линзами гальки, гравия валунов, как правило, с суглинистым заполнителем.

В генетическом плане отложения сформированы в межледниковую фазу между вторым Терским и первым Безенгийским оледенениями (Рисс - Вюрм) и сложены на отдельных участках реликтами морен, аллювиальными, флювиогляциальными и, отчасти, делювиальными отложениями.

Ю.И.Гордиенко (1963) дает следующие значения мощностей для вышеотмеченных террас: II - 10-12 м; III - 15-18 м и IV - до 65 м (западнее р.Псыгансу).

На листе К-38-41-А В.А.Мельников к средне-позднему плейстоцену относит остатки морен на Ходском перевале (1500-1800 м над разрезом рек Ардон и Урух). Эти же отложения А.В.Кожевников (1917) относит к эоплейстоцену (апшерону).

#### ***2.4.5.7. Позднеплейстоценовая фаза (Q<sub>III</sub>)***

На территории Владикавказской котловины, на ее южной предгорной части к позднему плейстоцену отнесены толщи аллювиально-флювиогляциальных и аллювиальных отложений. Начало отложений этой фазы представлено валунно-галечным материалом, состоящим из различных изверженных, метаморфических и осадочных пород северного склона Б.Кавказа. Литологически они мало отличаются от таковых среднеплейстоценового возраста. Некоторым отличием (Л.Н.Пламеневский, 1948) от последних является несколько менее прочная цементация валунно-галечного материала, меньшее количество валунов роговообманкового андезита и отсутствие валунов темно-серого андезито-базальта. Мощность отложений поздне-плейстоценового возраста на Кадгарон-Нартской площади Владикавказской котловины достигает 230-400 м, согласно данным по структурно-поисковым скважинам №№ 1 (1047), 3 (1048), 5 (1049) ( прил. 25, разрез Ж-3).

Валунно-галечные отложения перекрываются слоем желтовато-бурых глин мощностью 0,8-1,8 м, возраст которых синхронизируется с первым Вюрмским (или Безенгийским - I) оледенением (Табл.2.10.). Местами в глинах наблюдается гумусированный горизонт погребенной почвы мощностью 30-40 см.

Выше залегают моренные отложения по Л.Н.Пламеневскому (1948) или селевые отложения по А.В.Кожевникову (1989), которые характеризуются скоплениями огромных

валунов гранита, диабазы и прочих пород, расположенных в виде гряды, ориентированной нормально к оси русла р. Терек.

Полоса аллювиальных отложений северо-восточной ориентировки, проходящая через населенные пункты Дзуарикау, Архонская, г. Беслан указывает на то, что в позднем плейстоцене здесь было русло р. Фиагдон.

Различные авторы пришли к близким выводам о существовании двух крупных стадий позднеплиоценового оледенения, а возможно даже двух самостоятельных оледенений. Это Безенгийские I и II или Вюрмские I и II, с которыми связано происхождение ниже перечисленных аллювиально-флювиогляциальных отложений, представленных остатками морен и террас.

В предгорной и горной частях рассматриваемой территории к позднему плейстоцену относится комплекс террас с III-ей по VII-ую и остатки морен.

С ранне-безенгийским оледенением связаны V, VI и VII террасы (соответственно 50-60 м, 100-120 м и 140-170 м над руслом р. Терек между селами Ниж. Ларс и Чми) и ряд реликтов моренных отложений в долинах рек южнее Скалистого хребта.

Самая высокая VII терраса представляет собой остатки древнего русла р. Терек, заполненное валунно-галечным материалом с прослоями селевых фаций. В верхней части террасы - остатки перемытой морены. Терраса (VII) прислонена к морене позднегерского оледенения, что позволило М.Ю. Никитину (1995) отнести ее к началу позднего плейстоцена.

VI и V террасы сложены валунно-галечным материалом меньшей мощности по сравнению с VII террасой.

Общая мощность аллювия V-VII террас достигает 100 м и более.

С позднебезенгийским оледенением связаны морены в средних частях трогов и III и IV-я террасы, также сложенные валунно-галечным материалом с примесью песчаного заполнителя. Мощность аллювия этих террас не превышает 5 метров.

М.Ю. Никитин (1995) проследил VII террасу Эзминской впадины (пос. Чми) вниз по течению р. Терек до г. Владикавказа, где она сложена песчано-галечными отложениями с включениями крупных глыб дарьяльских гранитов. Ее относительная высота с 160-170 м постепенно уменьшается (вниз по течению) и у пос. Редант составляет 50 м, а у г. Владикавказ - 35 м. Ниже по течению терраса погружается под более молодые образования Владикавказской котловины.

В долине Терека у г. Владикавказа имеется пять террас, более низких, чем террасы Эзминской впадины. Их высота не более 35 м по А.В. Кожевникову (1977) и 15 м по М.Ю. Никитину. III-я и IV-я террасы этого комплекса позднеплейстоценового возраста.

Л.В.Кожевников (1989) сопоставляет V-ю песчаную террасу Терско-Кумского междуречья восточнее г.Моздока с V-ой террасой в районе г.Владикавказа. Более низкие террасы сложены аллювием значительно меньшей мощности (имеются в виду III, IV-я террасы). С ними то и увязываются хвалынские морские террасы Каспийского моря, где они характеризуются следующей фауной:

Нижнехвалынская: *Didacna cristata* Bog.,  
*D. praetrigonoides* Nal. et Anis.,  
*D. parallella* Bog.,

Верхнехвалынская: *Didacna trigonodes* Pall.,  
*D. praetrigonoides* Nal. et Anis.

Комплекс террас позднеплейстоценового возраста имеет место по рекам Гизельдон, Геналдон, Фиагдон, Ардон, Цраудон, Скуммидон, Заккадон.

Моренные отложения этого же возраста имеют место в верховьях рек: Ардон, Баддон, Архондон, Фиагдон, Гизельдон, Цатадон, Геналдон, Даргонком, Згиддон, Цейдон.

Сложены они неотсортированными валунами и галькой гранитов, пегматитов, кристаллических сланцев, песчаников, цементированных суглинком.

Среди областей развития меловых и верхнеюрских отложений на площади листов К-38-28-В,Г к позднему плейстоцену отнесен ряд коллювиальных и пролювиальных образований.

Средняя мощность отложений верхнего плейстоцена колеблется от 10 до 100 м.

Глины кирпичные позднеплейстоценового возраста разрабатываются в месторождениях Дигорском (на 3-х участках) и Кадгаронском.

Вулканогенные образования известны в бассейне р.Терек на юго-западном и восточном склонах г.Казбек в виде лавовых потоков андезитового, андезит-дацитового и дацитового состава, с горизонтами буровато-серых туфов.

К началу позднего плейстоцена Н.Л.Энна (1988) относит вулканогенные образования в верховьях р.Геналдон и на южном склоне г.Майлихох, где они представлены темно-серыми андезитами с характерной столбчатой отдельностью и зеленовато-серой лавобрекчией андезит-дацитового состава. По составу эти вулканогенные образования подразделяются на два потока с общей мощностью 150-170 м. В верховьях р.Суатисидон, аналогичные образования представлены черными андезитами с четкой столбчатой отдельностью.

Видимая мощность лавового потока - 150-200 м.



Ко второй половине позднего плейстоцена Н.Л.Энна (1988) относит вулканогенные образования, представленные дацитами светло-серыми до серых, с характерной столбчатой отдельностью, а также бурыми агломератовыми лавами андезит-дацитового состава с горизонтами буровато-серых туфов, которые перекрывают более древние вулканогенные образования. Вулканогены второй половины позднего плейстоцена подразделяются на два потока общей мощностью 320-350 м. Их подробная характеристика приводится в разделе “Вулканизм”.

#### **2.4.5.8. Позднеплейстоцен - голоценовая фаза (Q<sub>III-IV</sub>)**

Этот период характерен ледниковыми делювиальными, коллювиальными и обвально-оползновыми образованиями в горных районах рассматриваемой территории и субэзральными покровными отложениями (Геолкарта СССР, 1986) в пределах Владикавказской котловины. Последние, ввиду отсутствия фактического материала, не нашли своего отражения на прилагаемой графике.

Морены позднеплейстоцен-голоценового времени, возраст которых более точно не устанавливается, имеют относительно широкое развитие в верховьях таких рек, как Лахумедон, Орсдон, Урух, Фиагдон, Цариитдон, Армхи, Кистинка. Сложены они неокатанными глыбами, валунами и щебнем из окружающих коренных пород.

Мощность ледниковых отложений от 10 до 50 м.

Делювиальные и коллювиальные отложения имеют наибольшее распространение в горной части, особенно вдоль эскарпа Скалистого хребта. Они нередко сплошным чехлом покрывают пологие приводораздельные участки склонов и образуют шлейфы у их подножия. Делювий представлен суглинком, супесью и мелким щебнем, количество которого у подножия склонов увеличивается и появляются более крупные обломки. Мощность делювиальных отложений колеблется от 0,2-0,5 м до 2-4 м.

Обвально-оползневые образования распространены, в основном, вдоль эскарпа Скалистого хребта. Представлены они сильно трещиноватыми, передробленными блоками и продуктами разрушения этого хребта - известковыми щебенистыми суглинками.

Площадь этих образований колеблется в пределах 1-3,5 км<sup>2</sup>. Мощность - от первых метров до 50 м.

Образование структурных оползней на южном склоне Скалистого хребта Н.Л.Энна (1988) связывает с выходами глинистых сланцев средней юры, по которым сползали блоки верхнеюрских известняков. Оползневые блоки верхнеюрских пород сложены большими глыбами и блоками сильно трещиноватых известняков, размером до 1,5-2,0 км по длине оси (В.А.Ермаков, 1981), а по мощности от 10 до 575 м, сохранивших свою

первоначальную структуру. В верховьях, в местах их отрыва, наблюдаются циркообразные углубления с лунками отрыва на внутренних склонах.

#### ***2.4.5.9. Голоценовый век, современная фаза (Q<sub>IV</sub>)***

Голоценовые осадки представлены на рассматриваемой территории целым рядом генетических типов четвертичных отложений.

Это аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, коллювиальные (обрушения и оползания), флювиогляциальные, ледниковые отложения и выделенный в отдельный генетический тип - лед. Кроме того, в природе имеют место озерные и техногенные типы отложений, не нашедшие своего отражения на картах из-за малых размеров.

Аллювиальные отложения пойм I-ой и II-ой надпойменных террас имеют место во всех долинах, кроме участков прорыва в горных районах. Аллювий сложен валунно-галечно-гравийным материалом с мелкими линзами песков и суглинков. В горной местности материал аллювия относительно крупнее по сравнению с равнинной частью территории. Гранулометрический состав их изменяется в пределах: валуны - 41-26%; галька - 41-52%; песок-17-28%, пылеватых глинистых и илистых частиц - 9-11%.

Петрографический состав: магматических пород (гранитов, андезитов, диабазов) - 51-76%; метаморфических пород (кристаллические сланцы, кварциты) - 20-10%; осадочных пород (известняки, доломиты, глинистые сланцы) - 22-1%.

Мощность руслового аллювия в предгорной части до 55 м, в горной - до 10-15 м (А.М.Лисицын, 1986). Мощности аллювия террас не более 5 м (А.В.Кожевников, 1977).

Голоцен характеризуется последними стадиями отступления II-го Безенгийского оледенения, исторической стадией оледенения (2,5-2 тысячи лет тому назад) и последним оледенением XVII-XIX веков (Е.Е.Милановский и В.Е.Хаин, 1963). Стадии оледенений фиксируются конечно-моренными валами в трогах на различных участках высокогорной зоны. Морены ранних стадий оледенения глубоко погребены на дне трогов, под поздние и послеледниковыми накоплениями. Наиболее молодые морены, относящиеся к середине XIX века, местами отстоящие от современного края ледников на 1-2,5 км, указывают не на остановку, а на некоторое общее расширение кавказского оледенения в эту эпоху, сменившееся значительной деградацией ледников за последнее столетие.

В настоящее время по данным В.В.Агибаловой (1983) на территории Горной Осетии насчитывается 227 ледников общей площадью оледенения 170 км<sup>2</sup>. На геологической карте СССР масштаба 1:1 000 000 (1986) лед выделен как отдельный генетический тип четвертичных образований.

Ниже моренных образований в долинах рек в высокогорной зоне имеют место флювиогляциальные отложения, которые обычно перекрываются коллювиальными и коллювиально-делювиальными образованиями, покрывающие склоны хребтов.

Литологический состав морен и флювиогляциальных отложений очень разнообразен и находится в прямой зависимости от пород, слагающих борта и днище ледниковых долин. Сложены они валунами, галькой, гравием, песком и суглинком.

Пролювиальные накопления образуют конуса выноса в приустьевых частях небольших ручьев и временных водотоков и состоят из неотсортированного или слабо отсортированного обломочного материала - песка, щебня и мелких глыб, перемешанных с алеврито-глинистым материалом.

Коллювий сползания особенно широко развит вдоль эскарпа Скалистого хребта. Сложены оползни щебнем и мелкими глыбами, сцементированными суглинком. Большинство их находится в активной стадии развития. Мощность оползневых образований иногда достигает 100-120 м (В.А.Ермаков, 1981).

Коллювий обрушения довольно широко распространен на рассматриваемой территории, в ее горной части. Развит он на крутых участках склонов и представлен глыбами, щебнем горных пород, перемешанных с суглинком.

Структурные оползни развиты у эскарпа Скалистого хребта. Сложены они сползшими блоками верхнеюрских трещиноватых известняков, сохранивших свою структуру, размером до 1,25 км по длиной оси (В.А.Ермаков, 1981).

Техногенные отложения пользуются широким распространением. Они представлены отвалами пород в устьях действующих и отработанных горных выработок, отстойниками обогатительных фабрик (Мизурской и Фиагдонской), в которых происходило и происходит накопление алеврито-пелитовых частиц горных пород, преобразующихся со временем в суглинок, свалками отходов человеческой деятельности в городах и поселках.

В районах распространения вечной и сезонной мерзлоты (выше 2500 м) широко развиты солифлюкционные процессы, формирующие псевдотеррасы - невысокие уступы, сложенные мелкоземом и плывунным глинистым материалом, иногда с включением щебня. Солифлюкционные отложения формируются на склонах крутизной до 8-25°. В проработанных графических материалах они не выделялись.

Вулканогенные образования голоценового возраста представлены рядом мелких вулканов на склонах Казбека с андезит-дацитовым и андезит-базальтовым составом продуктов извержения (А.В.Кожевников и др., 1977).



### 3. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ.

Проявления и продукты вулканической деятельности на рассматриваемой территории известны в верхнепалеозойских и триас-нижне-юрских отложениях. Кроме того, на юго-востоке площади широко распространены продукты четвертичного вулканизма.

#### 3.1. Верхнепалеозойский вулканизм.

Продукты верхнепалеозойского вулканизма в пределах Ардон-Дарьяльской зоны пользуются незначительным развитием в разрезах баддонской и мидаграбынской свит.

Впервые верхнепалеозойские вулканиды были описаны Ф.И.Жуковым (1975), изучавшим верхне-палеозойские отложения в бассейне рек Мидаграбындон, Геналдон, Цариитдон.

3.1.1. *В баддонской свите (С<sub>3bd</sub>)* вулканогенные образования наблюдаются преимущественно в разрезе нижней части свиты, где они представлены туфопесчаниками, туффитами и маломощными горизонтами лав андезитового состава. В верхней части свиты отмечаются горизонты туфо-конгломератов. К.В.Давыдов (1976), описывая эффузивные и пирокластические породы баддонской свиты, указывает на то, что вверх по разрезу количество вулканогенного материала вначале сокращается, и далее достигает своего максимума в позднебадское время.

Туфопесчаники и туфоалевролиты пестроокрашенные, коричневато-серые, зеленовато-серые, слоистые. В них наблюдаются маломощные прослои (до 10 см) тонкозернистых амфиболитов. Обломочная часть представлена кварцем, ортоклазом, пертитом, плагиоклазом, обломками эффузивов кислого состава, серповидным эффузивным кварцем. Степень сортировки и окатанности материала плохая. Цемент туфопесчаников (10-40%) хлорит-серицитовый, хлорит-серицит-кварцевый порового, реже базального типов. В туффитах, в обломочной части наблюдается кварц, обломки эффузивов кислого состава (разложивших кристаллокластов плагиоклаза), гранат, амфиболы. Цемент кварцевый, кварц-полевошпат-серицитовый. Мощность прослоев туфогенных пород до 1,0 м.

Лавы андезитов отмечаются в районе р. Мидаграбындон. Породы зеленовато-серые, плотные, структура порфировая. Вкрапленники представлены таблитчатыми псевдоморфозами серицита по плагиоклазу. Основная масса обладает реликтовой,

микролитовой структурой и состоит из бластического тонкозернистого агрегата серицита, амфибола, хлорита, рудного минерала. Мощность горизонтов 0,5-1,0 м. Протяженность не установлена. К.В.Давыдов (1976) среди вулканитов описывает дациты и липариты, макроскопически представляющие собой светло-серые породы с тонко-плитчатой отдельностью или интенсивно рассланцованные, вследствие чего становятся трудно отличимыми от сланцев. Порфировая структура обусловлена наличием в дацитах крупных фенокристаллов (до 2 мм) андезина N 37-38, зерна которого нередко образуют небольшие агрегаты, погруженные в измененную основную массу. Для липаритов характерно наличие порфировых вкрапленников кварца размером до 3,0 мм и плагиоклаза. Последний обычно слабо замутнен пелитовым веществом.

Вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы образуют маломощные прослои среди типичных терригенных пород. Совместно с ними они подвержены региональному метаморфизму низшей ступени, катаклазу, дроблению с образованием вторичных сланцеватых и параллельных текстур.

Степень насыщенности вулканогенным материалом разреза нижней части баддонской свиты низкая (5-10%) и весьма неоднородная, что может, видимо, свидетельствовать о пульсационном характере вулканизма.

С вулканогенно-осадочными породами часто наблюдается пространственная, возможно и генетическая связь уран-медной и уран-молибденовой минерализации, отмеченной в этом районе (проявления и рудопроявления Хрустальное, Скальное, Сглаженное, Лавинное).

Для туфогенных разностей пород баддонской свиты также как и для остальных пород толщи характерна тесная связь группы цинка-ванадия с группой сидерофильных элементов хром-никель-кобальт. В них же отмечается повышенные содержания фосфора, никеля и, местами, молибдена.

Обогащение тяжелым изотопом ( $S^{34}$ ) серы сульфидов из горизонтов с сульфидной минерализацией, а также высокий уровень радиогенной добавки для свинца, в сочетании с минерально-геохимическими особенностями рудных тел, позволил Ф.И.Жукову (1976) сделать вывод о вулканогенно-осадочном генезисе оруденения.

**3.1.2. В мидаграбынской свите ( $C_3-P_1$  md)**, как и в баддонской, наряду с нормально-осадочными породами наблюдаются, большей частью, пирокластические образования и редкие горизонты эффузивов андезитового состава. Разрез свиты в целом изменчив и количество вулканогенного материала в разных районах различно.

Так, в бассейне р.Баддон (руч. Цадуати), в основании свиты наблюдаются многочисленные линзы и прослои тонкослоистых пепловых туфов темно-коричневого

цвета, которые в восточном направлении выклиниваются и в бассейне р. Мидаграбындон в разрезе свиты отмечаются преимущественно прослои туфопесчаников, туфоалевролитов с единичными прослоями пепловых туфов (А.Ц.Газданов, 1977). Мощность прослоев туфогенно-осадочных пород – первые метры. Туфопесчаники и туфоалевролиты пестроокрашенные, разнозернистые, неяснослоистые. Обломочный материал плохо сортирован, угловатой формы, достигает 80%. По составу преобладают полевые шпаты (плагиоклаз, ортоклаз, пертит), кварц, обломки пород, амфиболы. Цемент тонкозернистый, кварцевый, кварц-серицитовый. В составе цемента присутствуют хлорит, серицит, небольшое количество рудного минерала. В буроватых разностях туфопесчаников в составе цемента преобладают окрашенные пестрые слюды типа стильпноmelана.

Туффиты образуют невыдержанные горизонты мощностью 1-2 м., прослеживаемые по простираю на десятки метров. Породы зеленовато-серые, тонкозернистые, часто брекчированы, состоят из кристаллокластов амфибола, плагиоклаза, эпидота, кварца, сцементированных аналогичной по составу, но более тонкой массой. Наряду с туфопесчаными кристаллокластами встречаются обломки кварца.

Эффузивы в разрезе свиты встречаются значительно реже. В верховьях р. Цариитдон отмечен маломощный (1,5 м.) горизонт лавы андезит-дацитового состава. Метаэффузивы кислого состава описаны также в бассейне р. Мидаграбындон (Ф.И.Жуков, 1976; А.Ц.Газданов, 1977). Породы зеленовато-серого цвета, массивные, под микроскопом обнаруживают флюидальную свилеватую текстуру, реликтовую порфиновую структуру. Вкрапленники представлены серицитизированными кристаллами плагиоклаза; основная масса обладает реликтовой, микролитовой структурой и состоит из лейстовидных псевдоморфоз серицита по плагиоклазам, а также хлорита и амфибола.

Как и в баддонской свите, вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения мидаграбынской свиты подвержены региональному метаморфизму низшей ступени, дроблению с образованием вторичных сланцеватых и параллельных текстур.

Геохимические особенности пирокластических образований мидаграбынской свиты характеризуются наличием сильных корреляционных связей между хромом, никелем и кобальтом. Свинец коррелируется с цинком. Медь не имеет существенных корреляционных связей, что может указывать на обособленность концентрации этого элемента во времени от концентраций свинца и цинка.

В породах отмечаются повышенные значения отношения никеля к кобальту – 6:1 и более и на отдельных участках повышенные содержания олова. Общую геохимическую

специализацию вулканогенно-терригенных пород мидаграбынской свиты можно характеризовать как хром-никель-медь-цинковую.

С вулканогенно-терригенными породами мидаграбынской свиты, так же как и для баддонской, отмечается пространственная связь халькопирит-пирротиновой минерализации и скарновой колчеданно-полиметаллической. Участки скарнирования туфогенно-осадочных пород, представленных актинолит-геденбергитовыми и эпидот-цоизитовыми разностями пространственно увязываются с разрывными нарушениями и участками их пересечения.

Химические анализы туфогенных пород мидаграбынской свиты показывают высокие содержания окислов кремния (58-65%), алюминия (14-23%), железа (5-10%), титана (0,4-1,1%), магния (1,65-3%), натрия (1,1-3%), калия (0,8-2,9) (А.Ц.Газданов, 1977г.).

Следует отметить, что главной особенностью верхнепалеозойского вулканизма является резкое преобладание пирокластических образований над лавовыми. Вулканизм характеризуется слабоконтрастной серией андезит-дацитового состава. Начало его совпадает с началом накопления отложений баддонской свиты, а с заключительными этапами накопления пород мидаграбынской свиты связано некоторое усиление вулканической деятельности, приведшее к образованию маломощных эффузивных покровов андезит-дацитового состава и связанных с ними туфов.

Вулканогенные образования баддонской и мидаграбынской свит по петрографическим, фаціальным и морфологическим признакам можно отнести к андезит-дацитовой формации по классификации Шелковникова А.Д. (1965) или к базальт-андезит-липаритовой по Масайтису В.Л. (1979).

### **3.2. Мезозойский вулканизм.**

Вулканическая деятельность в мезозойскую эру проявилась в Горной Осетии на отдельных участках и в разное время.

В триасовый период в Арнагском блоке Мамисон-Казбекской зоны, западнее р. Ардон, вулканическая деятельность проявилась в виде образований адайкомского вулканогенного горизонта андезит-дацит-базальтовой формации среди отложений арнагской толщи.

В триас (?) – раннеюрское время в этой же Мамисон-Казбекской зоне проявилась вулканоплутоническая деятельность фиагдонского комплекса. Эффузивные субфации преобладают в составе комплекса.



Вулканические образования комплекса включают потоки (покровы) базальтоидных лав, которые относятся к спилитовой части описываемой Н.Л.Энной (1988) спилит-диабазовой формации.

По В.Л.Масайтису (1979) это формация натриевых базальтов.

В раннеюрское время вулканическая деятельность наиболее интенсивно проявилась в пределах Дигоро-Осетинской зоны, особенно в обрамлении Садоно-Унальского горста, где она представлена вулканогенными образованиями андезит-дацитовый формации в отложениях садонской свиты.

Туфопесчаники в отложениях мизурской свиты, вероятно, не что иное, как перемытый материал вулканогенных пород садонской свиты.

В пределах Ардон-Дарьяльской зоны раннеюрские вулканогенные образования андезит-дацитовый формации имеют место среди отложений кистинской и белореченской свит, в основном в первой.

В зоне южного склона среди отложений верхней подсвиты казбекской свиты встречаются туфы раннеюрского возраста, происхождение которых достоверно не установлено.

### **3.2.1. Триасовый период. Арнагская толща (Т(?) ар)**

Среди отложений арнагской толщи вулканогенные образования имеют место в верхней пачке толщи, в которой выделен так называемый адайкомский вулканогенный горизонт. Последний представлен переслаиванием терригенно-осадочных образований, туфов и маломощных горизонтов лав андезит-дацитового и андезит-базальтового составов.

По степени насыщенности вулканогенным материалом «эффузивная толща» разделяется на 2 горизонта. Нижний – терригенно-вулканогенный и верхний – вулканогенный.

Терригенно-вулканогенный горизонт сложен туфопесчаниками, туфоалевролитами с пластами лав и туфов андезито-дацитового состава мощностью от 0,5 до 12 м. Мощность горизонта 470 м. Породы насыщены линзами и прожилками пирротин-халькопиритовых руд.

Вулканогенный горизонт начинается (снизу вверх) серыми полосчатыми яшмовидными породами мощностью не более метра. Выше следуют светлые слоистые окварцованные туфы и лавы андезито-дацитов, так называемого адайкомского горизонта, и сменяемые в верхней части андезитовыми и андезито-базальтовыми разностями. Венчается горизонт либо лавами с линзами массивного пирротина мощностью до 1 м, либо туфами полосчатой структуры с рассеянной вкрапленностью, реже прожилками

пирита. Общая мощность «эффузивной толщи» в долине р. Арнаг достигает 650 м, а так называемого «адайкомского», существенно лавового горизонта – 180 м (в том числе).

Андезиты и андезито-дациты представлены плагиоклазовыми разностями с широко развитыми вторичными процессами – серицитизацией, хлоритизацией и амфиболитизацией. Это, как правило, породы светлых тонов различных оттенков – зеленого, сиреневого, фиолетового, массивные, полосчатые, скрытокристаллические, афанитовые. Структура их порфировая, текстура флюидальная.

Андезито-базальты «адайкомского горизонта» превращены в аподиабазовые амфиболиты. Эти породы имеют более темную окраску с преобладанием зеленого цвета, линейно-параллельную и порфиробластовую структуру. Сложены они серпентинизированным и деанортизированным плагиоклазом и амфиболом основной массы, с порфиробластами плагиоклаза.

Туфы и туфобрекчии имеют лито- и кристаллокластические структуры с взаимными переходами и эвтакситовую текстуру. Характерной особенностью их является насыщенность либо тонкораспыленным пирротинном (темно-окрашенные породы), либо тонкораспыленным пиритом (светлоокрашенные породы).

Возраст эффузивных образований определяется возрастом вмещающей толщи, т.е. как триасовый.

В.А.Ермаков (1981) считает возраст описанных эффузивов также триасовым, предполагая комагматичность их с эффузивными образованиями садонской свиты, дайками дацитов и гранодиоритов дигорского комплекса с возрастным диапазоном вулканоплутонической деятельности от триаса по нижний мел.

Вулканогенные образования арнагской толщи по петрографическим, фациальным и морфологическим признакам можно отнести к андезит-дацит-базальтовой формации в соответствии с классификацией Емельяненко А.С. (см. Забродин В.Ю. и др., 1982).

### **3.2.2. Триас - ранняя юра.**

#### ***Фиагдонский вулканоплутонический комплекс (T(?)-J<sub>1f</sub>)***

Н.Л.Энной (1988) магматические образования так называемого «казбекского диабазового пояса», представленные эффузивными, интрузивными и субинтрузивными образованиями были разделены на два комплекса – фиагдонский и казбекский. Первый, фиагдонский вулканоплутонический комплекс, проявился в пределах Мамисон-Казбекской зоны, особенно на участке междуречья Архондон-Фиагдон, второй (казбекский) – в пределах Дигоро-Осетинской и Ардон-Дарьяльской зон (рис.3.1.).

Фиагдонский комплекс представлен покровами и потоками базальтоидов, развитых в составе средней подсвиты циклаурской свиты (на востоке рассматриваемой зоны это дзамарашская и бугульгинская свиты по Н.Л.Энна, 1988) и тесно ассоциирующих с ними силлами и мелкими штоками субинтрузивных образований.

Основной вулканизм фиагдонского комплекса проявился синхронно с накоплением терригенного материала в подводных условиях. Эффузивные породы представлены лавобрекчиями, лавами базальтоидов, среди которых отмечаются базальты порфировой структуры, андезито-базальты, спилиты, витрофиры, вариолиты. Как отмечает И.М.Васьков, вышеприведенные разновидности пород образуют пласты и линзы мощностью до первых метров. Это породы серо-зеленого цвета, массивные, плотные с порфировой или афировой и микролитовой структурами, миндалекаменной текстурой. Порфировые выделения замещены карбонатом. Миндалины выполнены карбонат-хлоритовым агрегатом. Основная масса девитрифицирована и, частично, альбитизирована.

Туфы лито и кристаллокластические андезитового состава. Обломки цементируются микрозернистым интенсивно хлоритизированным полевошпатовым агрегатом.

Наиболее подробно морфологические особенности вулканогенных тел, их строение, петрографическая и петрохимическая характеристики слагающих их пород, распространенных восточнее р.Дзамарашдон в пределах Мамисон-Казбекской зоны, рассмотрены Н.Л.Энн (1988). В верховьях р.Дзамарашдон и в бассейне ее правого притока р.Даргсуадон в разрезе циклаурской свиты им наблюдались как одиночные лавовые потоки, так и их сочетания, состоящие из нескольких потоков. Мощность потоков варьирует в пределах от 5-10 м до 40-50 м.

Маломощные лавовые потоки имеют пластообразную форму. Они обычно однородные по составу и структурно-текстурным особенностям. Нижний и верхний их контакты отчетливые, слабоволнистые, с маломощной (до 5 см) коркой закаливания. По составу это обычно порфировые базальты с интерсертальной – гиалопилитовой структурой основной массы, с массивной текстурой, иногда, миндалекаменной и неотчетливой флюидальной в кровле и подошве потока. Для маломощных лавовых потоков характерным является наличие в нижних частях горизонтов лавобрекчий (4-6 м), которые вверх по потоку постепенно сменяются шаровыми или подушечными лавами. Размер шаров от 10 до 40 см, подушек – до 1,5 м. В верхней части они ограничены округлой полусферой, нижние поверхности обычно уплощенной, весьма неровной формы. В кровле потока порода


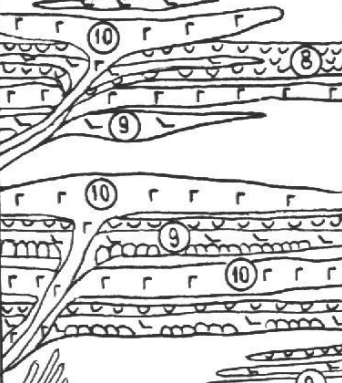

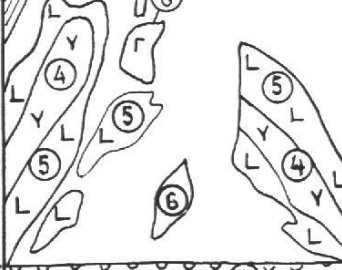
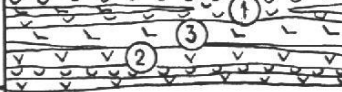
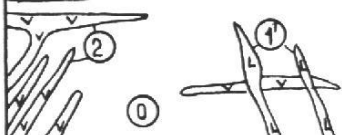
ФОРМАЦИЯ	КОМПЛЕКС	ФАЗА ФОРМИРОВАНИЯ	СТАДИЯ	ИНДЕКС	СОСТАВ
НАТРИЕВЫХ БАЗАЛЬТОВ (СПИЛИТ - ДИАБАЗОВАЯ)	ФИАГДОНСКИЙ	ПОЗДНЯЯ	ЭФФУЗИВНАЯ		12) Андезито-базальты. МАЛОМОЩНЫЕ ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ 11) ДИАБАЗЫ. МАЛОМОЩНЫЕ СИЛЛЫ И ДАЙКИ
			ЭКСПЛОЗИВНО-ЭФФУЗИВНАЯ		10) ГАББРО, ГАББРО-ДИАБАЗЫ, ДИАБАЗЫ. СИЛЛЫ, ДАЙКИ, ШТОКИ 9) АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТЫ, БАЗАЛЬТЫ. ЛАВЫ ЧАСТО ШАРОВЫЕ 8) ТУФЫ. ПЛАСТЫ, ЛИНЗЫ
		РАННЯЯ	ГИПАБИССАЛЬНАЯ		7) ДИАБАЗЫ. ДАЙКИ, ЖИЛЫ, ШТОКИ. ТЕЛА НЕПРАВИЛЬНОЙ ВЕТВЯЩЕЙСЯ ФОРМЫ ОБРАЗУЮТ МАССИВЫ, ПОЧТИ НА 100% СЛОЖЕННЫЕ ИМИ 6) ГАББРО, ГАББРО-ДИАБАЗЫ. ТЕЛА РАЗЛИЧНОЙ ФОРМЫ, ШТОКИ, ДАЙКИ
			ГИПАБИССАЛЬНАЯ ПРОТРУЗИВНАЯ		5) ДИАБАЗЫ И АПОПИКРИТОВЫЕ 4) СЕРПЕНТИНИТЫ ОБРАЗУЮТ "СЛОЖНЫЕ" МОЩНЫЕ ДАЙКИ
АНДЕЗИТОВАЯ		ПОЗДНЯЯ	ЭФФУЗИВНАЯ		3) АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТЫ. ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ 2) АНДЕЗИТО-ДАЦИТЫ. ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ, СИЛЛЫ, ДАЙКИ
		РАННЯЯ	СУБИНТРУЗИВНАЯ		1) ДИАБАЗЫ. ДАЙКИ 0) ТУФЫ АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВЫЕ 8) ТЕРРИГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

РИС. 3.1 СХЕМА РАЗВИТИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В МАМИСОН - КАЗБЕКСКОЙ ЗОНЕ

Рис 3.1. Схема развития магматических формаций в Мамисон-Казбекской зоне.

становится более массивной, с редкими, субогласными со слоистостью трещинами отдельности. Вмещающие породы (глинистые сланцы) в подошве потока обычно слабо

изменены – осветлены, уплотнены. В кровле же они практически не отличаются от неизменных пород. Однако, часто эффузивные образования имеют комковатый облик. В них отмечаются линзовидные прослойки песчаных разностей, иногда включения лавового материала овальной, веретенообразной формы. Аналогичное строение наблюдается на выклинивании лавового потока.

В центральных частях потока порфирированный базальт относительно крупнозернистый, состоящий из длиннопризматических зерен плагиоклаза и клинопироксена игольчатой формы, который иногда в виде метелок и щеток нарастает на кристаллы плагиоклаза. Структура основной массы интерсертальная и субдиабазовая. Плагиоклаз сильно разложен, сосюритизирован, вплоть до появления чистого альбита и цоизита. Пироксен также частично замещается амфиболом и хлоритом. В основной массе много тонкозернистого рудного минерала. В краевых частях потоки базальта более тонкозернистые. В основной массе увеличивается количество бурого разложенного стекла. В краевых частях потоков наблюдаются плагиоклазовые разности базальтов, в центральных – пироксен-плагиоклазовые. Иногда во вкрапленниках встречается оливин. Лавовые пакеты обычно состоят из трех – пяти потоков и имеют мощность более 100 м. В основании каждого потока наблюдается горизонт лавобрекчий ( 6-13 м), который сменяется подушечными или шаровыми лавами. Размер обломков в лавобрекчиях от 2-5 см до 20-30 см. Среди обломков наблюдаются базальты, вариолиты, реже витрофиры.

В районе ледникового плато Мидаграбын лавовые пакеты состоят из нескольких потоков. Одиночные потоки практически отсутствуют. Порфирированные базальты однородные, массивные. Вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном, редко оливином.

Структура основной массы субофитовая, текстура массивная. Встречается мелкообломочная лавобрекчия с обломками угловатой и овальной формы размером от 1 до 12 см. По составу в них преобладают порфирированные базальты, вариолиты. Основная масса витрофирова интенсивно хлоритизированная.

Ссылаясь на В.В.Плошко (1986) Н.Л.Энна отмечает, что наряду с порфирированными базальтами отмечаются тела пикритов. Последние более интенсивно серпентизированы и оталькованы. Пироксен замещен амфиболом, плагиоклаз деанортизирован.

Восточнее, в верховьях р.Тепидон в разрезе отмечается более широкое развитие лавобрекчий, гиалокластитов, шаровых лав.

В бассейне р.Терек базальты значительно сильнее подвергались вторичным изменениям, плагиоклаз практически весь сосюритизирован с образованием альбита и агрегата эпидот-цоизита ( Я.Г.Кипиани,1983).

Н.Л.Энна (1988) отмечает, что характерным для пород комплекса является наличие в них альбитизированного плагиоклаза и свежего, слабо измененного вторичными процессами, пироксена (клинопироксена).

Породы фиагдонского комплекса характеризуются также специфическими петрохимическими особенностями, позволяющими отличать их от других комплексов, в частности казбекского дайкового комплекса, и сводится к следующему:

1. Содержание окислов кремния в пределах 46-50% .
2. Эффузивы комплекса относятся к классу высокоглиноземистых пород с содержанием  $Al_2O_3$  от 15 до 18% с коэффициентом глиноземистости более единицы.
3. Базальтоиды комплекса характеризуются высокой магнезиальностью (содержание  $MgO$  – 6-11%), относительно низким содержанием общего железа, порядка 7-9% и умеренным содержанием окислов титана, не превышающим 1,5% и лишь в отдельных горизонтах лав на востоке количество  $TiO_2$  достигает 2-11%.
4. Для пород комплекса характерно низкое содержание щелочей. Как правило,  $Na_2O$  не более 4%, а  $K_2O$  – не более 0,65%. По этому показателю породы относятся к натровой серии. Лишь в отдельных случаях содержание  $Na_2O$  превышает 40% и породы по составу приближаются к спилитам.
5. Высокое содержание  $CaO$  – 9-11% является характерной чертой комплекса и показывает, что, несмотря на значительное проявление в породах процессов альбитизации, они не сопровождались выносом кальция.
6. Специфической особенностью базальтоидов комплекса являются низкие содержания  $P_2O_5$ . В лавах нижней части средней циклаурской подсвиты (в дзамарашской свите по Н.Л.Энна, 1988), оно менее 0,17%, а в отдельных горизонтах верхней части (в бугультинской свите) изменяется от 0,14 до 0,34%.
7. Геохимические особенности комплекса выражаются в относительно высоком содержании в базальтоидах хрома и никеля и крайне низких содержаниях рубидия.

Здесь следует отметить, что геохимическая характеристика эффузивных образований фиагдонского комплекса по содержанию многих элементов находится на

уровне кларковых содержаний за исключением марганца, титана, никеля, содержание которых меньше, и олова, свинца, лития – содержание которых больше кларка.

Не менее, а вероятно, более интенсивно проявилась эффузивная деятельность фиагдонского вулканического комплекса в междуречье Фиагдон-Цазиудон-Архон на площади развития Колотинского покрова (прил.1, 2 и 3б). Здесь эффузивные породы представлены потоками лав с шаровой отдельностью, по которым четко устанавливается субгоризонтальное стратифицированное залегание вулканического комплекса.

Пирокластические образования, представленные литокластическими туфами, распространены незначительно.

Разрезы, составленные М.К.Сухановым (1975) по северной, центральной и южной частям вулканогенной толщи в междуречье Фиагдон-Цазиудон (Саджилдон), дают представление о ее строении и характере залегания вулканических пород.

В южной части вулканогенной толщи Колотинского покрова, на широте развалин сел.Колотикау, М.К.Суханов (1975) дает следующий разрез южной части вулканогенной толщи (снизу вверх, аз.пад.ЮЮЗ, угол 30-40 ):

1. Черные глинистые сланцы с редкими прослоями песчанистых алевролитов. Видимая мощность - 200 м.
  2. Серия потоков мандельштейнов с шаровой отдельностью (шары до 0,8 м) мощностью по 15-25 м, разделенных прослоями сланцев 5-10 м. Общая мощность – 150 м.
  3. Серия силлов диабазов и диабазовых порфиритов мощностью по 5-15 м, разделенных сланцевыми промежутками по 10-20 м. Общая мощность – 100 м.
  4. Конгломерато-брекчии с прослоями сланцев и литокластических туфов по 15-20 м. Общая мощность – 150 м.
  5. Черные глинистые сланцы с линзовидными телами литокластических туфов мощностью до 5 м. Общая мощность – 100 м.
  6. Серия потоков мандельштейнов с шаровой отдельностью мощностью 20-25 м со сланцевыми промежутками по 5-10 м. Общая мощность 250 м.
  7. Черные плотные сланцы. Мощность – 150 м.
  8. Конгломерато-брекчии со сланцевыми прослоями. Общая мощность – 80 м.
  9. Черные плотные сланцы. Видимая мощность – 150 м. Общая мощность всего разреза составляет 1330 м.
- Осадочные породы составляют около 47,5% разреза
  - Интрузивные - 7,5% разреза.
  - Эффузивные – 25% разреза.

- Пирокластические – 20% разреза

Разрез в центральной части вулканогенной толщи на широте сел. Андиатикау (нижняя граница разреза, скрыта под четвертичными отложениями) представлен аналогичным переслаиванием эффузивных, интрузивных и осадочных пород, но несколько в другом соотношении между собой:

Осадочные отложения составляют около 35 % разреза.

Интрузивные - 20% разреза.

Эффузивные - 40% разреза.

Пирокластические - 5%.

В северной части вулканогенной толщи на широте сел. Гутиатикау (нижняя граница разреза не обнажена) аналогичный по строению разрез, но несколько отличный от предыдущих, соотношением литологических разностей.

Осадочные породы составляют около 50% разреза.

Интрузивные - 35%.

Эффузивные - 5%.

Пирокластические - 10%.

Анализ мощностей и фаций вулканогенных пород привел М.И.Суханова (1975) к выводу о нахождении одного из центров вулканической деятельности в районе вершины г.Архон.

Западнее р.Архон наиболее обширное поле пород основного состава наблюдается в верховье р.Адайком (массив г.Каурбекхох), где обнажаются лишь многочисленные sillы диабазов, а эффузивные и пирокластические образования не встречаются.

М.К.Суханов выделяет следующие петрографические разности среди вулканогенных образований фиагдонского комплекса.

Среди пирокластических образований:

1. Туфы и туфобрекчии светло-серые или зеленоватые породы с брекчиевой структурой, состоящие из обломков мандельштейнов, диабазов, вариолитов сцементированных глинистым веществом. Размер обломков 500-10 см. Преобладают туфы с обломками размером 3-5 см. Брекчии отличаются от туфов большим размером обломков. Между ними и туфами наблюдаются постепенные переходы.
2. Шальштейны – витрокластические образования, имеющие сходные черты с типичными шальштейнами. Состоят из мелких обломков (0.2-3 мм) стекла сцементированных пелитовым веществом. Встречаются среди связующей массы литокластических туфов и в виде самостоятельных линзовидных прослоев в



алевролитах вулканогенной толщи. Основное различие от мелкообломочных туфов заключается в большом количестве обломков вулканического стекла и особенностях текстуры, которую можно определить как параллельно-линзовидную, что придает породе облик типичного шальштейна.

Среди эффузивных образований:

1. Витрофиры – афанитовые светло-серые породы, состоящие из измененного вулканического стекла, по которому развиваются вторичные минералы: хлорит, кальцит, пренит, тонкой смесью пронизывающие основную массу породы с хаотически рассеянными микролитами (0,05-0,1 мм) альбита и пылевидных частиц рудного вещества. Встречаются в брекчиях, спилитах и в краевых частях даек.
2. Вариолиты – представляют собой следующую степень раскристаллизации стекла. В стекловидном мезостазице, аналогичном основной массе витрофиров, появляются вариоли – радиально-лучистые агрегаты микролитов плагиоклаза. Размеры вариолей 0,2-0,7 мм в диаметре. Образованы они растущими в разные стороны кристаллами плагиоклаза. Иногда встречаются мелкие миндалины заполненные хлоритом и кальцитом, приуроченные к краевым зонам интрузивных тел, шаров мандельштейнов и в виде самостоятельных тонких жил, пронизывающие сланцы. Между вариолями, спилитами и мандельштейнами существуют постепенные переходы.
3. Спилиты – плотные темно-серые, зеленоватые породы с шаровой отдельностью. Характерно наличие вкрапленников сосюритизированного плагиоклаза размером до 0,3 см. Микроструктура породы характеризуется развитием тонких удлиненных лейст альбита, погруженных в изотропный хлорито-пренитовый мезостазице с большим количеством тонкораспыленного рудного вещества. Альбит подвергнут карбонатизации и сосюритизации. В некоторых разностях отмечаются миндалины размером до 1 мм, заполненные кальцитом или хлоритом. По трещинам и пустотам часто развивается пренит, гидротермальный кварц. Основным отличием спилитов от мандельштейнов является широкое развитие вторичных минералов в основной слабо раскристаллизованной массе спилитов. В отдельных случаях можно точно установить происхождение спилитов из слабо раскристаллизованных мандельштейнов, путем разложения их основной массы и увеличения в ее составе тонкораспыленного рудного вещества. Спилиты отличаются от мандельштейнов также по форме и составу лейст плагиоклаза. В спилитах это альбит, образующий удлиненные тонкие

кристаллы, пронизывающие основную массу породы (среднее отношение ширины к длине 1:10), а в мандельштейнах плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином, со средним отношением ширины кристаллов к их длине 1:5. Для спилитов типична шаровая отдельность. Шары до 0,4 м в поперечнике, как правило, погружены в глинистое вещество.

4. Мандельштейны – наиболее распространенная разновидность эффузивных образований. Это плотные породы зеленоватого, иногда фиолетового цвета, почти всегда обладающие шаровой отдельностью. Структуры афанитовые, либо микропорфировые. Текстуры массивные и миндалекаменные, пустоты заполнены хлоритом, кальцитом, пренитом. Характерной особенностью микроструктур мандельштейнов является тенденция к образованию микролитами плагиоклаза и пироксена сноповидных и радиально-лучистых агрегатов. Особенно типичны сноповидные агрегаты. Плагиоклаз размером до 0,2-0,4 мм представлен олигоклаз-андезином. Таблитчатый плагиоклаз с пустотами в центре отвечает олигоклазу. Характерными изменениями плагиоклазов мандельштейнов являются карбонатизация и, в меньшей мере, сосюритизация. Авгит равномерно распределен по породе. Хлорит, пренит, кальцит развиваются по основной массе породы, выполняя промежутки между сноповидными сростками пироксена и плагиоклаза.
5. «Такситы» – это породы с брекчиевой структурой, обломки в которых представлены диабазами, мандельштейнами, спилитами, вариолитами. Обломки имеют размеры от 0,5-1 см до 5-10 см. Форма угловатая иногда вытянутая. Цементирующая масса состоит из хлорит-эпидот-кальцитового вещества, часто имеет пузыристую структуру. Пустоты пузырьковой формы (иногда сплюсненные) заполнены агрегатами эпидота и кальцита, реже кварцем и имеют размеры до 1 см. Обломки пород в «такситах» часто образуют цепочки и полосы во вмещающей массе, что в сочетании с разнообразными цветами, от фиолетового до желтого на фоне зеленой или красновато-коричневой основной массы придает таким породам весьма красивый экзотический вид. Пространственно такие породы связаны с толщами мандельштейнов и чаще всего встречаются в кровлях лавовых потоков. Во многих случаях в «такситах» отмечается вкрапленность сульфидов. Эти породы заслуживают внимания как сырье для поделочных камней.

Интрузивные образования фиагдонского комплекса представлены дайками, силлами, штоками, которые встречаются в отложениях циклаурской свиты. Петрографические и петрохимические характеристики их очень сходны с их эффузивными аналогами.

Поведение даек в пространстве подчинено субширотным структурам, в которых они, как правило, имеют южные падения. Вместе с тем, в породах фундамента часто встречаются субвертикальные дайки северо-западного, меридионального и северо-восточного простираний.

По данным Ермакова В.А. (1981), мощность силлов и даек самая разнообразная. Наиболее мощные силлы ( до 50 м) и дайки (до 15-20 м) встречаются в верховьях р.Фиагдон. Мощные дайки часто представляют собой сложные дайки. Наибольшее развитие последние имеют в дайковом пучке р.Дзамарашдон и в полосе, развитой вдоль выхода карбонатной перми ( из верховий р.Галвандаг до р. Адайком).

Контакты с вмещающими породами резкие, но нередко из-за процессов изменения (осветление, карбонатизация ), когда вмещающими породами являются аргиллиты, они приобретают вид постепенных. Контактное воздействие на вмещающие аргиллиты субинтрузивных тел независимо от мощности измеряется первыми десятками сантиметров. Образующиеся контактовые роговики, имеют вид кварцитов светло-серого до черного цвета, которые постепенно переходят в неизмененную породу. В шлифах из роговиков, кроме новообразованных микрокристаллических зерен кварца и плагиоклаза, встречаются иголки муллита. Биотит не характерен. Образование контактовых роговиков этого типа сопровождается привнесением магния, кальция, натрия и выносом калия.

Породы фиагдонского комплекса подробно описаны Л.А.Варданянцем (1935, 1937) и Л.П.Лебедевым (1950) В их составе указанные исследователи выделяют - вариолиты, авгитовые порфириты, диабазы и габбро-диабазы (эти породы представляют непрерывный ряд), а также пироксениты (л.Суар-ком), ильменитовое габбро (г.Тепли) и серпентиниты (Теплинского и Адайхохского массивов).

Перечисленные разновидности представляют собой свежие и в различной степени измененные породы, относящиеся к ряду базальт-микрогаббро-габбро, для которых термин диабаз является собирательным. В составе этих пород на изученной площади выделяются – базальты, микрогаббро (диабазы), габбро-порфириты (диабазовые порфириты), мелко- среднезернистые габбро (видимо, соответствующие габбро-диабазам) и серпентинизированные перидотиты.

Базальты дайковой и силловой фаций встречаются редко, за исключением обычных эндоконтактных оторочек, представляющих собой зоны закалок. Самостоятельно дайки базальтов встречены в составе сложных даек в отмеченной выше полосе, в качестве более

поздней фазы. Макроскопически – это черные плотные афонитовые породы с небольшим количеством мелких белых вкрапленников плагиоклаза. Под микроскопом они обнаруживают очень тонкозернистую офитовую, иногда вариолитовую структуру, в некоторых случаях гиалопилитовую с раскристаллизованным стеклом до 10%. Темноцветный минерал представлен авгитом, который обычно замещается амфиболом.

Обычной породой, слагающей дайки и силлы, являются микрогаббро для тел мощностью до 1-2 м и мелко-среднезернистые габбро для мощных тел. В последних встречаются также крупнозернистые габбро с размерами зерна 6-11 мм (б.Арсиком, л.Суарком, р.р.Мамихдон, Клиатдон). Среди них выделяются разновидности с небольшим количеством порфиридных выделений плагиоклаза, близкие к афировым и насыщенные крупными (до 1-1,5 см в длину) плагиоклазовыми таблицами. Последние разновидности наиболее характерны для выходов в устье р.Дзамарашдон и в верховьях р.Баддон.

Проявления серпентинитов в б.Арсиком и р.Клиатдон приурочены к мощным силловым пачкам габбро. Они имеют с габбро тектонические контакты и могут рассматриваться как протрузии (Ермаков В.А.). Вместе с тем, серпентинитизация окружающих габбро, их крупнозернистый облик, а также указания А.П.Лебедева (1950) на наличие линзы перидотита в б.Суарком, в месте расположенном далеко от Южно-Адайкомского разлома, указывают на возможность образования перидотитов путем расслоения, но в условиях близких к интрузивным.

Суханов М.К. (1975) в своей диссертационной работе среди образований габбро-диабазовой (спилит-диабазовой) формации выделяет диабаз-пикритовую ассоциацию, к которой относит тела апопикритовых серпентинитов и тесно ассоциирующихся с ними альбитизированных диабазов, которые встречаются вдоль зоны Адайком-Казбекского разлома.

Серпентиниты Горной Осетии изучались многими геологами как с научной точки зрения, так и с целью оценки промышленного значения асбестовых проявлений (Пламеневский С.Н., 1941, Варданянц И.А., 1935, Лебедев А.П., 1950, Плешко В.В., Грицкевич В.П., Кокаев С.Н., 1974, 1975).

Три последних автора впервые предложили диабаз-пикритовую ассоциацию выделить в качестве особой формации, резко отличной от остальных гипербазитовых формаций Кавказа, но не нашедшей своего отражения в последующих исследованиях Ермакова В.А. (1981) и Энны Н.Л. (1988).

В настоящее время установлено непромышленное значение асбестопроявлений.

На территории Горной Осетии установлены и изучены несколько выходов пород диабаз-пикритовой ассоциации. Это обнажения в верховьях рек Ардон, Фиагдон, Гизельдон.

В правом борту р.Клиат (левый приток р.Мамисондон) на высоте 3400 м, среди дислоцированных сланцев, обнажается несколько тел, центральные части которых представлены серпентинитами, а по краям – диабазами. Одно из тел диабаз-пикритового состава, находящееся на западном борту долины р.Клиатдон, имеет линзовидную форму, вытянутую в широтном направлении на 500 м. Контакты параллельны слоистости вмещающих пород. К востоку и западу тело выклинивается. Мощность гипербазитов 40-50 м, диабазов – с южного зальбанда – 40 м, с северного – 14 м вместе с 6-ти метровой зоной милонизации.

Выход гипербазитов в верховьях р.Фиагдон располагается на правом борту долины р.Бугультадон в балке Арсином. Жилы асбеста этого участка были обследованы Грицкевичем В.П. (1955).

На водораздельном гребне р.р Бугультадон и Дзамарашдон располагаются несколько небольших интрузивных массивов диабазов, имеющих размеры 1500x300 м. Интрузии диабазов вытянуты в широтном направлении и имеют четкие крутопадающие интрузивные контакты с вмещающими сильно дислоцированными филлитами. В самом южном массиве диабазов, имеющем размеры по ширине 150 м, залегает линзообразное тело гипербазитов. Размеры линзы 50 x 5-10 м. Ультраосновные породы резко выделяются по своей черной окраске среди серо-зеленых сильно измененных диабазов. Тело гипербазитов пронизано многочисленными хлорит-карбонатными жилами мощностью 10-15 см и жилами актинолит-асбеста мощностью 5-20 см, которые пересекают и массив диабазов. Протяженность жил 1-10 м. Контакты ультраосновной и основной пород рассланцованы, так же, как и на Клиатском участке, но в южном контакте хорошо видно, как ультраосновная порода пронизывается жилами (5-10 см) слабо раскристаллизованных диабазов.

Суммируя собственные наблюдения и описания предыдущих исследователей, Ермаков В.А. (1981) приходит к следующим выводам по петрографии основных пород комплекса, развитых западнее р.Фиагдон:

1. Главное количество пород представлено порфировыми разновидностями. Во вкрапленниках развит плагиоклаз и очень редко пироксен.
2. Структура основной массы офитовая, обусловленная прорастаниями пироксена лейстами плагиоклаза, а также диабазо-офитовая, характеризующаяся меньшим идиоморфизмом пироксена по отношению к плагиоклазу.

3. Темноцветные минералы представлены моноклинным пироксеном, реже оливином. Амфибол всегда является вторичным, очень редко как вторичный минерал, встречается биотит.

4. Колебания минерального состава незначительные. Обычно они связаны с уменьшением количества темноцветных до 20-30% и переходом пород в группу лейкократовых. Калиевый полевой шпат и кварц, как первичные минералы, не встречаются.

5. Степень изменения пород самая различная и не зависит от состава вмещающих пород. Обычными процессами являются сосюритизация и пренитизация плагиоклаза. В целом характерны зеленокаменные превращения, вызванные появлением хлорита, альбита, эпидота, актинолита, карбоната, иногда сплошной амфиболитизацией и эпидотизацией.

6. В пробах-протолочках из даек и силлов диабазов постоянно встречаются: магнетит, пирротин (50-250 г/т), ильменит, пирит, сфен, сфалерит, халькопирит, галенит, апатит, барит (до 10 г/т), редко встречаются – циркон, киноварь, арсенопирит, хромшпинель.

В серпентинитах в пробах-протолочках встречены – магнетит, пирротин, хромшпинель, ильменит, циркон, рутил, сфен, брукиит, барит, кианит (р.Клиатдон), пирит, галенит, сфалерит, киноварь (б.Арсиком), флюорит.

Таким образом, макро- и микроизучение базальтоидного магматизма фиагдонского комплекса на большой площади его проявления не выявило в нем каких-либо признаков региональной дифференциации. Пересчет химических анализов на устойчивые минеральные ассоциации методом А.Ритмана (1975) подтверждает это положение. Появление небольшого количества кислых пород в силловой и эффузивной фациях, в

данном случае, видимо, следует рассматривать, как случайное явление. Основная же масса всех пород представлена андезитами и толеитовыми базальтами, которые имеют близкий минеральный и химический составы. Их разделение, произведенное с помощью индексов  $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$ , вес % (индекс Готтини) и  $\sigma = (K_2O + Na_2O) / (SiO_2 - 43)$ , вес % (серийный индекс А.Ритмана, 1975), отражает тектоническую обстановку их формирования. В целом же, исходя из гистограмм распределения, магматизм фиагдонского комплекса необходимо рассматривать, как однородный толеитовой серии. Отсутствие тенденции к проявлению дифференциации видна также на диаграмме AFM.

Кроме рассчитанного минерального состава пород, близость рассматриваемых образований к толеитовой серии (по Л.П.Зоненшайну и др., 1976) подтверждается петрохимическими параметрами ( в среднем по комплексу:  $\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO} = 1,2$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 1\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O} = 4$ ;  $\text{Rb} = 10$  г/т;  $\text{Sr} = 300$  г/т).

Необходимо отметить, что попытки установления сериальной принадлежности и геодинамической обстановки формирования древних пород сталкиваются с определенными трудностями. На диаграмме Дж.А. Пирса (Карякин, 1979), учитывающей весь круг окислов силикатного анализа, точки составов пород комплекса попадают в поля различных геотектонических обстановок. В разные обстановки попадают также и два анализа из одной дайки, характеризующие ее центр и зону закалки. Анализ размещения точек диаграммы на геологической основе также не выявляет определенных закономерностей.

Другая диаграмма показывает преобладание пород высокоглиноземистой серии. Такие соотношения по Б.П.Золотареву (1976) характерны для срединно-океанических хребтов, в которых процессы дифференциации проявлены слабо.

Поэтому вывод, следующий из диаграмм, о принадлежности пород комплекса срединно-океаническому хребту или островной дуге является неверным. Ассоциированные же с лавами, туфами и силлами черные монотонные аргиллиты указывают на образование их в условиях далеких от берега (Ермаков В.А., 1981).

По содержанию микроэлементов наблюдается отличие даек от эффузивов и силлов. Дайки содержат повышенные количества меди и цинка и характеризуются ассоциацией кобальт-ванадий-никель-цинк-хром-марганец, которая отсутствует в других фациях. Сравнение этих образований из разных районов не выявляет существенных отличий.

В геохимическом отношении породы комплекса не обнаруживают превышений кларковых содержаний почти всех исследованных элементов. Однако минералогическим анализом устанавливается, почти постоянно, присутствие незначительных количеств галенита, сфалерита и халькопирита.

Образование фиагдонского вулканоплутонического комплекса, проявленные в пределах Мамисон-Казбекской зоны восточнее р.Фиагдон, описаны ниже по ГДП-50, проведенной под руководством Энны Н.Л. (1988). По его данным, по форме проявления среди образований комплекса наблюдаются очень мелкие штокообразные тела габбро и субсогласные с вмещающими породами силлы микрогаббро, габбро-диабазов. Всего на площади работ ГДП-50 закартировано шесть тел габброидов, которые распределяются следующим образом: в правом борту р.Дзамарашдон в 3-4 км выше русла выявлено три небольших тела, максимальный размер 400x150 м; два тела габбро находятся в правом

борту ледника Майли, размер их 350x150 м и 150x100 м; последнее тело габбро зафиксировано в верховьях р.Ресикомдон, размер его 100x30 м.

Силлы микрогаббро, габбро-диабазов, относящихся к фиагдонскому комплексу, зафиксированы в двух местах. Два силла с максимальной протяженностью 3,5 км находятся в правом борту р.Дзамарашдон, три небольших силла закартировано в верховьях р.Тепидон, их длина от 500 м до 1 км. Простираение силловых тел субширотное с общим крутым (до 80°) падением.

На соседней с запада территории, В.А. Ермаковым(1981) интрузивные образования фиагдонского комплекса совместно с дайками казбекского комплекса, выделены в единый диндидагский комплекс среднеюрского возраста.

Однако следует заметить, что на всей изученной территории, в пределах границ РСО-Алания, нигде нет случаев пространственного совмещения магматических проявлений Фиагдонского и Казбекского комплексов. Они всюду располагаются в различных структурно-формационных зонах.

Вследствие весьма небольших размеров и разобщенности участков выхода интрузивных образований фиагдонского комплекса характер магнитного поля над ними выяснить практически невозможно.

Они фиксируются совместно с вмещающими их отложениями средней подсветы циклаурской свиты. По данным Г.А.Долгова (1988) в слабомагнитных габброидах фиксируются линейные магнитные аномалии мощностью до 50 м и протяженностью 600 м, связанных с наличием пирротиновой минерализации, сконцентрированной вдоль зоны влияния межформационных разломов.

В гравиметрическом поле интрузивные образования фиагдонского комплекса совместно с вмещающими их породами циклаурской свиты образуют субширотно ориентированную аномалию с минимальным значением в эпицентре – 34,18 мгал максимальное значение – 40,98 мгал.

Тела габбро в плане имеют округлую, чаще эллипсообразную форму. Контакты с вмещающими породами разные и независимо от мощности интрузивного тела измеряются обычно первыми метрами. Мощность зоны наиболее интенсивно измененных пород до 1 м, слабо ороговикованные породы отмечаются на расстоянии 4-10 м от контакта. Контактные роговики имеют вид кварцитовидных пород светло-серого цвета с постепенным переходом в неизмененную породу. Габбро вблизи контакта на расстоянии 2-3 м приобретает более мелкозернистую структуру, к центру тела порода становится более крупнозернистая, контакты извилистые, неровные.



Максимальная мощность зоны ороговикования, составляющая 10 м, зафиксирована в массиве габброидов на правом борту р.Дзамарашдон.

Силловые тела микрогаббро, габбро-диабазы имеют пластообразную форму. Мощность силлов непостоянная и изменяется от 3 метров до 10-15 м, редко 30 м. Граница с вмещающими образованиями циклаурской свиты четко прослеживается по резкой смене цвета элювия.

На аэрофотоснимках площади развития образований фиагдонского комплекса дешифрируются по-разному. Штокообразные тела габбро образуют своеобразный скальный микрорельеф с крутыми обрывами. Силлы на фоне вмещающих пород очень хорошо отпрепарированы в рельефе и, как следствие этого, уверенно дешифрируются на аэрофотоснимках.

Макроскопически образования фиагдонского комплекса представляют собой зеленовато-серую, темно-зеленую, обычно неравномерно-зернистую, очень прочную породу.

Под микроскопом все петрографические разновидности пород комплекса имеют близкий минеральный состав.

Структура пород пойкилитофитовая, габбро-офитовая и микрогаббро-офитовая, субофитовая, текстура пород массивная. Породы состоят из примерно равных количеств беспорядочно ориентированных зерен плагиоклазов и пироксенов, очень мало оливина. Плагиоклаз встречается в виде идиоморфных удлиненных, удлиненно-таблитчатых кристаллов размером 0,2-0,3 мм с максимальной величиной 2-3 мм. По составу соответствует лабрадору № 55, реже встречается битовнит № 71-73, в микрогаббро в основном лабрадор, зерна плагиоклаза часто иризируют и обычно замещаются сосюритом, отмечается карбонатизация, хлоритизация.

Пироксен образует менее идиоморфные, обычно удлиненные и широко призматические кристаллы размером от 0,1 – 0,2 до 3-4 мм, по составу относится к авгиту. В микрогаббро присутствует моноклинный пироксен-авгит и ромбический гиперстен. Замещается обычно хлоритом, карбонатом, иногда актинолитом. Редко зерна пироксена бывают окружены неравномерной оболочкой гиперстен-пертита, то есть происходило вращение моноклинного пироксена в ромбический. Это явление наблюдается в микрогаббро. Обычно в шлифах встречаются резкие мелкие зерна оливина, размер их до 0,1 мм. Вторичные минералы практически во всех шлифах представлены мелкими (до 0,1 мм) зернами хлорита, роговой обманки. По зонам дробления и жилам наблюдается

хлоритизация, и они обычно выполняются гидроокислами железа. Количество вторичных минералов обычно до 5-7%.

Рудные и акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, лейкоксеном, апатитом, который встречается в виде длинностолбчатых кристаллов. Пирит обычен в виде кубиков размером до 0,01 мм. Количество рудных и акцессорных минералов довольно значительно и достигает 3-4% от общей площади шлифа.

Петрохимические особенности пород фиагдонского комплекса сводятся к следующему:

1. Данные образования представлены породами с содержанием кремнезема от 45 до 50%.
2. Породы комплекса относятся к классу высокоглиноземистых, содержание окиси алюминия от 14,2 до 17,8%, коэффициент глиноземистости всегда более единицы. На диаграмме в координатах  $Al_2O_3 - Na_2O + K_2O$  (прил.47), все точки располагаются в поле толеитов.
3. Содержание окиси магния изменяются от 8 до 11%. На диаграмме в координатах  $MgO - FeO + MgO$ , точки располагаются в левом верхнем углу. Низкие (до 1,5) отношения  $FeO/MgO$  характерны для фиагдонского комплекса.
4. Содержание окиси титана в породах комплекса невысокое до 1,5%.
5. Содержание  $K_2O$  обычно менее 0,2%, количество окиси натрия не превышает 3%. Породы относятся к натровой серии. На петрохимических диаграммах по Сфенгу и др. (1984) и в координатах  $Na_2O/K_2O - Na_2O + K_2O$  фигуративные точки находятся в поле развития толеитов  $COX$  и в поле неокругленности, но ближе к неизменным породам.
6. Высокие содержания  $CaO$  от 7 до 11% характерно для пород фиагдонского комплекса.
7. Характерная особенность пород фиагдонского комплекса – низкое содержание  $P_2O_5$ , которое не превышает 0,1%.

На трехкомпонентной диаграмме AFM фигуративные точки располагаются выше разделительной линии по Т.Ирвину и В.Варагару (1971) и относятся к толеитовой серии. А на трехкомпонентной диаграмме Т.Х.Пирса, Б.Е.Гормена и Т.С.Биркета (1977) фигуративные точки располагаются, преимущественно, в поле океанических абиссальных базальтов (рис. 3.2.).

В качестве обобщения можно сказать, что образования фиагдонского комплекса относятся к магнезиальной ветви толеитовой серии, здесь же следует отметить, что почти все в той или иной степени протяжённые тела базальтоидов, фактически представляют

собой отдельные разрозненные блоки, как бы нанизанные на единую нить. Наиболее крупные тела представляют собой самостоятельные изолированные блоки. Такая картина весьма характерна для хаотических комплексов, в которых блоки базальтоидов являются олистостромами.

Что касается геохимической характеристики интрузивных пород фиагдонского комплекса, то нормальному закону распределения подчиняются: олово, фосфор, титан, хром, кобальт, цирконий. К логнормальному закону относятся: медь, цинк, свинец, марганец, молибден.

Свинец и медь концентрируется в разные стадии рудообразования. Медь имеет высокую (0,85) корреляционную связь с серебром. Вероятней всего серебро участвует в различных процессах.

В двух пробах-протоочках (Энна Н.Л. 1988) минералогическим анализом установлено наличие следующих минералов: пирит от 0,5 до 16,8 г/т, лимонит от 10 до 172 г/т, халькопирит от знаков до 172 г/т, пирротин от 23 до 7855 г/т, эпидот и цоизит присутствуют повсеместно в количестве от 0,7 до 60 г/т. Из аксессуарных минералов присутствуют знаковые количества граната и в незначительном количестве до 1,5 г/т встречается циркон, сфен, апатит.

Одним из факторов, определяющих возраст пород фиагдонского комплекса, является синхронность их формирования с осадочной толщей средней подсвиты циклаурской свиты, возраст которой принимается триас – нижнеюрским (см. главу «Стратиграфия»).

Вулканогенные образования фиагдонского комплекса по петрографическим, фациальным и морфологическим признакам, в соответствии с классификацией, разработанной Ю.А.Кузнецовым (Забродин В.Ю., 1982) можно отнести к спилит-диабазовой формации с пикрит-габбро-диабазовой ассоциацией среди интрузивных разновидностей.

Диаграмма Т.Х.Пирса, Б.Е.Гормена и Т.С.Биркета. 1977г.

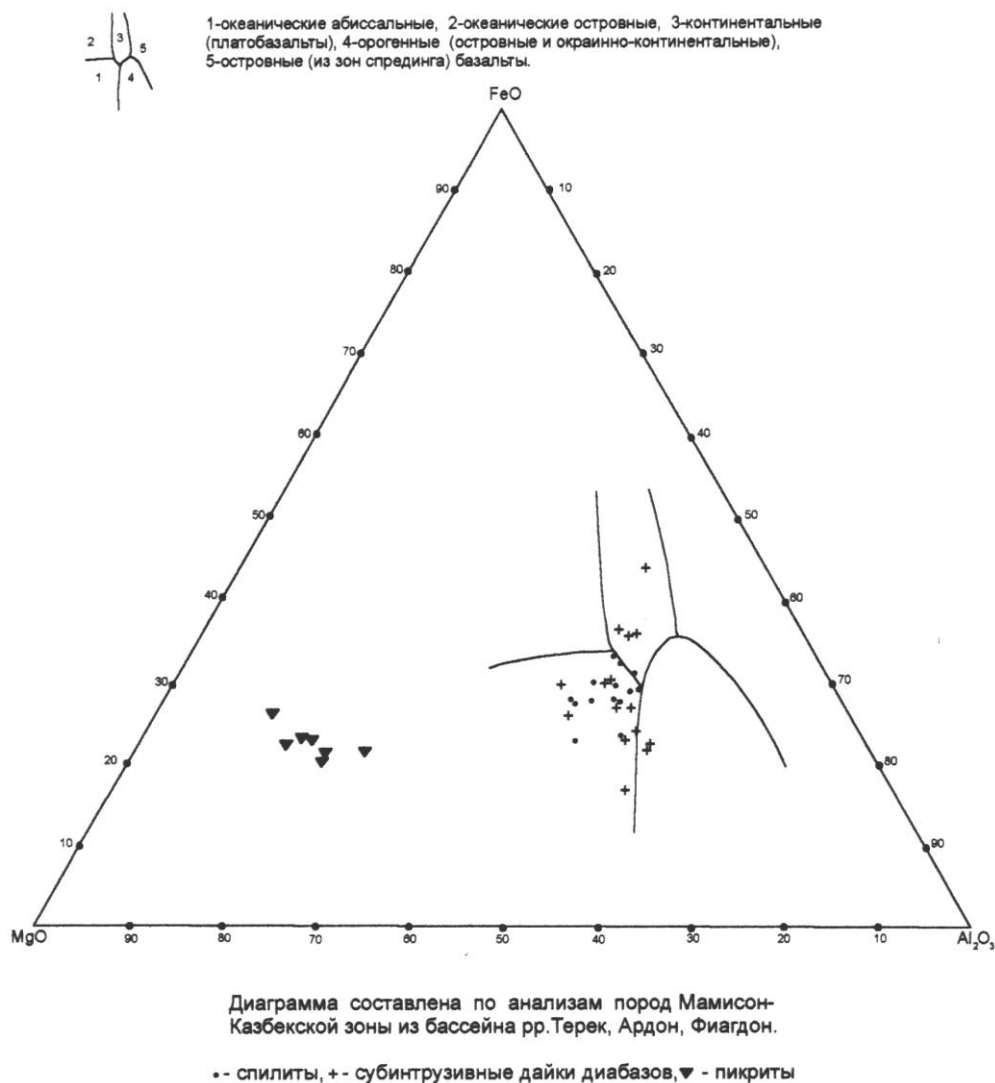


Рис. 3.2

Диаграмма Т.Х.Пирса, Б.Е.Гормена и Т.С.Биркета. 1977г.

### 3.2.3. Ранняя юра.

Горные породы андезит-дацитового состава широко распространены на территории РСО-Алания в пределах Дигоро-Осетинской и Ардон-Дарьяльской зон и незначительно в

зоне Южного склона среди отложений садонской, мизурской, кистинской свит и белореченской толщи.

### **3.2.3.1. Вулканогены садонской свиты ( $a\zeta J sd_2$ )**

Ранее горные породы садонской свиты описывались под названием «альбитофиров», «кератофиров», «порфиритов», «вулканогенных пород» и др. (Л.А.Варданыц, 1926, 1927, 1935; Е.А.Кузнецов, 1930, 1947; А.П.Лебедев, 1950 и др.), что обусловлено значительной степенью их изменения. По результатам тщательного изучения минерального и химического состава изверженных пород, литературных данных А.А.Цветков (1977), а ранее С.М.Рыпинский (1965), сочли правильным назвать эффузивные породы рассматриваемой свиты андезитами и дацитами, а переходные разности андезито-дацитами.

Андезито-дацитовая формация представляет собой ассоциацию лавовых, пирокластических и вулканических образований, слагающих толщу различной мощности, которая довольно полно описана как главная составная часть садонской свиты в главе «Стратиграфия». Сюда же относятся дайки и небольшие интрузивные тела аналогичного с лавами состава, которые следует считать подводными каналами излияний и комагматичными им.

Горные породы формации широко распространены на территории Горной Осетии. Их обнажения протягиваются двумя полосами в близширотном направлении от верховьев р.Урух на западе до правобережья р.Фиагдон на востоке: на расстоянии более 60 км.

Анализ разрезов формации северной и южной полосы обнажений, расположенных западнее Садонского месторождения, позволил А.А.Цветкову установить маркирующий характер отдельных пластов пирокластических и вулканогенно-осадочных пород, расположенные в центральных и краевых частях толщи. Им выделяется пять пачек (сверху вниз):

1. пирокластических и вулканогенно-осадочных пород;
2. излившихся пород – андезитовые лавы;
3. пирокластических и вулканогенно-осадочных пород;
4. излившихся пород – андезитовые лавы;
5. пирокластических и вулканогенно-осадочных пород.

Например, в разрезе на восточном склоне г.Казатхох, маркирующие горизонты делят андезито-дацитовую формацию следующим образом:

5-я пачка, мощностью 26,5 м представлена чередованием туфов, туффитов, туфогравелитов, туфопесчаников, гравелитов и конгломератов.

4-я пачка мощностью 60 м, представлена массивными андезитами. Далее 3-я пачка мощностью 70 м, состоящая из переслаивания туфов, туфогравелитов, туфобрекчий и туффитов.

2-я пачка мощностью 11,5 м – из андезитов и андезитовых лавовых брекчий. И, наконец, - 1-я пачка мощностью 4 м – переслаивание разномелкозернистых песчаников с средне- мелкозернистыми туфопесчаниками.

Таким образом, толща андезито-дацитовый формации имеет ритмичное строение. Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы чередуются с излившимися. Мощности пачек по простиранию толщи значительно варьируют. При максимальной суммарной мощности на г.Казатхох в 172 м в западном направлении она уменьшается в 4 раза (верховье р.Танадон), а в восточном (р.Сардидон) – в 2 раза.

В разрезах расположенных севернее: в бассейне р.Галиатдон и пос. Фаснал лавы отсутствуют.

Пирокластические и вулканогенные отложения здесь имеют мощность около 190 м.

Восточнее Садонского месторождения северная полоса обнажений вулканогена отличается большей сложностью по сравнению с западным районом. Возрастает мощность разрезов формации, значительно колеблется ее площади, увеличиваются число и мощности лавовых потоков. Количество горизонтов пирокластических и вулканогенно-осадочных пород здесь несколько меньше, чем в западном районе. Наиболее сложен разрез андезит-дацитовый формации по р.Ход (левый приток р.Садон).

По А.А.Цветкову (1977) здесь в нижней части разреза потоки лав и лавобрекчий, чередующиеся с горизонтами туфов и брекчий, представлены, в основном, дацитовыми разностями. В верхней части разреза потоки сложены андезитовыми лавами в переслаивании с туфами, туфопесчаниками и песчаниками.

Общая мощность формации (садонской свиты) по р.Ход – 505 м.

На востоке, по р.Фиэгдон, андезито-дацитовая формация представлена преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями при подчиненной роли лав.

Анализируя особенности строения формации по площади и сопоставляя разрезы, А.А.Цветков (1977) пришел к выводу о почти повсеместном залегании кислых пород дацитовых лав и лавовых брекчий такого же состава в основании формации. Эти породы преобладают по р. Ход и в западных частях района.

На горе Лахуранхох (западнее Згидского перевала) среди дацитовых лав и лавовых брекчий присутствуют прослои андезитовых лав мощностью 20-60 м. На востоке, в районе водораздела Унал-Фиэгдон, рыхлые породы выклиниваются и в разрезах

формации в бассейне р.Цазиудон наблюдаются только андезитовые лавы и их лавовые брекчии.

В строении лавовых потоков есть свои особенности. Так, мощность потоков дацитов (20-70 м) обычно несколько больше, чем андезитов (10-40 м).

По простиранию мощность и тех и других крайне невыдержанна и на расстоянии 2-3 км изменяется в 2 раза и более.

Наиболее хорошо прослеживаются андезитовые потоки. Их протяженность достигает 10-20 км. Мощность варьирует в пределах 8-20 м (на г.Казатхох). Часто наблюдается хорошо выраженная столбчатая отдельность.

В случаях залегания андезитовых лав на пирокластических породах, они частично захватываются в виде ксенолитов в подошвенных частях потоков. Размеры таких ксенолитов до 1 м в поперечнике.

Дацитовые лавовые потоки прослеживаются в северной и южной полосах распространения садонской свиты. Протяженность их от 2-3 км до 7-10 км. Мощность от 10 м до 65 м. Характер отдельности чаще всего грубоплитчатый. Очень часто породы сильно расланцованы.

Проследить направление течения лав очень сложно ввиду того, что вариации мощности лавового потока частично является следствием его натекания на неровности палеорельефа.

Андезитовые и дацитовые лавовые брекчии расположены в подошвенных или кровельных частях потоков соответствующего состава. Это участки взломанной лавы, состоящей из обломков андезитов или дацитов, сцементированных лавовым цементом. Некоторые маломощные потоки нацело состоят из брекчированных пород.

Мощность зон лавовых брекчий в дацитовых потоках обычно больше, чем в андезитовых и составляет, соответственно, в подошвенной части 20-30% (для дацитов) и 10-15% (для андезитов), а в прикровельной – 5-10% и 2-5% общей мощности потока.

Особенности строения горизонтов пирокластических и вулканогенно-осадочных пород довольно детально дано при описании садонской свиты в главе "«Стратиграфия»". Там же дано описание особенностей минерального состава эффузивных и вулканогенно-осадочных пород, их микроструктур и характера изменений.

В.А.Ермаков (1981) относит вулканогенные образования садонской свиты к выделенному им дигорскому комплексу триасовой гранодиорит-андезит-дацитовой вулканоплутонической формации. В составе этого комплекса им, помимо образований садонской свиты, выделяются цейская интрузия и группа разнообразных по составу даек, обладающих сходными чертами химизма, микроструктур и минерального состава.

По содержаниям микроэлементов породы садонской свиты специализированы на никель, медь, ванадий, хром, кобальт и молибден.

В ряду туфы – лавы – туфобрекчии - дайки В.А.Ермаков (1981) отмечает увеличение содержаний свинца, меди, цинка, фосфора. Никель, олово и барий проявляют себя индифферентно. Остальные не обнаруживают определенной закономерности. Медь, свинец и цинк имеют окологларковые значения в лавах и туфах, но в дайках содержание свинца в два раза выше.

По А.Г.Письменскому и К.А.Снежко (1991) на диаграмме разделения андезитовых и базальтовых серий в координатах  $MgO - FeO - Fe_2O_3$  все анализы проб из вулканогена садонской свиты размещены в поле андезитовой серии и относятся к континентально-морским известково-щелочным образованиям. Породы вулканогена характеризуются повышенной глиноземистостью и относятся к калиево-натриевой серии. Кроме того, они являются перенасыщенными кремнеземом и характеризуются преобладанием натрия над калием.

Магнитная восприимчивость дацитов составляет  $15 \cdot 10^{-6}$  СГСМ. Плотность – 2,65 г/см<sup>3</sup>.

Магнитная восприимчивость кварцевых андезитов –  $8 \cdot 10^{-6}$  СГСМ, иногда до  $2500 \cdot 10^{-6}$  СГСМ. Плотность – 2,65 г/см<sup>3</sup>.

Как отмечают А.А.Цветков (1977) и К.В.Давыдов (1982) в тесной пространственной и генетической связи с ассоциацией лавовых и пирокластических образований покровной андезит-дацитовый формации находятся дайковые и небольшие интрузивные тела андезитов и андезито-дацитов, прорывающих доюрский кристаллический субстрат, локализованные среди гранитоидов садонского типа. По своим минеральным и петрографическим особенностям жильные андезиты и андезито-дациты являются полными аналогами покровных образований и могут рассматриваться в качестве подводящих каналов для покровных излияний. Однако этого сходства недостаточно для их отнесения к нижнеюрским образованиям.

Их возраст мы оставили без изменения, в трактовке В.А.Ермакова (1984), т.е. среднеюрский.

Пространственно штоки и дайки андезито-дацитового состава, которые ряд исследователей считает подводящими каналами покровных излияний дацитовых и андезитовых лав, залегающих в верхнепалеозойских гранитоидах, отмечены Цветковым А.А. (1977) в обоих бортах р.р. Ардон и Садон в виде серии даек северо-западного (изредка юго-западного) простираня. Мощность этих тел 3-10 м. В выработках месторождения Садон, на горизонтах 7, 9, 11 и в штольне № 5-бис дацитовые интрузии



образуют дайки субширотного простирания мощностью 3-4 м. Здесь же встречены несколько даек андезитового состава мощностью 3-4 м. Контакты с гранитами отчетливо интрузивные, либо тектонические. Падение тел, как правило, крутое.

Ряд исследователей (Лебедев А.П., Кузнецов С.С., Ефремов Г.М., Ажгирей Г.Д. и др.) формирование вулканической толщи связывают с вулканической деятельностью сравнительно близко расположенных небольших центров излияний. Характер извержений иногда был взрывной, о чем свидетельствуют вулканические бомбы в агломератах. Рыпинский С.М. (1963) считает, что многочисленные дайки дацитов и андезитов являются каналами, по которым происходили излияния трещинного типа.

### ***3.2.3.2. Вулканоген мизурской свиты ( $\alpha\zeta J_1 m_{z_{1+2}}$ )***

Породы андезит-дацитовый формации проявленные среди отложений мизурской свиты детально описаны в главе «Стратиграфия». Пространственно они наиболее четко фиксируются на западе рассматриваемой территории, в верховьях р.Урух, где они представлены вулканогенно-осадочными, пирокластическими и лавовыми образованиями андезит-дацитового состава в виде прослоев и непротяженных горизонтов мощностью до первых метров. В количественном отношении они составляют 1-10% от объема песчанистой толщи свиты.

### ***3.2.3.3. Вулканоген верхней подсвиты кистинской свиты ( $\alpha\zeta J_1 kst_2$ ) и белореченской толщи ( $\alpha\beta J_1 bl$ ).***

Данные образования, развитые в пределах Ардон-Дарьяльской зоны, имеют ограниченное распространение в районе и распределены неравномерно по разрезу свиты. Они представлены туфогенно-осадочными породами, туфами и редкими маломощными горизонтами лав. В разрезе свиты Бедоев Т.С. (1980) и Долгов Г.А. (1987) выделяют «кистинский» и «адайкомский» вулканогенные горизонты, расположенные в нижней и средней частях свиты, которые в данном отчете рассматриваются как нижний и верхний вулканогенные горизонты кистинской свиты.

В составе нижнего вулканогенного горизонта наблюдаются лавы андезитов, андезито-дацитов и туфопесчаников. Распределение вулканогенных образований в разрезах горизонта по площади весьма неравномерно. Так, в бассейне р.Мидаграбындон преобладают эффузивные разности и туфогенно-осадочные образования. В бассейнах рек Геналдон, Чач – туфы; в бассейнах рек Цариитдон, Цатадон – туфопесчаники, туфоалевролиты и туфы. Мощность горизонта 40-50 м на западе, до 60-80 м на востоке.

В составе верхнего вулканогенного горизонта, расположенного выше, наблюдаются терригенно-осадочные образования, туфы и маломощные горизонты лав андезито-дацитового состава. В бассейне р. Мидаграбындон в составе горизонта присутствуют туфоалевролиты, переслаивающиеся с песчаниками, мощностью 40-45 м. Здесь же отмечаются отдельные горизонты до 2-х метров лав кислого состава с порфировой структурой. В верховьях р. Цариитдон мощность горизонта достигает 75-80 м. В его составе, наряду с туфопесчаниками и туфоалевролитами, встречаются кристаллокластические туфы андезито-дацитового состава. Аналогичное строение горизонта отмечается и по р. Геналдон, мощностью 30-40 м. Энна Н.Л. дает следующую петрографическую и морфологическую характеристику вулканогенным образованиям кистинской свиты.

Туфопесчаники и туфоалевролиты темно-серые с буроватым оттенком, массивные, состоят из обломков кварца, вулканогенных пород (обычно андезито-дацитов, андезитов) кристаллокластов полевых шпатов. Форма обломков угловатая, полуокатанная, частично искажена бластезом, сортировка средняя и плохая. Структура пород бластопсаммоалевритовая, бластоалевропсаммитовая, мелко-среднезернистая, текстура неотчетливо сланцеватая, линзовидно-слоистая. Цемент сложный по составу и типам представлен, в основном, кварцем регенерационного типа, чешуйками серицита и хлорита порового и крустификационного типа с элементами замещения. Вторичные изменения в породе проявились в частичной перекристаллизации цементирующего материала, серицитизации полевых шпатов, в развитии гидроокислов железа, в рассланцевании породы.

Туфы светло-серого и зеленовато-серого цвета образуют маломощные прослои (до 0,5 м) среди осадочных пород. Чаще наблюдаются пепловые, реже, лапиллиевые разности, сложенные угловатыми, не отсортированными обломками минералов и вулканогенных пород, сцементированных тонко и мелкочешуйчатой серицит-хлоритовой массой. Кристаллокласты плагиоклаза нередко сохраняют идиоморфный таблитчатый облик, часто раздроблены или трещиноваты. Плагиоклаз средний – андезин, часто зональный, слабо раскислен, пелитизирован и серицитизирован, участками сосюритизирован. Обломки вулканогенных пород представлены основной массой андезито-дацита, аллотриоморфнозернистой, микропойкилитовой или микролитовой структурой. Из аксессуарных минералов в туфе встречены: циркон, апатит, минералы группы эпидота. Кроме того, для туфов характерна тонкораспыленная пирит-пирротиновая минерализация. По составу туфы отвечают андезитам, реже андезито-дацитам и дацитам.

Горизонты лав андезитового и андезито-дацитового состава образуют маломощные (до 2 м) линзующиеся прослои. Реже встречаются более кислые разновидности. Породы лав обладают порфировой структурой и массивной текстурой, иногда в подошве прослоев отмечается флюидальная текстура. Вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом и темноцветными (пироксен) минералами. Вкрапленники темноцветных минералов полностью замещены хлоритом. Вкрапленники плагиоклазов большей частью серицитизированы. Основная масса кварц-полевошпатового состава тонкозернистая, иногда переходящая в микрофельзитовую, как и вкрапленники, подвержена вторичным изменениям с образованием хлорита, серицита, эпидот-цоизита, лейкоксена.

Из акцессорных минералов отмечаются апатит, сфен, из рудных – пирит, пирротин, ильменит.

По результатам химических анализов вулканогенные отложения высокоглиноземистые, относятся к калиево-натриевой серии. По соотношению суммы железа к магнию на диаграмме разделения андезитовых и базальтовых серий (Энна Н.Л., рис.3.1, 1988) все анализы проб размещены в поле андезитовой серии и относятся к континентально-морским известково-щелочным образованиям. Поля размещения фигуративных точек состава вулканогенных отложений кистинской свиты на диаграмме совпадают или близко расположены с аналогичным полем вулканогенных пород садонской свиты.

Геохимические особенности вулканогенных образований кистинской свиты, в целом, сходные с таковыми вмещающими их терригенными образованиями, в частности – песчаниками. Однако в них, особенно в эффузивных разностях, отмечаются более высокие содержания сидерофильных элементов, а также кобальта, свинца и цинка, и несколько пониженные значения фосфора и бария. Все элементы проявляют корреляционную связь между собой, однако цинк обладает более высокими связями с группой сидерофильных элементов, а не со свинцом и медью.

**В белореченской толще** вулканогенные образования наблюдаются в ее нижней части и представлены туфами среднего состава, а также вулканогенно-осадочными породами (туфопесчаниками, туфоалевролитами).

В разрезе толщи они распределены неравномерно. Так, в низах они составляют 8,5%, ближе к середине – 3%, а в средней части – менее 1%. Туфопесчаники и туфоалевролиты образуют прослои мощностью от 0,5 до 5,0 м, а туфы более маломощные – 0,1-0,5 м. По минеральному составу и структурно-текстурным особенностям туфопесчаники и туфоалевролиты аналогичны описанным в составе кистинской свиты. Туфы светло-серые, зеленоватые литокристаллокластические и кристаллолитокластические.

Химическим анализом в туфах отмечаются высокие содержания окиси алюминия (21,0-23,85%), преобладание натрия над калием. На диаграмме разделения андезитовых и базальтовых серий фигуративные точки туфов практически полностью ложатся в поле развития туфогенных пород кистинской свиты (Энна Н.Л., р.3.1, 1988). От вмещающих глинистых сланцев туфогенные породы отличаются отношением содержаний окиси калия к окиси алюминия.

Таким образом, породы андезито-дацитовый формации на рассматриваемой территории представлены слабодифференцированной серией вулканогенных образований, от дацитовых до андезитовых, в которых отмечаются незначительное увеличение основности по вертикали. Породы относятся к калиево-натриевой серии, по содержанию глинозема – к высокоглиноземистым породам. На петрохимических диаграммах породы данной формации располагаются в областях континентально-морских и островодужных известково-щелочных и, частично, толеитовых (кварцевых) образований. Вулканогенные породы садонской, кистинской свит и белореченской толщи имеют сходный петрохимический состав и являются комагматичными, располагаясь в целом на различных расстояниях от центров вулканизма.

Некоторые различия геохимического и петрохимического состава пород обусловлены дифференциацией магмы во времени и сменой условий накопления от континентально-морских – прибрежно-морскими (с северо-запада на юго-восток). (Энна Н.Л., 1988).

Вулканогенные образования садонской и кистинской свит: а также белореченской толщи по петрографическим, фациальным и морфологическим признакам в соответствии с классификацией А.Д.Шелковникова (Забродин В.Ю. и др., 1982) можно отнести к андезит-дацитовый формации.

### 3.2.4. Средняя юра.

(Базальт-андезит-липаритовая формация по В.Л.Масайтису, 1979)

**3.2.4.1. Вулканоген свиты бейно ( $J_2\text{ bn}$ )** вероятно первая фаза дигорской вулканоплутонической ассоциации ( $\beta J_2\text{ d}$ ).

Ермаков В.А. (1981) при описании песчано-глинистых отложений свиты Бейно указывает на наличие среди ее образований лав базальтов, представляющих собой пропластки, возможно только редкие обломки черной, очень мелкозернистой, массивной породы с редкими белыми вкрапленниками плагиоклаза.

Под микроскопом порода офитовой структуры, обусловленная высоким идиоморфизмом мелко-призматического плагиоклаза, в промежутках между которыми отмечается пироксен, замещаемый амфиболом. В небольшом количестве иногда наблюдается стекло. Магнитная восприимчивость базальта –  $50 \cdot 10^{-6}$  СГСМ, плотность – 2,97 г/см<sup>3</sup>.

Морфологическая характеристика базальтовых образований и их пространственное положение В.А.Ермаковым (1981) не приводятся. В более ранних работах наличие в отложениях свиты бейно образований базальтового типа не отмечалось.

### 3.3. ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Характерной особенностью четвертичного вулканизма Казбекской вулканической области является развитие вулканов центрального типа, образующих отдельные самостоятельные конуса и сопровождающиеся относительно небольшим количеством излившейся лавы. По составу вулканогенные образования представлены андезитами, андезито-дацитами и дацитами.

В изученном районе вулканические проявления представлены излияниями лав и выбросами пирокластического материала вулканического массива г.Казбек. Они расположены в южной части площади и на сопредельной территории. Территория, занимаемая вулканическими породами, составляет примерно 60 км<sup>2</sup>. Из них около 30 км<sup>2</sup> покрыто ледниками. Начало систематического изучения казбекских лав было положено работами Ф.Ю. Левинсон-Лессинга (1913), Д.С. Белянкина (1914,1945), В.П. Ренгартена (1932). В последующее время изучением вулканогенов района занимались К.Н. Паффенгольц (1959, 1977), Е.Е. Милановский, Н.В.Короновский (1961, 1973), А.М.Борсук (1969), Е.К. Станкевич (1976) и др. Кроме того, они описывались в разное время при проведении работ П.И. Авалишвили (1952), П.А. Полквым (1956), В.А. Мельниковым (1959, 1962), О.И. Шириашвили (1973), Я.Г. Кипиани (1983) и др.

Ниже дано описание четвертичных вулканогенов из отчетных материалов Энны Н.Л. и др. (1988).

#### *3.3.1. Казбекский вулканический массив Эльбруско-Казбекского вулканического комплекса (аζ Q ek).*

Полигенный вулкан Казбек располагается в полосе Транскавказского поперечного поднятия и приурочен к зоне пересечения продольного (Адайком-Казбекский) и

поперечного (Казбек-Цхинвальский) разломов. Коническая вершина Казбека опирается на высоко поднятые, интенсивно дислоцированные ниже- среднеюрские отложения зоны Южного склона, а также нижеюрские вулканогенные отложения Мамисон-Казбекской (Центральной) зоны. В тектоническом отношении район приурочен к Суарком-Гергетскому блоку зоны Южного склона.

Периоды активизации вулканизма Казбека совпадают с аналогичными периодами на Центральном Кавказе. Продукты наиболее раннего, поздне-плиоценового извержения на изученной территории отсутствуют. Наиболее широко представлены извержения антропогеновой фазы, в которой различают пять комплексов. Каждый характеризуется определенным составом вулканогенного материала.

В строении Казбекского вулканического массива можно выделить пирамидальный вулканический конус и расходящиеся во все стороны от главной вершины лавовые потоки. В настоящее время выделяются следующие лавовые потоки: Чачхохский, Девдоракский, Хретисхевский, Цдойский, Чхерский, Аршинский, Паншетский, Мнадонский, а также часть потока в верховьях р.Суатисидон.

Следует сказать, что в большинстве случаев в составе указанных потоков мы заведомо имеем дело не с одним потоком, а с их серией. Поэтому под названием каждого потока понимается направление стекания лавы, участок развития вулканогенных образований, а не конкретный единичный поток (горизонт).

Вулканический конус Казбека практически целиком скрыт под фирновой шапкой и представляет собой несколько вытянутый с запада на восток узкий хребет, на восточной окраине которого видно разрушенное кратероподобное углубление. Сложен конус голоценовой (Q<sub>IV</sub>) дацитово-андезитовой (на вершине) и андезитово-дацитово-андезитовой лавой с порфировыми вкрапленниками авгита и плагиоклаза. Содержание кремнезема составляет от 62 до 64%, щелочей от 4,99 до 6,4% (Бемянкин, 1945). Вулканический конус Казбека, по мнению Е.Е.Милановского и Н.В.Короновского (1973), представляет собой экструзивный конус, выдвинутый по зоне Адайком-Казбекского разлома после мощного эксплозивного извержения.

Мнадонский лавовый поток опускался по западному и юго-западному склонам Казбека и занял водораздельный гребень и древнюю (рисскую) долину р.Мнаисидон, первоначальная длина его составляла не менее 15-20 км. В настоящее время поток прорезан р.Мнаисидон на глубину от 100 до 200 м, эродирован ледником, местами четко наблюдаются следы ледниковой деятельности (царапины, морены, временные озера). На изученной площади наблюдается верхняя часть потока, вулканогенные отложения отмечаются на водоразделе рек Геналдон и Мнаисидон, а также по правому и левому

бортам р.Мнаисидон. В составе потока принимают участие образования раннего плейстоцена – конца позднего плейстоцена. Строение Мнадонского потока наиболее детально изучено по правому борту р.Мнаисидон, водораздельному гребню рек Мнаисидон – Суатисидон и в районе г.Майлихох. За основу расчленения вулканогенных отложений приняты литологически однородные горизонты вулканогенных пород или породы единичного потока.

Наиболее древними вулканогенными отложениями данного района являются продукты нижнеплейстоценовых извержений, представленных андезитами и андезито-дацитами. Вулканогенные породы с резким угловым несогласием залегают на глинистых сланцах гудушаурской свиты, контакт выражен ровной, пологой наклонной к западу линией (до 15°), местами субгоризонтальной.

В составе нижнеплейстоценовых отложений выделяются четыре самостоятельных потока, разделенных горизонтами туфов.

Нижний, первый поток ( $\alpha Q_1$ ) представлен темно-серыми до черных андезитами с большим количеством вкрапленников (до 50%) плагиоклаза, пироксена, реже оливина. Нижняя граница потока неровная, бугристая с рядом острых шипов, иногда просматривается флюидальная текстура, встречается мелкообломочная лавобрекчия. Вверх по разрезу андезиты становятся более светлыми, темно-серыми, однако количество вкрапленников, так же как и в нижней части составляет 40-50%. Местами в андезитах отмечается столбчатая отдельность. Мощность андезитов – 80 м. В верхней части потока фрагментарно обнажаются светло-серые, рыхловатые туфы андезитового состава мощностью 20 м. Они хорошо просматриваются светло-серой полосой в обрывах ледника Мна. Общая мощность нижнего потока – 100 м.

Второй поток ( $\alpha \zeta Q_1$ ) представлен серыми, с зеленоватым оттенком андезито-дацитами. Вкрапленники составляют 30-40% и представлены преимущественно плагиоклазом. Основная масса гиалопилитовой структуры, текстура неотчетливо флюидальная. Мощность горизонта 50-70 м, в верхней части также отмечаются розовато-серые туфы мощностью до 5 м, местами они отсутствуют и лавы перекрываются третьим потоком.

Третий поток ( $\alpha \zeta Q_1$ ) по составу аналогичен второму и представлен серыми андезито-дацитами мощностью до 70 м. В верхней части местами отмечается горизонт розовато-серых туфов (до 5,0 м). Местами второй и третий потоки закартированы как нерасчлененные, имеют постепенные переходы и образуют единый обрывистый выход.

Четвертый поток ( $\alpha Q_1$ ) развит только в ледниковой части и отсутствует на правом и левом бортах р.Мнаисидон. Он представлен черными до темно-серых андезитами,

количество вкрапленников достигает 30%, они представлены плагиоклазом и пироксеном, реже встречается амфибол. Структура основной массы андезитовая, текстура неотчетливо флюидальная. Мощность потока достигает 50 м, в юго-западном направлении он, видимо, выклинивается.

Таким образом, мощность нижнеплейстоценовых вулканогенов в бассейне р.Мнаисидон достигает 250-270 м.

Среднеплейстоценовые образования перекрывают как нижнечетвертичные породы, так и непосредственно ложатся разными горизонтами на глинистые сланцы гудушаурской и казбекской свит, а также на породы дзамарашской и бугультинской свит. По особенностям состава среди них выделено четыре горизонта (потока).

Первый горизонт ( $\alpha\zeta$ - $\zeta$   $Q_{II}$ ) представлен буровато-серыми слабо сцементированными туфами и отдельными маломощными (до 5 м) горизонтами лавобрекчий андезито-дацитового – дацитового состава. Обычно он плохо обнажен, засыпан осыпью, мощность 50-70 м.

Второй горизонт ( $\zeta$   $Q_{II}$ ) образован мощной толщей буровато-серых агломератовых лав и лавобрекчий дацитового состава. Лавы держат обрыв и образуют отдельные причудливые формы, пики на восточном склоне хр.Дзекетерах. Обломки темно-серого цвета, размером 1-2 см до 0,5-1,0 м, более основного состава (андезито-дацит). Они цементируются буровато-серой пористой лавой (туфолавой) дацитового состава. Мощность горизонта 150-180 м.

Третий горизонт ( $\alpha\zeta$ - $\zeta$   $Q_{II}$ ) аналогичен первому, представлен чередованием маломощных горизонтов туфов и лав андезито-дацитового состава. На хр. Дзекетерах, в районе пика Молодой коммунист (3637,9) в его составе наблюдаются:

1.Розовато-серый, бурый, местами малиново-красный кристаллокластический туф, пористый, плохо сцементированный. Мощность до 10 м.

2.Андезито-дацит серого цвета, местами с розоватым оттенком, количество вкрапленников составляет 25-30%, представлены, преимущественно, плагиоклазом и амфиболом. Основная масса андезитовой структуры, неотчетливой флюидальной текстуры, встречается кварц. Мощность 10-15 м.

3. Андезито-дацит аналогичный описанному, но отличается от него более бурым, розовато-бурым цветом. Мощность 10-15 м.

Мощность по разрезу составляет 30-40 м, местами она достигает 50=60 м.

Четвертый горизонт ( $\zeta$   $Q_{II}$ ) аналогичен второму, развит он фрагментарно в привершинной части хр.Дзекетерах, образуя отдельные останцы (пики) не разрушенные эрозией. Представлен розовато-серой лавобрекчий дацитового состава. В обломках



наблюдаются преимущественно розовато-серые, реже серые андезито-дациты, встречаются единичные обломки диоритов. Обломки остроугольной формы размером от 3-5 до 40 см, реже встречаются глыбы до 1,5 м. Обломки цементируются буроватой лавой (туфолавой) дацитового состава. Мощность горизонта 60-70 м.

Общая мощность среднеплейстоценовых отложений по правому борту р.Мнаисидон составляет 310-380 м.

По правому борту р.Мнаисидон, а также в привершинной части водораздела Мнаисидон-Геналдон выходы среднечетвертичных вулканогенов наблюдаются в отдельных окнах среди ледников, труднодоступны и не расчленены на отдельные горизонты.

Вулканогены позднечетвертичного ( $\alpha Q_{III}$ ) времени развиты в ледниковой части на юго-восточном склоне водораздела Мнаисидон-Геналдон и на южном склоне г.Майлихох. По составу в них выделяются два потока – нижний и верхний.

Нижний поток ( $\alpha Q_{III}$ ) представлен темно-серыми до черных андезитами со столбчатой отдельностью. На водораздельном гребне ледников Мна и Суатиси андезиты перекрывают лавобрекцию четвертого горизонта среднего плейстоцена, в нижней части они темно-серые и серые, а в верхней части – черные. К северу под г.Майлихох горизонт андезитов выклинивается. Андезит имеет порфиристую структуру, вкрапленники (до 30%) представлены плагиоклазом, роговой обманкой и, реже, оливином. Мощность потока достигает 100 м.

Верхний горизонт ( $\alpha \zeta Q_{III}$ ) наблюдается совместно с нижним, он перекрывает как андезиты нижнего потока, так и лавобрекцию четвертого горизонта среднего плейстоцена. Представлен зеленовато-серой, буроватой лавобрекцией андезито-дацитового состава. Обломки серого цвета, остроугольной формы размером 2-5 до 40 см, по составу андезиты и андезито-дациты. Цементирующая масса буровато-серая, розоватая туфолава андезито-дацитового состава. Мощность горизонта 50-70 м.

Выше наблюдаются вулканогенные отложения конца позднего плейстоцена ( $Q_{III}$ ), они также разделяются на два горизонта – нижний и верхний.

Нижний поток (Майлихохский) ( $\zeta Q_{III}$ ) развит на склонах г.Майлихох и в отдельных ледниковых окнах юго-западного склона г.Казбек. Он представлен характерным горизонтом светло-серых дацитов с четкой столбчатой иногда веерообразной отдельностью. Вкрапленники составляют 10-20% и представлены плагиоклазом, амфиболом и кварцем. Мощность потока – до 100 м.

Верхний горизонт ( $\alpha\zeta$  Q<sub>III</sub>) представлен буровато-серой, розовато-серой агломератовой лавой с горизонтами туфов андезито-дацитового состава. Мощность горизонта 50 м.

Общая мощность верхнеплейстоценовых образований в данном районе 320-350 м.

Породы современного (голоценового) возраста на выше рассмотренной площади не наблюдаются.

Общая мощность вулканогенных образований Мнадонского потока достигает 880-1000 м.

В верховьях р.Суатисидон вулканогенные образования наблюдаются в основании ледника Суатиси Восточный между левым и центральным притоками р.Суатисидон. Выход вулканогенов в плане изометричной формы, площадью чуть более 1,0 км<sup>2</sup>. Они имеют крутые, практически отвесные склоны, верхняя поверхность их субгоризонтальная, вероятно, выровнена ледником. Два незначительных останца вулканогенных образований наблюдаются на правом борту р. Суатисидон Центральной. Вулканогенные образования налегают здесь на глинистые сланцы гудушаурской свиты, а также на кварцевые диориты теплинского комплекса. Представлены вулканогенные образования двумя потоками ранне- позднеплейстоценовых образований. Нижний поток ( $\alpha$  Q<sub>III</sub>) слагает практически весь объем наблюдающихся здесь вулканогенов и представлен черными андезитами с четкой столбчатой отдельностью с пяти- и, реже, шестигранниками в поперечнике. Отдельность расположена субгоризонтально, местами веерообразно и, видимо, объясняется загибанием (закручиванием) лавы в конечной части потока. Андезиты обладают порфировой структурой и массивной текстурой. Вкрапленники (1-2 до 5 мм) составляют 10-15% и представлены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза и, реже, округлыми зернами оливина. Основная масса пилотакситовой структуры местами с неотчетливой флюидальной текстурой. Видимая мощность андезитов составляет 150-200 м, но, возможно, она здесь удвоена вследствие скручивания потока. Образования второго горизонта ( $\alpha\zeta$  Q<sub>III</sub>) наблюдаются в виде нашлепки на андезитах первого потока и представлены горизонтами туфов и лав андезито-дацитового состава. Туфы серого, буровато-серого, розовато-бурого цвета, литокристаллокластические, иногда с четкой градиционной слоистостью. Видимая мощность пород второго горизонта 20-25 м.

Андезиты, расположенные в верховьях р. Суатисидон, по внешнему облику, количеству вкрапленников, наличию столбчатой отдельности, а также петрографическим особенностям хорошо сопоставляются с андезитами, наблюдавшимися на южных склонах г.Майлихох. И если вулканогенные образования нижнего и среднего плейстоцена

заполняли древнюю долину Мнаисидон и не могли перейти хребет Дзекетерах, то андезиты позднеплейстоценовые уже вполне могли перетечь в долину р.Суатисидон.

В районе г.Казбек магнитное поле, по данным Я.Г.Воробьева (1967), имеет резко переменный характер, изменяющийся от 700 гамм (южнее г.Казбек) до 1200 гамм северо-западнее. Такой же характер поля наблюдается к востоку от г.Казбек в районе р.Терек.

Намагниченность пород достигает  $1000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Контуры магнитных тел не совпадают точно с контурами развития лав, указанных на геологической карте и занимают гораздо меньшую площадь. Вероятно, они соответствуют подводящим каналам, по которым происходило излияние лав.

На аэрофотоснимках площадь развития вулканогенных пород очень хорошо дешифрируется. Потоки лав как бы бронируют рельеф и образуют горизонтальные или пологонаклонные площади. Характерными формами рельефа для вулканитов является наличие очень крутых обрывов, образующихся в процессе водной эрозии.

Наиболее распространенными петрографическими разновидностями четвертичных вулканогенов являются андезиты, андезито-дациты, дациты, лавобрекчии (агломератовые лавы) андезито-дацитового состава.

Андезиты макроскопически темно-серые, черные, реже серые с буроватым оттенком. Среди них различают гиперстен-плагиоклазовые, гиперстен-плагиоклаз-авгитовые, оливин-гиперстен-плагиоклазовые и другие разновидности. Андезиты преимущественно порфировой и гломеропорфировой структуры и массивной текстуры. Вкрапленники составляют от 10 до 50% представлены плагиоклазом, гиперстеном, авгитом, реже встречаются оливин, амфиболы. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (андезин), пироксена, амфибола и вулканического стекла. Амфиболы в основной массе почти всегда опацифицированы и представлены роговой обманкой. Структура основной массы пилотакситовая и микролитовая, текстура ориентированная.

Дациты буровато-серого, красно-бурого, серого цвета и в большинстве случаев сходны как макро-, так и микроскопически с андезито-дацитами. Дациты майлихохского горизонта отличаются светло-серым до белого цветом, обладают столбчатой отдельностью. Порода как порфировой, так и афировой структуры. Текстура, в основном, массивная, иногда шлировая, обусловленная скоплением вкрапленников. В порфирированных разновидностях вкрапленники составляют 10-15%, размер их от 1 до 5 мм. Состав вкрапленников – плагиоклаз, роговая обманка, биотит, кварц. Основная масса представлена микролитами плагиоклаза, зернами пироксена, амфибола и кварца. Структура основной массы пилотакситовая, текстура такситовая. Акцессорные минералы представлены рудными (магнетит, пирит), цирконом, апатитом.

Лавобрекчии сложены обломками андезитов, андезито-дацитов, реже наблюдаются обломки микросланцев и диоритов, которые цементируются сидерито-дацитовой лавой, реже туфоловой, аналогичной описанной выше.

Вторичные изменения характерны для всех вулканитов и представлены опацизацией амфиболов, замещением вулканического стекла анальцитом и цеолитами, реже замещением амфибола биотитом.

По химическому составу породы относятся к группе андезито-дацитов и их субщелочным разностям. Содержание окиси кремния в породах изменяется от 59,40 до 67%.

Казбекские вулканиты характеризуются довольно значительными содержаниями щелочей, количество  $\text{Na}_2\text{O}$  от 4,19 до 4,87%, а  $\text{K}_2\text{O}$  от 1,13 до 2,0%. По соотношению щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} \sim 3$ ) породы относятся к калиево-натриевой серии. Содержание  $\text{CaO}$  во всех пробах изменяется от 3,30 до 5,66%, что типично для неизмененных пород. Коэффициент глиноземистости в породах всегда более единицы, что характерно для высокоглиноземистых пород. Породы характеризуются относительно низкой магниальностью (содержание  $\text{MgO}$  составляет 2,3-4,2%) и низкими содержаниями суммарного железа (от 3 до 5%). Отсюда специфическая особенность пород – низкое (менее 2) отношение  $\text{FeO}/\text{MgO}$ . Низкое количество железа в породах обусловило незначительные содержания  $\text{TiO}_2$  (менее 1%). На петрохимических диаграммах в координатах  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и других видно, что точки казбекских вулканогенов образуют самостоятельные поля, которые хорошо совмещаются с полями пород теплинского комплекса, что свидетельствует об их петрохимическом родстве. Орогенный вулканизм Казбекской области со средними и умеренно-кислыми продуктами известково-щелочного ряда пространственно и, видимо, генетически связан с начавшимся несколько ранее формированием гипабиссальных диоритов-гранодиоритов теплинского комплекса и, вероятно, питался из общих очагов, что и нашло отражение в петрохимическом сходстве этих пород.

Ниже приведена характеристика вулканитов составленная по результатам полуколичественного спектрального анализа 49 проб, отобранных из андезитов верхнечетвертичного возраста. Нормальному закону распределения подчиняются: цинк, свинец, фосфор, марганец, ванадий, хром, иттрий, иттербий, ниобий, скандий. Логнормальному закону отвечают медь и серебро. Неопределенному закону распределения подчиняются: олово, молибден, вольфрам, галлий, германий, барий, стронций, литий, кобальт, никель, титан, бериллий. При сравнении средних данных спектрального анализа с кларковым содержанием для пород среднего состава выяснено,

что на уровне кларковых имеют место содержания основной массы элементов. Количество никеля, цинка, хрома и кобальта меньше кларковых, выше – циркония, свинца, вольфрама, фосфора.

Наиболее сильные корреляционные связи между цинком, свинцом, барием, стронцием, галлием – 0,6-0,7 и медью с фосфором – 0,5-0,6.

В левом борту р.Терек в андезитах выявлено два месторождения, сырье которых годно для производства огнеупоров и каменного литья.

По данным минералогического анализа проб-протолок установлено, что преобладающими минералами тяжелой фракции вулканитов являются: пироксен от 30 до 3268, ильменит от 2,0 до 1488, амфибол от 3,2 до 82,6 г/т.

Акцессорные минералы встречаются эпизодически и в незначительном количестве, из них эпидот до 10,0, цоизит до 1,54, гематит знаки – 8 г/т. Особо следует отметить, что в нескольких протолочках отмечается наличие зерен корунда. В одной пробе, отобранной в долине р.Мнаисидон, обнаружен 1 знак и в одной пробе выявлено 0,012 г/т корунда. В обоих пробах в р.Суатисидон содержание корунда 1-2 знака. В трех пробах-протолочках отобранных в левом борту р.Терек, также обнаружено наличие корунда. В пробе, отобранной из черных андезитов, обнаружен один знак, в двух пробах из розовых среднеплейстоценовых андезито-дацитов, содержание корунда 0,01 и 0,028 г/т.

Абсолютный возраст казбекских вулканитов нами не определялся. Результаты определения возраста радиологическими, а также другими методами приведены из предшествующих работ. В.П.Ренгартен (1932) относил излияния мнадонских андезитов к ривсвюрмской межледниковой эпохе – 0,15 млн. лет назад.

Для датировки основных этапов развития Казбекского вулканического массива Е.Е.Милановским и Н.В.Короновским (1964) был использован морфостратиграфический метод определения уровней выравнивания. По их данным возраст Мнадонского потока определяется как раннеплейстоценовый. Данные радиологического возраста пород Казбека свидетельствует о том, что начало его вулканической деятельности относится к эоплейстоцену (апшерону), однако на данной территории следы ее отсутствуют. Для пород Чхерского ущелья средний (из 9) иониевый возраст составляет 0,081 млн. лет, а предактиниевый (из 5) – 0,036 млн. лет (Чердынцев, 1968).

Относительно магнитостратиграфической шкалы по А.Соксу (1969) извержения Казбека происходили в эпоху обратной полярности Матуямы, в эпизоды прямой полярности Джарамилло (0,89-0,95 млн. лет) и Гилза (1,6-1,8 млн. лет)

Наиболее молодые вулканические комплексы Казбека, развитые в районе, сформировались в плейстоцен-голоцене в эпоху прямой магнитной полярности Брюнеса.

Следует отметить, что в соответствии с положениями раздела о магнитостратиграфии в «Международном стратиграфическом справочнике» (Харленд У.Б. и др. 1985) эпизод прямой полярности Джерамилло соответствует по времени субхроне Хорамильо (1r-1)\*, а Гильза – субхроне Олдувай\*\*, также с прямыми полярностями (табл.2.12.).

Вулканогенные образования Казбекского вулканического массива по петрографическим, фациальным и морфологическим признакам, в соответствии с классификацией А.Д.Шелковникова (Забродин В.Ю. и др. 1982) можно отнести к андезит-дацитовый формации. По Ю.А. Кузнецову (1964) данная формация является субформацией андезитовой формации.

\* - (средний плейстоцен – Q<sub>II</sub> по Ruggieri – 1979)

\*\* - (ранний плейстоцен – Q<sub>I</sub>)

#### 4.ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Нестратифицированные интрузивные образования представлены в возрастном диапазоне от палеозоя до неогена включительно. Интрузивные образования развиты весьма широко. Они объединены в магматические (плутонические) комплексы - конкретные парагенезисы пород, слагающие как отдельные тела, так и их совокупности в пределах определенного геологического пространства, обладающие общими особенностями состава, морфологии, строения, соотношения с вмещающими образованиями, и отражающие динамику единого тектономагматического процесса.. Вулканические породы обычно пространственно связаны либо с осадочными породами (вулканогенно-осадочная ассоциация), либо парагенетически с субвулканическими гипабиссальными интрузивными породами. Они выделены в вулканические комплексы, описанные в соответствующей главе.

Для пород магматических формаций, а также для кристаллических сланцев домезозойских свит в настоящее время имеется около ста определений абсолютного возраста, большинство из которых выполнено калий аргоновым методом. Цифры абсолютного возраста в пределах комплекса испытывают значительные колебания, а средние их значения не всегда соответствуют геологическим данным, видимо, фиксируя время

проявления наиболее значительных наложенных процессов. Исходя из этого возраст выделенных магматических формаций принят, главным образом, на основании геологических наблюдений, а также результатов анализа геологической истории развития с использованием данных по другим районам Северного Кавказа.

Интрузивные образования на АФС хорошо отличаются от других образований более светлым фототонном и скульптурно-скальным рельефом.

#### **4.1. Палеозойские интрузии**

В палеозойскую эру в пределах Главного хребта происходило дальнейшее формирование гранитно-метаморфического комплекса кристаллического фундамента, начавшего формироваться еще в байкальскую и каледонскую тектонические эпохи, однако наиболее важный этап его становления связан с варисцийскими тектоническими движениями. В соответствии с тектонической обстановкой формирования палеозойских гранитоидов среди них различаются предорогенные среднепалеозойские (белореченский комплекс) и орогенные позднепалеозойские (уллукамский комплекс) граниты. Наиболее древними интрузивными образованиями являются раннепалеозойские габброиды туялинского комплекса и диориты, габбро и гранодиориты хуппаринского комплекса.

##### **4.1.1. Туялинский комплекс $v$ PZ<sub>1</sub>tl**

Интрузивные образования основного и, частично, ультраосновного состава, широко развитые среди мигматитов инфраструктуры и палеозойских гранитоидов в зоне Главного хребта, ранее рассматривались в составе белореченского (лабинского) комплекса. В дальнейшем они выделены в туялинский комплекс (Энна Н.П. и др.1998), названный по его типичным представителям в бассейне р.Туяла. Наиболее типичными породами комплекса являются габбро, габбро-диориты и диориты, реже встречаются гранодиориты и гипербазиты (пироксениты, перидотиты, горнблендиты). В большинстве случаев габбро, габбро-диориты, диориты, а иногда и гранодиориты образуют непрерывный ряд с постепенными переходами между его членами. В рассматриваемом районе породы комплекса развиты в пределах Балкаро-Дигорского поднятия, как в выступах инфраструктуры (Тоторс-Вазахохский блок), так и переходных ступенях. В южном направлении количество выходов пород комплекса (как и их размеры) уменьшается. К югу от Северо-Штулинского, как и к северу от Мессинского разломов, образования туялинского комплекса отсутствуют. Интрузивные породы туялинского комплекса в большинстве случаев образуют субизометричные ксенолитоподобные тела

неправильной формы среди мигматитов. Размеры их от первых метров до первых километров, в вертикальном разрезе они наблюдаются в эрозионных врезках до 500 метров. Контакты тел с гранитами уллукамского и белореченского комплексов активные интрузивные с контактовыми зонами гибридных пород. Выходы габброидов наблюдаются на протяжении до 0,8-1,0 км. Встречаются останцы этих пород от первых десятков метров до первых сотен метров в длину, при ширине выходов до 50 м. Форма тел в плане обычно неправильно овальная, дайкообразная. Среди габброидов был описан выход амфиболовых перидотитов (Демин, 1957, Мельников, 1964). Геологическое положение его не совсем ясно, так как контакт с окружающими породами скрыт осыпью. Довольно сложно построенный выход пород комплекса (ширина выхода до 1 км., протяженность до 1,5 км.) наблюдается к северу от г.Туяла, на территории Кабардино-Балкарии, в верховьях безымянного притока р.Псыгансу, представленный зонами перемежаемости (смещения) различных по составу пород от незначительно измененных габбро-диоритов до их гибридных разновидностей - диоритов, гранодиоритов и такситовых гранитоидов.

Метасоматические взаимоотношения белореченских гранитов и габброидов проявились здесь наиболее полно.

Метасоматический ряд габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранит-гранит наблюдается на контактах практически всех выходов пород комплекса. Усложняют картину многочисленные мелкие микроклиновые прожилки, дайки и мелкие штоки гранитов уллукамского комплекса, прорывающие как белореченские граниты, так и габброиды туялинского комплекса. Сложный характер взаимоотношений встречающихся здесь интрузивных образований, осложненных разрывной тектоникой, в совокупности с труднодоступностью и слабой обнаженностью отдельных участков, не позволили до конца прояснить здесь геологическую ситуацию, несмотря на многочисленность проведенных исследований (Демин, 1957, Мельников, 1964, Доля, 1984, Гусев, 1988 и др.).

Наиболее крупный выход пород туялинского комплекса в изученном районе наблюдается в Вазахохском блоке, где они слагают разорванную на части тектоническую пластину с южным падением среди мигматитов вазахохского комплекса. Ширина пластины до 1 км, протяженность до 7 км. В вертикальном разрезе они наблюдаются до высоты

500 метров.

Породы представлены огнейсованными (рассланцованными) диоритами, подвергшимся воздействию развитых здесь палеозойских гранитоидов. Последнее выразилось в калишпатизации, новообразовании биотита, замещении амфибола и первичного биотита хлоритом, карбонатом, серпентином, серицитизации плагиоклаза.



Текстура диоритов обычно ориентированная и сланцеватая, изредка реликтовая массивная.

Структура средне-крупнозернистая, бластопризматическая, порфиробластовая. Порфиробласты представлены крупными (до 5-6мм) призмами измененного плагиоклаза. Сланцеватость диоритов также имеет южное падение (от 20 до 55 градусов). Породы прорваны многочисленными дайками пегматитов и лейкократовых гранитов, с которыми связано известное здесь редкометальное оруденение. В ходе многочисленных поисковых работ изучались рассланцованные диориты туялинского комплекса (Демин 1955, Кузнецов 1966, Потапов 1967, Буньков 1990 и др.) однако однозначного мнения о их природе, структурном положении и возрасте достигнуто не было. Первичный минеральный состав диоритов отвечает габбро-диоритам-перидотитам (или амфиболитам?), которые залегали в виде пластовых тел среди верхнепротерозойских пород и подвергшиеся в последующем тектоническому воздействию (рассланцеванию) и воздействию гранитных интрузий как белореченского, так и уллукамского комплекса. Западнее Вазахохского блока, на территории Балкарии образования туялинского комплекса представлены габброидами с фациальными переходами до амфиболитизированных габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов. Основные породы комплекса несут явные признаки гранитизации, которые особенно отчетливо наблюдаются в зонах их контактов с гранитоидами. Габброиды обычно образуют сложно построенные тела, разобщенные прорывающими их гранитоидами, реже образуют массивные (моноклитные) выходы.

В центральных частях они равномернозернистые от крупно- до мелкозернистых. Мелкозернистые разновидности не отличаются от амфиболитов, часто имеют параллельную текстуру. Принадлежность их к туялинскому комплексу устанавливается по наличию реликтовых офитовых структур. В краевых частях чаще встречаются разнозернистые структуры, в пределах квадратного метра наблюдается смена зернистости пород от мелко- до крупнозернистых и наоборот. Среди габброидов встречаются гнезда, прожилки и пятна (шлиры без резких контактов) габбро-пегматитов, отличающихся от габбро более крупнозернистой структурой, но не составом. Весь комплекс основных пород пронизан дайками гранитоидов как белореченского, так и уллукамского комплексов, в приконтактных зонах с гранитоидами габброиды постепенно уступают место гибридным породам, инъецированным и гранитизированным гранитным материалом. Контакт гранитов и диоритов чаще диффузионный с переходной зоной 3-5 см, обусловленный постепенным переходом диорита в гранодиорит и далее в такситовый гранит. Реже контакт более резкий, когда наряду с биотитизацией гранитоидов в них

отмечается рост крупных порфиробласт черной роговой обманки. В гранодиоритах, в свою очередь, иногда отмечается развитие крупных (до 10 см.) порфиробласт калиевого полевого шпата, иногда же они мелкие и обильные. Габбро, габбро-диориты, диориты имеют близкие составы (%): роговая обманка -30-60, плагиоклаз - 40-70, рудный минерал - до 3, эпидот, апатит, сфен. Состав плагиоклаза - от лабрадора N55-60 до андезина N35-40. Структуры - от офитовой, пойкилоофитовой до аллотриаморфнозернистой, встречаются порфиroidные. Текстуры от массивной до неотчетливо ориентированной. Переход от офитовой, гипидиоморфнозернистой структуры, характерной для центральных частей массивов, в аллотриаморфнозернистую (краевые зоны) происходит за счет увеличения количества кварца и биотита. Плагиоклаз при этом становится отчетливо зональным благодаря раскислению внешней зоны. Роговая обманка и биотит также изменяют свои свойства, приобретая интенсивную окраску (Доля, 1984). В целом, разделение габбро, габбро-диоритов и диоритов, диоритов и гранодиоритов проводится несколько условно при петрографическом изучении - по составу плагиоклаза и количеству темноцветных, а также силикатному анализу пород. Наиболее типичными вторичными изменениями пород являются окварцевание, биотитизация, фельдшпатизация. Под микроскопом вторичные изменения в породе выразились в сосюритизации и серицитизации плагиоклаза, развитии регрессивного ряда фемических минералов: роговая обманка - актинолит - биотит - хлорит, лейкоксенизации ильменита. Мелкие ксенолиты основных пород почти нацело замещаются вторичными. Амфиболитизированное габбро состоит из редких крупных призм плагиоклаза (1,5-3,0 мм) и более мелких призмочек плагиоклаза (0,2-0,7 мм), часто включенных в крупные ксеноморфные зерна амфибола (2,0-7,0 мм), а также редких более мелких удлиненных призм амфибола, обильного количества вторичных минералов (серицит, сосюрит, хлорит и др.), редких рудных и акцессорных минералов. Плагиоклаз (основной, типа лабрадор № 55-57) составляет до 40 %, амфибол (зеленая роговая обманка) до 45 %, вторичные - до 10 %, рудные и акцессорные - до 5 %. Структура породы пойкилоофитовая, текстура массивная. Микрогаббро характеризуется сходным минеральным составом, более мелкой размерностью слагающих компонентов и часто неотчетливо ориентированной текстурой. Диориты преимущественно роговообманковые, реже пироксеновые, характеризуются среднезернистой (призматической) иногда порфиroidной, субофитовой структурой, массивной, иногда неотчетливо ориентированной текстурой. В их составе наблюдается плагиоклаз (преимущественно андезин № 40, иногда зональный) - 46-62 %, зеленая роговая обманка - 20-35 %, пироксен - до 2 %, биотит - до 5 %, хлорит - до 10 %, кварц - до 10 %, а также вторичные, рудные и акцессорные минералы, сходные с таковыми в габброидах.

Рассланцованные диориты Вазахохского блока преимущественно роговообманковые, биотитизированные, калишпатизированные, иногда окварцованные. Они состоят из крупных реликтовых призм измененного плагиоклаза - 20-30 % , зеленой роговой обманки (либо псевдоморфоз по ней вторичных минералов) -12-41 %, биотита - 20-30 %, калиевого полевого шпата - до 15 %, вторичных, рудных (ильменит, лейкоксен, сульфиды) и акцессорных (апатит, циркон, сфен, реже ортит) минералов. Структура пород реликтовая призматическая, гранолепидобластовая, текстура сланцеватая.

В петрохимическом отношении породы туялинского комплекса относятся к нормальным - субщелочным образованиям. На диаграмме в координатах –  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  точки составов пород комплекса располагаются как выше, так и ниже разграничительной линии нормальных и субщелочных пород и располагаются в полях от габбро до гранодиоритов. Породы комплекса относятся к калиево-натриевой серии, отношение окиси натрия к окиси калия изменяются от 1,1 до 2,5 и лишь единичные значения как больше 4, так и меньше 1. По отношению суммы щелочей к кремнезему и глинозему, в большинстве своем, породы комплекса соответствуют известково-щелочной серии и относятся к классу высокоглиноземистых пород. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в них колеблется от 14,06 до 21,2 %, а коэффициент глиноземистости больше единицы. Породы комплекса характеризуются относительно низкой магнезиальностью (содержание  $\text{MgO}$  от 1,8 до 7,6 %) и более высокой железистостью (содержание суммарного железа изменяется от 4,5 до 11,5 %), причем окисное железо преобладает над закисным. Отношение  $\text{FeO}/\text{MgO}$  в породах колеблется от 0,8 до 2,2. На диаграмме в координатах  $\text{MgO}-\text{FeO}/\text{MgO}$  точки содержания пород комплекса образуют поле, которое совмещается с полями современных излившихся основных вулканогенов. Практически все породы комплекса характеризуются низкими содержаниями окиси титана от 0,01 до 1,2 %, а отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$  всегда выше единицы. В последовательном ряде габбро-габбродиорит-диорит-гранодиорит наблюдается постепенное изменение состава пород. Гранитизация основных пород происходит за счет привноса окислов кремния и щелочей.

Основные породы туялинского комплекса характеризуются повышенными содержаниями мышьяка, олова, молибдена и бериллия. Содержания других элементов находятся на уровне кларковых, либо немного ниже. При гранитизации основных пород содержания мышьяка, молибдена, галлия, никеля, иттербия, циркония и меди практически не изменяются, а содержания бериллия, олова, цинка и свинца увеличиваются в наиболее гранитизированных разностях (биотитах, плагиоклаз-биотитовых породах, гранодиоритах). К участкам развития среди гранитов основных пород комплекса приурочены проявления бериллия, тантала, ниобия, молибдена, реже - свинца и цинка,

мышьяка, золота. Кальций-магниевый состав пород комплекса видимо играл роль своеобразного геохимического барьера.

Габброиды обладают повышенной плотностью ( 2,73-2,86 г/см<sup>3</sup> ), однако в гравиметрическом поле их выходы не нашли отражения (незначительная площадь выходов в плане и, видимо, незначительная глубина). В магнитном поле наиболее крупные по площади выходы габброидов характеризуются сближенными знакопеременными аномалиями, а мелкие тела в магнитном поле не фиксируются. Крупные выходы габброидов и поля их сближенного развития на аэрогаммаспектрометрических картах характеризуются низкими значениями содержаний радиоактивных элементов (урана, тория, калия) (Снытко, 1991). На аэрофотоснимках габброиды практически неотличимы от вмещающих их гранитоидов (близкая устойчивость к выветриванию) и характеризуются жестким скальным микрорельефом, темно-серым фототонем. В настоящее время преобладает мнение о раннепалеозойском возрасте пород туялинского комплекса. На это указывает относительное возрастное геологическое положение основных пород комплекса как в изученном районе, так и, в целом, для Главного хребта. В верховьях р.Мусухсу дайки габброидов секут анатектит-граниты верхнебалкарского комплекса. В бассейне р.Туяла дайкообразные тела мелкозернистого габбро также секут послойные тела амфиболитов (габбро-амфиболитов) и мигматитов. Последние, как и дайки мелкозернистого габбро и их более крупные выходы, секутся дайками гранитоидов ( Демин ,1957 ). Как уже отмечалось, граниты белореченского комплекса активно воздействуют на габброиды, создавая гибридные разности на их контактах.

Таким образом, породы туялинского комплекса являются более молодыми образованиями по сравнению с мигматитами и более древними по сравнению с гранитоидами. Основные породы туялинского комплекса условно сопоставляются с аналогичными образованиями маркинского комплекса зоны Главного хребта, а также архызского комплекса зоны Передового хребта, где фиксируется верхний возрастной предел для базитов и ультрабазитов трансгрессивным налеганием на последние среднекаменноугольных отложений и наличием в базальных конгломератах их гальки. Кроме того, для пород архызского комплекса имеются определения абсолютного возраста К-Аг методом- 497 и 457 млн. лет (Хаин, 1984), 470 млн. лет (Шенгелия 1991). Однако появились данные определения абсолютного возраста пород габбро-диорит - гранодиоритового туялинского комплекса ураново-свинцовой циркониетрией, выполненные в Калифорнийском технологическом институте Jason Saleeby. По их

данным абсолютный возраст этих пород равен  $998 \pm 33$  млн. лет, что соответствует концу рифейской эры протозоя (устное сообщение Гурбанова А.Г., 1997). Эти определения ставят под сомнение обоснованность раннепалеозойского возраста пород туялинского комплекса.

#### 4.1.2. Хуппаринский комплекс ( $\delta PZ_1 h$ )

В гранитах Главного хребта Караугом-Цейского и Гаудор-Мизурского массивов широко развиты дайкообразные тела, останцы и ксенолиты преимущественно диоритового, реже габброидного, состава, которые выделяются Ермаковым В.А. (1981) в хуппаринский комплекс. Наиболее широко они развиты в верховьях р. Хуппара, где встречаются

штокообразные тела площадью до 0,1 кв.км, в верховьях р. Даргонком, а также в нижнем течении р.р. Садон и Баддон.

Известные описания основных пород в подземных горных выработках на месторождениях Згид, Садон, Архон, Холст (Башкина Э.Ф. и др., 1965), также скорее всего принадлежат породам хуппаринского комплекса.

На всей территории, за исключением Цейского ущелья, породы хуппаринского комплекса представлены серыми и темно-серыми с зеленоватым оттенком мелкозернистыми, иногда порфировидными диоритами. В Цейской интрузии породы, относимые к хуппаринскому комплексу, слагают останцы (Морковкина, 1950) черных средне-крупнозернистых роговообманковых габбро. Наблюдения над контактами дайкообразных тел и останцев выявляет их более древний, чем вмещающие породы возраст - они никогда не имеют зон закалок, не дают апофиз, вместе с тем подвергаются воздействию со стороны гранитоидов (биотитизация, рост порфиробласт полевого шпата).

Под микроскопом диориты обнаруживают порфировидную гипидиоморфнозернистую структуру, иногда бластопризматическизернистую и субофитовую. Состоят из (%): кварца (0-20), плагиоклаза (40-60), микроклина (0-20), роговой обманки (5-10). Акцессорные минералы (3-5): карбонат, эпидот-цоизит, рудный минерал, апатит, циркон, сфен, лейкоксен. В процессе метасоматической ассимиляции в них происходит увеличение количества кварца, микроклина и биотита, а также раскисление плагиоклаза.

Характерным является зональный характер плагиоклаза (до № 40 в центре ) и образование им правильных призм и таблиц, как в основной массе, так и во вкрапленниках. Микроклин и кварц в большинстве случаев обнаруживают признаки вторичного происхождения. Биотит развивается по роговой обманке. Породы обычно в значительной мере подвержены вторичным изменениям (карбонатизации, окварцеванию и серицитизации).

Магнитная восприимчивость -  $600-900 \cdot 10^{-6}$  СГС, плотность 2,75 - 2,80 г/см<sup>3</sup>.

Диориты хуппаринского комплекса по содержанию меди, цинка и свинца не отличаются от вмещающих их гранитов Главного хребта. Для них характерна следующая ассоциация элементов : марганец-никель-ванадий хром-цинк-кобальт-фосфор, в которой не участвуют медь, свинец и олово. Такая же картина отмечается и в ксенолитах основных пород в Цейской интрузии, что указывает скорее на первичную причину отсутствия этих связей, чем нарушение их и вынос меди, свинца и олова в процессе магматического замещения. Ксенолиты габбро в Цейской интрузии отличаются от других хуппаринских диоритов повышенным содержанием цинка ( $8,3 \cdot 10^{-6}$  %) и пониженным содержанием свинца ( $0,9 \cdot 10^{-6}$  %).

Между ксенолитами в Цейской интрузии и диоритами хуппаринского комплекса обнаруживаются различия по петрохимическим свойствам. Расчет средних анализов по А.Ритману (1975) хуппаринских диоритов показывает принадлежность их тоналитам, а ксенолитов и останцов основных пород в Цейской интрузии - диоритам.

На основании изложенного материала можно сделать следующие выводы:

1. Средний тоналитовый состав ксенолитов, диоритовый состав большинства тел, наличие реликтовых субофитовых структур позволяют весь комплекс пород отнести к габбро-диорит-плагиогранитной формации.

2. Отсутствие разницы в содержаниях микроэлементов в породах хуппаринского комплекса и гранитов В.А.Ермаков (1981) объясняет отсутствием первичной специализации на медь, цинк и свинец.

3. Объединение основной массы тел хуппаринских диоритов, развитых в гранитах Главного хребта, и останцов и ксенолитов в Цейской интрузии в один комплекс в настоящее время произведено условно на основании их территориальной распространенности.

Наблюдаемые различия в петрографии, геохимии и петрохимии этих образований пока не могут служить основанием для их разъединения, поскольку они отражают, скорее всего принадлежность различным продуктам формации.

### 4.1.3. Кассарский комплекс (γ PZ<sub>2</sub> ks)

Граниты кассарского комплекса пространственно приурочены к кассарской подзоне зоны Главного хребта. В структурном плане это Таймази-Лабагомское (Центральное) поднятие, его Водораздельный и Лагау-Цмиакомдонские блоки (прил.2). С породами баддонской, чанчахской свит они имеют тектонические контакты. На участке развития Караугомского и Цейского ледников кассарские граниты прорываются цейскими гранитами дигорской вулcano-плутонической ассоциации.

На геологической карте в составе кассарского комплекса выделяются две фазы: собственно гранитовая и жильная - аплит-пегматитовая (рис.4.1).

Наиболее типичными гранитами являются порфиробластовые такситовые граниты Кассарского ущелья. Ермаков В.А.(1981) приводит следующий разрез по р.Ардюон, от тектонического контакта с кристаллическими сланцами кассарской свиты на север.

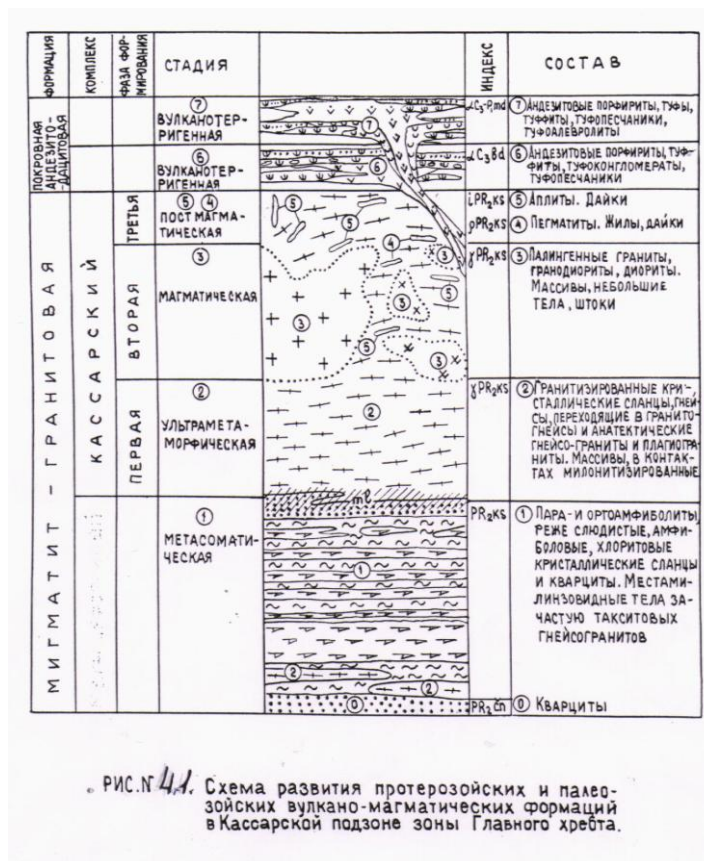


Рис 4.1. Схема развития протерозойских и палеозойских вулcano-магматических

формаций в Кассарской подзоне зоны Главного хребта.

1. Полосчатые мезо-меланократовые плагиоклаз-кварц-биотитовые бластомилониты, чередующиеся с плагиоклаз-кварцевыми бласто-милонитами и метагравелитами. В них

наблюдаются метаморфизованные (биотитизированные) дайкообразные тела роговообманковых габбро (вероятно, юрского возраста).

Данные силикатных анализов пород из разновидностей, похожих на кассарские гранитоиды, отобранные из этих образований, показывают, что они отличаются от типичных кассарских гранитов меньшим содержанием кремнезема, большим кальция и преобладанием натрия над калием. Кроме того, они характеризуются пониженным содержанием цинка (3,3) и свинца ( $3,8 \times 10^{-3}\%$ ). Тем не менее, в пробах-протоколках в отличие от кассарских гранитов в них постоянно встречаются в знаках галенит, сфалерит, иногда халькопирит. Другие акцессорные минералы представлены ильменитом (до 800 г/т), цирконом (50-200 г/т), апатитом (10-60 г/т).

На основании этих данных образования этой части массива отнесены Ермаковым В.А. (1981) к баддонской свите. Ширина выхода составляет 600-700 м.

2. Собственно кассарские граниты. В начале интервала они имеют такситовую текстуру, обусловленную чередованием лейко- и мезократовых полос. От пород предыдущего интервала отличаются наличием большого количества (25-30%) крупных порфиробласт калиевого полевого шпата. Порфиробласты ориентированы согласно с полосчатостью, но нередко и вкрест нее. Мелкочешуйчатый биотит (до 10-15%) образует струи и пленки, огибающие порфиробласты. Основная масса мелкозернистая существенно кварцевая с биотитом. Примерно с середины интервала исчезает полосчатость и уменьшается такситовость за счет появления массивных текстур. Постоянно встречаются аплитовые жилы. Мощность этой полосы около 1,5 км.

Морковкина В.М. и др. (1950) к породе известной в литературе под названием "кассарский гранит" относит широко распространенный крупнопорфировый серый гранит с гнейсовидной текстурой, обусловленной линейным расположением темноцветных минералов и вкрапленников полевого шпата.

3. Примерно с широты устья б. Верхний Лабагом и до контакта с кристаллическими сланцами буронской свиты граниты устойчиво становятся массивными. Изредка в них встречаются ксенолиты биотититов. Порфиробласты калиевого полевого шпата (размером до спичечной коробки) распределяются по основной массе в общем равномерно. Встречаются аплитовые жилы с пегматоидными обособлениями в них. В последних характерно наличие крупных кристаллов полевого шпата серого и черного цвета.

В верховьях р.р. Нижний Лабагом и Баддон граниты с массивной текстурой пользуются широким развитием. Для них характерны светлый цвет (до белого) малое количество биотита (менее 10%), крупнозернистость и также наличие темно-серых и



черных полевых шпатов и кварца. В химическом отношении они полностью аналогичны типичным кассарским гранитам.

Под микроскопом все разновидности кассарских гранитов имеют бластокатакластические структуры. Они сложены крупными порфиробластами микроклин-пертита (до 25-30%) и плагиоклаза (до 40-60%), который обычно уступает по размеру микроклину, (но нередко его осколки с ним сравнимы), цементируемые мелкозернистым существенно кварцевым агрегатом (20-30%). Порфиробласты, как правило, окружены каймой мелкочешуйчатого биотита. Кроме того биотит образует в основной массе гнезда, также состоящие из мелкочешуйчатых агрегатов. Вместе с биотитом ассоциируют мелкозернистый апатит и реже правильные довольно крупные (до 0,3-0,4 мм по удлинению) метакристаллы бурого турмалина. Зерна плагиоклаза выглядят более деформированными, чем микроклин. Последний также подвержен смещениям, пересекается тонкими трещинами, выполненными кварцем и биотитом. Однако одновременно с катаклазом около некоторых кристаллов микроклина отмечаются внешние буферные зерна, представляющие собой криптозернистый кварцево-полевошпатовый агрегат, подготовленный к замещению, реже наблюдаются свежие микрографические структуры. Эти данные указывают на рост микроклина в процессе катаклаза и после него. По Д.М. Шенгелиа (1965) отдельные участки, обогащенные микроклином, являются мобилизатами, образованными в момент роста порфиробласт. Вместе с тем, аплит-пегматитовые жилы четко обособлены от процесса развития крупных кристаллов микроклина и представляют собой самостоятельные образования. Ни в одном случае не наблюдалось наложение или рост крупных порфиробласт микроклина в аплите. В более массивных гранитах сохраняются реликтовые гипидиоморфнозернистые структуры, сложенные крупно-таблитчатым плагиоклазом, порфиroidным и ксеноморфным микроклином и кварцем, а также биотитом и мусковитом. В этих породах метасоматический характер микроклина не выглядит убедительным.

В пробах протолочках кассарских гранитов обнаружены магнетит, пирротин, ортит, ильменит, малахит, халькопирит, циркон (до 250 г/т), барит, апатит (до 400 г/т), арсенопирит, пирит, в массивных разновидностях, кроме того - монацит. Средняя магнитная восприимчивость гранитов -  $8 \times 10^{-3}$  СГС, плотность 2,60-2,63 г/см<sup>3</sup>.

В геохимическом отношении более массивные граниты северной части массива несколько отличаются от собственно кассарских гранитов. При не существенном различии в содержании микроэлементов в первых свинец, цинк и медь участвуют в жильной ассоциации марганец-никель-хром-ванадий-фосфор-олово, во вторых - только свинец. Можно отметить, что кассарские граниты в целом обладают содержанием ( $\cdot 10^{-3}$

%) : цинка - 5,0; свинца - 4,7; олова-1,3. Эти данные указывают на то, что в отличие от тектонических зон и связанных с ними процессов, развитых в гранитах Главного хребта, в кассарских бластомилонитовых гранитах не происходило перераспределения металлов.

По химизму кассарские граниты близки гранитам Главного хребта. Исходя из вышесказанного, Ермаков В.А. пришел к следующим выводам:

1. Кассарские граниты в дометаморфический этап представляли собой магматические крупнозернистые порфировидные породы, видимо, гранодиоритового состава. Обогащение их микроклином, по всей видимости, также произошло в заключительные стадии магматического процесса. На это указывает ксеноморфный характер микроклина в массивных разновидностях.

2. В процессе милонитизации происходило перераспределение калия внутри массива, однако, оно не имело столь мощного значения, чтобы объяснить вообще образование гранитов за счет калиевого метасоматоза. На это в первую очередь указывает удивительно однообразный химический и минеральный состав гранитов по всей территории, как в интенсивно милонитизированных разновидностях, так и в относительно целых, близость же кварц-ортоклаз-альбитового отношения среднего состава кассарских гранитов к эвтектоидным вряд ли является случайной. Последнее обстоятельство может указывать также на изохимический характер бластомилонитовых процессов.

3. Образование мелкочешуйчатого биотита, апатита и турмалина в постдоформационный этап указывает на богатство летучими компонентами флюидов этого периода и принципиальной возможности наличия редкометального оруденения.

4. В кассарских гранитоидах не известны проявления полиметаллов. Это подтверждается геохимическими данными, которые указывают на отсутствие процесса разрушающего их связь с другими микроэлементами.

Энна Н.Л. (1988) дает нижеприведенную характеристику гранитоидам кассарского комплекса на крайнем востоке рассматриваемой территории по р. Терек представленный Дарьяльским, Гвилетским и Кистинским массивами.

Вдоль северного контакта гранитов Дарьяльского массива наблюдается маломощная (до 100 м) толща кварцитов, хлорит-серицитовых сланцев и филлитов относимых к мидаграбинской свите. При петрографическом изучении наблюдается как кварциты с приближением к гранитам переходят в милониты. Мощность зоны милонитов 20-25м. Дарьяльские граниты были тектонически интродуцированы в отложения мидаграбинской свиты. Контакт впоследствии был залечен (затушеван) окварцеванием.

Интенсивная раздробленность обусловила преобладание среди гранитов гнейсовидных, катаклазированных и милонитизированных разновидностей. Все это вместе с

интенсивным калиевым метасоматозом привело, практически, к полному уничтожению первичных структурно-текстурных особенностей пород, первичной прототектоники интрузива.

Породы собственно гранитовой фазы представлены светло-серыми порфировидными крупнокристаллическими гранитами. В центральной части массива встречаются плагиограниты и гранодиориты.

Породы жильной фации представлены аплитами и пегматитами.

Гвилетский массив сложен гнейсовидными, полосчатыми, катаклазированными и милонитизированными разностями. В центральной части массива наблюдаются порфировидные, более крупнокристаллические разности. В краевых же зонах это преимущественно массивные мелкокристаллические породы со сланцеватой, гнейсовидной текстурой. Состав их: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит.

Кистинский массив также представлен гнейсовидными катаклазированными разностями как порфировых, так и афировых гранитоидов.

Отличительной особенностью дарьяльских гранитоидов от кассарских является отсутствие в них ксенотима и значительное содержание ортита.

Возраст кассарских гранитов среднепалеозойский. По петрографической характеристике и структурно-текстурным особенностям эти породы можно отнести к гранито-гнейсовой формации.

#### **4.1.4. Белореченский комплекс ( $\gamma$ PZ<sub>2</sub> bl)**

Впервые как самостоятельный комплекс выделен М.Х.Срабоняном, В.В.Зинченко, В.И.Усиком (1961). Нами под этим комплексом понимается комплекс, большей частью однородных крупнозернистых гранитоидов, часто порфировидных и огнейсованных, по составу варьирующих от гранодиоритов - плагиогранитов до гранитов, соответствующих гранитоидам первой фазы в схеме, предложенной М.Х.Срабоняном (1971).

Гранитоидные образования белореченского комплекса пользуются достаточно широким площадным распространением. На западе наиболее крупные их массивы приурочены к Балкаро-Дигорскому поднятию, к границам выступов инфраструктуры. Выходы гранитоидов белореченского комплекса наблюдаются также в пределах Садон-Унальского горста, Фиагдонской антиклинали, Таймази-Лабагомского (Центрального) поднятия и в выжатых чешуях фундамента в Штулу-Харесской грабен-синклинали.

В составе комплекса откартированы относительно равномернозернистые непорфировидные и порфировидные разности крупнозернистых (крупно-среднезернистых) двуслюдяных и биотитовых гранитов. В большинстве случаев порфировидные и непорфировидные граниты образуют самостоятельные, тектонически обособленные выходы, хотя в ряде случаев (верховья р.Хазнидон и др.) между ними наблюдаются фациальные переходы в пределах одного массива. В верховьях р.Бартуидон, к югу от Гавизетского разрыва, откартирован крупный массив гранитоидов белореченского комплекса, в котором с севера на юг наблюдается смена порфировидных гранитов непорфировыми разностями, а затем тоналитами и гранодиоритами. В настоящее время и те и другие разности относятся к основной интрузивной фазе комплекса, более поздних (в том числе дайковых) фаз в этом массиве нет.

Крупнозернистые непорфировидные граниты являются одними из наиболее широко развитых пород белореченского комплекса. Они образуют в плане штокообразные и удлиненные, вытянутые в северо-западном направлении тела. Выходы крупнозернистых гранитов протягиваются полосой вдоль северной границы Урухского выступа инфраструктуры (верховья рек Сапвцек-Уазадон) и фрагментарно обнажаются вдоль южной границы Дашихохского блока (левый борт р.Урух).

Относительные превышения между нижней и верхней точками, видимыми на современной поверхности, более полутора километра. Кроме того, мелкие тела встречаются в верховьях р. Бартуидон и в выступах фундамента в пределах Штулу-Харесской депрессии.

Вмещающими породами для крупных тел гранитов служат мигматиты верхнебалкарского комплекса, контакты с которыми в большинстве случаев собственно магматические и тектонические, обычно кососекущие, реже субсогласные, последние встречаются чаще в кровельной части гранитных массивов.

В кровле гранитных тел обычны многочисленные апофизы гранитов во вмещающие породы. Контактные изменения пород обычно незначительны. В пределах гранитных тел наблюдается незначительное увеличение количества мусковита, появление пегматоидных шлировых обособлений и иногда уменьшение размерности слагающих породу минералов. Как правило, эти изменения отмечаются в верхних незначительно эродированных частях массивов и вблизи пологих контактов. Экзоконтактные изменения в мигматитах верхнебалкарского комплекса визуально не фиксируются, что объясняется близостью термодинамических условий образования гранитов и мигматитов.

При пересечении контрастных пород, какими являются габброиды туялинского комплекса, отмечается замещение амфибола биотитом. Зальбанды в габброидах сложены практически мономинеральным биотитом.

В гранитах содержатся многочисленные ксенолиты, в распределении которых нет четкой закономерности. Встречаются участки с повышенным их количеством. По составу среди них выделяются ксенолиты мигматитов верхнебалкарского комплекса и ксенолиты габброидов туялинского магматического комплекса. Кроме того, в строении гранитных массивов участвуют различные новообразования - шпирь и жилы пегматоидного состава, их секут многочисленные дайки гранитов уллукамского комплекса, иногда дайки диабазов казбекского комплекса. Останцы кровли представлены либо кристаллическими сланцами и гнейсами макерской серии, либо мигматитами верхнебалкарского комплекса.

Внешний облик породы даже в пределах одного массива подвержен незначительным вариациям. Это выражается в неравномерном распределении порфировых выделений калиевого полевого шпата и их размеров, структурно-текстурных изменениях, а именно колебаний размерности слагающих минералов, и появлении в некоторых местах гнейсоватости, различной по ориентированному расположению биотита. Кроме того, это выражается в изменении цветовых оттенков. Так, например, в одних случаях цвет породы светло-серый, в других - розовато-серый, при замещении биотита хлоритом, зеленовато-светло-серый, а иногда, в местах скопления ксенолитов, содержащих значительное количество амфибола, цвет буровато-оранжево-красный. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, гранитовая, а также коррозионная, обусловленная сложными взаимоотношениями полевых шпатов, и симплектитовая.

Порфиробластовые граниты прослеживаются субширотной полосой вдоль южной границы Дашихохского блока. Они обнажаются к югу от Скалистого хребта по долине р.Урух. Кроме этого, небольшие их тела площадью до 1-1,5 км<sup>2</sup> обнажены в верховьях р.Сехоладон, к северо-востоку от г.Ваза-Хох и в междуречье Хазнидон-Лахумедон. Отдельные массивы порфировидных гранитов (от 1,5 до 12,5 км<sup>2</sup>) обнажаются в южной части района в долинах рек Караугом (г.Барзи-Исар), Бартуидон. Вмещающими граниты породами служат различные мигматиты верхнебалкарского комплекса. Редкие маломощные (3-5 м) жилы и дайки, секущие мигматизированные вмещающие породы, встречаются вблизи экзоконтактных зон и, по всей видимости, являются апофизами массивов. Контактные изменения практически не отмечаются.

Во внутреннем строении массивов, имеющих гнейсоватое сложение с падением гнейсоватости в северных румбах, отмечаются мелкие ксенолиты мигматизированных

пород, а также реститы пород субстрата, имеющие обычно линзовидную форму и ориентированные согласно гнейсоватости. Из новообразований здесь отмечаются лишь шпироподобные обособления пегматоидного сложения, существенно полевошпатового состава. Сами граниты прорваны магматическими образованиями более молодого возраста. Это массивы и дайки двуслюдяных гранитов уллукамского комплекса и связанные с ними жилы мусковитовых пегматитов и кварцевых жил.

Характерной особенностью порфиробластовых гранитов является как гнейсоватый облик основной массы, хорошо различимый по расположению слюдистых минералов (биотит, хлорит), так и наличие крупных порфиробласт микроклина размером до 1,0-2,0 x 5,0-7,0 см, распределение последних внутри массива неравномерно. Иногда отмечается их повышенное количество в ассоциации с дайками уллукамских гранитов; в других случаях в ассоциации с повышенным количеством реститов и ксенолитов. Внешне это серая с буроватыми оттенками порода порфировидного облика с крупнозернистой гнейсоватой основной массой. Микроструктура нечеткая гранитовидная и порфировидная. Кроме того, имеет место структура коррозии и замещения, обусловленная наличием микроклина, корродирующего плагиоклаз, и кварца, корродирующего полевые шпаты. Участками она катакластическая, бластоцементная и симплектитовая, образованная кварц-мусковитовым агрегатом со сложными взаимопрорастаниями. Текстура массивная и гнейсоватая.

Порода состоит из широкотаблитчатых кристаллов плагиоклаза (олигоклаз-андезин) размером от 1,0x2,0 до 3,0x5,0 мм, нечетко зональных, пелитизированных и серицитизированных, содержащих выделения карбоната *in situ* и пятнистые обособления вторичного альбита. Кристаллы плагиоклаза корродированы микроклином и кварцем, местами обвальцованы и деформированы, в результате чего почти полностью утратили первичные гипидиоморфные очертания, которые иногда отмечаются у кристаллов, присутствующих в виде включений в микроклине. Микроклин присутствует в виде крупных субизометричных выделений, содержит реликты плагиоклаза, чешуйки биотита и зерна кварца. Кварц выполняет интерстиции между полевыми шпатами, где ассоциирует с биотитом, обладает волнисто-дымчатым погасанием. Иногда отмечается кварц, корродирующий полевые шпаты и ассоциирующий с мусковитом, образуя с ним взаимовключения. Биотит присутствует в виде чешуек и пластинок с нечеткими концевыми ограничениями и их скоплений размером до 2,0x6,0 мм, незначительно диафорирован, замещается хлоритом. Мусковит часто приурочен к структурно деформированным участкам и ассоциирует с поздним кварцем.

Химический и минералогический состав порфиробластовых гранитов варьирует в широких пределах. Наибольшие количественные вариации характерны для микроклина -

от 11,3 до 30,0 %; биотита от 3,5 до 20,5 %; плагиоклаза - от 17,5 до 30,5 % и мусковита - от 2,8 до 10,0 %.

На петрохимических диаграммах порфиробластовые граниты характеризуются большим разбросом фигуративных точек, что, в первую очередь, связано с неравномерным распределением метасоматического микроклина.

Так, на диаграммах Штрекайзена, они присутствуют во всех семействах от низкощелочных гранитов до субщелочных лейкогранитов. Здесь отмечается прямая корреляция количества кремнезема и суммы щелочей, что не характерно для более молодых гранитоидных образований описываемого района. На петрохимических шкалах Ю.А.Кузнецова точки гранитов расположены в поле крайне низкотитанистых, весьма низкоанортитовых, натрово-калиевых - от умеренно калиевых до умеренно натриевых, от умеренно низкоглиноземистых до умеренно высокоглиноземистых образований. На диаграммах  $MgO_2 - SiO_2$  и  $P_2O_5 - SiO_2$  они группируются вдоль тренда гранитов S типа по White A.J.R., Chappelle.B.W.

Сходная характеристика отмечается и для крупнозернистых непорфировидных гранитов. Порода состоит из широкотаблитчатых, иногда нечетко зональных кристаллов плагиоклаза (олигоклаз N 25) размером от 0,3x0,3 до 2,5x6 мм. Плагиоклаз заметно пелитизирован, серицитизирован и деанортизирован с выделением карбоната (*in situ*). Содержит включения апатита и корродируется микроклином. На стыках зерен микроклина и плагиоклаза в плагиоклазе заметна каемка до 0,1 мм, лишенная продуктов вторичных изменений. Кроме раннего плагиоклаза, ассоциирующего с биотитом, отмечается в интерстициях незначительное количество позднего плагиоклаза (альбита), ассоциирующего с мусковитом и поздним кварцем. Микроклин образует ксеноморфные, субизометричные и пятнистые выделения, реже широкотаблитчатые кристаллы с нечеткими ограничениями, размером от 1,0x1,2 до 4,0x6,0 мм, пертитовый и микропертитовый. Продукты распада представлены альбитом, который содержит включения биотита и плагиоклаза, корродируется поздним кварц-альбит-мусковитовым агрегатом. Наблюдаются две генерации кварца. Первый ранний кварц выполняет интерстиционные промежутки между ранним плагиоклазом и биотитом и здесь иногда ассоциирует с микроклином. Погасание раннего кварца волнисто-дымчатое. Кварц содержит редкие расплавленные включения. Размеры отдельных обособлений в интерстициях достигают 1,0-2,0 x 1,5-4,0 мм. Второй поздний кварц образует мелкие, ксеноморфные, субизометричные и иногда незначительно вытянутые вдоль по спайности мусковита кристаллы размером до 0,05 x 0,5 мм. Часть кварца образует с мусковитом взаимопрорастания - симплектитовый структурный узор. Обычно совместный рост этих

минералов отмечается по периферии крупных пластинок мусковита. Чаще всего этот кварц отмечается на участках скопления чешуек мусковита и иногда выполняет интерстиции между пластинками мусковита. Биотит присутствует в виде пластинок и чешуек размером от 0,1x0,25 до 0,2x1,6 мм, часто образующих скопления. В одних случаях он имеет четкие гипидиоморфные очертания по отношению к поздним минералам, в других случаях отмечаются нечеткие концевые ограничения. Биотит содержит включения апатита, рутила, циркона и монацита, вокруг которого наблюдаются широкие плеохроичные дворики. Мусковит отмечается в виде удлинённых отдельных пластинок размером до 0,05 x 0,8 мм и их скоплений размером до 0,3 x 3,0 мм, ассоциирующих с поздним кварцем.

Химический и минеральный состав непорфировидных гранитов довольно стабилен. Наибольшие количественные вариации характерны для мусковита - от 2,3 до 11,70 %, в меньшей степени это отмечается у биотита - от 4,5 до 11,1 %, плагиоклаза - от 21,8 до 31,5 % и микроклина - от 17,9 до 29,5%. На петрохимических диаграммах крупнокристаллические граниты образуют довольно кучный рой точек, что по мнению Энна Н.Л.(1997) само по себе уже свидетельствует о хорошей гомогенизации вещества.

Это умеренно высокоглиноземистые, крайне низкотитанистые образования. На диаграмме  $MgO_2-SiO_2$  фигуративные точки гранитов группируются вдоль тренда гранитов S типа. На диаграмме А.Т.Хитрунова они располагаются в поле калиевых гранитов S<sub>2</sub> типа. На диаграммах Дж.Пирса и Маракушева они характеризуются как синколлизионные позднеорогенные образования.

При сравнении средних содержаний элементов с кларками геохимических элементов гранитоидных образований (по В.В.Виноградову (1962)) отмечается, что граниты порфиробластовые, как и гранодиориты и тоналиты, имеют пониженные содержания фтора, стронция, бария, ниобия и циркония, при повышенных количествах олова, молибдена, свинца, цинка, ванадия, хрома, никеля и кобальта. Редкометальный их индекс близок к палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда по Л.В.Таусону.

Внедрение гранитоидов белореченского комплекса сопровождалось слабым термально-метаморфическим воздействием на вмещающие породы, причем, если для анатектит-гранитной части субстрата было характерно палингенно-метасоматическое замещение, то для другой, мигматитовой части, контактово-метаморфические изменения сходны с соответствующими изменениями при эпидот-амфиболитовой (?) фации метаморфизма. Соответственно, контур контактово-измененных пород местами приобретает огибающий куполовидный облик, субсогласный контуру гранитного тела, что хорошо прослеживается в мигматито-гнейсах субстрата по ориентированной



гнейсоватости, реститам, шлирам меланосомы, ксенолитам фемических пород. Прослеживаемая мощность куполовидных надинтрузивных образований от 200 до 600 м, причем, чем разнороднее вмещающий субстрат, тем отчетливее и мощнее зона надинтрузивного "купола".

Характерным признаком мигматитовых надинтрузивных "куполов" является неравномерное пятнистое проявление высококонтрастных аномалий калия небольших размеров, выявленные на данной территории аэрогаммаспектрометрическими исследованиями (Снытко, 1991, Полянский, 1980 г.).

По своим физическим свойствам (плотность, магнитная восприимчивость) белореченские гранитоиды практически не отличаются от вмещающих их мигматитов и, соответственно, не отражаются в физических полях. При изучении контактовых зон белореченских гранитов с вмещающими их мигматитами верхнебалкарского комплекса по методу Т.Барта (левобережье р.Урух) наблюдается вынос из мигматитов и, соответственно, привнос в граниты кремния, натрия и калия (Энна Н.Л. и др. 1997г.).

На аэрофотоснимках порфиروبластовые граниты характеризуются ровным серым фототонном, устойчивым к эрозии рельефом с крутыми склонами, дендритовидным рисунком речной сети. Крупнокристаллические непорфировидные граниты характеризуются серым фототонном, устойчивым к эрозии рельефом с образованием скальных массивов, дендритовидным рисунком речной сети.

Возраст гранитов предполагается среднепалеозойский, что по данным Г.И.Лебедеко, В.И.Усика (1985) подтверждается присутствием в белореченских гранитах датировок в интервале 350-425 млн. лет. Более древние реликтовые датировки, по мнению авторов, фиксируют сохранившиеся минеральные виды гранитизируемого субстрата. Имеющиеся определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом, дающие возрастной интервал от 254 до 338 млн. лет, что соответствует позднему палеозою, видимо отражают воздействие на них герцинских орогенных тектоно-магматических процессов.

Характеристика гранитоидов белореченского комплекса приведена по материалам Энны Н.Л., Киричко Ю.А. и Письменного А.Н. и касается только западной части Горной Осетии (листы К-38-28-В, К-38-39-Б и К-38-40-А). Имеющие место гранитоиды белореченского комплекса восточнее меридиана р.Урух, т.е. на Дигорском и Садон-Унальском горстах, Фиагдонской антиклинали и Таймази-Лабагомском поднятии, описаны Ермаковым В.А. (1981) как образования первой фазы комплекса гранитов главного хребта и фаснальского комплекса. Последние известны в литературе под названием фаснальских и садонских гранитов.

Как отмечает Ермаков В.А., внутреннее строение массивов разнообразное. Массив г. Хошхинхох в нижних частях сложен гранитами уллукаламского комплекса (вторая фаза комплекса гранитов главного хребта по Ермакову В.А. 1981), а верхняя представляет собой “слоеный пирог”, состоящий из сильно гранитизированных пород субстрата, такситовых гранитов белореченского комплекса и гранитов уллукаламского комплекса. Наиболее сложное строение имеет Караугом-Цейский массив. Для него характерно чередование мощных (по 1,5-2,0 км) субширотных полос разнообразных гранитов, из которых в восточной части массива преобладают уллукаламские граниты. Массивы Гаудор-Мизурский и Кутардон-Фиагдонский по своему строению похожи на Центральные части Караугом-Цейского массива.

Белореченские граниты представляют собой средне - и крупнозернистые порфиробластовые массивные, чаще такситовые породы. Такситовость обусловлена, как правило, колебанием содержания биотита, неравномерным распределением порфиробласт микроклина, реже изменением зернистости. Цвет серый, розовато-серый, реже розовый.

Наиболее меланократовые разновидности гранитов приурочены к полосе, обогащенной ксенолитами диоритов хуппаринского комплекса, где они представлены гибридными гранодиоритами с постепенными переходами к гранитам. Широко проявлены хлоритизация и мусковитизация, а в зонах дробления окварцевание и карбонатизация. Под микроскопом граниты обнаруживают гипидиоморфную порфиропойкилобластовую структуру. Сложены они плагиоклазом (12-71%), кварцем (10-25%), микроклином (35-75%), мусковитом (1-3%), хлоритизированным биотитом (5-15%). Акцессорные минералы представлены рудным апатитом, цирконом, лейкоксеном, карбонатом, эпидотом, цоизитом. При присутствии в гранитах тел диоритов хуппаринского комплекса (в устье р.Баддон) в пробе из биотитовых гранитов дополнительно обнаружены хромшпинель (48 г/т), монацит, ксенолит, ильменит, сфалерит, халькопирит, малахит, вольфрамит, пирит, пирротин. Широко развиты мирмекиты и микропегматиты. Пертиты редки или отсутствуют.

Характерным для крупных кристаллов микроклина является наличие в них ранней внутренней идиоморфной части, обрастание которой ксеноморфной внешней оболочкой по К.Менерту (1971) указывает на метасоматический характер последней. Магнитность гранитов белореченского комплекса колеблется в пределах  $1-8 \cdot 10^{-6}$  СГС, плотность - 2,56-2,64 г/см<sup>3</sup>.

Основное количество жил и дайкообразных тел, представленных аплитами и пегматитами, размещается в пределах такситовых разностей гранитов, в областях

развития ксенолитов хуппаринского комплекса и в останцах кровли кристаллических сланцев.

Аплиты и пегматиты тесно связаны между собой. Макроскопически они представляют собой породы мелко и крупно-зернистые, массивные и полосчатые и состоят из равных количеств кислого плагиоклаза, кварца и микроклина, а также небольшого количества мусковита, реже биотита. Из акцессорных минералов встречаются апатит и циркон. Структура аллотриоморфнозернистая, но более часто гетерозернистая, состоящая из равномерно-зернистых изометричных зерен кислого плагиоклаза и микроклина, которые как бы цементируются мелкогранобластовым кварцем. Последний имеет средний размер зерен в 2-3 раза меньше, чем плагиоклаз и микроклин. Магнитная восприимчивость

$0,5 \cdot 10^{-6}$  СГС, плотность 2,57-2,60 г/см<sup>3</sup>.

В геохимическом отношении белореченские граниты специализированы на свинец, цинк, медь и кобальт. С их выходами пространственно сопряжены все рудопоявления свинца и цинка, включая месторождения Садон и Холст (Энна Н.Л. и др. 1997г.).

#### 4.1.5. Уллукамский комплекс ( $\gamma$ PZ<sub>3u</sub>)

Однородные мелкозернистые, обычно двуслюдяные граниты, занимающие большие площади в зоне Главного хребта, издавна выделяются в уллукамский тип или комплекс. При геологическом доизучении Черек-Урухской площади к уллукамскому комплексу Энной Н.Л. также были отнесены однородные мелкозернистые, местами мелко-среднезернистые как биотитовые, так и двуслюдяные граниты, обычно "свежего" облика.

Граниты уллукамского комплекса являются широко распространенными интрузивными образованиями описываемого района. Они присутствуют в зоне Главного хребта, где принимают участие в строении Балкаро-Дигорского поднятия, Садоно-Унальского горста, Таймази-Лабагомского (Центрального) поднятия (его блоков: Рудного, Саухохского, Хуппаринского) и Фиагдонской антиклинали (Бакотинского блока) (прил.2). Наиболее значительные их выходы обнажаются в верховье рек Караугом, Бартуидон и в междуречье Хазнидон-Псыгансу. Слагают они небольшие субизометричные, неправильные, часто вытянутые в широтном направлении массивы размером до 25 км<sup>2</sup>, вскрытые эрозионной деятельностью рек на глубину от 200 до 2200 метров и различно ориентированные мелкие дайки, расположенные обычно вблизи массивов.

Вмещающими породами для мелкозернистых двуслюдяных гранитов служат мигматиты верхнебалкарского комплекса, граниты белореченского магматического комплекса, а также метаморфические образования вазахохского комплекса, буронской и ктитибердинской свит. Контакты с вмещающими породами магматические, реже тектонические. Контактные изменения в гранитах проявлены слабо и, там, где они отмечены, сводятся обычно к уменьшению размерности слагающих минералов (зоны закалки) и увеличению количества мусковита и кварца (апикальные выступы и пологозалегающие контакты). При внедрении гранитов уллукамского комплекса в гранитоиды белореченского последние зачастую подвергались микроклинизации (Усик В.И., 1991 г.). К апикальным частям интрузивных тел и вмещающей их рамы приурочены жилы пегматитов и аплитов, ассоциирующие с гранитами.

Внутреннее строение гранитных тел двуслюдяных гранитов уллукамского комплекса, в отличие от гранитоидных образований белореченского комплекса, характеризуется выдержанностью состава и структурно-текстурного узора, незначительным содержанием, а иногда и полным отсутствием ксенолитов. Новообразования здесь представлены редкими шлирами и жилами пегматоидного сложения кварц-альбит-мусковитового состава. Граниты уллукамского комплекса секутся маломощными дайками диабазов казбекского комплекса и дайками дацитов, андезитодацитов теплинского комплекса.

Граниты уллукамского комплекса были подробно описаны многими исследователями (Срабонян М.Х., Кузнецов С.А., Баранов Г.И. и др.), поэтому ниже приводится их краткая характеристика.

В составе уллукамского комплекса Энной Н.Л. и др. (1987) выделяются граниты, лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты, альбитовые и грейзеновые метасоматиты, которые формировались в две фазы. К первой, главной интрузивной фазе, относятся крупные массивы, штоки гранитов; а ко второй - дайки лейкократовых гранитов, аплитов, пегматитов и связанные с ними метасоматические образования.

Граниты первой фазы ( $\gamma_1 PZ_3$  и) макроскопически представлены породами серого, светло-серого цвета, иногда со слабым розоватым или зеленоватым оттенком, мелко-среднекристаллические, иногда заметно порфиroidные, массивные. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, гранитовая, реже порфиroidная с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. На фоне этого узора наблюдается структура замещения и коррозии, обусловленная сложными взаимоотношениями полевых шпатов, когда микроклин корродирует ранний плагиоклаз и содержит его серицитизированные реликты. В свою очередь, поздний альбит корродирует микроклин с образованием мирмекитов.

Участками отмечаются элементы графической и симплектитовой структур в большей степени характерных для участков обогащенных мусковитом. Порода состоит из плагиоклаза (олигоклаз), который присутствует в виде незначительно удлинённых, широкопластинчатых кристаллов размером от 0,3x1,0 до 2,5x4,0 мм с нечеткими ограничениями или без четко выраженного идиоморфизма, иногда заметно зонального. Плагиоклаз серицитизирован и деанортизирован с выделением карбоната (*in situ*), корродируется микроклином и поздним кварц-мусковитовым агрегатом и содержит пятнистые выделения альбита. Микроклин образует ксеноморфные выделения размером до 3,5 x 4,0 мм, содержит реликты серицитизированного плагиоклаза и биотит. Кварц наблюдается в интерстиционных промежутках между плагиоклазом и биотитом, а также редко в виде включений в микроклине. Обладает волнисто-дымчатым погасанием. Кроме того, отмечается поздний кварц, ассоциирующий с мусковитом, и в некоторых случаях образующий с последним причудливые взаимопрорастания. В количественном выражении ранний кварц преобладает над поздним. Количество кварца второй генерации подвержено значительным колебаниям - от почти полного отсутствия до 20-30 % от общего количества кварца.

Слюда (биотит и мусковит) присутствуют в виде пластинок и чешуек размером от 0,1x0,2 до 0,3x0,5 мм и их скоплений размером до 0,3x2,5 мм. В одних случаях пластинки обладают четким гипидиоморфизмом, в других случаях у них отмечаются нечеткие концевые ограничения. Биотит иногда содержит включения апатита, рутила и циркона, замещается хлоритом. Мусковит ассоциирует с поздним кварцем.

Химический и минеральный состав гранитов довольно стабилен, что свидетельствует о хорошей гомогенизации исходного расплава. Наибольшие количественные вариации отмечаются у микроклина - от 22,17 до 31,10 % и мусковита - от 6,10 до 13,60 %.

Вторая фаза представлена дайками лейкократовых гранитов ( $I\gamma_2$  PZ<sub>3</sub> и), аплитами, пегматитами, грейзенизированными гранитами и грейзенами, реже кварцевыми и турмалин-кварцевыми жилами. Дайки лейкократовых гранитов являются наиболее широко развитыми образованиями в зоне Главного хребта. Обычно они встречаются в апикальных частях массивов, хотя в отдельных районах (верховья р. Псыгансу) встречаются и отдельно от гранитных массивов. Жильные лейкограниты от аплитов отличаются большей зернистостью и существенно полевошпатовым составом. Макроскопически это светло-серые до белых, мелко-среднезернистые породы, в которых биотит встречается очень редко, мусковит присутствует в количестве до 10%. Сложены они альбитом, микроклином и кварцем, последний присутствует в равных количествах

от 5-10 % до 20-30 %. Иногда в одной дайке наблюдаются переходы от лейкогранитов к аплитам и кварцевой жиле. Мощность даек от первых метров до первых десятков метров, протяженность до одного километра.

Аплиты и пегматиты развиты неравномерно, встречаясь как на периферии массивов, так и в отрыве от последних. Наиболее широкие их поля наблюдаются в районе г.Ваза-Хох. Иногда в пределах одной дайки отмечаются постепенные переходы от аплитов к пегматитам, обуславливая поперечную или продольную зональность. Мощность даек колеблется в пределах первых метров. Аплиты характеризуются мелкозернистым составом, повышенным количеством микроклина (до 50-60%) и равным количеством кварца и альбит-олигоклаза (25-30%). Из слюд в незначительных количествах присутствует мусковит. Пегматитовые образования характеризуются разнозернистой от крупно - до гигантозернистой структурой и неустойчивым составом. В большинстве случаев пегматиты представлены мелкоблоковыми микроклин-альбитовыми и альбитовыми типами. Приконтактные части даек обычно сложены аплитовидной оторочкой, которая постепенно сменяется образованиями средне-крупнозернистой и пегматоидной структуры. Главными минералами пегматитов являются микроклин, альбит, кварц, мусковит, акцессорные - турмалин, гранат, циркон, апатит, реже встречается касситерит и танталит-колумбит. Пегматиты в различной степени альбитизированы и грейзенизированы. Альбитовый замещающий комплекс развивается в виде сплошной массы, а грейзеновый комплекс образует участки неправильной формы. Собственно грейзеновые образования образуют два морфологических типа: площадной и линейный. Площадная грейзенизация встречается в кровле массивов, где эти процессы затрагивают граниты и лейкограниты. Линейные зоны встречаются как на контактах с вмещающими породами, так и внутри массивов и обычно контролируются крутыми разрывами. Наблюдаются все стадии процесса грейзенизации до образования кварц-мусковитовых и кварцевых пород, хотя масштабы проявления последних незначительны. В ряде случаев (участок Куспарты) в кварцевых жилах в качестве акцессорного минерала присутствует турмалин.

На петрохимических диаграммах мелкозернистые двуслюдяные граниты образуют компактный рой точек. Это умеренно высокоглиноземистые крайне низкотитанистые образования. На диаграмме Штрекайзена фигуративные точки группируются на границе поля семейства гранитов с полями субщелочных гранитов, лейкогранитов и субщелочных лейкогранитов. На диаграмме  $MgO_2-SiO_2$  они группируются вдоль тренда гранитов S типа. На диаграмме А.Т.Хитрунова они располагаются в поле калиевых гранитов S типа. На диаграмме Дж.Пирса "для идентификации геодинамических палеообстановок

становления разных типов гранитов" они характеризуются как синколлизонные образования.

По сравнению со средним содержанием геохимических элементов в гранитах земной коры (Виноградов, 1962) мелко-среднекристаллические двуслюдяные граниты имеют заметно пониженные содержания фтора, стронция и бария, при заметно повышенных количествах олова, свинца и вольфрама, а также умеренно повышенных количествах молибдена, бора, бериллия, цинка, ванадия, никеля, кобальта и хрома. При сравнении данных редкометального состава гранитов с другими типами описываемых гранитов отмечается стабильность состава, что находит свое подтверждение в единой их редкометальной формуле. Редкометальный их индекс 123 близок к таковому у палингенных гранитов известково-щелочного ряда. Индекс концентрации (ИНК), равный 10,2 (по Козлову В.Д.), позволяет говорить об этих гранитах как потенциально рудоносных. Низкое содержание фтора и других летучих элементов является неблагоприятным фактором для реализации потенциальных возможностей. Таким же неблагоприятным фактором для возможных рудно-магматических систем является широкое развитие денудационных процессов, практически разрушивших большинство кровельных частей гранитных массивов.

В связи с этим, наиболее интересными участками для выделения рудно-магматических систем, связанных с мелко-среднекристаллическими двуслюдяными гранитами уллукамского комплекса, следует считать участки незначительно эродированной кровли гранитных массивов, в которой присутствуют в значительном количестве пегматоидные образования, свидетельствующие о скоплении летучих элементов. Кроме того, одним из необходимых элементов является наличие тел амфиболитов и других высококальциевых образований, являющихся естественными геохимическими барьерами на путях флюидных возгонов.

Целесообразно привести некоторые металлогенические особенности гранитов комплекса и связанных с ними рудно-магматических систем, отмеченные ранее рядом авторов (Газеев В.М., Гусев А.И., Рейф Ф.Г. и др.), изучавших граниты здесь и на сопредельных территориях. Газеевым В.М. (1991) при изучении поведения рудных элементов в вертикальном разрезе гранитных массивов установлено, что концентрации олова, вольфрама, бора и бериллия значительно увеличиваются в апикальных частях массивов и еще выше в надкупольных апофизах; для альбит-мусковитовых гранитов характерны значительные концентрации олова (28-29 кларков концентраций), бериллия (20-103 кларка), при умеренных концентрациях вольфрама, молибдена, бора и пониженных по отношению к кларку концентрациях лития, стронция, бария и фтора;

мусковитовые разности гранитов характеризуются высокими содержаниями олова (5-6 кларков) при умеренных концентрациях вольфрама, молибдена и бора. Здесь же автором отмечаются высокие содержания фосфора, в пересчете на  $P_2O_5$ , достигая 0,5-0,6% и с  $H_2O$  - 7,3%.

Рейф Ф.Г. (1988) установил на примере Кургашинчатского рудного поля, что в шеелитах Кти-Тебердинского месторождения и альбит-мусковитовых гранитах уллукамского комплекса растворы, законсервированные в первичных включениях, имеют идентичный состав.

Гусев А.И. (1988) отмечает сходство корреляционных связей ряда элементов в монофракциях шеелита и гранитов. Все разности уллукамских гранитов имеют избыточные концентрации олова и низкие содержания фтора.

В физических полях граниты уллукамского комплекса практически не выделяются, так как их физические характеристики (плотность и магнитная восприимчивость) близки к таковым вмещающих их образований.

На аэрофотоснимках мелко-среднекристаллические граниты характеризуются светло-серым фототонном, устойчивым к эрозии рельефом, дендритовидным узором, широким развитием коллювиальных отложений.

Имеющиеся определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом дают возрастной интервал от 268 до 325 млн. лет, что соответствует позднему палеозою (карбону). Абсолютный возраст гранитов, определенный на сопредельной с запада площади (К-38-27-А) калий-аргоновым методом составляет  $302 \pm 16$  -  $291,1 \pm 3,0$  млн. лет, что соответствует позднему карбону (Корсаков, 1988). А.Н.Доля (1995) по многочисленным данным изотопного датирования и геологическим наблюдениям при ГДП-50 в бассейне р.Маруха считает, что наиболее вероятным возрастом гранитов уллукамского комплекса является нижний-средний карбон. Таким образом, позднепалеозойский возраст гранитов уллукамского комплекса не вызывает сомнения.



## 4.2. Мезозойские интрузии (MZ)

Магматизм мезозоя проявился, в основном, в триас-нижне-среднеюрское время в пределах зоны Главного хребта, а также Дигоро-Осетинской, Ардон-Дарьяльской Мамисон-Казбекской зонах.

В триас-нижнеюрское время проявился Фиагдонский вулcano-плутонический комплекс.

В нижнеюрское время имела место вулканическая деятельность, приведшая к накоплению вулcanoгенных образований в садонской и кистинской свитах и в белореченской толще.

Эта вулканическая деятельность нашла свое отражение в главе “Вулканические образования”.

К низам средней юры относятся образования Дигорской вулcanoплутонической ассоциации в составе Цейской интрузии и группы разнообразных по составу даек, которые проявились в междуречье Ардон-Сангутидон, в пределах зоны Главного хребта. Чуть позже, в байосский век, проявились образования Казбекского дайкового комплекса, входившие раньше в состав Диндидагского комплекса (Ермаков В.А. 1981), а еще раньше в состав “Диабазового пояса” (Варданянц Л.А., 1935).

### 4.2.1. Дигорская вулcano-плутоническая ассоциация ( $\alpha\beta$ - $\gamma\delta$ J<sub>2</sub>d)

Эти вулcano-плутонические образования впервые были объединены в самостоятельный комплекс Ермаковым В.Л. (1981). В составе комплекса им выделялись Цейская интрузия, группа разнообразных по составу даек, обладающих сходными чертами химизма, микроструктур и минерального состава, а также вулcanoгенные образования садонской свиты и триас-нижнеюрских отложений Адайхохского поднятия.

В данном отчете вулcanoген садонской свиты выделен в самостоятельный комплекс андезит-дацитовый формации, описанный в составе садонской свиты. Среди триас-нижнеюрских отложений Алайхохского поднятия, выделенных Ермаковым В.А. (1981), по данным последующих поисково-разведочных работ были выделены арнагская толща с проявлениями вулcanoгенных образований андезит-дацит-базальтовой формации (т.н. адайкомский вулcanoгенный горизонт), верхняя подсвита циклаурской свиты и часть отложений, отнесенных к средней подсвите циклаурской свиты.

Возраст вулcanoгенных образований в этих свитах соответствует возрасту вмещающих пород.

Выделенные в данном отчете образования Дигорской вулcano-плутонической ассоциации представлены тремя фазами магматического процесса, а именно:

1-я фаза - дайками андезитов, андезито-базальтов анамезитов;

2-я фаза - массивом (Цейским) и штоками гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов, гранитов и эруптивных брекчий;

3-я фаза - штоками и дайками гранит-порфиров, порфиroidных диоритов и диоритов, аплитов, трахиандезитов, пегматит-гранитов и дайками нерасчлененными по возрасту: порфиroidных дацитов и андезит-дацитов, а также дацитов, андезитов и микродиоритов (рис. 4.2).

Возраст выделенной ассоциации пород Зембатовым С.С. и др. (1977) принят как средне-верхнеюрский, по данным определения его калий-аргоновым свинцовым и стронциевым методами (табл.4.1.).

Цветков А.А. описывает штоки и дайки гранодиорит-порфиров (III фаза ассоциации), которые прорывают туфопесчаники и лавовые брекчии садонской свиты выше устья реки Архон, а также маломощные дацитовые тела и дайки, прорывающие граниты в районе полиметаллических месторождений Згид, Садон и относимые им к числу подводных каналов покровных излияний садонской свиты (I фаза ассоциации).

Вполне вероятно, отмечает Цветков А.А., что они (дайки) являются производными гранитоидного расплава, давшего начало гранодиорит-порфирам, образовавшимся позднее среднего лейаса.

В 1981 г. Ермаков В.А. и др. выделили Дигорский комплекс магматических образований, отнеся его к гранодиорит-андезит-дацитовой вулканоплутонической формации. В состав комплекса ими были включены Цейская интрузия, группа разнообразных даек, обладающих сходными чертами химизма, минерального состава (от гранодиорит-порфиров до дацитов), а также комагматичные дацитам магматические образования садонской свиты. Возраст комплекса Ермаков В.А. предположительно отнес к триасу, обосновывая его находками рэт-лейасовых органических остатков.

В 1982г. Давыдов К.В. впервые в Садонском и Ногкау-Мизурском блоках выделил вулканотектонические структуры типа кальдер оседания и вулканических центров, с которыми тесно связаны субвулканические и гипабиссальные интрузии. Возраст

ФОРМАЦИЯ	КОМПЛЕКС	ФАЗА ФОРМИРОВАНИЯ	СТАДИЯ	ИНДЕКС	СОСТАВ
ГАББРО-ДИАБАЗОВАЯ	КАЗБЕКСКИЙ	ТРЕТЬЯ		ул <sub>2</sub> к	17) ДИАБАЗЫ, ДИАБАЗОВЫЕ ПОРФИРИТЫ, ЛЕЙКО-ДИАБАЗЫ
		ВТОРАЯ		ул <sub>2</sub> к	16) УРАЛИТОВЫЕ ПОРФИРИТЫ
		ПЕРВАЯ		ул <sub>2</sub> к	15) АМФИБОЛОВЫЕ ДИАБАЗЫ
ГРАНОДИОРИТ - ПОРФИРОВАЯ	ДИГОРСКИЙ	ТРЕТЬЯ	ГИЛАБИССАЛЬНАЯ ЖИЛЬНАЯ	ул <sub>2</sub> к, ул <sub>3</sub> к, бх <sub>3</sub> к, ул <sub>3</sub> к, г <sub>2</sub> к, г <sub>3</sub> к, и <sub>3</sub> к	14) ТРАХИАНДЕЗИТЫ, ДАЦИТЫ, АНДЕЗИТЫ, АНДЕЗИТО-ДАЦИТЫ 13) ДИОРИТОВЫЕ ПОРФИРИТЫ, МИКРОДИОРИТЫ 12) ГРАНИТ - ПОРФИРЫ 11) ГРАНОДИОРИТ - ПОРФИРЫ 10) АПЛИТЫ, ПЕГМАТИТЫ
			ГИЛАБИССАЛЬНАЯ ГЛАВНАЯ	г <sub>2</sub> к, г <sub>3</sub> к, бх <sub>3</sub> к, ул <sub>3</sub> к, и <sub>3</sub> к	9) ГРАНИТЫ, АПЛИТОВИДНЫЕ ГРАНИТЫ 8) ДИОРИТЫ, КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ, ГРАНОДИОРИТЫ 7) ЭРУПТИВНЫЕ БРЕКЧИИ
			ВУЛКАНО-ТЕРРИГЕННАЯ		6) ТУФОПЕСЧАНИКИ
		ПЕРВАЯ	БАЗАЛЬТОИДНАЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКАЯ	β, J, d	5) АНАМЕЗИТЫ
			АНДЕЗИТОВАЯ ЭКСПЛОЗИВНО-СУБВУЛКАНИЧЕСКАЯ	д, J, d	4) АНДЕЗИТЫ
		ПОКРОВНАЯ АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВАЯ		ПОЗДНЯЯ	ВУЛКАНО-ТЕРРИГЕННАЯ (КАЛЬДЕРНАЯ)
РАННЯЯ	ЭФФУЗИВНАЯ			J, sd <sub>2</sub>	2) АНДЕЗИТЫ, АНДЕЗИТО-ДАЦИТЫ, ДАЦИТЫ. ЛАВЫ, КЛАСТОЛАВЫ, БРЕКЧИЕВЫЕ ЛАВЫ. ТУФЫ
					T, J, sd

РИС. 4.2 . СХЕМА РАЗВИТИЯ ЮРСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ в Дигоро-Осетинской зоне

## Рис 4.2. Схема развития юрских магматических формаций в Дигоро-Осетинской зоне

выделенных им комплексов определен как лейасовый для покровных андезито-дацитов, как верхнеплинсбахский для комагматичного ряда от субвулканических андезитов до базальтов, и как среднеюрский для гипабиссальных гранодиорит-порфиров.

Сопоставляя возрастные определения пород рассматриваемой ассоциации рядом исследователей и данные определения возраста этих пород физическими методами с международной хроностратиграфической шкалой (У.Б. Харлену и др. 1985) - возраст образований дигорской вулканоплутонической ассоциации принят нами среднеюрским (табл. 4.1.).

I фаза дигорской вулканоплутонической ассоциации представлена последовательно внедрявшимися субвулканическими телами средне - основного состава, образующие комагматичный ряд от андезитов до базальтов (анамезитов). В пределах Садонского блока Давыдовым К.В. (1982) выявлено два центральных вулканических аппарата. Первый - Верхнеходский характерен приуроченностью к нему пород андезитового ряда, со вторым (Дзаматским) - связано внедрение базальтов.

Комплекс покровных образований описан в главе "Вулканогенные образования". Во временной близости с ними (но позже) находится внедрение экструзий субвулканических андезитов. Отличительной особенностью субвулканических андезитов является их темно-фиолетовая окраска, переходящая в зеленые тона в верхних частях купола (штока). Весьма характерна для андезитов плитчатая отдельность, ориентировка которой нередко обнаруживает периклинальное направление залегания от центра купола.

В породах I фазы широко проявлены процессы карбонатизации, вплоть до развития прожилковых мономинеральных агрегатов, что по мнению Давыдова К.В. (1982) можно рассматривать как доказательство фумарольно-сульфаторной деятельности в период становления интрузии.

Отмечены участки постепенных переходов от андезитов к довольно свежим некарбонатизированным породам андезит-базальтового ряда. Последние, базальты, развиты во втором вулканическом центре.

На поверхности, в районе Садона, выход базальтов имеет вытянутую эллипсоидальную форму размером 0,6х0,4 км. Массив базальтов прорывает вулканогенные отложения садонской свиты.

Ниже (гипсометрически) основного тела, в поле развития пород садонской свиты, отмечена единичная кольцевая дайка тех же базальтов. Контакты с вмещающими субэральными кластолавами очень резкие, вертикальные. Непосредственно в зоне контакта кластолавы сильно осветлены.

Сопоставительная схема магматических комплексов и данные абсолютного возраста

Таблица 4.1																								
Формации для территории Северной Осетии (по Г.Д. Афанасьеву, а также по Зельбатову С.С., Тибинскому С.М. и др., 1977г.)	Возраст	Калий-аргоновый, свинцовый (Pb) и стронциевый (Sr) возраста пород для изученной территории (У.См. Шапов, 1981 г.), лет/лет	Возраст	Формации и комплексы выделенные В.А. Ермаковым и др. (1981)	Возраст	Формации и комплексы выделенные авторами отчета 1998 г.	Индекс пород	Районы размещения						Примечание										
								Зона Южного	Горная хребта	Дигорская зона	Ар-дон-Дарь-Дарья	Мамисон-Ка	Зона Южного											
								Магсарская зона	Кассарская подзона	Осетинская зона	Кавказская зона	Кавказская зона	Кавказская зона											
	1		2		3		4		5		6		7	8	9	10	11	12	13	14	15			
Формации для территории Северной Осетии (по Г.Д. Афанасьеву, а также по Зельбатову С.С., Тибинскому С.М. и др., 1977г.)																								
ГРANIТОИДНАЯ Сомусуцкая массив, ряд малых интрузий и даек в междуречье Гандон-Финдген.	N <sub>2</sub>																							
СУБШЕЛОЧНЫХ ГАББРОИДОВ Ситы по рр. Сажацдон, Дзамарш,Клиат	K																							
ГАББРО-ГРАНИТНАЯ Цейский массив и ряд более мелких выходов в междуречье Хумарь-Цей.	J <sub>2,3</sub>																							
ГРANIТОИДНО-ПОРФИРОВАЯ Ситы-и шпокообразные тела, дайки в бассейне р. Ардон.	J <sub>2</sub>																							
АНДЕЗИТО-ДАШИТОВАЯ Ламы,гуды, дайки и небольшие интрузии пологой части каньона.	J <sub>1</sub>																							
ГАББРО-ШАБАЗОВАЯ Дайки и ситы слагающие 2 пояса.																								
Северную (вдоль границы зоны Главного хребта) и Центральную (вдоль Адылхьа-Кабардского района).	J <sub>1,2</sub>																							
ГАББРО-ТЕЙЛОДИАБАЗОВАЯ Дайки и ситы Кабардского диабазового пояса, прорывающие палеозойскую толщу флиштов и кварцитов; ксенодайки в вертепнеловской границе.	PZ																							
ГРANIТОИДНАЯ 1. Фазы - массивы диоритов и гранодиоритов в границе по р. Сагон,Вернего Эзда, р. Тамдон 2. Фазы - порфировые граниты по рр. Финдген, Сагон, Урх, Ардон (Кассарская гранит) 3. Фазы - двухэпидиевые и биотитовые граниты. 4. Фазы - аляксоватые, мусковитовые и лейкокварцевые граниты - небольшие тела, шпоки и жила.	PZ <sub>2,3</sub>																							
ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТНАЯ Огнейсовские плагиогранодиориты по р. Айдаута	D <sub>2,3</sub>																							
ГРANIТОИДНАЯ Огнейсовские граниты по р. Шагулон. (корривные не известны)	PZ <sub>1,2</sub>																							
Цирконизерия - 998 ± 37 (Устное сообщение Курбанова А.Г., 1997)																								

Как уже отмечалось, описываемые базальты являются комагматичными субвулканическим андезитам и принадлежат к единой дифференцированной серии, промежуточными членами которой являются неправильные тела андезито-дацитов, внедряющиеся в андезиты и иногда прорывающие всю толщу андезитов. К последним,

по-видимому, относятся массив ходских андезитов и дайка полнокристаллических цагатдонских трахибазальтов.

Андезиты роговообманково-плагиоклазовые макроскопически представляют очень плотные, стекловатые породы, окрашенные в красно-фиолетовые и темно-фиолетовые тона. Весьма характерна для них тонко - среднеплитчатая отдельность и мелкопорфировый, афанитовый облик.

Микроскопически андезиты характеризуются порфировой структурой с пилотакситовой и гиалопилитовой основной массой. Порфировые вкрапленники размером 2-2,5 мм представлены андезин-лабрадором (№ 50-52), который повсеместно серицитизирован, слабо сосюритизирован и карбонатизирован. Реже в порфировых вкрапленниках отмечается роговая обманка, замещенная агрегатом из хлорита, карбоната, серицита и лейкоксена.

Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и роговой обманки в хлорит-карбонатном цементе.

Акцессорные минералы редки и представлены сфеном и апатитом.

Особенностью этих андезитов является сплошная пропитка цемента тонко диспергированным агрегатом гематита, придающего породе темно-фиолетовую окраску, и карбонатизация, охватывающая как порфировые выделения, так и весь мезостазис.

Андезито-базальты - массивные породы с тонкоплитчатой отдельностью и редкими порфировыми вкрапленниками плагиоклаза. Цвет от темно-фиолетового до почти черного. По минералогическим особенностям среди андезито-базальтов выделяются роговообманково-биотит-пироксеновые и биотит-роговообманковые разновидности. Для них характерны порфировая структура и трахитоидная или атакситовая текстуры.

В порфировых вкрапленниках повсеместно присутствует плагиоклаз, в переменных количествах отмечаются пироксен, роговая обманка, биотит.

Плагиоклаз порфировых вкрапленников представлен андезин-лабрадором (№ 50-54) и лабрадором (№ 60-62), нередко с четко выраженным зональным строением. Крупные выделения плагиоклазов, как правило, слабо серицитизированы и сосюритизированы, в то время, как большая часть фенокристаллов плагиоклазов практически совершенно не затронуты вторичными процессами. Для пироксеновых андезито-базальтов в порфировых вкрапленниках характерно присутствие авгита со слабой розовой окраской (титан-содержащий авгит). В отличие от пироксена, роговая обманка во вкрапленниках нацело замещена агрегатом лейкоксена, гематита и карбоната. Биотит нацело хлоритизирован.

Основная масса фельзитовой или трахиандезитовой микроструктуры обычно изменена и состоит из мельчайших лейст плагиоклаза, слабо тремолитизированного авгита и роговой обманки.

Базальты (анамезиты) - массивные породы, окрашенные в темно-серый до черного цвет, микро-мелкозернистые со слабо заметными мелкими порфиловыми вкрапленниками.

Под микроскопом характеризуются микродолеритовой структурой и состоят из полностью раскристаллизованной мелкокристаллической основной массы, в которой выделяются мелкие ( до 0,3 мм) порфиловые вкрапленники оливина и редкие идиоморфные кристаллы розовато-зеленого авгита размером до 0,1 мм. Фенокристаллы оливина нацело замещены карбонатом с небольшой примесью серпентина и агрегатом илдингсита, образующими петельчатый агрегат. Довольно часто замещенный оливин образует гломеропорфиловые сростания. Пироксен, представленный зеленовато-розовым (титанистым) авгитом, присутствует как в порфиловых вкрапленниках размером до 0,2 мм, так и в основной массе в виде мелких изометричных или призматических зерен, расположенных в интерстициях таблитчатых зерен плагиоклаза.

Особенностью базальтов является свежесть авгита и отсутствие каких-либо вторичных изменений. Салическим минералом базальтов является лабрадор (№ 58-60), образующий мелкие идиоморфные кристаллы призматического габитуса, реже мелкие лейсты с субпараллельной ориентировкой, обуславливая тем самым трахитоидную текстуру. Как и авгит, лабрадор совершенно не затронут вторичными процессами. Особенностью базальтов является наличие густой тонкорассеянной вкрапленности магнетита ( до 10%), что обуславливает их высокую магнитную восприимчивость - до  $6000 \cdot 10^{-6}$  СГС. По своим структурным особенностям базальты весьма близки к анамезитам.

Трахибазальты на рассматриваемой площади представлены единичной дайкой, секущей вулканогенные образования садонской свиты. Макроскопически это плотная, черная порода с отчетливо выраженной средне-мелко-порфиловой структурой. Порфиловые вкрапленники представлены плагиоклазом (15%), авгитом (5-7%), роговой обманкой (1-2%) и калиевым полевым шпатом (около 2%). Характерно присутствие зонального лабрадора (№56-60), в виде крупных широкотаблитчатых кристаллов, и порфиловых выделений калиевого полевого шпата. Нередко плагиоклаз и калишпат образуют микропертитовые сростания. Оба минерала совершенно не затронуты вторичными образованиями. Моноклинный пироксен, частично или полностью замещен агрегатом из карбоната, хлорита, серпентина и тонкораспыленного гематита. Порфиловые вкрапленники роговой обманки представлены вытянутыми кристаллами густо-зеленого цвета с отчетливо выраженным плеохроизмом в желто-зеленых тонах. В виде мелких (0,02-0,1 мм) единичных, резко ксеноморфных зерен в трахибазальтах присутствует кварц.



Основная масса с реликтовой гиалопилитовой микроструктурой, состоит из мельчайших лейст плагиоклаза и полностью замещенного клинопироксена, погруженных в микрозернистый кварц-хлорит-полевошпатовый агрегат с обильной точечной вкрапленностью магнетита.

Отмечены порфиновые выделения изометричной формы, сложенные розовато-серым агрегатом иддингсита, карбоната и талька, напоминающие оливин.

Помимо акцессорного магнетита характерно присутствие бесцветного апатита.

Давыдов К.В. (1982) характеризуя трахибазальты, не исключает возможность отнесения их к группе тешенита.

Контактовое воздействие базальтов на вмещающие породы крайне незначительно и выражается в их осветлении и карбонатизации. Ширина ореола контактово-измененных пород редко превышает 0,5-0,6 м.

II фаза дигорской вулcano-плутонической ассоциации представлена Цейской диорит-гранодиоритовой интрузией и рядом штоков и даек диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов и эруптивных брекчий.

Цейский массив располагается в области ледников Цея, Николаева, Чанчахи, Тбилиса, Караугом.

Отдельные выходы штоков и дайкоподобных тел II фазы имеют место северо-восточнее Цейского массива, среди гранитов зоны Главного хребта, в породе ограниченной на западе р.Сардидон, а на востоке р.Ардон. Следует отметить наличие образований I фазы в Садоно-Унальском горсте и в терригенных отложениях Сардидон-Сангутидон (Рыпинский С.М., 1965), что подтверждает среднеюрский возраст образований дигорской вулcano-плутонической ассоциации.

Цейский массив сложен роговообманково-биотитовыми диоритами и гранодиоритами, содержащими в нижних частях Цейской долины большое количество ксенолитов основных пород.

Ссылаясь на Кецховели Д.И., Ермаков В.А. (1981) отмечает, что в строении массива принимают участие кварцевые диориты (роговообманковые, биотит-роговообманковые и биотитовые), гранодиориты, останцы основных пород (роговообманковые диабазы, габбро-диабазы, габбро-диориты), а также группа лейкократовых инъекционных и метасоматических жил.

Средний минеральный состав наиболее распространенной разновидности пород выражается в следующих содержаниях (объем%): кварц - 15-20; микроклин - 10-15; плагиоклаз - 50-60; роговая обманка - 5-10; акцессорные - сфен, рудный, лейкоксен, апатит, циркон.

В соответствии с “Классификацией и номенклатурой плутонических (интрузивных) горных пород” (1975), этот минеральный состав отвечает гранодиориту. Однако наличие послемагматического кварца дает право предполагать о более основном составе первичной породы.

Гранодиориты в центральной части массива нередко содержат повышенное количество роговой обманки и биотита. Имея цветовой индекс 25-30 - они относятся к тоналитам.

Макроскопически гранодиориты и тоналиты представляют собой зеленовато-серые крупнозернистые массивные породы. Под микроскопом они обнаруживают гипидиоморфнозернистую, иногда порфировидную структуры. Минералы характеризуются следующими особенностями: плагиоклазы зональные, от № 40-45 в ядре - до № 15-00 на периферии, и сосюритизированные; роговая обманка зеленая, иногда с синим оттенком образует идиоморфные призмы размером 0,5-4,0 мм по удлинению, часто замещается актинолитом, хлоритом, сфеном, эпидотом и биотитом; биотит - коричневый, коричнево-зеленый; микроклин - с ксеноморфным пертитом, вrostко-веретенообразной формы, пятнистый; кварц, как правило, с волнистым угасанием; реакционными взаимоотношениями между темноцветными минералами; замещением плагиоклаза микроклином и кварцем.

Контакты с вмещающими породами в большинстве случаев резкие, магматические.

Разрозненные выхода гранодиоритов обнажаются по Кайсараскому ущелью на леднике Хицан. Отмечены разности переходные как к гранитам Главного хребта, так и к кварцевым диоритам.

Диориты в Цейском гранодиоритовом массиве отмечаются вдоль их приконтактной зоны с метаморфическими сланцами кассарской свиты. Контакт их с гранодиоритами четкий. На общем светло-сером фоне гранодиоритов эти породы резко выделяются темной окраской, обусловленной более богатым содержанием темно-цветных минералов.

В пробах-протолочках из гранодиоритов обнаружены следующие минералы: магнетит ( до 5 кг/т), пирротин, пироксены, ортит ( до 4кг/т), циркон ( до 200 г/т), апатит ( до 150 г/т), галенит, сфалерит, пирит, молибденит /минералог Е.Ф.Ковалева, (Ермаков В.А.1981).

Магнитная восприимчивость  $750 \cdot 10^{-6}$  СГС, плотность - 2,67 г/см<sup>3</sup>.

Гранодиориты на контакте с гранитами Главного хребта, в зоне мощностью до 500 м постепенно сменяются сначала биотитовыми гранодиоритами, а затем лейкократовыми светло-серыми мелко-среднезернистыми порфировидными гранитами краевой фации с

очень небольшим количеством роговой обманки и без нее. Местами ими сложены небольшие штоки. Граниты краевой фации сопровождаются обычно большим количеством аплитовых жил. Под микроскопом эти граниты отличаются от гранодиоритов менее отчетливо выраженной зональностью плагиоклаза и его кислым характером (№ 20-25), а также большим количеством микроклина (до 20%).

Неизменённые гранодиориты и тоналиты Цейской интрузии специализированы на никель, ванадий, хром и молибден. Они характеризуются вхождением меди и цинка в ассоциацию кобальт-никель-хром-ванадий-фосфор, которая остается устойчивой также в зонах окварцевания и катаклаза. Свинец в этих же разностях не обнаруживает корреляций с перечисленными элементами (Ермаков В.А. 1981г.).

Пересчеты химических анализов гранодиоритов на минеральный состав методом А.Ритмана показывают принадлежность их роговообманково-биотитовым гранодиоритам (Ермаков В.А. 1981).

Широкое развитие ксенолитов основных пород (диабазов, габброидов, диоритов), испытывающих различные превращения под воздействием вмещающих гранодиоритов и реакционные взаимоотношения между минералами позволили Ермакову В.А. предположить о некоторой роли гибридизма в формировании Цейских гранодиоритов.

Серия штоков и даек дигорской вулcano-плутонической ассоциации довольно детально изучена Давыдовым К.В. и др.(1982) северо-восточнее Цейского массива, на Садоно-Унальском горсте. В Ардон-Ногкауасском магматическом комплексе, являющемся частью Дигорской вулcano-плутонической ассоциации, им выделено четыре стадии магматизма, из которых первая и вторая соответствуют II фазе проявления магматизма Дигорской ассоциации, а третья и четвертая стадии - III фазе.

К магматическим породам II фазы, помимо Цейских гранодиоритов, относится небольшой массив кварцевых роговообманковых микродиорит-порфиров на водоразделе рек Малый и Большой Ход, на площади в 0,6 км<sup>2</sup>.

Строение диоритового массива неодинаковое. В центральной части (врез долины р.Большой Ход) они представлены полнокристаллическими крупнопорфировыми породами с зеленовато-серой окраской и прекрасно выраженной, крупно-глыбовой, местами матрацевидной отдельностью. На северо-запад, в апикальной части массива, породы принимают микродиоритовый облик, размер вкрапленников несколько уменьшается. Между разрозненными выходами пород (эрозионные окна), относимых к микродиоритам, наблюдаются сильно осветленные, частично пиритизированные андезито-дациты садонской свиты. Давыдов К.В. осветление и пиритизацию считает результатом термально-флюидного воздействия внедрившихся гипабиссальных интрузий

диоритов на вулканогенные породы садонской свиты. Раньше диориты на участке не выделялись, а рассматривались как составная часть покровных вулканитов. Давыдов К.В. выделяет этот массив как гипабиссальную интрузию роговообманковых микродиорит-порфиоров, мощность тела которых составляет не менее 500м.

В тесной пространственной и генетической связи с микродиоритами находятся эксплозивные брекчии, которые слагают небольшие штокообразные тела в Ногкау-Мизурском блоке.

Состоят эксплозивные брекчии из разноориентированных угловатых обломков вулканогенных пород, а также пород фундамента, представленных белореченскими гранитоидами, количество которых нередко достигает 30 и более процентов.

Цветков А.А. (1977) приводит описание мощного тела эксплозивных брекчий (по данным Кобилева Г.А. и Кузнецова А.Г., 1969) залегающих в уллукамских гранитоидах на 5-м горизонте месторождения Садон. Брекчии состоят из обломков дацитов, гранитов, кристаллических сланцев и кварцитов, сцементированных гранодиоритовым веществом. Видимая мощность этого тела на горизонте 5 - около 250 м. Контакты с вмещающими гранитами очень неровные. Наблюдаются апофизы брекчий в гранитах. Азимут падения тела юго-запад 220 , углы падения 70-80 .

Подобные эруптивные брекчии подсекаются штольнями в правом борту р.Ардон ( в 500-600 м к северо-востоку от устья р.Ахон).

Генезис эруптивных брекчий, по-видимому, связан с серией взрывов-выбросов магмы по трещинам в процессе продвижения магматической колонны к дневной поверхности. Они представляют собой гипабиссальные образования.

Что касается петрографической характеристики роговообманковых и биотит-содержащих кварцевых диорит-порфиоров, то макроскопически они представляют собой массивные, зернистые породы окрашенные в зеленовато-серый, серый цвет. Характерной структурами являются гломеро-порфировая и порфировая, обусловленные присутствием порфирировых вкрапленников плагиоклаза, роговой обманки и, реже, биотита.

Порфирировые вкрапленники плагиоклаза, представленные, в основном, андезином (№ 32-40) и лабрадором (№ 50-52), образуют широкотаблитчатые кристаллы размером от 0,5 до 10 мм, равномерно и беспорядочно распределенные в массе породы. В большинстве своем вкрапленники серицитизированы, частично сосюритизированы, карбонатизированы. Роговая обманка хлоритизирована. Биотит пользуется ограниченным развитием и, в значительной мере, также хлоритизирован. Повсеместно присутствуют мелкие порфирировые выделения кварца.

Основная масса диоритов имеет мелкозернистый, полнокристаллический облик и характеризуется мелкозернистой панидиоморфнозернистой микроструктурой. Состоит из полевошпатового агрегата с небольшой примесью кварца и чешуек хлоритизированного биотита с мелкочешуйчатой примесью серицита и, реже, хлорита.

Акцессорных минералов мало. Это отдельные зерна сфена, циркона и бесцветного апатита.

К III фазе дигорской вулcano-плутонической ассоциации относятся магматические породы широко развитые в Садоно-Мизурском блоке. Породы этой фазы встречены на 7, 9, 11 горизонтах месторождения Садон, где они в виде штоков и даек вертикально залегают в верхне-палеозойских гранитах и имеют мощность 8-10 м (Цветков А.А. 1977). Им же отмечен факт прорывания дайкой гранодиорит-порфира дайки (подводящего канала) дацитового состава на 7 горизонте месторождения Садон.

В составе этой фазы объединены породы гипабиссальной, субвулканической и жильной фаций, прорывающих как вулcanoгенно-терригенные породы лейаса и низов доггера, так и магматогенные образования первых двух фаз дигорской ассоциации. По минералого-текстурным особенностям выделяются микродиориты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, тоналиты, плагиограниты, аплиты, а также субвулканические и жильные андезиты, андезито-дациты, дациты, трахиандезиты, липариты.

Основными представителями гипабиссальных интрузивных тел являются микродиориты и гранодиорит-порфиры. Тоналиты и плагиограниты обычно самостоятельных тел не слагают, а выделяются среди массивов гранодиорит-порфиров и диоритов, являясь, по-видимому, продуктами кристаллизационной дифференциации. Однако, в силу довольно мелкозернистых структур этих пород, выделение тоналитов и плагиогранитов петрографическими методами затруднительно и оно производится обычно по петрохимическим характеристикам.

Гранодиорит-порфиры слагают обычно интрузивные тела в форме штоков. Наиболее крупные из них расположены в бассейне р.Ход. Интрузия гранодиорит-порфира, прорывающая вулcano-терригенные породы, имеет форму сфенолита. Реже гранодиорит-порфиры имеют форму даек мощностью до 10 м.

Интрузии микродиоритов характеризуются значительно более простыми формами и представлены небольшими по размерам штоками и дайками.

Контакты с вмещающими породами носят отчетливо выраженный магматический характер и в самих интрузиях нередко наблюдаются ксенолиты как вмещающих пород, так и пород фундамента. Зона эндоконтакта тел обычно не превышает 1,0 м и выражается в постепенном остекловании пород и практически в полном исчезновении порфировых

вкрапленников. Так как вмещающие породы по своему химическому составу обычно слабо отличаются от интрузивных образований, то зона экзоконтактового воздействия выражается в некотором уплотнении пород, сопровождаемом осветлением и силификацией, очень редко - хлоритизацией.

Для дайковых и субвулканических тел такие изменения выражены весьма слабо и зона контактово-измененных пород редко достигает первых сантиметров.

С петрографической стороны диорит-порфиры представляют собой массивные породы кварцево-роговообманкового, роговообманково-биотитового состава с отчетливо зернистой, гломерозернистой структурой серо-зеленого цвета с глыбовой или грубоплитчатой отдельностью. Основная масса микрогипидиоморфнозернистой структуры. В порфировых вкрапленниках присутствуют плагиоклаз, роговая обманка и, редко, кварц.

Плагиоклаз порфировых вкрапленников представлен андезином (№ 35-40). Образует широкотаблитчатые кристаллы, нередко сгруппированные в гломеропорфировые сростания. Характерной особенностью плагиоклаза порфировых вкрапленников является его зональное строение, подчеркнутое зональным расположением вторичных продуктов - серицита, соссюрита и карбоната.

Роговая обманка повсеместно подвергается хлоритизации, реже по ней развивается спутанно-волоконистый актинолит. Процесс видоизменения амфибола сопровождается выделением вдоль спайности лейкоксена.

Основная масса состоит из мелких лейсто-брусковидных кристаллов плагиоклаза с небольшим количеством зерен хлоритизированной роговой обманки.

В тесной ассоциации с полевыми шпатами находятся редкие ксеноморфные выделения кварца. Аксессуарные минералы представлены бесцветным апатитом, лейкоксеном и цирконом.

Гранодиорит-порфиры представляют собой массивные породы, темно-серого и сиреневого цветов с порфировой структурой. В породе макроскопически заметны отдельные крупные вкрапленники плагиоклаза и кварца, погруженные в мелкозернистый базис.

Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз, кали-натровый полевой шпат, роговая обманка, пироксены, биотит и кварц. В зависимости от фациального положения гранодиорит-порфиров (центральная часть интрузии, зона эндоконтакта) их основная масса либо полностью раскристаллизована, либо имеет микролитовую, фельзитовую и микропойкилитовую структуру. Среди микролитов присутствуют плагиоклаз и мелкие

зерна роговой обманки. Главнейшие акцессорные минералы - циркон, апатит, сфен и ильменит. Вторичные минералы - альбит, хлорит, карбонат, эпидот и серицит.

Плагиоклаз во вкрапленниках всех структурных разновидностей представлен широкотаблитчатыми, таблитчатыми и неправильной формы индивидами олигоклаза-андезина (№ 22-32). В крупнозернистых разновидностях гранодиорит-порфиров некоторые вкрапленники не обладают двойникованием и при прокрашивании кобальтинитритом натрия приобретают интенсивно желтый цвет, что указывает на присутствие в них калия (кали-натриевые полевые шпаты). Плагиоклазы в разной степени подвергнуты процессам альбитизации, карбонатизации и серицитизации.

Роговая обманка и биотит, как правило, нацело замещены вторичными минералами группы хлорита и карбоната, в связи с чем диагностируются по характерным для них формам зерен. Присутствующий здесь кварц, характеризуется разнообразной формой и размерами. Наиболее часто встречаются индивидуумы овальной или округлой формы с интенсивно оплавленными краями. Максимальные размеры таких вкрапленников достигают 1,5-2,0 мм.

Пироксен образует призматические кристаллы (до 1,0 мм) полностью замещенные агрегатом серицита, мусковита, кальцита, лейкоксена и лимонита.

Аплитовые жилы наиболее развиты в эндоконтактах интрузии, но встречаются и внутри массива, где они выполняют трещины широтного и северо-западного простираний. Макроскопически это белые мелкозернистые массивные породы. Под микроскопом они состоят из равных количеств кварца и микроклина и подчиненного количества альбит-олигоклаза, слагающих очень мелкозернистую аллотриоморфнозернистую структуру. Характерны порфировидные выделения кварца и плагиоклаза. Из темноцветных минералов очень редко встречаются биотит, эпидот, хлорит. В протолочке обнаружены пирротин, ортит, ильменит, сфен, циркон (200 г/т), апатит, галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит. Для аплитовых жил характерны относительно низкие содержания всех элементов, а значения цинка ниже чувствительности анализа.

Субинтрузивные андезито-дациты и дациты представляют собой порфировые, реже афировые породы массивной текстуры, светло-зеленого цвета. В количественном отношении среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, в большинстве случаев, сильно карбонатизированный и хлоритизированный. Немногочисленные и мелкие кристаллы роговой обманки повсеместно нацело замещены хлоритом и карбонатом. вкрапленники имеют округлую форму и значительно разорбированы основной массой.

Основная масса, главным образом, микрофельзитовой структуры, состоит из кварц-полевошпатового агрегата с небольшими включениями пылеватого рудного вещества.

Жильные андезито-дациты и дациты представлены светлыми, иногда со слабым зеленоватым оттенком породами, массивного, стекловатого сложения и кайнотипного облика. Порфиновые вкрапленники представлены различными по величине кристаллами плагиоклаза, кварца и хлоритизированного амфибола. В целом, петрографические особенности этой группы пород весьма близки к субинтрузивным породам этого состава.

Плагиогранит-порфиры образуют дайки и небольшие штокоподобные тела, рвущие жерловые фации и плагиоклаз-роговообманковые диорит-порфиры первой гипотетической стадии.

Макроскопически породы зеленовато-серого цвета афанитового или порфирового облика с афанитовой основной массой.

Микроскопически они характеризуются порфировой структурой с микропегматитовой, в сочетании с микропойкилитовой, основной массой.

Порфиновые вкрапленники плагиоклаза имеют призматическую таблитчатую форму, интенсивно серицитизированы, содержат пойкилитовые включения кварца. Основная масса микропегматитовая, состоит из изометричных зерен калишпата с вростками кварца и плагиоклаза. Акцессорные минералы представлены бесцветным апатитом, сфеном.

Гранит-порфиры, выделенные Давыдовым К.В. (1983), в пределах Майрамдон-Джимидонского блока, представляют собой дискордантную интрузию, по форме близкую к штоку. Кровля штока имеет неровную поверхность, осложненную гребневидными выступами. Контактное воздействие гранит-порфиров на метаморфические сланцы буронской свиты обычно выражается в кремне-калиевом метасоматозе, нередко сопровождаемом образованием метасоматических гнейсов. В меньшей степени проявились процессы скарнирования и эпидотизации. Абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом, составил  $143 \pm 9$  млн. лет. (Давыдов К.В., 1988).

Давыдов К.В. предполагает, что жильные тела андезитов и андезито-дацитов прорывают не только породы доюрского субстрата, но и гранит-порфиры. С подобными дайками нередко ассоциируют маломощные жилы лейкократовых гранит-аплитов, обнаруживающие в своем химизме значительное сходство с гранит-порфирами, производными которых они, по-видимому, и являются.

Гранит-порфиры представляют собой полнокристаллические породы светло-серого цвета с отчетливой порфировой структурой. Общее количество порфировых выделений от 5-20 до 40%, характерно отсутствие отчетливо выраженных краевых фаций. В центральной части штока намечается некоторое увеличение зернистости, сопровождаемое появлением шлировых обособлений пегматоидов.



Основными минералами гранит-порфиров являются плагиоклаз, микроклин при подчиненных значениях мусковита и биотита ( не более 2-3%). Из акцессорных минералов отмечены магнетит, пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, апатит, циркон, рутил, галенит, циртолит, сфен, барит, шеелит, молибденит.

Вкрапленники размером 1-15 мм сложены олигоклаз-андезином (№ 29-32) и изометричными выделениями светло-серого кварца с редкими пертитовыми вростками кислого плагиоклаза по микроклину.

Основная масса обычно сложена гипидиоморфнозернистым, микрогранитовым агрегатом кислого плагиоклаза, кварца, микроклина с примесью бурого биотита.

В отличие от средне-позднепалеозойских гранитов, гранит-порфирам III фазы дигорской вулcano-плутонической ассоциации не характерен поздний калиевый метасоматоз. Разномасштабная грейзенизация проявилась вплоть до появления отдельных участков сложенных на 60-70 % крупночешуйчатым мусковитом.

Давыдовым К.В. (1988) выделена также группа пород в Джимидонском блоке, представленная калиевыми трахиандезитами, которые образуют единичные небольшие изометричные штоки, прорывающие породы садонской свиты и сопровождаемые многочисленными апофизами. Для этих пород характерна массивная порфировая текстура. Количество вкрапленников составляет 20-35%, в распределении которых отмечаются отчетливые краевые фации, в связи с чем в зоне контакта трахиандезиты представлены однородными мелкозернистыми породами. В порфировых выделениях присутствует средний- основной плагиоклаз и измененная роговая обманка, значительно реже здесь же присутствуют широкотаблитчатые зерна пелитизированного калиевого полевого шпата, погруженные в микро-мелкозернистый кварцполевошпатовый агрегат.

#### **4.2.2. Казбекский дайковый комплекс (vтJ<sub>2</sub> k )**

Впервые образования этого комплекса были описаны Варданянцем Л.А. (1935) в составе так называемого “Казбекского диабазового пояса”. В составе пояса рассматривались магматические образования основного состава развитые в пределах зоны Главного хребта, Дигоро-Осетинской, Ардон-Дарьяльской и Мамисон-Казбекской зонах.

В данном отчете образования “Казбекского диабазового пояса” подразделены на два комплекса : казбекский дайковый - развитый в первых трех вышеотмеченных зонах и Фиагдонский вулcano-плутанический , описанный в главе “ Вулканические образования” , развитый в Мамисон - Казбекской зоне.

Дайки казбекского комплекса прослеживаются полосой субширотной ориентировки с неоднозначной интенсивностью их проявления на отдельных участках.

Значительное количество даек казбекского комплекса имеет место в бассейне р. Урух, где они прорывают отложения зинцарской свиты в районе селения Дзинага (Энна Н.Л.

и др. , 1997 г.).

Простираение даек здесь самое разнообразное, однако, в основной своей массе дайки диабазов ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлении. Углы падения обычно крутые от 70-80° до вертикальных. В юрских отложениях пространственное положение даек, в основном, совпадают со сланцеватостью, реже являются секущими. Морфология образований комплекса весьма однообразна - это простые, прямоугольные дайки, реже встречаются будинированные, особенно это хорошо видно при трассировании разрывных нарушений. Эндоконтактовые изменения маломощны ( до 10-20 см) и выражаются меньшей степенью их раскристаллизации. Вторичные изменения в экзоконтакте обычно выражены слабо и, в основном, представлены незначительными по мощности ( 1-3 см) зонами закалки или ожелезнения. На этом фоне резко выделяются очень мощная ( до 2 м) зона ороговикования во вмещающих аргиллитах . Видимые мощности даек обычно небольшие - от 0,2 до 3-4 м, иногда выше этого - до 8-10 м. Протяженность даек очень разнообразна - от метров до десятков метров, редко до 500-600 м. На аэрофотоснимках образования комплекса практически не дешифрируются . В составе казбекского комплекса выделяются дайки диабазов и диабазовых порфиритов. Макроскопические образования комплекса представляют собой зеленые, темно-зеленые мелкозернистые, однородные, очень прочные породы. Минеральный состав разновидностей одинаковый. Под микроскопом образования комплекса обычно имеют порфировую, бластопорфировую, офитовую структуры и массивную, реже брекчиевидную текстуры. Самым распространенным минералом является плагиоклаз, количество которого в породах от 12-13 до 50 % . Размер зерен от 0,8 до 1,3 мм, редко 5-7 мм. Зерна плагиоклаза присутствуют в виде табличатых и призматических форм. По составу он практически повсеместно представлен андезином (N 41-45). Очень часто в плагиоклазе присутствуют вторичные изменения, выраженные обычно в замещении его эпидотом, цоизитом, хлоритом. Относительно крупные зерна плагиоклаза погружены в основную массу, состоящую из мелких, беспорядочно ориентированных лейст плагиоклаза, роговой обманки, пироксена, хлорита, эпидота, цоизита. Структура основной массы обычно офитовая, бластоофитовая, реже гранолепидобластовая. Минералы группы амфибола развиты широко и местами их

количество достигает 45-50 % . Они обычно представлены аллотриаморфнозернистыми призматическими зернами роговой обманки размером до 0,15 мм. Широко развиты эпидот, цоизит, хлорит. Эпидот вместе с цоизитом иногда образуют полные псевдоморфозы по плагиоклазу, причем форма лейст последнего сохраняется. Зерна плагиоклаза корродируются кварцем, вследствие этого они становятся трещиноватыми. Хлорит (до 60%) в шлифе имеет светло-зеленый цвет, он тонкочешуйчатый и обычно развивается по плагиоклазу и темноцветам. Максимальное количество его до 35-40 % . Из вторичных минералов встречаются кварц и кальцит. Кварц, количество которого достигает 4-5 % образует мелкие изометричные зерна размером до 0,05 мм, хотя гораздо чаще присутствует в прожилках в виде неправильных ксеноморфных изометричных зерен размером 0,3-0,4 мм. Рудные и аксессуарные минералы представлены сфеном, ильменитом, пиритом, апатитом, редко лейкоксеном. При сравнении средних содержаний элементов в породах комплекса с кларковым значениями видно, что за исключением молибдена и вольфрама, содержания всех остальных элементов несколько выше кларка. Наиболее сильные корреляционные связи у мышьяка с висмутом - 0,5 и вольфрамом - 0,32, меди с серебром - 0,39, кобальтом - 0,49, никелем - 0,42. С образованиями комплекса парагенитически связана медно-полиметаллическая минерализация в основном по зонам дробления вмещающих пород, относящихся к верхнему этажу киммерийской эпохи рудогенеза. ( Энна Н.Л. и др. 1997 ). В наиболее типичном виде интрузивные образования комплекса представлены в Дарьяльском ущелье и в верховьях рек Гизельдон-Геналдон.

Значительное количество даек располагается в Дарьяльском ущелье, где они прорывают гранитоиды кассарского комплекса и обрамляющие их с севера отложения нижней юры. На каждые 500 м протяженности гранитов Дарьяльского массива приходится 54-м суммарной мощности даек. Следовательно, растяжение земной коры в этом месте составляет около 11%. Аналогичный подсчет в приконтактовой зоне гранитоидного массива показал, что количество даек здесь составляет около 13% земной коры. Максимальная мощность даек колеблется от 11,5 м в юрских сланцах до 14-15 м в пределах гранитного массива. Дайки залегают согласно со сланцеватостью юрских отложений и отдельностью вмещающих их гранитоидов, простираение практически широтное, падение крутое от 75 до 80°.

На геологической карте хорошо видно, что ориентировка роя даек полностью подчиняется общему плану тектоники площади - с простираем в общекавказском направлении.

В составе казбекского комплекса здесь различаются дайки диабазов, диабазовых порфиринов и микрогаббро. Макроскопически образования представляют собой зеленые,

темно-зеленые мелкозернистые породы обычно однородные, массивные, слабо выветрелые очень прочные. преимущественно это субвертикальные, секущие слоистость, прямолинейные дайки, местами встречаются четковидные и будинированные дайки. Иногда встречаются сложные дайки. Например, в правом борту р.Терек выше устья р. Кистинка - совмещение двух типов пород в едином теле. Эта дайка представляет собой крутопадающее плитообразное тело мощностью около 6,0 м отчетливо зонального строения. Дайка залегает в катаклазированных лейкократовых гранитоидах. Каких-либо изменений в структуре и составе гранитов непосредственно на контакте с дайкой не установлено.

Северная часть дайки представлена биотит-актинолитовым микрогаббро с односторонней зоной закалки. Южная, большая часть дайки сложена диабазовым порфиритом с двухсторонней зоной закалки. Контакт между двумя частями дайки четкий, прямолинейный и следует параллельно общим контактам сложной дайки. Подобные микрогаббро имеют распространение только в гранитоидах Дарьяльского ущелья. Контакт между микрогаббро и гранитами резкий, со стороны дайки к гранитам прилегает тонкозернистая порода мощностью 10-20 см, которая является зоной закалки. Она сложена тонкозернистым агрегатом плагиоклаза, амфибола и биотита с размером зерен 0,05-0,08 мм. По мере удаления от гранитов, ближе к центру, состав дайки остается такой же, но величина зерен увеличивается до 0,1-0,2 мм.

Центральная часть микрогаббро, непосредственно примыкающая к дайке диабазового порфирита, представляет собой однородную, но уже более крупнозернистую породу со средней величиной зерна 0,6-1,0 мм. По четкому ровному контакту крупнозернистая часть микрогаббро контактирует с более молодой дайкой диабазового порфирита, мощность которой 4,0 м, с обеих сторон отмечаются зоны закалки мощностью 10-20 см.

Краевая часть дайки диабазового порфирита, непосредственно прилегающая к крупнозернистой части микрогаббро имеет мощность несколько сантиметров и представлена тонкозернистой породой.

Таким образом, четко устанавливается наличие в одном теле двух совмещенных, но разновозрастных даек, которые отличаются по составу и структуре. Более ранняя представлена микрогаббро, более поздняя - дайкой диабазового порфирита.

Под микроскопом породы комплекса имеют порфировую, бластопорфировую, офитовую структуру и массивную, реже слабо брекчиевидную или сланцевую текстуры.

Минеральный состав диабазов и диабазовых порфиритов на востоке (р.р.Гизельдон-Терек) идентичен минеральному составу аналогичных пород из

бассейна р. Урух. Можно лишь отметить, что в восточных образцах диабаза имеют место редкие зерна альбит-олигоклаза ( N 10-20) и, как исключение - пироксена. Последний представлен моноклинным авгитом и ромбическим гиперстеном с размером зерен, соответственно, 1-2 мм и 0,5-3 мм, как правило, трещиноватых, слабо опацизированных. По пироксену развивается роговая обманка.

Микрогаббро под микроскопом имеют порфиристую структуру и массивную текстуру. Порода состоит из мелкозернистой массы, сложенной обломками плагиоклаза и уралитовой роговой обманки. В ассоциации с ней широко развит вторичный биотит. В эту массу погружены короткопризматические кристаллы плагиоклаза размером 0,3-0,4 мм. По составу он представлен андезином № 45-50. Иногда зерна плагиоклаза приобретают ярко выраженную призматическую форму и структура породы становится офитовой при сохранении массивной текстуры. В породах широко развиты акцессорные минералы представленные зернами магнетита неправильной формы и игольчатыми кристаллами ильменита. Разновидность их зависит от величин зерен главных породообразующих минералов.

Основные петрохимические характеристики образований казбекского комплекса в общих чертах сводятся к следующему:

1) Породы комплекса представляют собой, в основном, слабодифференцированную формацию, содержания кремнезема от 45,8-52,2 % , в редких случаях повышаются до 53,4-61,7 % ;

2) Диабазы комплекса содержат довольно значительное количество суммарного железа от 5,42 до 10,8 % , то есть разброс очень значителен, среднее значение 8-9 % ;

3) Содержание окиси титана от 0,72 до 2,93 % , в среднем 1,35 % , содержание его находится в прямой зависимости от количества железа;

4) Образования комплекса характеризуются высокой магниальностью, содержание MgO от 1,88 до 10,25 % при средних значениях 6-8 % , отношение FeO / MgO очень изменчиво, его значения от 1,03 до 8,72 ;

5) Диабазы комплекса относятся к классу высокоглиноземистых пород с содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 14,8 до 20,5 % , а коэффициент глиноземистости всегда более единицы;

6) Суммарное количество щелочей изменяется от 2,16 до 7,16 % . Практически повсеместно наблюдается преобладание натрия над калием, их отношение от 1,2 до 6,46. По этому показателю образования комплекса относятся к натровой серии;

7) Образования казбекского комплекса характеризуется очень высокими вариациями содержания CaO - от 1,0 до 10,9 % , в среднем 3-7 % , высокое содержание

окси кальция указывает на то, что несмотря на проявление в породах процессов альбитизации, не происходит выноса кальция;

8) Содержания  $P_2O_5$  в породах комплекса довольно низкое - от 0,08 до 0,88 % , это является характерной особенностью образований казбекского комплекса. С целью более подробного освещения химического состава, степени измененности и других особенностей образований казбекского комплекса были составлены петрохимические диаграммы. На диаграмме в координатах  $Na_2O / K_2O - SiO_2$  большинство фигуративных точек располагается в поле развития базальтов, но три точки попадают в поле андезито-базальтов и трахиандезитов. Проанализировав диаграмму А.Миасиро ( Энна Н.Л. и др. 1997 ) построенную в координатах  $Na_2O / K_2O - Na_2O + K_2O$  становится ясно, что образования казбекского комплекса почти полностью относятся к островодужной серии, три точки попадают в поле неопределенности и одна в поле измененных пород. Наименее информативной является диаграмма в координатах  $Al_2O_3 - Na_2O + K_2O$  , на которой наблюдается довольно равномерное распространение фигуративных точек в полях толеитов, высокоглиноземистых и щелочных базальтов. Из диаграммы в координатах  $Na_2O + K_2O - SiO_2$  видно, что большинство фигуративных точек располагаются в полях развития щелочных и известково-щелочных базальтов, и только три точки расположены выше нижней границы щелочных пород ( по Макдональду ) , а одна точка попадает в поле толеитовых базальтов ( по Саттерсу и Вильямсу) . На диаграмме Сфенга, в координатах (  $Na_2O + K_2O$  )  $K_2O \times 100 / Na_2O + K_2O$  практически все фигуративные точки расположены в поле неизмененных пород, одна точка в поле развития спилитов и две точки в поле неопределенности. С целью дополнительной идентификации палеобстановок образования пород комплекса (в соотношении с базальтовым вулканизмом) Энна Н.Л. и др. (1997), построено несколько диагностических многокомпонентных диаграмм. В результате анализа диаграммы Т.Х. Пирса (1977 ) в координатах  $MgO - FeO - Al_2O_3$  видно, что подавляющее количество фигуративных точек расположены в полях развития океанических и орогенных (островодужных и континентальных) базальтов. Две точки попадают в поле неопределенности и одна в поле платобазальтов. Существенным дополнением к ней является диаграмма У.Муллена (1983) в координатах  $MnO \times TiO_2 - P_2O_5 \times 10$  на которой почти все точки попадают в поле толеитов островных дуг и щелочных базальтов океанических островов. Две точки попадают в поле базальтов срединно-океанических хребтов и одна точка в поле толеитов океанических островов. Диаграмма АФМ показала, что почти все фигуративные точки практически равномерно распределены между разделительной линией серий по Т.Ирвину и В.Барагару ( 1971) и относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям. Учитывая геологическую

ситуацию можно предположить, что формирование даек казбекского комплекса приходило в условиях растяжения континентальной коры в тыловой части нижне - среднеюрского задугового бассейна. Восточнее изученного района отмечается участие даек в складчатости нижне -среднеюрских отложений, что свидетельствует об их более раннем внедрении, чем время формирования основного веера складчатости . В то же время верхнеаленские отложения являются наиболее молодыми, прорываемые дайками описываемого комплекса. По мнению Энна Н.Л. (1997) возраст казбекского комплекса принимается как верхнеаленский. Но он не исключает, что внедрение комплекса могло происходить и в байосское время (Энна Н.Л. и др. 1997). По мнению авторов отчета внедрение диабазов казбекского комплекса происходило не ранее верхнего байоса и ,возможно, в бате.

### **4.3.Кайнозойские интрузии ( KZ)**

Молодые альпийские интрузии в пределах Горной Осетии впервые были описаны Д.С. Белянкиным, выделившим их под наименованием “ неинтрузии. Он установил все основные выходы интрузивных пород в данном районе и дал петрографическое описание основных типов пород.

В последствии изучением “неинтрузий” занимался Варданянц Л.А. (1943), обосновавший верхнетретичный возраст и выявивший их большую роль интрузивных образований в генезисе многих проявлений редкометального оруденения.

В отношении распространения и пространственного положения для интрузий теплинского типа очень типична гнездовая (очаговая) форма развития. На территории Горной Осетии из таких гнезд - узлов наиболее выражены на западе- Танадонский; в средней части - Сонгутидонский и Теплинский; на востоке- Казбекский.

Е.К.Станкевич, изучавший новейший магматизм Большого Кавказа, выделил интрузивные образования позднеорогенной стадии в грано-диорит-гранитовую формацию. Интрузивные и субинтрузивные образования изучаемого района и сопредельных территорий были выделены в теплинский дацит-гранодиоритовый комплекс( Станкевич, 1976 ). Среди вулканических образований этим же автором выделяется липаритовая формация, в которую входят и андезиты-дациты, являющиеся наиболее поздними вулканическими образованиями описываемого района.

#### **4.3.1. Теплинский комплекс ( N<sub>2</sub> t )**

Интрузивные образования теплинского комплекса на западе описываемой площади отмечаются в пределах Штулу-Харесской депрессии, в истоках рек Танадон и Урух, на северных склонах Главного хребта в левом борту ледника Бартуицете. Встречаются они как в гранитах кристаллического фундамента, так и в перекрывающих их юрских отложениях. Простираются даек преимущественно северо-западное с крутым (до 80°) углом падения. Восточнее, в верховьях р.р. Сонгутидон, Фиэгдон В.А. Ермаков (1981) по взаимоотношению между собой различных петрографических разновидностей выделил четыре фазы становления теплинского комплекса.

Энной Н.Л. и др. (1997) при выделении фаз, на танадонской площади в первую очередь, учитывал изменение состава пород как следствие дифференциации в магматическом очаге. Учитывалась также и форма тел, взаимоотношения между собой отдельных разновидностей. Несмотря на то, что в большей части своего развития описываемые интрузивные тела пространственно разобщены, им удалось выделить, с определенной долей уверенности, следующие фазы развития комплекса: первая фаза - дайки фельзитов; вторая фаза - дайки риолито-дацитов и дацитов; третья фаза - штоки дацитов; четвертая фаза - штоки и дайки андезитов, андезито-базальтов, базальтов. Аналогичной точки зрения на возрастные взаимоотношения пород комплекса придерживался и ряд предшествующих исследователей, проводивших здесь поисковые работы (Молодцов, 1968 и др.). Из приведенной последовательности фаз видно повышение основности магматического расплава, что характерно для переходного от орогенного к рифтовому режиму активизации консолидированных областей (Энна Н.Л., 1997). Перечисленные фазы уверенно выделяются и сопоставляются с общим ходом интрузивного процесса в восточных районах, в целом отличаются от последних более основным составом пород.

Первая фаза ( $m\delta N_2t$ ) представлена дайками фельзитов, (микрогранитов по Юсупову Н.Б., Васькову И.М. 1979), которые на описываемой площади имеют ограниченное распространение. Отмечены в правом борту ледника Бартуицете, в приводораздельной части и в районе пер. Кривосивецк. Дайки фельзитов или фельзодацитов (Ишков, 1936), гранофиров по Б.М. Молодцову (1968) имеют мощность от 1 до 6-7 м и протяженностью до 80-100 м. Представляют собой афанитовые породы светло-серого цвета, обычно интенсивно обохренные, у контакта с вмещающими глинистыми сланцами - темно-серые.

Фельзитовая основная масса представлена раскристаллизовавшимся стеклом с вкрапленниками плагиоклаза и кварца. Состоит из калиевого полевого шпата - 40 %, плагиоклаза (альбит-олигоклаз) - 32 %, кварца - 20 %, мусковита - до 4 %, гидроокислов железа - до 3 %. Пространственная ассоциация фельзитов с андезитами и дацитами



позволяет считать их неинтрузивными образованиями, которые являлись начальной фазией в комагматическом ряду от андезитов до дацитов.

Вторая фаза ( $\zeta_2 N_2 t$ ) представлена дайками и, реже, мелкими некками дацитов и риолито-дацитов. Основные выходы их наблюдаются в отложениях Штулу-Харесской депрессии. Наибольшее количество даек откартировано в верховьях р. Харес. Дайки представлены телами мощностью от 1-2 м до 25-30 м, протяженностью до 150-180 м, северо-западного и реже субширотного простирания с падением на юго-запад, с крутым (до  $70^\circ$ ) углом падения. Контакты с вмещающими породами, а последними, как правило, являются песчано-глинистые отложения, резкие, слабо волнистые, с тонкими инъекциями, пропитывающими породу на расстояние до 1 м. Глинистые сланцы в приконтактной части имеют зону закалки до 30 см. С гранитоидами белореченского комплекса отмечались как резкие, так и постепенные контакты. С поверхности дациты, как правило, ожелезнены, цвет их от буровато-серого до кремового и светло-розового. Отличительной особенностью дацитов второй фазы в дайковых телах являются хорошо раскристаллизованная основная масса с микроаплитовой структурой и фенокристаллами высокотемпературного (?) бипирамидального кварца, плагиоклаза (андезин), биотита и редкими округлыми выделениями калиевого полевого шпата.

Третья фаза ( $\zeta_3 N_2 t$ ) является основной интрузивной (субинтрузивной) и представлена штоками и штокообразными массивами дацитов. На танадонской площади работ образования этой фазы откартированы в верховьях р. Бартуидон в левом борту ледника Бартуицете, где они представлены крупным штокообразным телом несколько вытянутым в северо-восточном направлении. Массив сложен желтовато-серыми, часто заохренными с поверхности дацитами (по Васькову И.М. - гранодиоритами, а отдельные штоки и дайки - диоритами и гранитами). В отдельных местах по данным химического состава отмечаются риолиты. В свою очередь, массив секут дайки андезитов северо-западного простирания. Вмещающими породами интрузии являются гранодиориты белореченского комплекса. Контакты с вмещающими породами четкие, извилистые, с крутыми углами падения ( $65 - 80^\circ$ ) на юго-запад. В эндоконтактной зоне (1-1,5 м) породы тонкокристаллические, постепенно переходящие в мелко - среднекристаллические разновидности. Породам свойственна плитчатая отдельность, ориентированная, в основном, параллельно плоскости контакта с вмещающими породами. Под микроскопом для пород данной фазы комплекса характерна порфирировая структура с микролитовой и микрокристаллической основной массой. Вкрапленники представлены зернами (от 0,5 до 3,5 мм) андезина, биотита, кварца, роговой обманки. Иногда встречается пироксен и турмалин (до 3 %). Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, кварца, стекла,

редких чешуек биотита и бесформенных выделений рудного минерала. Акцессорные представлены апатитом, сфеном. Вторичные изменения в дацитах выражены в серицитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита, роговой обманки, лимонитизации и слабой карбонатизации. Дациты под микроскопом имеют порфиновую структуру с микролитовой, трахитовой и микрокристаллической основной массой. Вкрапленники представлены кристаллами плагиоклаза-андезина, красно-бурого биотита и зеленой роговой обманки, кварца, редко встречается пироксен. Величины вкрапленников колеблются от 0,5 до 5 мм - по длинной оси. Основная масса кварц-полевошпатового состава с различной степенью раскристаллизации, часто содержит стекло. В риодацитах отмечается кислый плагиоклаз ( альбит-олигоклаз ) ( до 15%). Содержание вкрапленников кварца не превышает 3 %. В последних отмечается биотит и редко присутствует пироксен . Основная масса кварц-полевошпатового состава полнокристаллическая, сферолитовой структуры. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, циркон.

Четвертая фаза( $\alpha\beta_4 N_2 t$ ), проявлена на западе рассматриваемой территории, где представлена дайками и некками андезитов и андезито-базальтов, реже базальтов. Андезиты (андезито-дациты по Васькову И.М 1979) откартированы в верховьях балки Афсанау, правый борт р. Бартуидон, в 500 м ниже ледника Бартуицете. Отдельные тела отмечены в правом борту этого ледника, ниже дацитового штока. Дайки андезитов преимущественно северо-западного простирания , протяженность их колеблется от 8-10 м до 200 м при мощности до 20 м. Контакты их часто осложнены тектоническими подвижками, с образованием зон дробления до 1 м, а там где они прорывают граниты, образуются переходные зоны до 0,5-1 м. Породы из зон дробления по контакту андезитов и гранитов под микроскопом имеют кластическую структуру со стекловатым цементом. Обломки представлены остроугольными зернами плагиоклаза. Тело базальтов, встреченное Энной Н.Л. на водоразделе р.р. Бартуидон - Гибидон, представлено дайкой мощностью до 8 м темно-зеленых, до черных, пород, с офитовой структурой, с зонами закалки в обоих зальбандах мощностью до 2 м.

Базальты прорывают здесь светло-серые до белых фельзитовидные риолитодоциты второй фазы. Андезиты, наиболее широко развитые в районе, темно-серые, до черных, с порфировой структурой и массивной текстурой и микрокристаллической или скрытокристаллической структурой основной массы. Под микроскопом отмечается преобладание гиалопилитовой структуры над порфировой, часто с хорошо раскристаллизованной микрозернистой основной массой. Вкрапленники (5-10%) плагиоклазов имеют форму удлиненных призматических, часто сдвойникованных и табличных кристаллов с зональным строением. Состав их от андезина до лабрадора.

Помимо плагиоклаза отмечается биотит и, в редких случаях, кварц. Основная масса гиалопилитовой структуры и состоит из лейст плагиоклаза и мелких чешуек биотита. В других случаях в ней отмечаются тонкие чешуйки хлорита и серицита, погруженные в стекловатый базис. Среди основной массы отмечаются мелкие вкрапленники сульфидов, встречаются зерна апатита. Для большинства даек андезитов характерны процессы вторичных изменений, которые проявляются в карбонатизации, хлоритизации и серицитизации. Так, карбонатизации подвержены включения плагиоклаза и амфибола, реже основная масса. Хлоритизация развивается по темноцветным минералам.

При сравнении данных геохимического опробования выяснено, что содержание элементов обычно равно или чуть ниже кларковых значений. Отмечаются несколько повышенные содержания цинка, свинца, меди, молибдена, висмута, мышьяка, вольфрама. Многочисленными предшествующими исследованиями на сопредельной территории, где породы теплинского комплекса развиты наиболее полно, установлено, что ведущей металлогенической специализацией пород комплекса является редкометальная

( молибден, вольфрам, висмут, олово) с золотом и медно-пирротиновая, подчиненную роль играет полиметаллическая. На удалении проявляется сурьмяно- мышьяковая и ртутная минерализации. Петрохимические характеристики пород теплинского комплекса можно охарактеризовать в следующих чертах:

1) Количество кремнезема стабильно от 60,6 до 70,6 % , в базальтах содержание  $\text{SiO}_2$  до 49,4 %. Основная масса пород по содержанию кремнезема ( 65-67 %) попадает в поле дацитов, с отклонениями в сторону андезита- до 60,6 % и низкощелочного гранита-риолита - до 69-70,6 весовых %. В целом формация однородная, слабо дифференцированная.

2) Содержание суммарного железа, в основном, в пределах 3-4 %, в единичной пробе до 10 %.

3) Образования теплинского комплекса характеризуются довольно низким содержанием окиси титана - от 0,5 до 0,89 %, единичная аномальная проба со значением 1,69 %.

4) Количество окиси магния очень изменчиво - от 0,3 до 6,75 % . Отношение  $\text{FeO}/\text{MgO}$  от 1,1 до 1,6 .

5) Данные образования относятся к классу высокоглиноземистых пород с содержанием глинозема от 15,9 до 18,6 % и коэффициент глиноземности всегда больше единицы.

6) Суммарное количество щелочей практически всегда более 6,5 %. Исключение составляет единичная проба, в которой этот показатель 3,4 %.

7) Содержания СаО стабильно высокие - от 2,4 до 3,53 %, у одной пробы этот параметр достигает 10,7 %.

8) Количество  $P_2O_5$  изменяется в довольно широких пределах - от 0,1 до 0,27 %. Для более подробной характеристики образований теплинского комплекса был построен ряд петрохимических диаграмм. На диаграмме А.Миасиро в координатах  $Na_2O / K_2O - Na_2O + K_2O$  видно, ( Энна Н.Л. и др. 1997 ) что все фигуративные точки практически компактно ложатся в поле развития пород островных дуг. Только одна точка попала в поле неопределенности за разграничительную линию в пределы измененных пород. На диаграмме в координатах  $Al_2O_3 - Na_2O + K_2O$  наблюдается примерно такая же картина - компактный рой фигуративных точек расположен в поле щелочных базальтов. Образования теплинского комплекса относятся к щелочным и известково-щелочным породам, это хорошо видно на диаграмме в координатах  $Na_2O+K_2O - SiO_2$  причем все фигуративные точки расположены в верхней правой части диаграмм. Это в значительной степени подтверждает выводы предыдущей диаграммы. На диаграмме в координатах  $Na_2O + K_2O - K_2O \times 100 / Na_2O + K_2O$  все фигуративные точки попадают в поле неизмененных пород. Наименее информативными являются трехкомпонентные диаграммы, в основном они дублируют предыдущие диаграммы. На них еще раз уточняется, что породы теплинского комплекса относятся к щелочной и известково-щелочной сериям (Все диаграммы находятся в материалах ГДП-50 Энна Н.Л. и др. 1997 ). В физических полях породы теплинского комплекса не имеют четкого отражения. По данным В.А. Ермакова (1981) для интрузий теплинского комплекса характерными геофизическими признаками являются отрицательные магнитные поля на аэромагнитных картах, а контакты трассируются цепочками положительных максимумов. Иногда выходы пород комплекса отмечаются рядом сближенных знакопеременных магнитных аномалий, фиксирующих часто крупные массивы на глубине. Определением возраста пород теплинского комплекса занимались А.М. Борсук (1969, 1975,1979) , М.М.Аракелянц (1970), Е.К. Станкевич (1976). Абсолютный возраст калийаргоновым методом по массивам этой формации в большинстве случаев дает значение в  $2,25 + 0,3$  млн. лет. В то же время, для гранит-порфиров комплекса в районе г. Таймази имеется определение абсолютного возраста в 6 млн. лет (Аракелянц, 1968 ). Определения возраста пород комплекса радиологическим методом не противоречат геологическим данным. Породы комплекса прорывают осадочные образования ранне - среднеюрского возраста и перекрываются четвертичными лавами ( на сопредельной территории). Галька пород,

сопоставимых по облику и составу с породами комплекса, известна в конгломератах акчагыла ( Милановский, Короновский, 1964 , Стеклов, 1966 и др. ). Данные палеомагнитных исследований показывают, что формирование описываемого комплекса происходило в эпоху прямой магнитной полярности Гаусса ( 2,25- 3,35 млн. лет ) ( Станкевич , 1976 ) (табл. 2.12.).

Восточнее Танадонского узла в состав теплинского комплекса входят: Сонгутидонский массив, обнажающийся в верховьях р. Сонгутидон, Теплинский массив, слагающий в районе г. Тепли несколько выходов, и большое количество разнообразных по составу даек.

По взаимоотношениям между собой различных петрографических разновидностей выделяются следующие фазы становления комплекса ( от древних к молодым ) : первая фаза - дайки и штоки диоритовых порфиритов, микродиоритов, мелкозернистых диоритов ; вторая фаза - дайки гранодиорит-порфиров, микрогранодиоритов, дацитов; третья фаза- массивы и штоки мелкозернистых гранитов и мелко-среднезернистых порфировидных гранодиоритов; четвертая фаза - дайки липарито-дацитов, дацитов, андезито-дацитов, латиандезитов, андезито-базальтов. (Ермаков В.А. 1981) (рис. 4.3.).

Первая фаза (  $m\delta_1 N_2 t$  )

Диоритовые порфириты, микро- и мелкозернистые диориты первой фазы встречены в районе развития Сонгутидонского массива. В его пределах ими сложен участок округлой формы площадью 0,5 кв. км в правом борту л. Сонгутидонцете. Группы пологих даек этой же фазы встречены в палеозойских гранитах к югу от массива. Отдельные ксенолиты Сонгутидонского и Теплинского массивов также очень напоминают эти породы. По М.И. Ициксону ( 1941) сонгутидонские диориты прорывают вмещающие палеозойские граниты и сами рвутся гранодиоритами третьей фазы.

Мелкозернистые диориты Сонгутидонского массива ( в местности Стыр-Цассаут) имеют темно-серый цвет, массивную текстуру, содержат многочисленные ксенолиты более основных пород.

Под микроскопом они имеют гипидиоморфнозернистую порфировидную структуру с размером зерен основной массы 0,1-0,3 мм, а вкрапленников - 0,6 -0,8 мм. Характерны микропойкилитовые срастания цветных минералов (пироксена, амфибола, биотита), кучное их расположение. Состав ( объем, %): плагиоклаз - 55, калиевый полевой шпат - 5, роговая обманка - 20, пироксен- 5, биотит - 15. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, циркон, сфен, иногда ортит. Плагиоклаз № 25-45 с нормальной схемой зональности. Отдельные кристаллы довольно часто при этом обнаруживают появление в периферической части более основного плагиоклаза. Роговая обманка развивается по

пироксену, биотит - по пироксену и роговой обманке. Калиевый полевой шпат образует антипертитовые вроски в плагиоклазе, а также самостоятельные ксеноморфные зерна, представленные анортоклазом (М.И.Ицксон,1941). Своеобразие структурных особенностей и состава микродиоритов М.И. Ицксон связывает с гибридизмом. На явления гибридизма указывают: 1) обилие ксенолитов разных по составу пород; 2) обрастание отдельных зерен кварца и калишпата цветными минералами и обрастание плагиоклаза калишпатом; 3) наличие обратной зональности в плагиоклазах; 4) обилие апатита и развитие его крупными зернами;

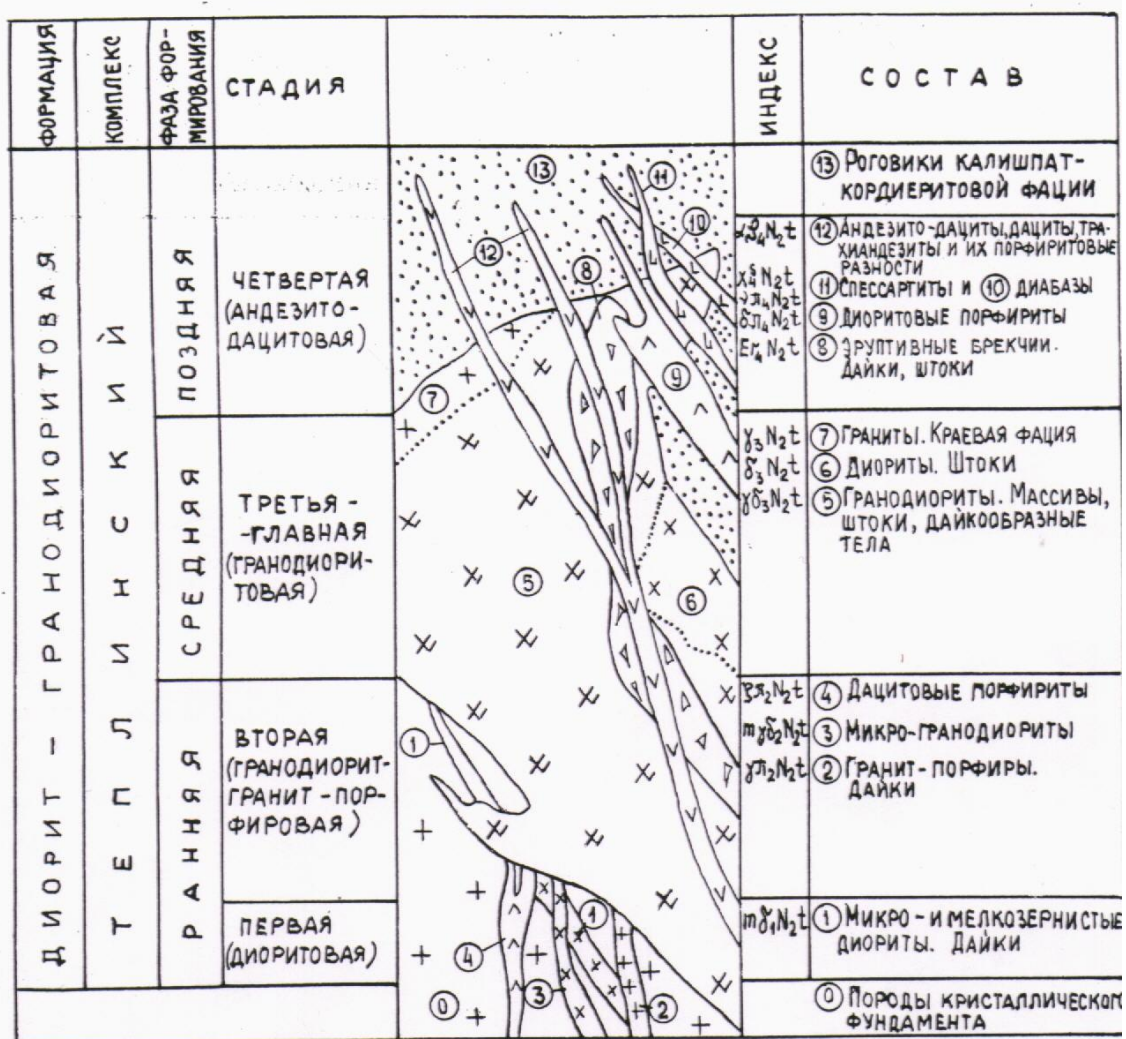


РИС. 4.3 СХЕМА РАЗВИТИЯ НЕОГЕНОВОГО МАГМАТИЗМА

Рис 4.3. Схема развития неогенового магматизма.

5) одинаковый состав плагиоклазов в микродиоритах и биотит-роговообманковых гранодиоритах, несмотря на разный химический состав этих пород.

Перечисленные петрографические особенности характерны только для описываемых диоритов, что позволяет их рассматривать в составе Теплинского комплекса.

Пересчет среднего анализа микродиорита на минеральный состав методом А.Ритмана (1975) показывает принадлежность его кварцевому монцодиориту.

Диоритовые порфириты, слагающие дайки в палеозойских гранитах, по внешнему облику похожи на дайки диабазов - они имеют темно-серый с зеленоватым оттенком цвет, мелкопорфировую структуру массивную, реже такситовую текстуру. Под микроскопом в них более четко проявлена порфировая бластопризматическая структура, участками близкая к субофитовой. Минеральный состав и другие структурные особенности аналогичны микродиоритам из местности Стыр-Цассаут.

Вторая фаза ( $\gamma\delta_2, \mu\delta_2, \zeta_2, N_2, t$ )

Эта фаза представлена дайками гранодиорит-порфиров, микрогранодиоритов и дацитов.

В верховьях р. Фиэгдон наблюдалось пересечение дайки гранодиорит-порфира, штоком гранодиорита третьей фазы, а в правом борту л. Сонгутидонцете отмечались ксенолиты микрогранодиоритов и дацитов в гранитах Сонгутидонского массива. В свою очередь гранодиорит-порфиры и дациты этой фазы содержат ксенолиты микродиоритов первой фазы. Эти дайки наблюдались также в левом борту л. Цея, в сланцах кассарской свиты.

В верховьях р. Фиэгдон дайки гранодиоритпорфиров имеют мощность 2-2,5 м, субширотное простирание с крутым падением на юг, в то время, как на леднике Сонгутидонцете они нередко образуют пологие и субгоризонтальные извилистые дайки мощностью 1-4 м. Макроскопическое их отличие от аналогичных по составу даек четвертой фазы заключается в частом присутствии в них мелких ксенолитов более темного цвета микродиоритов первой фазы и габброидов (?). Гранодиорит-порфиры и микрогранодиориты имеют светло-серый цвет афанитовой или очень мелкозернистый порфировый облик, как правило, такситовую текстуру. Под микроскопом они состоят из вкрапленников плагиоклаза ( $N_2$  20-35), имеющих нормальную последовательность зон, в количестве до 20-30 %, биотита - до 10 %, калиевого полевого шпата 3-10 % и основной мелкозернистой аллотриоморфнозернистой массы кварц-плагиоклазового состава с небольшим количеством калиевого полевого шпата и биотита. Для зерен основной массы характерны полигональные очертания и изометричные формы. Акцессорные минералы

представлены рудыми минералом, очень незначительным количеством апатита и ортита (?), приуроченных к скоплениям биотита.

Дациты этой фазы афировые; они имеют светло-серый с зеленоватым оттенком цвет, афанитовую структуру основной массы, массивные. Под микроскопом обнаруживают микрогипидиоморфнозернистую структуру основной массы с более высоким идиоморфизмом лейст плагиоклаза, чем зерен кварца.

Третья фаза ( $\gamma_3, \gamma\delta_3 N_2 t$ )

Третья фаза является основной интрузивной. Она представлена двумя достаточно хорошо изученными массивами Сонгутидонским и Теплинским, поэтому мы укажем только на основные их особенности. Массивы сложены биотит - роговообманковыми гранодиоритами, которые в краевой части иногда сменяются биотитовыми гранитами.

Вмещающими породами этих интрузий являются ниже-среднеюрские песчано-глинистые отложения и палеозойские граниты, в которых они занимают несогласное положение. Сонгутидонская интрузия располагается в зоне контакта палеозойских гранитов и указанных осадочных пород, а Теплинская - целиком расположена в последних.

Очень характерным для интрузий является в целом отрицательное магнитное поле на аэромагнитных картах и цепочка положительных максимумов, приуроченная к контактам массивов. Особенно четко это проявлено на Сангутидонской интрузии. На всех аэрофотоснимках интрузии легко распознаются благодаря светлому фототону и появлению характерного очень мелкого “елочного” рисунка гидросети.

Контакты с вмещающими породами различные. С песчано-глинистыми отложениями они резкие, извилистые, редко с тонкими инъекциями пропитывающими породу на расстоянии 1-1,5 м. С палеозойскими гранитами наблюдались резкие и постепенные контакты.

Ширина контактового ореола в песчано-глинистых отложениях достигает 1-1,5 км. Однако она подвержена сильным колебаниям из-за сложной формы кровли массивов.

Наиболее распространенный тип строения контактового ореола имеет следующий вид: 1) непосредственно на контакте мощностью 0,1-0,2 мм аргиллиты превращены в мелкозернистую кварц-плагиоклаз-биотитовую породу; 2) далее следует зона шириной 100-200 м крупнопятнистых ороговикованных аргиллитов с новообразованиями кварца, плагиоклаза, хлорита, мусковита, гидробиотита, турмалина; 3) зона мелкопятнистых ороговикованных аргиллитов шириной 200-300 м с новообразованиями кварца, хлорита и серицита; 4) внешняя зона с новообразованиями тех же минералов. Она имеет ширину до 1-1,2 км.



В целом же зональность контактового ореола, имеет гораздо более сложное строение, обусловленное с одной стороны сложностью формы массива, а с другой - зависимостью вновь образованных минералов от состава вмещающих пород и метасоматических явлений. Например, в роговиках массива Тепли по р. Льядон в свалах нами наблюдались гранатовые роговики, образованные далеко от контакта с интрузией, показывающие, по -видимому, зависимость от состава; а на водоразделе р.р. Сонгутидон - Сардидон встречена полоса мощностью 185 м осветленных ороговикованных аргиллитов, происхождение которых скорее всего обусловлено метасоматическими процессами.

М.И. Ициксон, указывая на отсутствие “правильности” в распределении контактовых минералов, на правом борту р. Сонгутидон описывает следующую обобщенную зональность: первые десятки метров до 100 м представлены роговиками с мусковитом, биотитом, турмалином, андалузитом, шпинелью, кварцем, полевыми шпатами с вкрапленностью сульфидов; в интервале 250-300 м от контакта в аргиллитах встречаются новообразования кордиерита и биотита ; в интервале 500-600 м от контакта наблюдается слабо измененные пятнистые сланцы со стяжениями углистого вещества и пятнистыми скоплениями слюдистого минерала.

Основной породой Сонгутидонского и Теплинского массивов является гранодиорит. Это светло-серая мелкозернистая часто порфиоровидная массивная, реже полосчатая порода с различными мелкими кристалликами роговой обманки и биотита.

Под микроскопом состоит из (объемные %): плагиоклаза 45-50, кварца- 15-20 , калиевого полевого шпата 15-20, биотита -10-15, амфибола- 5-10, аксессуарных минералов (1-2): апатита, турмалина, сфена, циркона, рудного минерала. Для гранодиоритов обычным является зональный характер плагиоклазов и наличие наряду с микроклином анортноклаза со средним углом оптических осей -  $50^\circ$  ( Ермаков В.А., 1981).

Гранодиориты в эндоконтактах массивов испытывают фациальные изменения. По И.Н. Кикнадзе (1966) в эндоконтактах Сонгутидонской интрузии в зоне мощностью до 2,4 - 3 м отмечается увеличение основности до кварцевого диорита. По данным Ермакова В.А. в южной части массива происходит постепенный переход гранодиоритов в граниты. Граниты имеют розовато-серый цвет с мелкими порфиоровидными выделениями зеленого полевого шпата мелкозернистую структуру массивную текстуру лейкократовый облик.

Под микроскопом граниты от гранодиоритов отличаются наличием большого количества микроклина ( до 30 %) и кварца ( 20-25 %) . Темноцветный минерал представлен только биотитом ( 5-10 %) . В теплинской интрузии подобные граниты не встречаются .

Небольшим развитием в пределах массивов пользуются аплитовые жилы, а также единичные пегматитовые тела, описанные М.И. Ициксоном в местностях Стыр-Цассаут, Минчи-Цассаут и Стыр-Фарс.

Из вторичных процессов весьма характерны процессы осветления, сопровождающие тектонические зоны и дайки.

В геохимическом отношении интрузии специализированы на никель, медь, хром, свинец, кобальт, молибден, олово, мышьяк. Гранодиориты Теплинской интрузии характеризуются сильной круговой связью цинка - свинца-олова-никеля-ванадия-хрома-кобальта-фосфора, к которой присоединяется медь, образуя самостоятельную, ассоциацию медь-свинец-цинк-олово.

Процессы вторичного изменения пород массива приводят к нарушению этих связей и появлению новых. В сонгутидонской интрузии измененные микродиориты характеризуются наличием нескольких ассоциаций микроэлементов: цинк-кобальт-марганец, кобальт-никель-хром, ванадий -фосфор-олово, свинец-цинк. Молибден (связанный с хромом) и медь (с оловом) имеют наименьшее количество связей и их, видимо, следует рассматривать, как элементы способные к отделению.

Можно отметить, что медь, видимо, является главным элементом, который присутствует в избытке в этой фазе. Этим объясняется наличие мелкой рассеянной вкрапленности халькопирита, а также обогащение им некоторых частей эндокантов, особенно с палеозойскими гранитами. Пересчет на минеральный состав среднего химического анализа породы массивов указывает на принадлежность его роговообманко-биотитовому гранодиориту.

В пределах указанных интрузий довольно широким развитием пользуются ксенолиты основных пород. Макроскопически это мелкозернистые черные породы, обычно сильно биотитизированные с резкими и постепенными границами. Под микроскопом обнаруживают реликтовые офитовые и субофитовые структуры, которые испытывают сильные изменения благодаря наложенным процессам амфиболитизации и биотитизации. Средний химический состав меланократовых ксенолитов отвечает кварцевому монцодиориту, однако, наличие офитовых структур предполагает более основной состав первичных пород. Содержания микроэлементов ( $10^{-3}$  %): медь- 6.0; цинк - 4,1, свинец- 1,4; кобальт-1,9; молибден - 0,24; олово- 0,33; марганец - 36.6; никель- 4,4 не выходят за пределы кларков. Из-за сильных наложенных процессов со стороны гранодиоритов в них обнаруживаются только слабые связи по парам элементов: свинец-медь, медь-олово, никель-кобальт, никель-хром.

Четвертая фаза

В четвертую фазу входят 85 % общего количества даек теплинского комплекса. Для них твердо устанавливается более молодой возраст по отношению к интрузивам третьей фазы, но дальнейшее разделение не представляется возможным из-за отсутствия взаимопересечений.

Дайки этой фазы наиболее широко развиты в районах интрузий третьей фазы, а также в кристаллических породах фундамента. Падение даек самое разнообразное. Общей закономерностью является широкое развитие пологих и извилистых даек в палеозойских гранитах, в то время как в осадочных мезозойских отложениях встречаются только крутые. Отмечается некоторая корреляция состава дайки и угла ее падения для областей их развития в фундаменте. Горизонтальные и слабонаклонные дайки характерны для риодацитов и афировых дацитов, наклоненные дайки (до  $45^\circ$ ) присущи значительной части андезито-базальтам и в меньшей мере латиандезитам, дайки андезито-дацитов - крутые.

По данным микроскопического изучения и результатов химических анализов пород в составе четвертой фазы выделяются: риодациты ( $\lambda\zeta_4$ ), дациты ( $\zeta_4$ ,  $\zeta\pi_4$ ), плагиодациты и андезито-дациты ( $\alpha\zeta_4$ ,  $\alpha\zeta\pi_4$ ), кварцевые латиты, кварцевые латиандезиты, латиты и латиандезиты ( $\tau\alpha_4$ ), андезито-базальты ( $\alpha\beta_4$ ). Ниже приводится краткое их описание, которое представляет дополнение к материалам изложенным в работах Л.А. Варданянца (1935, 1936, 1943, б) М.И. Ициксона (1941) и И.И. Кикнадзе (1966).

Риодациты представляют собой светло-серые с желтым оттенком породы афанитовой структуры, иногда мелкопорфировые. Под микроскопом обнаруживают субтрахитовую структуру основной массы, участками переходящую в микрофельзитовую. Характерно наличие до 5-10 % вкрапленников игольчатой роговой обманки. Темноцветный минерал основной массы представлен хлоритизированным биотитом в количестве 15-20 %.

Дациты и дацитовые порфиры являются наиболее широко распространенной разновидностью. Макроскопически это серые с кремовым оттенком мелкопорфировые (до афировых) и крупно-порфировые породы. Под микроскопом состоят из вкрапленников зонального плагиоклаза, биотита, роговой обманки, очень редко кварца, погруженных в основную существенно плагиоклазовую массу. Структура и состав последней часто, однако, меняется, очень характерны микрофельзитовая и аллотриоморфно-зернистая структуры, сочетающиеся иногда с микролитовой. Дацитами этой фазы сложены субвулканические штоки жерловых фаций ("трубки взрыва"), где они цементируют обломки вмещающих гранодиоритов и образований ранних фаз, а также роговиков по

песчано-глинистым породам. С вмещающими гранодиоритами третьей фазы образования жерловых фаций имеют или резкие, или постепенные контакты. Наличие постепенных контактов указывает на длительную спокойную обстановку эволюции остаточных расплавов.

Субвулканический шток Теплинского массива, обнаруженный в верховьях р.Фиагдон, обнажен в верхней своей части. Дациты играют в нем подчиненную роль. Главная масса брекчий может быть названа “эманационными брекчиями”, которые представляют собой обломки дацитов, гранодиоритов и роговиков сцементированных кварцевым и кварц-турмалиновым материалом. Турмалин под микроскопом имеет коричневый и зеленовато-синий цвет.

Плагиодациты и андезито-дациты представляют собой группу, в которой структуры и состав подвержены наибольшим колебаниям. Макроскопически они близки тяготеют к дацитам, представляя собой серые с зеленоватым оттенком афировые и мелкопорфировые породы. Под микроскопом обнаруживают гломеропорфировую структуру, обусловленную наличием сросшихся мелких вкрапленников плагиоклаза (до 15-20 %), редко кварца, а также биотита, и что очень характерно, бурой роговой обманки игольчатого габитуса. Основная масса представлена различными сочетаниями микролитовой и микрофельзитовой структур, иногда с элементами гранофировой.

Кварцевые латиты, кварцевые латиандезиты, латиты и латиандезиты являются группой, которая была выделена из состава юрских диабазов. Наблюдается полная аналогия даек этой фазы, например, секущих гранодиориты третьей фазы с дайками похожими на диабазы, развитыми в палеозойских гранитах. Макроскопически это породы темно-серого с зеленым оттенком цвета, очень мелкозернистые, порфировидные, массивные. От диабазов их отличает игольчатый характер черной роговой обманки, стекловатый характер зоны закалки, имеющей черный или зеленый цвет, а иногда - присутствие биотита.

Под микроскопом они отличаются от диабазов отсутствием офитовой структуры. Для них характерна пилотакситовая, субтрахитовая структура основной массы, сложенной плагиоклазом (60-70 %) , амфиболом, мелкочешуйчатым биотитом и широко развитыми вторичными минералами (хлоритом, пренитом, эпидотом).

Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, таблитчатой роговой обманкой бурого цвета, реже пироксеном.

Андезито-базальты, кроме свежих разновидностей, еще больше похожи на диабазы, благодаря своему черному цвету и мелкозернистой структуре. Под микроскопом характеризуются гломеропорфировой структурой с пилотакситовой основной массой. Они

состоят из вкрапленников бурой роговой обманки, зонального плагиоклаза, реже оливина и пироксена. Общее количество вкрапленников 10-15 % . Основная масса состоит из плагиоклаза (до 60 %) , пироксена и роговой обманки (до 40 %), иногда присутствует биотит. Породы обычно изменены - хлоритизированы и карбонитизированы. Часто встречаются миндалины, выполненные карбонатом. Основным отличием от типичных юрских диабазов является большой разрыв в размерах зерна основной массы и вкрапленников, постоянное наличие крупных призматических кристаллов бурой роговой обманки во вкрапленниках и отсутствие офитовых соотношений минералов основной массы. Аналогичные породы встречаются в туфах свиты рухс-дзуар, что позволяет отнести их к данному комплексу.

Петрохимические особенности пород теплинского комплекса характеризуются наличием достаточно четко проявленной щелочной специализации родоначальной магмы. Её эволюция, однако, не привела к образованию значительных количеств щелочных пород хотя на диаграмме X.Куно в поле пород щелочной серии попадает около 30 % точек составов даек. Исходя из этих соображений, в целом породы комплекса правильнее будет отнести к ряду известково-щелочной серии, которые имеют тенденцию к некоторому обогащению щелочами. Распространенность пород и пример эволюции состава даек позволяет рассматривать изучаемый комплекс, как принадлежащий андезито-дацитово-формации.

Результаты факторного анализа выявляют, как и для пород дигорского комплекса, изотропный характер распределения точек анализов в координатах I и II факторов, что связано со значительным преобладанием в выборке одной группы пород ( дацитов). Тем не менее, фактор I ( 44% )  $Si_{96}(Na_{34}) / Ti_{91} Ca_{81} Fe^{+2}_{87} Mg_{74} Mn_{72} Al_{60}$  отражает «кремнекислотную» тенденцию в формировании пород комплекса, а фактор II ( 19 % )  $K_{81} Al_{58} ( Fe^{+2}_{57}) / Fe^{37}_{64} ( Mn_{46} Ca_{42})$  - щелочную.

По содержанию микроэлементов дайки специализированы на никель, медь, хром, кобальт, молибден. Изучение зон закалок даек показывает их специализацию на марганец, никель, ванадий, цинк и свинец, в то время как их центральные (более кислые) части обогащаются медью, висмутом, молибденом и оловом.

Валовое изучение связи микроэлементов со щелочами и кремнем, также подтверждает эту тенденцию: кремний противопоставлен цинку, а натрий - меди; свинец и медь положительно связаны друг с другом и ведут себя индифферентно по отношению ко всем другим элементам, так же как молибден и олово.

Отсюда следует, что дайки со щелочным (калиевым) уклоном могут сопровождаться редкометальным и медным оруденением, а более основного состава - цинковым и свинцовым.

Исходя из выше изложенного Ермаков В.А. и др. (1981) пришли к следующим выводам:

1. Теплинский комплекс по составу пород и условиям их нахождения соответствует формации субвулканических гранитов (Кузнецов, 1964).

2. Становление пород комплекса осуществлялось в 4 фазы, при этом основная интрузивная фаза внедрялась предпоследней. Массивы интрузивной фазы имеют неоднородное строение, благодаря наличию краевой более кислой зоны, представленной гранитами.

3. Становление интрузивной (III) фазы сопровождалось сохранением субвулканических условий в некоторых объемах, в которых образуются породы, подобные вулканическим брекчиям. С этими брекчиями связана интенсивная эманационная деятельность. Отмечаются значительные превышения кларков следующих элементов : Ca, W, Pb, Ag, Bi, Mo, Sn, As .

4. Корреляция микроэлементов с калием, натрием и кремнеземом в дайках комплекса указывает на связь редких металлов и меди со щелочными дифференциатами. Очевидно, что такая закономерность существует и в интрузивной фазе. В связи с этим интерес представляет южная часть Сонгутидонского массива, где значительный ее объем сложен лейкократовыми гранитами.

5. Дайки четвертой фазы сопровождаются видимым оруденением, когда они пространственно сопряжены с интрузиями.

Выходы пород Казбекского узла теплинского комплекса на востоке рассматриваемой территории сосредоточены в центральной части Бокового хребта от меридиана г. Цитихох на западе до верховий ледника Девдорак на востоке. Наблюдается несколько мест размещения самостоятельных массивов комплекса: в верховьях р. Саутисидон и в ледниках Саутитиси (Саутисидонский массив); в верховьях р. Тепидон ( Мидаграбынский и сыртохский массивы); на западном склоне г. Майлихох и в верховьях ледника Колка (Майлихохский и Колкинский массивы); в верховьях руч. Ларциком (Ларцикомский массив) и в районе рудопроявления Девдорак.

Энна Л.Н. ( 1988 ) отмечает, что породы теплинского комплекса в физических полях не нашли четкого отражения, в основном, из-за низкой плотности наблюдений в этом труднодоступном районе. Однако по северной периферии выходов интрузивных образований отмечается ряд сближенных знакопеременных магнитных аномалий, которые

объединяются одним контуром и, видимо, могут отражать крупный массив на глубине. Западнее данного района, В.А. Ермаковым (1981) отмечается, в целом, отрицательное магнитное поле для выходов пород комплекса с цепочкой положительных максимумов, приуроченных к контактам массивов. В гравитационном поле район развития интрузивных образований Теплинского комплекса выделяется некоторым понижением плотностей, однако, аномальных участков не отмечено. В этом же районе вокруг основных выходов интрузивных массивов наблюдается геохимическая зональность, являющаяся результатом воздействия крупного магматического центра на вмещающие породы. Таким образом, по комплексу косвенных признаков можно предполагать на глубине наличие крупного штокообразного тела неправильно округлой формы, апофизами которого являются отмеченные выше массивы. На аэрофотоснимках крупные выходы пород комплекса характеризуются светло-серым фототонном, скальным микрорельефом с характерным рисунком (елочного типа) балочной сети. Однако многие мелкие выходы из-за незначительных размеров на аэрофотоснимках практически не дешифрируются.

Глубинная фация пород комплекса состоит, в основном, из кварцевых диоритов, гранодиоритов, реже гранитов. Гипабиссальная фация представлена порфиоровыми разновидностями указанных выше пород, а также дацитами и андезитами. Западнее Казбекского узла по взаимоотношению между собой различных петрографических разновидностей были выделены четыре фазы становления комплекса.

На территории Казбекского узла наблюдаются интрузивные образования второй, третьей и четвертой фаз. Образование наиболее древней, первой фазы здесь отсутствует. Несмотря на то, что породы каждой из выделенных фаз пространственно разобщены и взаимоотношений между ними не наблюдается, они уверенно выделяются и хорошо сопоставляются с общим ходом интрузивного процесса в более западных районах, отличаясь, в целом, более основным составом пород. (Энна Н.Л. и др. 1988).

Проявления второй фазы теплинского комплекса откартированы в верховьях р.Тепидон, где они образуют один субвулканический шток (100x150 м), западнее Мидаграбинского массива, а также серию даек в районе массива Сырт-хох.

Образования субвулканического штока представлены светло-серым и с зеленоватым, местами буроватым оттенком гранит-порфирами с порфировой структурой и массивной текстурой. Во вкрапленниках наблюдаются плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, калиевый шпат. Основная масса кварц-полевошпатовая, тонкокристаллическая. Плагиоклаз во вкрапленниках таблитчатой формы, по составу олигоклаз-андезин, зональный, размер их до 4 мм. границы кристаллов часто нечеткие, корродированы основной массой. кварц наблюдается в виде округлых, овальных

выделений, размером 0,5-4,5 мм. Роговая обманка бледно-зеленого цвета, часто замещается биотитом, наблюдается в виде неправильных выделений, иногда отмечаются скелетные, интенсивно корродированные формы, размер зерен от 0,2 - до 1,5 мм. Биотит красновато-бурый, таблитчатый, иногда с рваными зубчатыми ограничениями. Калиевый полевой шпат встречается в виде таблитчатых или ксеноморфных зерен размером от 0,1 до 0,3 мм.

Из акцессорных минералов в гранит-порфирах наблюдаются рудный, циркон, апатит. На контакте с вмещающими породами в гранит-порфирах наблюдаются многочисленные ксенолиты (до 5-15 см) роговиков, а также шлировидные выделения (до 30 см) белой аплитовидной породы. Вмещающие породы превращены в биотитовые роговики, местами хлоритизированы и эпидотизированы, мощность зоны ороговикования 100 м.

Дайки гранит-порфира преимущественно субширотного простирания, мощность их от 3-4 до 10-25 м, протяженность от 0,1 до 1,5 км. Контакты даек с вмещающими породами рвущие с апофизами, вмещающие породы ороговикованы неравномерно, мощность зоны ороговикования от 10-15 м до 50-60 м, местами породы практически не изменены. Гранит-порфиры светло-серого до белого цвета, структура порфировая, текстура массивная. Вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, округлыми, оплавленными зернами кварца и темноцветными минералами - биотитом или роговой обманкой. Основная масса тонко-микрозернистой структуры, для зерен основной массы характерны полигональные очертания и изометричные формы.

В гранит-порфирах отмечаются более высокие содержания кремнезема (от 68 до 71,7 %), более низкие содержания окислов магния, титана, железа, алюминия.

Третья фаза является основной интрузивной и представлена штоками и штокообразными массивами, описанными выше. Массивы сложены кварцевыми диоритами, реже встречаются диориты и гранодиориты, гранодиорит-порфиры. Переходы между породами постепенные, нечеткие. Вмещающими породами интрузивных образований являются среднеюрские песчано-глинистые отложения гудушаурской свиты и триас-нижнеюрские вулканогенно-терригенные отложения циклаурской свит. Контакты с вмещающими породами резкие, извилистые в большинстве случаев субвертикальные с выдержанной по мощности зоной роговиков. Интрузивные образования в эндоконтактной зоне (1,5-5,0 м) тонкокристаллические с многочисленными ксенолитами (1-10 см, реже до 1,5 м) роговиков, далее они постепенно переходят в мелко-среднекристаллические разности, а затем и в крупнокристаллические. Ширина экзоконтактного ореола составляет 200-250 м, местами она увеличивается в зависимости



от положения кровли массива. Однако узловатость, связанная с новообразованиями кварца, серицита, хлорита появляется в сланцах в 1-1,5 км от контакта. В строении контактового ореола наблюдается определенная зональность. Непосредственно на контакте ( до 0,5 м) породы превращены в мелко-среднезернистые кварц-плагиоклаз-биотитовые роговики. Далее, в интервале 0,5-40 м породы превращены в мелкозернистые кварц-биотитовые роговики с новообразованиями кордиерита, граната, корунда, турмалина, плагиоклаза. Иногда в роговиках просматривается полосчатая текстура, как реликт первоначальной слоистости породы. В интервале 40-100 м от контакта роговики более тонкозернистые, схожие с предыдущей зоной по новообразованиям. Часто здесь наблюдаются пятнистые роговики, более четко проявляется слоистая текстура. Далее в интервале 100-250 м наблюдается зона пятнистых тонкозернистых роговиков с новообразованиями кварца, хлорита, мусковита, гидробиотита, турмалина. Отчетливо проявлена слоистая текстура. Далее наблюдается внешняя зона слабо ороговикованных пород сохранивших свои первичные структурно-текстурные особенности. Из новообразований в них отмечаются кварц, хлорит и серицит. На основании состава новообразований в экзоконтактовой зоне роговиков можно предполагать, что внедрившиеся породы обладали как высокой температурой, так и высокой насыщенностью летучими компонентами. Интенсивное контактовое изменение вмещающих пород подтверждает, что на глубине имеется значительное по размерам интрузивное тело, по отношению к которому известные выходы являются лишь апофизами. В свою очередь интрузивные образования перекрываются комплексом рыхлых четвертичных образований (морена, коллювий), а в бассейне р. Суатиси, на них залегают андезиты нижнего потока эльбрусско-казбекского комплекса четвертичного возраста. Кварцевые диориты в контакте слегка закалены, не изменяют ни структурных, ни текстурных особенностей. Не отмечается также и новообразований.

Наиболее крупный массив кварцевых диоритов наблюдается в верховьях р. Саутисидон. Разобщенные ледниками выходы массива расположены между западным и восточным языками ледника Саутиси, а также отдельные выходы в верховьях этого ледника. Форма массива, в целом, неправильно чечевицеобразная, вытянутая к северу - северо-востоку. Площадь массива 6-8 км<sup>2</sup>, он характеризуется сильно изрезанным, альпинотипным рельефом, обладает светло-серым равномерным фототонном и уверено дешифрируется на аэрофотоснимках и на перспективных снимках.

В физических полях массив не отражается. Вмещающими породами являются глинистые сланцы гудушаурской свиты ( на юге) и вулканогенно-теригенные отложения циклаурской свиты ( на севере). контакты с вмещающими породами резкие, четкие с

зоной ороговикования 250 м, характер ороговикования аналогичен описанному выше. В верховьях р. Саутисидон интрузивные образования перекрываются казбекскими лавами.

Породы массива представлены серыми, светло-серыми, местами буровато-серыми, кварцевыми диоритами. Кварцевые диориты массивные полнокристаллические как с порфировой, так и с афировой структурой. Породы разбиты трещиноватостью с азимутом падения 170 °, угол падения 70-75 °. Вдоль трещин породы слабо ожелезнены, местами содержат рудную вкрапленность пирротина. Среди кварцевых диоритов различаются роговообманково-биотитовые, авгит-роговообманково-биотитовые и амфибол-биотит-пироксеновые разновидности, по структуре выделяются порфировые, мелкокристаллические и мелкосреднекристаллические. Они сложены идиоморфными, таблитчатыми и удлиненными зернами плагиоклаза (0,3 - 0,6, реже до 2 мм), короткопризматическими кристаллами пироксена (0,2-0,5 мм), удлиненных призм роговой обманки (0,4-1,0 мм), обычно ксеноморфными, и калиевого полевого шпата (0,1-0,6 мм). Структура пород под микроскопом призматически-зернистая, текстура как массивная, так и ориентированная. Вторичные изменения в кварцевых диоритах проявились в развитии регрессивного ряда актинолита-биотита - гидробиотита - хлорита по амфиболу, пироксену, биотиту, а также в развитии вторичного микрозернистого кварца и калишпата. Из акцессорных минералов отмечаются рудный, циркон, сфен, апатит, шпинель, пьедонтит, сфен. Плагиоклаз часто зональный, средний по составу, андезин № 38-40, в краевых частях иногда раскислен до № 20-25 (олигоклаз). Он преобладает в породе и составляет от 60 до 70 %. Содержание остальных породообразующих минералов составляет от 5 до 15 %.

Глинистые сланцы в зоне контакта превращены в кордиеритовые, гиперстен-гранат-кордиеритовые роговики. Они состоят из многочисленных изометричных порфиробластов кордиерита (0,2 - 0,5 мм), составляющих от 60 до 70 %, более редких изометричных порфиробластов граната (0,4 - 0,8 мм до 3-4 мм) - до 10 %, редких порфиробластов пироксена (1,5-3,0 мм) - 5 % и микрогранолепидобластовой основной ткани альбит-кварц-биотитового состава. Структура роговиков порфиробластовая, участками пойкилопорфиро-бластовая, текстура массивная и пятнистая. Кордиерит распределяется в породе довольно равномерно, содержит обильное количество включений графита, магнетита, мелких чешуек биотита и редких, мелких зернышек кварца. Гранат слабо розовый, образует более или менее изометричные, идиоморфные порфиробласты, изотропные, трещиноватые. Пироксен типа гиперстена отмечается в крупных пойкилопорфиробластах неправильно призматической формы. На удалении, в 50-100 м от контакта отмечаются кварц-биотит-хлоритовые пятнистые роговики. Они состоят из

микрочешуек хлорита, гидрослюды, серицита, изометричных зерен (0,015 - 0,05 мм) кварца и черного, тонкодисперстного углистого вещества. На фоне бластопелитовой основной массы отмечается развитие линзовидно-пятнистых обособлений тонкочешуйчатого биотита, мусковита, тонко-зернистого кварца, альбита и ближе к контакту - зерен пренита и роговой обманки. По вулканогенно-терригенным породам средней подскиты циклаурской свиты, а также по прослоям туфов развиваются кварц-плагиоклаз - пироксеновые роговики, отличающиеся повышенными содержаниями микроэлементов.

Из жильных образований в составе Саутисидонского массива Д.С. Белянкиным (1950) отмечаются тонкие прожилки белого гранитоида, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата (анортоклаза), кислого плагиоклаза и биотита. (Энна Н.Л. и др., 1988).

В верховьях р. Тепидон в пределах водораздельного гребня наблюдается два массива пород теплинского комплекса. Более крупный из них расположен на юго-западном склоне г. Сырт-хох имеет чечевицеобразную форму, площадь массива 0,7 - 1,0 км<sup>2</sup>. Второй массив располагается северо-западнее и известен как Мидаграбынский массив (Гладков, 1957) и Урчхохский (Белянкин, 1914, 1950, Варданыц, 1935). Площадь массива 0,2-0,3 км<sup>2</sup>, форма неправильно удлиненная. Кроме этих двух массивов на северном склоне водораздельного хребта наблюдается еще несколько более мелких выходов кварцевых диоритов - гранодиоритов. Вмещающими породами Сырт-хохского массива являются глинистые сланцы гудушаурской свиты, контакты массива резкие, четкие с зоной ороговикования 200 м. Породы массива представлены серыми, буровато-серыми кварцевыми диоритами массивными, полнокристаллическими. Петрографические особенности их сходные с описанными породами Саутисидонского массива. Вмещающими породами Мидаграбынского массива являются глинистые сланцы и базальтовые порфириды циклаурской свиты. Контакты рвушие, субвертикальные с зоной ороговикования мощностью 200-250 м. Состав и строение зоны роговиков аналогичен описанным ранее.

Вдоль субширотных разрывных нарушений в роговиках отмечаются линзообразные тела скарноидов амфибол-пироксен-эпидотового состава с гранатом. В них же наблюдаются гнездообразные выделения и скопления рудных минералов - шеелита, пирротина, халькопирита. В эндоконтактовой же зоне породы тонкокристаллические с порфировой структурой и многочисленными ксенолитами вмещающих пород. В приконтактовой зоне в интервале 100-150 м породы представлены светло-серым гранодиорит - порфирами, массивными от мелко - до крупнокристаллических. Под микроскопом наблюдаются крупные порфиновые выделения (до 3-5 мм) плагиоклаза, кварца, амфибола и биотита сцементированных

мелкокристаллической кварц-полевошпатовой массой. Плаггиоклаз преобладает ( 40-50 % ) , образует идиоморфные табличатые кристаллы, часто зональные, по составу олигоклаз-андезин. Кварц составляет 15-20 %, образует округлые, овальные выделения, трещиноватые. Амфибол представлен бледно-зеленой роговой обманкой с косым угасанием, обычно интенсивно корродирован основной массой и замещен биотитом. Количество амфибола от 15 до 20 %. Биотит красновато-бурый, таблитчатый с четким плеохроизмом с рваными зубчатыми ограничениями ( 15-20 %). Иногда в порфировых выделениях наблюдается калиевый полевой шпат, чистый с низким двупреломлением ( до 5 %). Вторичные изменения в породах выражены в слабом раскислении и пелитизации плаггиоклаза, развитии биотита и гидробиотита по амфиболу. Из аксессуарных минералов в гранодиорит-порфирах отмечены апатит, циркон, рудный. Гранодиорит порфиры постепенно сменяются светло-серыми массивными кварцевыми диоритами как порфировой, так и афировой структуры. В отличие от описанных выше пород в них во вкрапленниках практически отсутствует калиевый полевой шпат, количество кварца также уменьшается до 5-10 %. Структура основной массы от мелко- до крупнокристаллической. В центральной части массива наблюдаются биотит - роговообманковые диориты, внешне сходные с кварцевыми диоритами, но отличающиеся от них практически полным отсутствием кварца. Диорит сложен идиоморфными таблитчатыми и удлиненными призматическими зернами плаггиоклаза (до 70%) с подчиненным количеством призматической, реже неправильной формы роговой обманки ( 15 - 20 % ) и красновато-бурых чешуек биотита ( 5-10 %). Плаггиоклаз средний по составу, андезин № 38-40, часто зональный, зональность прямая. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном и рудным минералом, типа ильменита. Таким образом, в породах Мидаграбынского массива отмечается их фациальная изменчивость - в краевых частях массива наблюдаются более кислые разновидности, гранодиорит-порфиры, которые к центральной части сменяются кварцевыми диоритами и диоритами.

На северо-западном склоне г. Майлихох наблюдается массив кварцевых диоритов неправильно удлиненный, овалообразной формы площадью около 0,5-0,7 км<sup>2</sup> . Северо-западнее, в верховьях ледника Колка, на северном склоне водораздельного гребня наблюдается массив кварцевых диоритов округлой формы площадью 0,5 км<sup>2</sup> , а также два разобщенных выхода в окнах ледника. Вмещающими породами этих массивов являются вулканогенно-терригенные отложения циклаурской свиты, интенсивно ороговикованные с мощностью зоны 200 м. Контактные роговики пятнистые и полосчатые светло-серого до розового цвета, ближе к массиву - массивные. В кварцевых диоритах встречаются

ксенолиты корундовых роговиков, состоящих из округло-изометричных зерен кварца, зонального плагиоклаза, шпинели и корунда. Вокруг корунда порода обычно обеднена шпинелью (Белянкин, 1945). Кварцевые диориты серые, массивные биотит-роговообманковые, встречаются биотит-пироксен-роговообманковые. Полиэдрическая отдельность разбивает массивы на грубые плиты. Большая часть массивов перекрыта ледниками. (Петрохимические и геохимические особенности пород рассмотрены в конце описания комплекса).

Проявления четвертой фазы на изученной территории развиты незначительно и представлены дайками и мелкими штоками андезито-дацитов, андезито-дацитовых порфиров и андезитов. Они наблюдаются в отложениях Ардон-Дарьяльской, Мамисон - Казбекской (Центральной) зонах и в зоне Южного склона.

Наиболее северные выходы пород отмечаются в верховьях руч. Ларциком, правого притока р. Мидаграбындон, где Долговым Г.А. (1988) откартирован Ларцикомский шток андезито-дацитовых порфиров. Размер штока в поперечном сечении составляет 150-500 м, северная его часть представлена преимущественно андезитовыми, а южная - дацитовыми порфирами. Юго-западный контакт штока с вмещающими отложениями кистинской свиты тектонически сорван, в остальных местах он интрузивный с зоной ороговикования мощностью 0,1-0,2 м. Породы зеленовато-серого цвета с порфировой и афировой структурой и такситовой текстурой. Основная масса - пилотакситовая в андезитовых и интерсертально-зернистая в дацитовых порфирах.

В верховьях р. Мидаграбидон в глинистых сланцах гудушаурской свиты отмечаются дайки андезитов и андезито-дацитов. Мощность даек 2-5 м, протяженность от 100 до 700 м, падение их крутое, северо-западное. Глинистые сланцы в контактах слабо ороговикованы, зона ороговикования не более 0,1 м. Андезиты темно-серого цвета, с зеленоватым оттенком, массивные с порфировой и афировой структурой. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, таблитчатой роговой обманкой, реже пироксеном. Основная масса сложена плагиоклазом, амфиболом, биотитом и вторичными - хлоритом, пренитом, амфиболом. Структура основной массы пилотакситовая. В андезите отмечается мельчайшая вкрапленность пирротина.

В верховьях ледника Девдорак андезито-дациты четвертой фазы распространены в форме даек и мелких штокообразных тел. Мощность даек не превышает 5-7 м, а размеры штоков 100 x 150 м. Контакты их с вмещающими породами циклаурской свиты интрузивные, рвущие со следами прогрева. Ориентировка даек субширотная с субвертикальными углами падения. Андезито-дациты зеленовато-серые, массивные преимущественно с порфировой структурой. Вкрапленники представлены зональным

плаггиоклазом (№ 40-60) роговой обманкой и пироксеном (авгит). Структура основной массы гиалопилитовая, с большим количеством тонкой вкрапленности рудного вещества (Гончаренко, 1975).

Петрохимическая характеристика пород приводится по материалам Л.Н.Энна (1988).

На классификационной диаграмме в координатах  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  породы четко разделяются на три самостоятельных поля, соответствующих фазам комплекса. Породы второй фазы характеризуются повышенными значениями окиси кремния и расположены в поле нормальных гранитоидов. Породы третьей фазы обособляются в полях развития кварцевых диоритов и гранодиоритов, часть из них характеризуется повышенной щелочностью. Породы четвертой фазы характеризуются наиболее низкими значениями содержания кремнезема и располагаются в полях средних - основных пород. Таким образом, четко просматривается направленность становления комплекса от кислых до основных разностей. По отношению натрия к калию породы комплекса относятся к натриевому ряду, лишь отдельные, их разности попадают в калинатриевый ряд. По соотношению щелочей фигуративные точки анализов располагаются как выше, так и ниже вариационной кривой составов пород и в общем тяготеют к плаггиогранитной серии. На петрохимической диаграмме в координатах железистость, глиноземистость (Кутолин, 1964) большая часть анализов пород теплинского комплекса попадает в поле неопределенности, часть же анализов попадает в поле дифференциатов базальтоидов. В то же время на диаграмме в координатах суммарное железо - кремнезем они расположены вдоль вариационной линии сиалических гранитоидов. Таким образом, образование пород комплекса можно трактовать как результат плавления сиалического фундамента с последующей его дифференциацией. Породы комплекса характеризуются довольно стабильными содержаниями окислов магния, железа, титана; отношение  $\text{FeO} / \text{MgO}$  изменяется от 1,2 до 1,9. В то же время содержание окиси алюминия в породах варьирует в широких пределах от 12,75 до 18,7 % (Энна Н.Л., 1988). Следует отметить, что петрохимические особенности пород теплинского комплекса во многом сходны с таковыми для казбекских лав. Так, на диаграммах с магнием и титаном поле развития пород теплинского комплекса лишь немного смещено по сравнению с казбекскими лавами, что обуславливается дальнейшим процессом дифференциации магматического очага. На диаграммах со щелочами и алюминием поле развития казбекских лав находится внутри поля пород теплинского комплекса. Совпадение химических составов кварцевых диоритов Саутисидонского массива с казбекскими лавами отмечалось ранее Д.С.Белянкиным (1945). На вариационных диаграммах химического состава пород

комплекса, пересчитанных по методу Барта, четко отбиваются отмеченные особенности пород комплекса, изменения от краевой зоны к центральной. Хорошо видно, как от центра массива к его контакту увеличивается содержание кремния и уменьшение алюминия, магния, двухвалентного железа, и в какой-то мере - кальция. Совершенно по разному ведут себя калий с натрием, с увеличением одного наблюдается уменьшение другого. Хорошо видны петрохимические различия кварцевых диоритов - гранодиоритов третьей фазы и гранит-порфиров второй. Причем в процессах перераспределения главных компонентов ведущая роль принадлежит кристаллизационной дифференциации расплава. Некоторые петрохимические различия выделенных фаз, а также отличия пород разных массивов отражаются также в особенностях химического состава главных пороодообразующих минералов, в частности, плагиоклаза, амфибола. На диаграмме соотношения железистости породы и амфиболов отмечается увеличение железистости в породе и уменьшение ее в амфиболах в приконтактных зонах, представленных гранодиорит-порфирами.

Минералогическая характеристика пород теплинского комплекса Казбекского узла приводится по результатам анализа проб - протолок, отобранных из Мидаграбынского, Саутисидонского, Колкинского массивов. Выход тяжелой фракции составлял от 1 до 20 грамм. Из рудных минералов в кварцевых диоритах установлены ильменит ( 100- 2327 г/т), пирротин ( до 14,0 г/т), магнетит ( до 364,8 г/т), лимонит ( до 28,0 г/т), пирит ( до 11,7 г/т), галенит ( до 1,85 г/т), арсенопирит ( до 2,3 г/т), халькопирит ( до 0,04 г/т), шеелит ( до 0,18 г/т). В редких случаях встречаются малахит, брошантит, леллингит, молибденит, церуссит. Более высокие содержания шеелита отмечаются в гранодиорит-порфирах и кварцевых диоритах третьей фазы Мидаграбынского массива. Из акцессорных минералов в породах встречаются циркон ( до 20 г/т), рутил ( до 0,47 г/т), сфен ( до 13,6 г/т), апатит ( до 147 г/т), гранаты ( до 12,8 г/т), эпидот ( до 32,0 г/т). Встречаются также турмалин, анатаз, ортит, шпинель, малакон, якобит, барит, корунд. Характерной особенностью циркона является его яркая, розово-оранжевая окраска, резко преобладающая над бледно-розовой, буровато-коричневой ( характерной для цирконов из кассарских гранитоидов), а также хорошая огранка кристаллов, имеющих длиннопризматическую форму.

Для геохимической характеристики теплинского комплекса Казбекского узла были составлены выборки результатов спектральных анализов как для пород комплекса в целом, так и для отдельных массивов. Повышенные содержания ( выше кларка в 1,5-4 раза) в породах комплекса отмечаются для вольфрама, скандия, молибдена, олова, серебра, меди, свинца, лития и никеля. Ниже фоновых - содержания хрома, бария, натрия, фосфора и циркония.

В роговиках, по сравнению с неизмененными породами, отмечаются также повышенные содержания вольфрама, меди, молибдена, свинца, серебра, мышьяка, золота. С кварцевыми диоритами и роговиками связано вольфрамовое, медное оруденение (проявления Тепи, Суатиси), проявления золота. Кроме того, интрузивным породам теплинского комплекса свойственны молибденовая и арсенопиритовая минерализация. По мнению Ермакова (1981г) с ними также связана и ртутная минерализация зоны Южного склона. По мнению В.Б.Черницына (1971), однако, «ртуть не связывается с ... интрузивами типа Тепли». Последнее совпадает с выводами работников треста «Севкавцветметразведка» (С.М.Тиболов, С.Н.Кокаев и др. 1966г.). Таким образом, отчетливо устанавливается, что ведущей металлогенической специализацией пород теплинского комплекса является редкометальная (вольфрамовая с молибденом, оловом, золотом). Подчиненную роль здесь играют медно-пирротинный, свинцово-цинковый и арсенопиритовый типы оруденения

Изучением возраста интрузивных образований данного комплекса занимались А.М. Борсук (1969, 1975, 1979), М.М.Аракелянц (1970), Е.К.Станкевич (1976). Для изучаемого района имелось одно определение возраста для дайки гранодиорит-порфира в районе ледника Мидаграбындон -  $2,7 \pm 0,2$  млн.лет.

Результаты калий-аргоновых определений возраста (по породе Мидаграбынского и Саутисидонского массивов (третья фаза), проведенных в лаборатории ГИН АН Арм. ССР Г.П. Багдасаряном дают следующие цифры: Мидаграбынский  $3,0 \pm 0,25$  млн.лет, Саутисидонский от 2,9 до  $3,1 \pm 0,18$  млн.лет. Для пород второй фазы получено одно определение, возраст дайки гранит-порфира в районе массива Сырт-хох -  $3,75 \pm 0,2$  млн. лет. Приведенные цифры радиологического возраста пород комплекса не противоречат геологическим данным. Породы комплекса прорывают нижне-среднеюрские образования и перекрываются четвертичными казбекскими лавами. Галька пород, сопоставимая по облику и составу с породами комплекса, известна в конгломератах акчагыла (Милановский, Короновский, 1964; Стеклов, 1966 и др.). Результаты палеомагнитных исследований для данной формации в целом показывают, что формирование их происходило в эпоху прямой магнитной полярности Гаусса (2,25 - 3,35 млн. лет) и совпадают с определениями абсолютного возраста (Станкевич, 1976)

## 5. УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННЫЕ

### ОБРАЗОВАНИЯ



Метаморфогенные нестратифицированные образования представлены верхнепротерозойскими ультраметаморфическими образованиями.

### **5.1. Верхнепротерозойские ультраметаморфические образования**

Ультраметаморфические образования широко развиты в данном районе, слагая выступы инфраструктуры кристаллического фундамента. Они представлены мигматитами различной степени мигматизации с разным субстратом мигматизируемых пород.

В пределах площади работ в разрезе выделено три ультраметаморфических комплекса - верхнебалкарский, галдорский и вазахохский. Соотношение перечисленных комплексов между собой, наблюдение за структурным рисунком реститов и их положением в рельефе, интерпретация гравиметрических и аэромагнитных данных показывают внутреннее строение инфраструктуры, которое представляется в виде расслоенной, тектонически осложненной псевдомоноклиальной структуры субширотного простирания и северного (30-50°) падения. В подошве ее залегают образования галдорского комплекса, которые далее последовательно, снизу вверх тектонически перекрываются ультраметаморфитами верхнебалкарского комплексов. Мигматиты вазахохского комплекса наблюдаются лишь в небольшом изолированном выходе гипсометрически и, по-видимому, тектонически перекрывающем образования верхнебалкарского комплекса в верховьях рек Сехоладон и Лахумедон.

Учитывая сходство исходного субстрата (преимущественно сиалический тип), структурное положение, галдорский и верхнебалкарский комплексы мигматитов объединены в гондарайскую серию. Неопределенность структурно-тектонического положения вазахохского комплекса и некоторые особенности его внутреннего строения позволяют рассматривать его в качестве самостоятельного комплекса.

#### **5.1.1. Гондарайская серия**

Как уже отмечалось, в составе гондарайской серии в Черек-Урухском междуречье среди мигматитов были откартированы мигматиты низкой-средней степени мигматизации с уверенно различимым исходным субстратом (палеосомой) и новообразованной гранитной составляющей (лейкосомой) и мигматиты высокой степени мигматизации, в которых различить исходную и новообразованную составляющую практически невозможно - шлировые и тневые мигматиты (небулиты). Первый тип мигматитов

преобладает в составе галдорского комплекса и местами встречается в верхнебалкарском, второй преобладает в составе верхнебалкарского комплекса.

#### 5.1.1.1. Галдорский комплекс (PR<sub>2gl</sub>)

Выделен при проведении геологического доизучения территории как комплекс мигматитов, образовавшихся по сиалическому (фемо-сиалическому) субстрату, метаморфизованному в гранулитовой (амфиболит-гранулитовой) фации, и регрессивно измененных в ходе мигматизации до амфиболитовой фации.

Галдорский комплекс образует галдорскую литопластину, тектонически обособленную от вмещающих образований. Разлит он в пределах Черек-Урухского выступа инфраструктуры, в его наиболее поднятых Балкарском, и Галдорском блоках. В структурном отношении он фиксирует наиболее глубокие горизонты (корни ?) Балкаро-Дигорского поднятия. Наиболее значительные выходы пород галдорского комплекса обнажаются в гребневой части Суганского хребта. Крайние юго-восточные выходы галдорского комплекса обнажаются в водораздельной части междуречья Хазнидон и левых притоков р.Урух (вершины Цухгартыком - Галдор). Здесь породы галдорского комплекса слабо мигматизированы, от низкой до средней степени, сохраняют ясно выраженную слоистость и по особенностям исходного состава палеосомы расчленяются на четыре части (толщи), возможно, наследующие первичную стратификацию разреза. В нижней части обнаженного разреза (гипсометрически нижней) залегает толща мигматизированных пород по кристаллическим сланцам. Гипсометрически выше наблюдается весьма характерная толща слабо мигматизированных лейкократовых кварцитовидных, практически бесслюдистых гнейсов с маломощными прослоями сланцев и горизонтами кварцитов. В средней части наблюдаются мигматиты по биотитовым гнейсам с пачками сланцев. Последние преобладают среди палеосомы верхней толщи, встречаются также пачки гнейсов и амфиболитов.

В бассейне р.Черек Балкарский породы мигматизированы значительно сильнее, вплоть до образования тeneвых мигматитов - анатектит-гранитов, четкой стратификации разреза не устанавливается. Здесь галдорский комплекс откартирован как нерасчлененный. В целом, галдорский комплекс здесь представлен в различной степени мигматизированными гнейсами и сланцами с пачками кварцитоподобных малослюдистых лейкократовых гнейсов и редкими телами амфиболитов и мраморов. Они неравномерно инъецированы разномасштабными такситовыми анатектит-гранитами, которые местами (Ахсу-Тютюнский блок) даже преобладают над мигматитами низкой-средней степени

мигматизации. По составу анатектиты варьируют от гранодиоритов до плагиогранитов. Среди гнейсов палеосомы встречаются разности с минеральным парагенезисом, характерным для пород гранулитовой фации: силлиманит (кордиерит) - гранат-плагиоклаз-ортоклаз (калишпат) - кварц, характерной гранулитовой структурой и ленточными (линзовидными) агрегатами кварца. Гранулиты развиты в виде отдельных линз и неправильных тел среди генетически и пространственно связанных с ними мигматитами, при этом, процессы мигматизации приводили к регрессивному преобразованию гранулитов до амфиболитовой фации.

Южным ограничением пород галдорского комплекса является Северо-Штулинский разлом, с севера они перекрываются по надвигу породами сабалахского комплекса ( за пределами РСО-А).

Первая (нижняя) толща галдорского комплекса в пределах Нахашбитинского (Галдорского) блока сложена тонкополосчатыми мигматитами, развитыми по мезократовым гнейсам и биотитовым сланцам, слабо мигматизированными гнейсами и теньевыми мигматитами, местами переходящими в такситовые анатектит-граниты.

Видимая мощность разреза первой толщи составляет 770м.

Верхние горизонты первой толщи без видимого несогласия перекрываются лейкократовыми кварцитовидными гнейсами второй толщи.

Вторая толща галдорского комплекса характеризуется более жестким обрывистым микрорельефом и характерным лейкократовым обликом слагающих ее пород. В целом, породы второй толщи могут выступать своеобразным маркирующим горизонтом в разрезе галдорского комплекса. Сложена она слабо мигматизированными зеленовато-серыми, кварцитовидными лейкократовыми гнейсами с единичными прослоями (до 1м) амфиболитов и лейкосомы (10-15%) прожилкового типа, кварц-полевошпатового и гранитоидного состава, от мелко - до крупнозернистой структуры.

Общая мощность разреза второй толщи 685-700 м. Толща без видимого несогласия перекрывается породами третьей толщи.

Третья толща характеризуется преобладанием в разрезе мигматитов, развитых по мезократовым биотитовым гнейсам и сланцам и сложена слабо мигматизированными биотитовыми и амфибол-биотитовыми сланцами, местами с вкрапленностью ( до 5 мм) розового граната, мигматитами по биотитовым сланцам темно-серого цвета, лейкосомой (40-45%) кварц-полевошпатового состава, прожилково-плойчатого типа (2-10 см), и темно-серыми, слабо мигматизированными тонкополосчатыми биотитовыми гнейсами.

Общая мощность разреза мигматитов третьей толщи составляет 630-680 м.

Четвертая толща галдорского комплекса согласно перекрывает породы третьей толщи и обнажается в пригребневой части водораздела рек Псыгансу-Хазнидон и левых притоков р.Урух. В значительной части породы толщи перекрыты ледниками, и для непосредственного изучения часто недоступны. В разрезе толщи преобладают мигматиты по биотитовым сланцам, реже встречаются биотитовые гнейсы и амфиболиты. Лейкосома кварц-полевошпатового состава, прожилкового (0,1-1,5 до 10 м), реже полосчато-плойчатого до пигматитового типа. Лейкосома достигает, в среднем, до 30% разреза толщи, придавая ей грубополосчатый облик.

Видимая мощность толщи достигает 750-700 м, а галдорского комплекса в целом - 2835-2950 м.

На севере породы галдорского комплекса по надвигу перекрываются мигматитами верхнебалкарского комплекса, на западе и востоке они ограничены субмеридиональными разрывами.

Как отмечалось выше, в составе галдорского комплекса встречаются мигматиты как низкой-средней, так и высокой степени мигматизации.

Мигматиты высокой степени мигматизации развиты весьма неравномерно и представлены тeneвыми мигматитами или анатектит-гранитами. Обычно они представляют собой породы светло-серого цвета на 80 -95% состоящие из мелко-среднезернистого гранитоида с неравномерным шлировым распределением биотита. На отдельных участках тeneвые мигматиты имеют практически однородный гранитный облик и содержание биотита в них не превышает 5%. По составу они представлены от гранодиоритов-плагиогранитов до субщелочных гранитов. Содержание кремнезема в них изменяется от 64 до 76,9%, сумма щелочей колеблется от 4,72 до 8,09%, при этом, в большинстве случаев отмечаются примерно равные количества окиси калия и окиси натрия.

Содержание окиси титана, в большинстве случаев, колеблется от 0,1 до 0,3%, достигая в отдельных случаях 0,9% . По соотношению окиси алюминия и щелочей они расположены в поле высокоглиноземистых пород. Условия формирования гранитоидных анатектитов галдорского комплекса, в целом, соответствуют условиям формирования как синколлизиионных, так и постколлизиионных гранитоидов.

Гранодиориты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и неотчетливой ориентированной текстурой, в их составе наблюдается кварц (20-25%), плагиоклаз (40-55 %), биотит (5-17%), хлорит (5-10%), в незначительных количествах (менее 5%) встречается мусковит, рудный минерал (ильменит), гранат, акцессорные

минералы представлены цирконом, апатитом и сфеном. Плагиоклаз представлен олигоклазом-андезином № 25-32, слабо серицитизирован и катаклазирован. По биотиту интенсивно развивается бледно-зеленоватый хлорит с выделением по спайности мусковитовой слюдки и мелких зерен рудного минерала. Гранат слабо розоватый, образует более или менее правильные изометричные кристаллы размером до 5 мм. Реже встречаются пироксен-роговообманковые гранодиориты, при этом, роговая обманка достигает 13%, а пироксен (авгит) - 1% состава породы.

Анатектит-граниты субщелочного состава характеризуются мелкосреднезернистой гипидиоморфной, реже гранобластовой структурой, в основном, массивной, иногда неяснополосчатой текстурой. В составе породы наблюдается кислый плагиоклаз (до 30%), кварц (30-35%), микроклин (20-25%), биотит (до 5%), мусковит (2-10%). Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом, агрегатом соссюрита; акцессорные - цирконом, апатитом, сфеном, рутилом. Плагиоклаз представлен, в основном, альбит-олигоклазом, пелитизирован и слабо соссюритизирован, интенсивно замещается микроклином с развитием на контакте редких мирмекитов. Мусковит развивается по биотиту и полевым шпатам и часто образует с вторичным (поздним) кварцем графические прорастания. По биотиту интенсивно развивается хлорит, эпидот, титанистые минералы.

В составе мигматитов низкой-средней степени мигматизации достаточно уверенно разделяется новообразованная лейкосома кварц-полевошпатового и гранодиорит-гранитоидного состава и палеосома (породы субстрата). В составе гранитоидной лейкосомы присутствует кварц (25-50%), кислый плагиоклаз (20-45%), микроклин (20-45%), биотит (до 5%), иногда мусковит (до 5%), гранат (2-3%). Микроструктура породы - гранобластовая, гетеробластовая, иногда призматическая, порфиробластовая, брекчиевая, средне- крупнозернистая до пегматоидной, текстура массивная. Химический состав лейкосомы варьирует в зависимости от состава исходной породы, однако в целом характерным является значительное превышение окиси натрия над окисью калия. Текстурный узор и содержание лейкосомы определяет тип мигматитов и степень интенсивности мигматизации, охарактеризованной ранее.

Породы исходного субстрата (палеосома) представлены различными типами гнейсов и кристаллических сланцев, реже встречаются кварцитогнейсы и кварциты, амфиболиты и мрамора.

Гнейсы имеют, как правило, серый и светло-серый до белого цвет, мелко-среднезернистые, как с хорошо выраженной гнейсоватостью, так и неясно-тонкополосчатые до массивных. По составу встречаются биотитовые и мусковит-

биотитовые гнейсы, биотитовые плагиогнейсы, гранат-мусковит-биотитовые, силлиманит-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые, силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовые и кварцитовидные гнейсы. Биотитовые гнейсы состоят из изометричных, реже удлинённых зерен плагиоклаза (от 10 до 40%), изометричных зерен кварца (25-40%), микроклина (до 50%), чешуек биотита (до 12%), в мусковит-биотитовых разностях наблюдается мусковит (до 7%). Из акцессорных минералов встречаются циркон, апатит, сфен, гранат, рудные минералы (сульфиды) - пирит, ильменит. По биотиту часто развивается хлорит, по плагиоклазу - агрегат соссюрита (серицит, эпидот, кальцит).

В плагиогнейсах количество плагиоклаза достигает 47-52%, наличие в них редких крупных реликтовых зерен плагиоклаза удлинённой формы, интенсивно пелитизированных, позволяет определять их как ортогнейсы. В силлиманит-биотитовых, гранат-силлиманит-биотитовых, гранат-мусковитовых гнейсах появляются соответственно тонкопризматичный силлиманит - до 6% и бледно-розовый, изометричной формы, гранат - 2-7%. Изредка в подобных гнейсах встречается кордиерит (до 12%) и увеличивается количество силлиманита до 9% и граната до 15%. В малослюдистых гнейсах отмечается плагиоклаз (до 42%), кварц (30%), микроклин (15%), хлоритизированный биотит (до 5%), гранат (7%), из акцессорных минералов встречаются сульфиды, апатит, циркон. В кварцитовидных гнейсах наблюдается увеличение количества кварца до 60% за счет уменьшения количества полевых шпатов. В составе последних обычно преобладает калиевый полевой шпат (до 10%), отмечается амфибол (5-7%), пироксен (5-7%), гранат (до 5%). В гнейсах иногда наблюдается повышенное содержание рудных минералов - сульфидов (до 7%), в составе последних отмечается пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, из акцессорных минералов встречаются сфен, апатит, эпидот, цоизит. Структура кварцитовидных гнейсов обычно нематогранобластовая (реликтовая гранулитовая), обусловленная преобладанием в породе более или менее правильных изометричных зерен кварца, полевых шпатов, пироксена, граната по отношению к удлинённым призмам амфибола и чешуйкам биотита. Кварциты характеризуются сходным минеральным составом с кварцитовидными гнейсами, однако количество кварца в них увеличивается до 70-75%. Как и кварцитовидные гнейсы они характеризуются лейкократовым обликом, мелко-среднезернистой нематогранобластовой структурой и неотчетливо полосчатой до массивной текстурой.

Микроскопическое изучение гнейсов галдорского комплекса позволяет сказать, что они представляют собой продукт мигматизации (гранитизации) лептитовых пород (гранулитов), сформировавшихся в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. Реликтовые минеральные парагенезисы, характерные для гранулитовой

фации регионального метаморфизма (силлиманит-гранат-плагиоклаз-ортоклаз (калишпат-кварц) при мигматизации, носившей регрессивный характер, переходили в неравновесное состояние и частично изменялись, вплоть до образования минеральных парагенезисов, характерных для амфиболитовой фации - силлиманит-гранат-плагиоклаз-биотит-кварц, силлиманит-плагиоклаз-биотит-кварц, вплоть до появления диафторических минералов хлорита, мусковита и др. В то же время, процессы фельдшпатизации приводили к увеличению размера зерен, раскислению плагиоклаза и увеличению количества микроклина.

Кристаллические сланцы палеосомы по составу слагающих компонентов преимущественно биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые, реже встречаются силлиманит-гранат-биотитовые, гранат-ставролит-двуслюдяные. Сланцы буроватые до темно-серых, иногда с зеленоватым оттенком и характеризуются чередованием чешуйчатых агрегатов биотита, с амфиболом, реже мусковитом и линзующимися прослойками кварц-полевошпатового состава. Структура сланцев лепидобластовая, лепидогранобластовая, текстура ясносланцеватая и четко подчеркивается ориентированным расположением породообразующих минералов. В составе кристаллических сланцев наблюдается кварц (20-60%), кислый плагиоклаз типа олигоклаза (5-20%), биотит (30-60%) и продукты его вторичного изменения - хлорит, мусковит, кроме того, в зависимости от типа сланцев, встречается гранат (0,5-10%), роговая обманка (до 20-30%), силлиманит (0,5-15%), микроклин (до 5-10%), реже встречается ставролит (до 2%). Из акцессорных минералов встречаются рудные минералы (сульфиды, ильменит), циркон, апатит, сфен, шеелит.

Амфиболиты палеосомы внешне представляют собой породы зеленовато-серого, зеленовато-темно-серого цвета, мелко-среднезернистые, массивные, иногда тонкослоистые, наблюдаемые как в виде пластовых тел (до 10 м), так и в виде мелких линз. Амфиболиты состоят из удлиненных призм бурой роговой обманки (до 60%), изометричных и редких удлиненных таблитчатых зерен плагиоклаза - андезина N 35-40 (до 25%), подчиненного количества вторичных минералов - биотита (до 5%), кварца (до 5%), калишпата (до 1%), рудных (сульфиды, ильменит) и акцессорных (apatит, циркон, сфен) минералов. Встречаются пироксеновые, гранатсодержащие амфиболиты, сосюритизированные и серицитизированные, при этом количество пироксена (моноклинного, типа авгита) достигает 10%, гранат (до 1-2%) образует редкие изометричные кристаллы.

Прослои (до 20 м) и линзы (1х3 м) мраморов, встречающиеся в составе галдорского комплекса, обычно обладают четкими резкими контактами с вмещающими их

кристаллическими сланцами и постепенными, нечеткими контактами с гнейсами (Андреев,1969). Макроскопически они представляют собой мелко- среднезернистые плотные, массивные породы белого и темно-серого цвета, состоящие из карбоната (до 95%) с примесью мусковита (до 5%) и тремолита (до 10%). На контактах с гнейсами отмечается оторочка апатит-кварц-амфибол-карбонат-полевошпатовых пород (Андреев,1969).

Анализ химических составов кристаллических сланцев, кварцитовидных и биотитовых гнейсов, а также результаты предшествующих исследований как по данной территории (Андреев,1969), так и по сопредельным площадям (Корсаков,1988, Доля,1990) позволяют сделать вывод, что исходными породами для их образования служили песчано-глинистые осадки. Малослюдистые гнейсы, частично амфиболиты, могли образоваться по первично магматическим породам, однако эти вопросы требуют дальнейшего более детального изучения.

В структуре геохимического поля образования галдорского комплекса, как и всей инфраструктуры в целом, характеризуются выносом большинства элементов. Однако, в отдельных горизонтах кварцитовидных лейкократовых гнейсов отмечаются более высокие (выше кларка) содержания свинца, цинка, мышьяка, молибдена, олова, марганца. Породы галдорского комплекса в физических полях не отражаются в силу своих петрофизических характеристик, сходных с мигматитами других комплексов и палеозойских гранитоидов (Лерман,1993).

Как уже отмечалось ранее, мигматизированные породы галдорского комплекса являются полиметаморфическими образованиями. Наличие критических минеральных парагенезисов в лейкократовых гнейсах (лептитах) - силлиманит-гранат-плагиоклаз-ортоклаз (калишпат)-кварц - указывают на условия гранат-кордиерит-ортоклазовой фации (Кориковский,1979). Ассоциации гранулитовой фации соседствуют с минеральными ассоциациями амфиболитовой фации: кварц-плагиоклаз-гранат-силлиманит-биотит, кварц-роговая обманка-биотит и др., сменяя друг друга как по простиранию, так и по разрезу. Устойчивый минеральный парагенезис в мигматитовом разрезе, в лейкосоме - биотит-кварц-роговая обманка-кислый плагиоклаз-микроклин свидетельствует о том, что процессы мигматизации происходили в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Таким образом, можно сделать вывод, что породы галдорского комплекса Черек-Урухского междуречья, как и частично мигматиты инфраструктуры других районов Главного хребта (Шенгелиа,1968; Доля,1990, Доля,1995) сформировались в условиях



гранулитовой фации регионального метаморфизма и в дальнейшем подверглись мигматизации в условиях амфиболитовой фации.

На аэроснимках породы галдорского комплекса в большинстве случаев имеют ровный серый фототон, скальный микрорельеф и не обнаруживают признаков, позволяющих уверенно выделять участки с различной интенсивностью мигматизации или различным исходным субстратом. Лишь в отдельных местах дешифрируются пачки кварцитовидных гнейсов второй толщи, обладающих светлым фототоном и, наоборот, редкие пачки мигматитов по биотитовым сланцам (темно-серый до черного фототон) в мигматитах по гнейсовому субстрату. Однако эти горизонты непротяженные, и широкое развитие осыпных и моренных отложений существенно затрудняют прослеживание этих горизонтов по площади.

Возраст мигматизированных пород галдорского комплекса, вероятно, ранне-позднепротерозойский, и принят по косвенным данным. О несомненном досреднепалеозойском возрасте мигматитов инфраструктуры свидетельствует нахождение их обломков и глыб в гранитах белореченского комплекса. По имеющимся данным в сопредельных районах (радиохронологическим, геологическим и палеомагнитным) можно сделать вывод о наличии в древней геологической структуре пород, испытавших региональный метаморфизм в разное время, при этом, к наиболее древнему этапу - (добайкальскому) относится образование гранулитов (Баранов,1995). О нижнем пределе возраста метаморфизма и последующей мигматизации пород нет никаких данных, но, вероятнее всего, формирование мигматитов инфраструктуры происходило раньше накопления верхнепротерозойских осадков макерской серии, подвергшихся региональному метаморфизму амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации и по единичным радиологическим датировкам (Гурбанов,1992; Доля,1989) относящимся к байкальской эпохе складчатости. Значительные и неоднократные преобразования пород инфраструктуры, и галдорского комплекса в том числе, не позволяют в настоящее время однозначно говорить об их возрасте.

#### **5.1.1.2. Верхнебалкарский комплекс (PR<sub>2bk</sub>)**

Впервые выделяется в качестве самостоятельного подразделения в отчете Энна Н.Л. и др.(1997)и представляет собой высокой степени мигматизации мигматиты по породам существенно сиалического субстрата (вероятно гнейсам и сланцам с редкими жилами амфиболитов). В классификации Меннерта (1971) они относятся к диатектитам - шлировым мигматитам, небулитам, участками до анатектит-гранитов, в меньшей степени

мигматитам средней степени мигматизации, преимущественно сланцевого и амфиболитового субстрата. Породы верхнебалкарского комплекса, по-видимому, являются аналогом гондарайского комплекса, выделенного в западных районах Центрального Кавказа (Баранов, Доля, 1976).

На изученной площади образования верхнебалкарского комплекса пользуются наиболее широким площадным распространением. Породы его участвуют в строении элементов инфраструктуры доюрского кристаллического основания. Наиболее широкое их развитие наблюдается в пределах Дигорского блока.

На площади листа К-38-39-Б породы комплекса слагают водораздельную часть ледниковых цирков массива Нахашбита в северо-восточном углу планшета, где с юга и запада ограничены разрывными нарушениями.

В пределах листа К-38-40-А они развиты к северу от г.Цухгартыком (в.о. 4299,7 м), в верховье и приводораздельной части междуречья Хазнидон-Билягидон, протягиваясь далее на восток вплоть до г.Дашихох (в.о. 3760,2 м). Широкое поле выходов пород верхнебалкарского комплекса наблюдается также северо-восточнее по обоим бортам р.Билягидон в среднем-нижнем его течении и правом борту р.Урух напротив его слияния с р.Билягидон.

Дешифрируемость образований верхнебалкарского ультраметаморфического комплекса преимущественно плохая или очень плохая, что объясняется, в первую очередь, близостью их состава и физико-механических свойств с вмещающими палеозойскими гранитами и мигматитами галдорского комплекса. Очень плохая дешифрируемость, как правило, наблюдается в условиях широкого развития альпийских лугов и интенсивной залесенности (район сел.Ахсау). Несколько лучше их дешифрируемость в условиях хорошей обнаженности в высокогорной части рельефа, где они характеризуются серым, светло-серым неоднородным фототонном, преимущественно скальными формами рельефа и микрорельефа, неоднородным характером сложно разветвленной дендритовидной блочной и ложковой сети временных водотоков. Неоднородный характер форм микрорельефа обусловлен, по-видимому, неоднородностью исходного субстрата, различной степенью его мигматизации, различной интенсивностью и ориентировкой трещиноватости, мелкой разрывной тектоники. Как правило, мелкая ложково-балочная сеть имеет более извилистый характер, нежели в однородных палеозойских гранитах, где она имеет более спрямленный и более однородный серый фототон. Породы комплекса, как уже отмечалось, представлены шлировыми и теневыми мигматитами, анатектит-гранитами, имеющими постепенные переходы между собой. Мигматиты, как правило, представляют собой породы светло-серого до серого цвета,

среднезернистые (2-3 мм) с неравномерным содержанием биотита (от 2-3% до 10% породы) и характерным неравномерным пятнисто-шлировым и линзово-шлировым его распределением. Нередко в них присутствуют мелкие сегрегации биотита линзово-прожилкового облика. Анатектит-граниты макроскопически представляют собой среднезернистые светло-серые породы гранитного облика. С шлировыми и теньвыми мигматитами они имеют постепенные переходы.

Микроскопически это породы неравномернозернистые гипидиоморфнозернистой и лепидогранобластовой, нематолепидогранобластовой и гранобластовой, порфиробластовой структуры, нечетко ориентированной микротекстуры (полосчатость, свилеватость и т.д.), состоящие из плагиоклаза (20-40%), (олигоклаза-андезина); кварца (до 30%), микроклина и микроклин-пертита (32%), биотита (2-17%), мусковита (2-5%), иногда силлиманита (до 3%). В небольших количествах присутствуют гранат (до 3%), циркон, сфен, апатит. Из вторичных минералов встречаются гидробиотит, хлорит, титанистые минералы, серицит, карбонат, сульфиды.

Вариации содержаний минералов показывают, что состав мигматитов варьирует по площади от плагиогранита до гранита. Причем резко преобладают образования гранитного состава. На диаграмме Batchelor & Bowden, 1985 большая часть гранитоидных пород верхнебалкарского комплекса попадает в границы синколлизиионного типа.

В качестве реститов в теньвых и шлировых мигматитах комплекса отмечаются линзы амфиболитов, биотит-силлиманитовых гнейсов и сланцев. Распространение их по площади и во врезе рельефа неравномерное. Это позволяет предполагать, что распределение их представляет собой элементы первичной стратификации разреза. Так, в бассейне рек Билягидон и Урух большая часть тел амфиболитов сосредоточена в приводораздельной части (г.Дашихох) и практически отсутствует в нижней части эрозионного вреза долин. Здесь же к приводораздельной части приурочены и пачки мигматизированных сланцев и гнейсов. Возраст комплекса принят протерозойским на основании сопоставления с гондарайским комплексом Г.И.Баранова, хотя имеющиеся датировки (540 млн.лет) (Гурбанов А.Г., Ханнель М. и др.) дают основание предполагать и нижнепалеозойский возраст процессов мигматизации.

### 5.1.2. Вазахохский комплекс (PR<sub>2</sub>yz)

Впервые выделен Энна Л.Н. и др. Комплекс имеет ограниченное распространение. Основные выходы отмечаются на южных склонах горы Ваза-Хох, где в виде небольшой

по протяженности полосы (4,5 км) они прослеживаются в широтном направлении. Отдельные небольшие изолированные выходы отмечаются к западу от г.Ваза-Хох, в верховье р.Лахумедон. В структурном плане описываемые образования участвуют в строении Тоторс-Вазахохского тектонического блока. С белореченскими гранитами имеют нормальный интрузивный контакт. Характер контакта с другими палеозойскими образованиями - туялинские габбро-диориты - тектонический. По степени метаморфизма в составе вазахохского комплекса выделяется два подкомплекса. Нижний - представлен гнейсами с подчиненным значением сланцев с телами анатектит-гранитов. В строении верхнего подкомплекса принимают участие, в основном, мигматизированные сланцы с телами субщелочных (?) анатектит-гранитов.

#### Нижний подкомплекс.

Обнажается в небольших окнах среди гранитов белореченского комплекса и образований верхнего подкомплекса. Наибольший их выход отмечается на водораздельном гребне рек Хазнидон и Лахумедон и в верховье последней. Небольшие площади выхода нижнего подкомплекса откартированы на южных склонах г.Ваза -Хох и к западу от нее. Представлен биотитовыми и двуслюдяными гнейсами с пачками биотитовых сланцев, в отдельных местах мигматизированными, с телами мелкозернистых биотитовых анатектит-гранитов.

Полный разрез подкомплекса описан южнее г.Ваза-Хох в верховье реки Узадон. Здесь его слагают гнейсы биотитовые, мелкозернистые, существенно кварцевые, тонкополосчатые с дайками мелкозернистых уллукамских гранитов, гнейсы агматитовые, тонкозернистые, полосчатые с пегматитовыми жилами и гнейсо-сланцы с содержанием биотита до 15-20%, нечеткополосчатые, кварц-плагиоклаз-биотитового состава с единичными прожилками пегматитов (до 20 см).

Общая мощность нижнего подкомплекса не менее 266 м.

В 2 км западнее описанного разреза, в южной части вазахохского блока, отмечаются мигматиты высокой степени мигматизации (анатектит-граниты), представленные породами довольно однообразного текстурного облика, которые также относятся к нижнему подкомплексу.

Верхний подкомплекс. Основные его выходы отмечены на южных склонах г.Ваза-Хох и небольшие изолированные окна в верховьях р.Лахумедон. Детально разрез подкомплекса описан также в верховьях р.Узадон. Здесь, под конгломератами мизурской свиты обнажаются кристаллические сланцы хлоритовые, биотит-хлоритовые, с тонкими (до 2 см) прожилками кварца, гнейсо-сланцы светло-серого цвета со слабой штриховкой по сланцеватости, иногда тонкозернистые, плотные, кварцитовидные, с линзовидными

прожилками (до 3 см) кварца и с прослоями хлорит-биотит-серицитовых сланцев, амфиболитов и анатектит-гранитов (до 2,5 м); мигматито-гнейсы светло-серого цвета по биотитовым сланцам, с линзовидными прослоями неосомы (1,5 м x 5-8 м) гранитоидного состава, равномерно раскристаллизованной, иногда грубо полосчатые, с линзовидными прослоями мелкозернистой неосомы (до 1 м) кварц-полевошпатового состава, с зернами биотита (до 0,1-0,2 см), с телами биотитовых сланцев.

Видимая мощность верхнего подкомплекса 400 м. Видимая мощность комплекса в целом - 660 м и более. Можно предположить, что мощность комплекса составляет 1500-2000 м.

Описываемые образования с юга срезаются Гибиндонским разломом, а с севера ограничиваются поддвигом Скалистого хребта. Строение комплекса довольно выдержано на всей площади своего распространения, и как видно из описания, в его составе участвуют, в основном, сланцы, гнейсы, реже анатектит-граниты. Отмечаются и переходные разности, такие как гнейсо-сланцы, мигматито-гнейсы.

Сланцы мусковит(серицит)-биотитовые, хлорит-мусковит-биотитовые, кварц-альбитовые являются преобладающими разностями комплекса. Между собой имеют нечеткие, постепенные переходы. Внешне это светло-серые с зеленоватым оттенком породы. От мелко до тонкозернистых, сланцеватые. Микроструктура - лепидогранобластовая, лепидобластическая, гранобластическая; текстура - сланцеватая, полосчатая.

Слюда - биотит, мусковит (серицит), хлорит слагает интерстиционные пластинки и чешуйки величиной 0,01 x 0,2 мм с нечеткими ограничениями и часто находящиеся в тесной ассоциации друг с другом.

Кварц образует ксенобластовые выделения величиной от 0,03x0,1 до 0,2x0,4 мм, а в сегрегационных линзовидных обособлениях - мозаичные зерна размером до 1 мм и более, с волнисто-дымчатым блоковым и нормальным угасанием.

Плагиоклаз (альбит) отмечается в виде редких порфиробластических зерен величиной до 1мм, иногда незначительно удлинённых или субизометричных, часто пелитизированных.

Гнейсы мусковит-биотитовые, мусковитовые также участвуют в строении вазахского комплекса и, в основном, в нижней его части. Встречаются в виде пачек, пластов от 2 до 60 м. Нередко ассоциируют со сланцами и гнейсо-сланцами. Внешне породы светло-серого и серого цвета, мелко- среднекристаллические, с хорошо выраженной сланцеватостью.

В составе присутствуют кварц (20-40%), плагиоклаз (25-45%), биотит (5-8%), мусковит (до 15%), редко отмечается роговая обманка.

Микроструктура лепидогранобластическая, гетерогранобластическая, на отдельных участках бластопсаммитовая, текстура гнейсоватая.

Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) присутствует в виде ксенобластовых субизометричных и короткопризматических кристаллов с нечеткими контурами, величиной до 0,5-0,8 мм. Часто содержит включения кварца, мусковита, реже апатита, иногда слабо серицитизирован.

Роговая обманка образует короткопризматические кристаллы с нечеткими ограничениями величиной до 1 мм по длинной оси. Отмечаются включения зерен кварца.

Слюда (биотит, мусковит) отмечается в виде пластинок и чешуек со слабо выраженными концевыми ограничениями размером от 0,03 x 0,1 до 0,5-1,0 мм.

Кварц присутствует в виде ксенобластовых кристаллов величиной до 0,2 мм, в сегрегациях - в виде мозаичных зерен до 0,8 мм, а размер самих сегрегаций до 15 мм с волнистым погасанием.

Из аксессуарных минералов в незначительных количествах отмечаются апатит, сфен, магнетит.

Анатектит-граниты или теньевые мигматиты представляют собой породы светло-серого цвета с характерным розоватым оттенком, тонко-равномернозернистые. Характеризуются равномерным распределением биотита в массе породы. Последние образуют мелкие линзочки реститов, которые заметны в сколе определенного направления и достигают 10-15%. На отдельных участках породы имеют почти однородный гранитный облик.

В составе отмечаются плагиоклаз (24-28%), кварц (20%), микроклин (25-40%), мусковит и биотит (10-15%). Структура породы гранобластовая, текстура массивная. Состав анатектит-гранитов комплекса варьирует от гранодиоритового до гранитного. Аналогичная ситуация наблюдается также на диаграмме соотношения нормативных альбита-анортита-ортоклаза.

На профилях гравиметрического поля породы комплекса никак не отражаются, а на профиле магнитного поля отмечается локальный минимум, связанный, вероятнее всего, с телом анатектит-гранитов.

На аэрофотоснимках описываемые образования имеют ровный серый фототон, с характерными скальными формами микрорельефа. Граница с мезозойскими образованиями дешифрируется четко.

Возраст отложений вазахохского комплекса принят как верхний протерозой по аналогии с мигматитами гондарайской серии.

Иное представление о генезисе тел анатектит-гранитов и пегматитов в мигматизированных гнейсах и гнейсо-сланцах вазахохского комплекса изложено в исследованиях Потапова В.В. и др.(1967). По их представлениям апофизы слабо альбитизированных и грейзенизированных гранитов, гранит-пегматитов и жилы пегматитов, образующие свиту жил на склонах г. Ваза-хох с падением в северных, северо-западных и западных румбах под углами 12-14 град., генетически связаны с апогранитами, вероятно, уллукамского комплекса. Наибольший интерес (из-за наличия рудной минерализации тантало-ниобатов, олова, вольфрама и полиметаллов) представляют жильные тела гранит-пегматитов (равномернозернистых пегматитов), мелкоблоковых и редкометально-замещенных пегматитов. Эти три разновидности пород четко выделяются по своим структурно-минералогическим признакам и соответствуют (по Власову К.Л. и Солодову Н.А.) микроклиновым, микроклин-альбитовым (1-й подтип) и альбитовым (1-й подтип) пегматитам.

Жильные тела гранит-пегматитов составляют 75% от общего числа жил всех разновидностей. Средняя мощность их 3-5 м при длине 20-30 м и протяженности до 1200-1400 м. Характеризуются альбитизацией, окварцеванием и мусковитизацией в виде гнезд и прожилков, с которыми связаны проявления касситерита и колумбит-танталита. Содержания диоксида тантала колеблются в пределах 0,001-0,01 %, содержания ниобия- в два раза выше, содержание касситерита- 0,005 %.

Мелкоблоковые (микроклин- альбитовые) пегматиты в различной степени альбитизированы и грейзенизированы. По сравнению с жилами гранит-пегматитов они занимают промежуточное (пространственно) положение в “свите” жил, между гранит-пегматитовыми и редкометально-замещенными. Одной из главных особенностей зональности в пределах “свиты жил” является тенденция к смене микроклина на альбит, количество которого в данном типе пегматитов заметно выше, чем в гранит-пегматитах, и меньше, чем в редкометально-замещенных пегматитах.

По химическому составу мелкоблоковые пегматиты мало отличаются от гранит-пегматитов. Они содержат относительно высокие концентрации тантала, ниобия, олова. Тантал и ниобий присутствуют приблизительно в одинаковых количествах (0,001-0,015 %). Содержания олова колеблются в пределах 0,01-0,05 %.

Редкометально-замещенные пегматиты распространены незначительно по сравнению с двумя другими типами жил. Они характеризуются небольшими размерами и правильной плитообразной формой. Протяженность их от 10-12 м до 80-120 м, при

мощности до 1,0-1,2 м. В экзоконтактах проявляется турманилизация кристаллических сланцев, в эндоконтактах имеет место сравнительно маломощная кварц-мусковитовая оторочка с турмалином и касситеритом. Количество породообразующих минералов в среднем составляет: альбита- 67%, кварца- 21%, микроклина- 6%, мусковита- 5%. Акцессорные минералы представлены колумбит-танталитом, касситеритом, цирконом, бериллом, гранатом, апатитом.

Вблизи жильных тел гранит-пегматитов и пегматитов в кристаллических сланцах и гнейсах вазахского комплекса выделяются две шеелитоносные зоны скарнирования- “Юбилейная” и “Лагерная”. Первая зона прослежена на 540 м, при средней мощности 0,67м и содержании оксида вольфрама - от сотых долей до 0,3%. Максимальное содержание оксида вольфрама во второй зоне составляет 0,01% при протяженности 450м и мощности 0,7м.

По степени скарнирования пород отмечаются все переходы от типичных геденбергит-андрадитовых скарнов до слабо скарнированных разностей. Морфологически это пластообразные и линзовидные тела.

Под микроскопом по минеральному составу выделяются следующие разновидности скарнов, распределенные в зонах довольно неравномерно:

- а). Пироксеновый (геденбергитовый) скарн;
- б). Гранато-пироксеновый скарн;
- в). Гранато-эпидото-пироксеновый скарн.

Рудный минерал во всех разновидностях скарнов представлен шеелитом, который развивается по пироксену и в промежутках между зернами последнего, образуя ксеноморфные зерна размером от 0,2 до 1,7 мм в поперечнике.

В пределах вазахского комплекса проявилась и полиметаллическая минерализация, представленная рудопроявлениями: Тоторс, Вазах, Западное, Высокогорное и многочисленными рудными точками.

В 1990 г. Буньков Ю.Д., Долгов Г.А. и др. выделили серию даек различного возраста: метадиоритов и аподиабазов, увязываемых ими с киммерийским магматизмом, и металипаритов, метаандезитов и метадацитов, увязываемых с альпийским (плиоценовым) магматизмом без должного подтверждения их возраста.

## 6. ТЕКТОНИКА



Тектоническое строение Северного Кавказа с позиций новой парадигмы - Тектоника плит - нашло наиболее полное отражение в работах Г.И.Баранова. Многие его представления, особенно о верхнепротерозойских и палеозойских структурах, положены в основу настоящего раздела.

Формирование Кавказского высокогорного орогенического пояса произошло в результате столкновения Аравийской эпибайкальской платформы с расположенной севернее Скифской эпигерцинской плитой. Этому событию предшествовала длительная и сложная история, в которой значительная роль принадлежит микроплитам и террейнам. По мнению Л.П.Зоненшайна и др. (1990) до столкновения главных континентов основные тектонические события в Кавказском регионе происходили за счет аккреционной тектоники, т.е. за счет поступления чужеродных блоков земной коры в зону субдукции активной окраины Евразии. Различия геологического строения этих блоков в определенной степени определили сложность тектоники Кавказского орогена, в том числе и Северной Осетии. В последней выделяются фрагменты Предкавказской, Бечасынской и Восточно-Кавказской микроплит, причлененных к Восточно-Европейской плите в конце палеозоя, а также Южной микроплиты, причлененной в конце доггера (Баранов Г.И., Греков И.Н., 1982; Баранов Г.И., 1991; Баранов Г.И. и др., 1995; Тибилев С.М., 1987). Тектонические структуры этих блоков после коллизии и последующей консолидации оказываются, как бы, впечатанными в геологическую структуру Восточно-Европейской плиты, но при этом сохраняется не только индивидуальность их геологического строения, но и в какой-то степени обособленность в дальнейших тектонических перестройках. Так, Предкавказская микроплита характеризуется преимущественным развитием передовых прогибов. В Северной Осетии в ее пределах располагаются Владикавказская котловина и Северная моноклинал. Бечасынская и Восточно-Кавказская микроплиты участвуют в формировании Центрального и Восточного Кавказа. В пределах Южной микроплиты расположены зона Южного склона и Чианурская (рис.6.1.).

В истории формирования Кавказского орогена немалую роль сыграла крупная региональная структура, известная под названием "Главное Транскавказское поперечное поднятие", протягивающееся в субмеридиональном направлении от Ставропольского поднятия Скифской плиты до Мардынского (Диабанырского) поднятия на севере Аравийской платформы. Эта поперечная зона характеризуется тенденцией к относительному поднятию всех пересекаемых ею продольных тектонических зон.

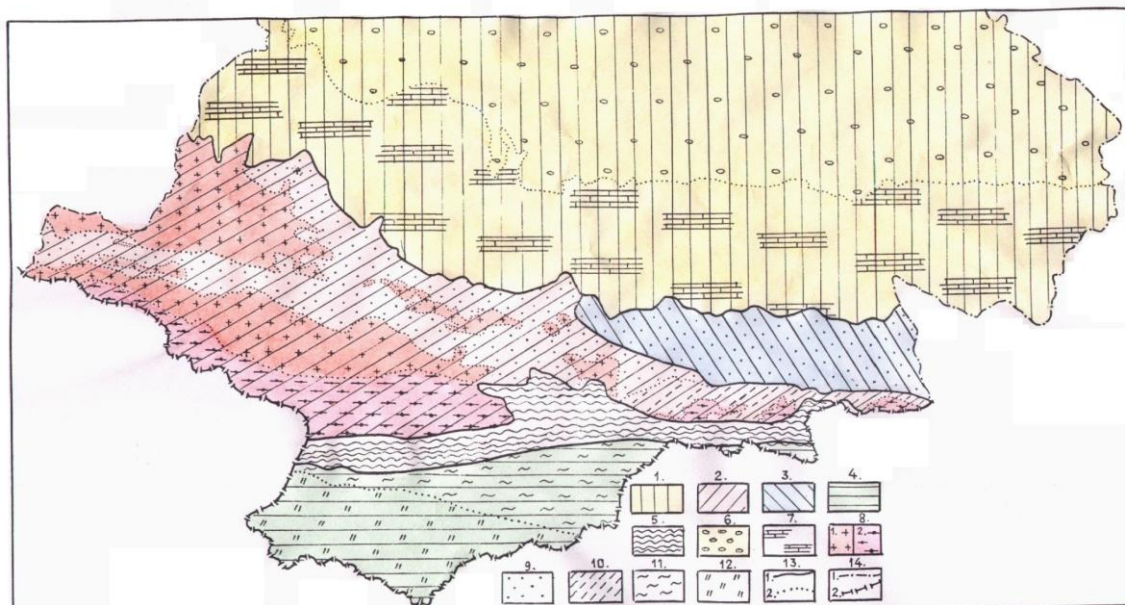


Рис. 6.1. Взаимоотношения микроплит и структурно-тектонических зон на территории Горной Осетии.  
 Условные обозначения: Микроплиты террейны: 1-Предкавказская; 2-Бечасынская; 3-Восточно-Кавказская; 4-Закавказская;  
 Структурно-тектонические зоны: 5-Мамисон-Казбекская (реликтовый шов); 6-Владикавказская котловина; 7-Северная моноклираль;  
 8-Главного хребта (1-Магерская пазона, 2-Кассарская пазона); 9-Дигоро-Осетинская; 10-Арбан-Дарьяльская; 11-Южного склона;  
 12-Чиатурская; 13-контакты (1-микроплит-терройнов, 2-структурно-тектонических зон); 14-границы (1-республик, 2-государственные).

## Рис 6.1. Взаимоотношения микроплит и структурно-тектонических зон на территории Горной Осетии

В опубликованной литературе указывается, что воздымание Транскавказского поперечного поднятия происходит с палеозоя до настоящего времени, последовательно усиливаясь в орогенном этапе альпийского цикла и особенно в позднеорогенной стадии, что с этим поднятием совпадает область регионального максимума изостатических гравитационных аномалий большой интенсивности; что поднятию свойственен мощный позднекайнозойский вулканизм; что Транскавказское поперечное поднятие является северным продолжением Африкано-Аравийского рифтово-вулканического пояса и что наиболее высоко поднятая часть Центрального Кавказа может рассматриваться, как участок пересечения Средиземноморского и северной части Африкано-Аравийского тектоно-магматических поясов (Е.Е.Милановский, Н.В.Короновский, 1973; Е.Е.Милановский, 1976).

Предлагаемая схема тектонического районирования Горной Осетии, в основном, повторяет ранее приводимые схемы и отражает с определенной полнотой типы складчато-разрывных нарушений, особенности формационного состава, процессов магматизма и метаморфизма, а также сложность тектонической блокировки выделяемых тектонических зон (прил.2). На рассматриваемой территории выделяются с севера на юг следующие крупные структурно-тектонические образования: Владикавказская котловина, Северная моноклираль, Центральный Кавказ, Мамисон-Казбекская геосутура, Южного склона,

Чиатурская и наложенные на некоторые из них: Главное Транскавказское поперечное поднятие и связанные с ним более мелкие сопутствующие поперечные структуры.

### **6.1. Владикавказская котловина Терско-Каспийского передового прогиба и Тарская межгорная впадина**

В пределы описываемой площади Владикавказская котловина попадает своей южной окраиной и, располагаясь севернее Лесистого хребта, представляет собой глубокий прогиб, переходящий на юге в северное крыло Кавказского антиклинория. Формирование прогиба по мнению ряда исследователей началось в нижнем миоцене, в период накопления пород ассинского горизонта (П.П.Забаринский, 1951). Однако, анализ имеющегося материала позволяет считать период от олигоцена до начала сармата периодом неустойчивых интенсивных колебательных движений, когда движения отрицательного знака резко сменялись положительными, вплоть до вывода морского дна выше уровня моря.

Только с верхнесарматского времени на территории Осетии устанавливается режим устойчивого прогибания, сохранившийся на фоне общего поднятия региона, начавшегося в позднем сармате-мэотисе. Таким образом, ложем прогиба следует считать глины и мергели ниже - верхнесарматского региоподъярусов.

Выполнена Владикавказская котловина мощной толщей континентальных образований неогенового и четвертичного периодов (А.А.Стеклов, 1963), образующих верхнюю молассу. В основании этой толщи располагаются отложения галечниково-песчано-глинистого состава верхнего сармата - понта, объединяющие конгломераты и галечники Лысогорской свиты. Развита свита в восточной части прогиба. Мощность ее изменяется от 1000 м у северной рамки площади до 200 м и, также, местами до полного выклинивания у южной границы прогиба (прил. 2, 27, разрезы В-Г, Д-Е). На конгломератах лысогорской свиты располагаются туфогенно-конгломератовые отложения свиты рухсдзуар. Эти породы выполняют значительную площадь котловины. Мощность их достигает 1450 м. Завершается разрез верхней молассы четвертичными плейстоцен-голоценовыми аллювиальными и флювиогляциальными образованиями. Мощность их колеблется от 0 до 750 м.

Северная граница котловины находится за пределами описываемой территории. Южная - проводится одними исследователями по Владикавказскому разлому, проводимому с определенной "натяжкой" по геофизическим данным, другие же, отрицая

Владикавказский разлом, считают, что котловина “спокойно” без дезъюнктивной тектоники прислоняется к Северной моноклинали.

Неоднократно проводившиеся в пределах Владикавказской котловины сейсморазведочные работы с целью выявления структур, благоприятных для концентрации газа и нефти, установили, с определенной степенью условности, строение поверхностей различных горизонтов, начиная от внутриверхнеюрских и кончая чокракским. Последний находится в 200-400 м стратиграфически ниже среднего сармата, который считается, как отмечалось выше, подошвой Владикавказской котловины. Отсутствие в этом 200-400 м интервале размывов и несогласий позволяет предполагать возможную унаследованность снизу-вверх структурных элементов и, следовательно, экстраполировать рельеф чокрака на кровлю среднего сармата.

Доминирующей структурой на площади котловины, попадающей в пределы описываемой территории, является Гизельский прогиб (прил. 2). Наиболее глубокая часть его, находящаяся у северной оконечности с.Гизель, располагается на глубине 4000 м от поверхности. Простирается ось прогиба к востоку от с.Гизель субширотное, а к западу - северо-западное. В этом направлении прогиб уходит за пределы площади. С юга прогиб обрывается предполагаемым Владикавказским разломом, имеющим субширотную ориентировку и северное крутое ( $70-85^\circ$ ) падение. К западу и юго-западу прогиб переходит в сравнительно пологое ( $15-25^\circ$ ) северное крыло тектонической зоны Северной моноклинали.

С северо-востока в прогиб внедряется Черменское поднятие, разделяющее в этой части прогиб на два узких прогиба, воздымающихся к востоку и северо-востоку.

Сейсмическими работами установлены северо-западные и северо-восточные разломы с амплитудами смещения не более 100 м. Этими же работами (Т.И.Павлова, 1996) в межсолевых и подсолевых отложениях верхней юры установлены аномалии, которые связываются с карбонатными массивами, интерпретируемыми, как возможные рифогенные образования. В пределы описываемой территории попадают Кировский, Нартский, Архон-Фарнский и Сунженский массивы, располагающиеся у северной границы площади. Выше верхнеюрских отложений эти массивы не проявляются.

Тарская межгорная впадина располагается в верховьях р.Камбилеевка и ее левых притоков, на участке резкой ундуляции Пастбищного хребта. Впадина имеет размеры 6-8 км в меридиональном направлении и 8-10 км в широтном. Площадь ее равна  $81,6 \text{ км}^2$ . Выполнена она до глубины 400 м рыхлыми четвертичными отложениями, залегающими на моноклиналино падающих к северу породах мезозоя и кайнозоя северной моноклинали.

Формирование котловины обусловлено тектоникой, основная роль в которой принадлежит разрывам. Наиболее значительными из последних являются Моравхох - Хосавдрагский, Батайрагский и Чернореченский. По этим разломам опущен целый массив Пастбищного хребта и образована Тарская котловина. Ступенчатое опускание блоков с севера на юг ограничило сток в северном направлении и способствовало формированию Тарского месторождения подземных вод. В поствюрмское время в северо-западной части котловины образовалось межгорное озеро, в котором накапливались темно-серые глины и торф (А.К.Джгамадзе и др., 1988).

## 6.2. Северная моноклираль

Зона Северной моноклинали оконтуривает с юга Владикавказскую котловину и протягивается в восток-юго-восточном направлении от границы с Кабардино-Балкарской республикой до р.Ардон и в широтном направлении от р.Ардон до границы с Чечено-Ингушетией. Ширина зоны колеблется от 8 до 20 км и в среднем равна 15 км. Северная ее граница проводится по подошве лысогорской свиты, южная - по пологому поддвигу, проходящему в основании эскарпа Скалистого хребта. Зона моноклинали охватывает Пастбищный и Скалистый хребты, представляющие собой типичные куэсты с пологими северными склонами и крутыми, обрывистыми южными.

Сложена Северная моноклираль среднеюрскими - неогеновыми осадочными формациями, образующими доггер-миоценовый структурный этаж. Здесь снизу вверх выделяются известняковая ( $J_2ar-J_3mt$ ), песчано-глинисто-карбонатная ( $K_1kb-K_2gr$ ), карбонатная ( $K_2ic-P_{1-2}fs$ ), глинистая ( $P_3-N_{1ms}-N_{1tr}$ ) и глинисто-песчаниковая ( $N_{1ck}-N_{1sr_{1-2}}$ ) формации (прил.2). На границе песчано-глинисто-карбонатной ( $K_1kb-K_2gr$ ) и карбонатной ( $K_2ic-P_{1-2}fs$ ) формаций располагается стратиграфическое несогласие, совпадающее по времени с произошедшей в Закавказье коллизией Нахичеванской микроплиты с расположенной севернее Малокавказской вулканической дугой (Зоненшайн Л.П. и др., 1990). Не исключено, что отмеченное несогласие является отражением этих событий.

Породы, слагающие Северную моноклираль, имеют региональное северное падение, постепенно изменяющееся от  $0^\circ$  на Тереке до  $40^\circ$  на Лахумедоне, при этом наиболее крутые ( $25^\circ-35^\circ$ ) углы падения наблюдаются в междуречье р.р.Терек-Ардон. К западу, в междуречье Ардон-Урух угол падения выполаживается до  $20^\circ$ , а на участке Тоторс-Вазахох уменьшается до  $14-15^\circ$ . На фоне однообразного северного падения

отмечаются редкие флексуорообразные перегибы и, иногда, на локальных тектонически напряженных участках, интенсивная малоамплитудная приразломная складчатость.

Основным тектоническим элементом, превалирующим в пределах зоны Северной моноклинали, является разрывная тектоника, интенсивность которой заметно наращается с севера на юг, т.е. вниз по стратиграфическому разрезу, достигая максимума у южной границы зоны - у поддвига Скалистого хребта. Последнее, возможно, объясняется приуроченностью наибольших динамических напряжений к зоне разлома, по удалению от которой интенсивность напряжений падает, что находит отражение в уменьшении дизъюнктивной дислоцированности.

В пределах Северной Осетии зона Северной моноклинали разбита крупными разломами на четыре блока: Предгорный, Сагаз-Нацраудонский, Карца-Балтинский и Кариухох-Матламский.

Предгорный блок является наиболее крупным. Он, занимая северную часть зоны моноклинали, прослеживается на всем ее протяжении. Северной границей блока является подошва лысогогорской свиты. С юга он ограничивается на левобережье р.Урух поддвигом Скалистого хребта и далее к востоку Васкесским надвигом, Сагаздонским разломом, Южно-Карцинским, Батайрагским и Чернореченским взбросами.

В Тарской котловине в связи с широко развитыми наносами, южное ограничение блока неясно (прил.2).

Сложен Предгорный блок породами всех формаций доггер-миоценового структурного этажа. Региональное падение их северное и северо-восточное пологое (10-30°). Из пликативных нарушений в пределах блока выделены наложенные транскавказской ориентировки Сурхская зона смятия, Коханисарская флексура и Коринский выступ, описание которых приведено в подразделе транскавказских структур.

Дизъюнктивная нарушенность Предгорного блока незначительна. Она представлена мелкими разломами и трещинами, приуроченными преимущественно к разломам, ограничивающим блок с юга. Преобладающими ориентировками разломов и трещин являются меридиональная и северо-западная. На площади Сурхской зоны смятия наблюдаются широтные и северо-восточные разломы. Амплитуды смещений по разломам и трещинам не превышают первые метры и десятки метров.

В юго-западной части предгорного блока, на левобережье бассейна р.Урух развиты надвиги Кушеский, Сехоладонский и Мулдзуги-Барзондский. Самый северный Кушеский надвиг располагается в междуречье Сехоладон-Урух. Длина его по простиранию 3,5 км, падение северо-восточное (15°) с углом падения 40°. Надвиг проходит по контакту матламской и балтинской свит. Сехоладонский надвиг располагается южнее Кушеского и

прослеживается между долинами рр.Лахумедон и Урух на протяжении 10 км. Падение надвига северо-восточное ( $20^\circ$ ), угол падения  $15-35^\circ$ . По надвигу известняки балтинской и иронской свит надвинуты на доломиты и частично на известняки иронской свиты. К зоне надвига на левом борту р.Урух тяготеют тонкорассланцованные известняки, интенсивно битуминизированные, издающие при ударе резкий запах керосина, приближающиеся по своим свойствам к горючим сланцам.

Мулдзуги-Барзондский надвиг является самым южным. Он протягивается от долины р.Сехоладон на юго-восток на 2,5 км и обрывается Сехоладонским надвигом. Падение его северо-восточное ( $15-20^\circ$ ), угол падения  $5-15^\circ$ . По нему известняки иронской свиты надвинуты на доломиты этой же свиты.

Сагаз-Нацраудонский блок занимает южную часть зоны моноклинали в Урух-Ардонском междуречье, где имеет форму линзы с наибольшей шириной в 7 км. Ограничивается блок с севера Васкесским надвигом и Сагаздонским разломом, с юга - поддвигом Скалистого хребта. Сложен блок грубослоистыми карбонатными породами известняковой формации доггера-мальма ( $J_2ar-J_3mt$ ), имеющих северное и северо-восточное ( $15-20^\circ$ ) падение под углами  $15-40^\circ$ . Блок осложняется многочисленными разломами и трещинами, среди которых выделяются Шечидонские надвиги и протяженный Балцау-Баканкомский надвиг, прослеженный от вершины Скалистого хребта - Орсох на 6 км в восток-юго-восточном направлении. Падение надвига северо-восточное ( $25^\circ$ ), угол падения колеблется от  $20$  до  $30^\circ$ . Мощность зоны брекчирования достигает 10-15 м. По надвигу известняки иронской и балтинской свит надвинуты на доломиты иронской свиты. Последние, как отмечалось ранее некоторыми исследователями (Мардарейшвили О.Д. и др., 1988), рассматриваются в качестве ядерных частей рифовых сооружений. Балцау-Баканкомский надвиг и описанные выше Коханисарская флексура и Сурхская зона смятия располагаются в одной субмеридиональной полосе ( $355^\circ$ ) и возможно являются результатом единого тектонодинамического процесса.

Шечидонские надвиги нарушают эскарп Скалистого хребта восточнее вершины Касанраг, на левобережье долины р.Ардон. Это - непротяженные (0,8-2,0 км) пологие разломы, либо косо секущие породы, либо совпадающие с напластованием известняков. Мощности зон брекчирования не превышают 1-1,5 м. Зоны брекчирования местами содержат прожилки, линзы и желваки белого кальцита.

Второстепенные разломы и трещины тяготеют к зоне поддвига Скалистого хребта, с наибольшим развитием в доломитах, зажатых между поддвигом Скалистого хребта и Балцау-Баканкомским надвигом. Кроме этого, трещиноватость трассирует долину

р.Нацраудон (ущелье Уаритком), что позволило Мельникову В.А. (1946) предположить здесь северо-восточное продолжение, под породами доггер-миоценового структурного этажа, Садонских рудных разломов.

Карца-Балтинский блок отчетливо прослеживается между долинами рр.Ардон и Терек. Восточнее р.Терек продолжение блока неопределенно. Здесь широтные структуры зоны Северной моноклинали маскируются наложенной Тарской котловиной, выполненной среднечетвертичными суглинками и галечниками. Блок имеет форму клина, ширина которого в долине р.Ардон равна 4 км, а в долине р.Терек - 1 км. Ограничен блок на севере Южно-Карцадонским, Батайрагским и Чернореченским взбросами, а на юге Бизским, Моравхох-Хосавдрагским и Балтинским взбросами. Сложен Карца-Балтинский блок известняковой ( $J_{2ar}$ - $J_{3mt}$ ) и песчано-глинисто-карбонатной ( $K_{1kb}$ - $K_{2gr}$ ) формациями. Общее падение пород моноклинальное северное и северо-восточное ( $0-20^{\circ}$ ). Углы падения пологие ( $10-40^{\circ}$ ), но у крупных разломов, как правило, крутые, иногда вертикальные. Пликативные дислокации ограничиваются Хумаратхохской флексурой и приразломной складкой, расположенной в истоках р.Карцадон, в висячем борту Бизского взброса.

Хумаратхохская флексура находится на правом борту р.Ардон, против с.Биз, где осложняет известняки иронской и балтинской свит. Протягивается она в субмеридиональном ( $10^{\circ}$ ) направлении на 3 км. Нижнее крыло складки перекрыто оползнями и аллювием р.Ардон. Смыкающим крылом является пакет субвертикальностоящих известняков иронской свиты. Верхнее крыло представлено полого наклоненными к северо-западу известняками балтинской свиты.

Приразломная складка, отмеченная в висячем боку Бизского взброса первоначально, очевидно, была также флексурой, которая впоследствии перешла в разлом. В настоящее время в зоне Бизского взброса находится почти вертикально стоящее крыло флексуры, сложенное известняками балтинской свиты, а севернее, в висячем боку разлома - нижнее крыло, сложенное известняками матламской свиты.

Разрывная тектоника в пределах Карца-Балтинского блока развита слабо. Здесь располагается, осложняющий блок, сравнительно крупный Амусадонский взброс и незначительное количество второстепенных разломов и трещин субмеридионального и северо-северо-западного простирания, а на правобережье р.Ардон - субширотной ориентировки.

Амусадонский взброс прослеживается на левом борту р.Амусадон, пересекает р.Фиэгдон южнее с.Гусара и уходит по правому склону р.Карцадон, протягиваясь в общей сложности на 11 км. Разлом осложняет породы кобанской и баксанской свит. Падение его



северо-западное (340-345°), угол падения 50-55°. Амплитуда перемещения достигает десятки метров.

Кариухох-Матламский блок протягивается от долины р.Ардон на восток и уходит за пределы Северной Осетии. Это - второй по величине блок после Предгорного. С севера он ограничивается Бизским, Моравхох-Хосавдрагским и Балтинским взбросами. В Тарской котловине его северная граница не определяется. С юга блок ограничивается поддвигом Скалистого хребта. Сложен блок породами известняковой (J<sub>2ag</sub>-J<sub>3mt</sub>), песчано-глинисто-карбонатной (K<sub>1kb</sub>-K<sub>2gr</sub>) и карбонатной (K<sub>2iç</sub>-P<sub>1-2fs</sub>) формаций. В целом для пород блока характерно пологое (25-45°) падение к северу, нарушаемое местами пологой складчатостью. Наиболее крупная складка, синклираль, расположена на правом борту р.Терек, южнее широты г.Кандилхох. Прослежена она на 3,5-4,0 км в субширотном направлении. Угол падения ее южного крыла 15-45°, северного - 15-20°. Несколько мелких складок отмечено на правом борту р.Терек, в ущелье р.Адечхи. Здесь вблизи поддвига Скалистого хребта породы иронской свиты смяты в веерообразные и коробчатые складки с амплитудой до 10 м. Такие же приразломные складки наблюдаются и в бассейне р.Геналдон. Простираение их осей также субширотное.

В дизъюнктивном отношении породы блока более дислоцированы широко развитыми второстепенными разломами, трещинами и пологими разломами типа надвигов. Характерной отличительной особенностью блока является наличие перемещенных изолированных пластин и блоков пород иронской и матламской свит, налегающих на известняках и доломитах иронской, балтинской и матламской свит в наиболее высоких пунктах Скалистого хребта.

В пределах блока в Северной Осетии выделены Каурихохский, Коскахохский, Чижитхохский, Куарджинский, Хиахский, Дикдунский и Матламский надвиги, располагающиеся в одной субширотной полосе.

Кариухохский надвиг располагается в предвершинной части одноименного горного массива. Надвинутое тело сложено доломитами и, в меньшей степени, битуминозными известняками иронской свиты, смятыми в пологую складку. Они по пологому (10-30°) разрыву налегают на известняки иронской, балтинской и матламской свит. Протяженность надвинутой пластины с запада на восток - 6 км, ширина 2-2,5 км. Мощность ее до 300 м. Зона надвига представлена милонитизированными, интенсивно брекчированными породами и содержит прожилки и линзы кальцита. Надвинутая пластина осложнена второстепенными разломами широтной ориентировки, имеющих северное падение с углом 75-80°, и трещинами северо-западного простираения с вертикальным или близким к нему падением (Энна, 1988).

Коскахохский надвиг осложняет одноименную вершину в междуречье Фиагдон-Гизельдон. Надвинутыми являются известняки матламской свиты. Они перекрывают доломиты балтинской и матламской свит. Плоскость надвига имеет северное падение с углом достигающим  $40^\circ$ . Породы по надвику брекчированы и перемяты, секутся прожилками кальцита. Длина надвинутой пластины - 2,5 км при ширине до 800 м (Энна, 1988).

Чижитхохский надвиг формирует вершину одноименного массива в междуречье Гизельдон-Геналдон. Надвинутый блок сложен черными битуминозными известняками иронской свиты, интенсивно смятыми в серию мелких складок и брекчированными вблизи зоны надвига. Плоскость надвига имеет корытообразную форму. В северной части она наклонена к югу под углом до  $30^\circ$ , в южной - к северу под углом  $15-20^\circ$ . В поднадвиговой части расположены доломиты иронской и балтинской свит. Форма тела надвига изометричная, слегка вытянутая в широтном направлении. Размеры его 3-3,5 км на 2 км.

Куарджинский надвиг расположен в междуречье Геналдон-Терек, где занимает гребень массива Скалистого хребта между вершинами Куарджин и Араухох. Здесь надвинутая часть состоит из двух пластин. Нижняя представлена битуминозными известняками иронской свиты, верхняя - доломитизированными известняками матламской свиты. Нижняя пластина имеет более крутые ( $15-30^\circ$ ) контакты с подстилающими породами, чем верхняя, залегающая на нижней под углом  $8-10^\circ$ . В поднадвиговой части расположены доломиты и известняки балтинской и матламской свит. Породы, слагающие надвинутые пластины, слабо дислоцированы, смяты в серию мелких пологих складок. Однако, в приразрывной части складчатость становится более напряженной, появляются крутые, наклоненные к северу складки. Зона надвига представлена мощной (5-15 м) зоной брекчированных пород с обломками от 1 до 15 см угловатой формы, сцементированных карбонатным материалом. Длина надвинутых пластин 5,5 км, при ширине от 0,8 до 1,5 км (Энна, 1988).

Южнее Куарджинского надвига на меридиональном гребне Хиах располагается небольшая по размерам пластина Хиахского надвига. Здесь на известняки иронской свиты надвинуты почти не дислоцированные отложения этой же свиты. Зона надвига представлена брекчированными породами и имеет в общем горизонтальное залегание. Длина надвинутой пластины 2,5 км, ширина до 1,3 км, мощность до 100 м.

Дикдунский надвиг расположен на восточном и юго-восточном склонах горы Столовой и, по-видимому, вместе с матламским составляет единый надвиговой комплекс. Дикдунский надвиг сложен смятыми в пологие складки породами иронской и матламской

свит. Плоскость надвига полого волнистая. Мощность зоны брекчирования 5-7 м. В зоне надвига - обильные кальцитовые прожилки. В поднадвиговой части располагаются отложения иронской и балтинской свит. Протяженность надвинутой пластины 6,4 км при ширине от 0,3 до 1,0 км.

Матламский надвиг осложняет вершину г.Столовой. В его строении участвуют две пластины, сложенные известняками матламской свиты. Породы смяты в пологие складки. Вблизи разрывных нарушений складчатость становится более интенсивной. Плоскость надвига волнистая как с южным, так и с северным падением. В северной части надвиг становится крутым ( $45-60^\circ$ ) и переходит в взброс (Энна, 1988). Зона надвига хорошо наблюдается в истоках р.Терчек. Это интенсивно дислоцированные, перемятые и брекчированные породы с прожилками, линзами и желваками кальцита. Нередки в зоне пустоты и занорыши, заполненные желто-бурой охристой массой. Стенки таких пустот, как правило, выстелены друзами кристаллов кальцита, размеры которых определяются размерами занорышей и достигают иногда 10-12 см (преимущественно скаленоидры). Мощность зоны разлома 7-10 м. В поднадвиговой части расположены доломиты и известняки иронской и балтинской свит. Длина надвинутых пластин - 4 км, ширина до 1,5 км.

Впервые выделивший и описавший эти надвиговые пластины Энна Н.Л. (1988) высказал предположение, что, по-видимому, все они являются частями единого покрова, разделенного эрозией на отдельные блоки. По характеру приразрывной складчатости он делает вывод, что пластины, сложенные известняками матламской свиты, двигались с севера на юг, а пластины пород иронской свиты перемещались с юга на север.

Кроме описанных надвигов в пределах блока имеются и другие пологие нарушения, располагающиеся у его южной границы. Это - Тбаухохский, Кахтисарские, Диджаукомский, Гайкомский и Арчхинский надвиги.

Диджаукомский надвиг является наиболее протяженным (10 км). Простираение его субширотное, падение северное. В долине р.Диджауком, на левобережье т.Терек угол падения надвига -  $20-35^\circ$ . К западу он увеличивается и в долине р.Геналдон достигает  $70^\circ$ , переходя в взброс. В долине р.Геналдон разлом расщепляется на 2 ветви, между которыми зажат пакет известняков иронской свиты. По надвигу и по его северной ветви доломиты иронской свиты надвинуты на известняки этой же свиты, а по южной ветви известняки выброшены и надвинуты на доломиты.

Тбаухохский и Кахтисарский надвиги развиты на северных склонах г.Тбаухох. По этим разломам породы матламской свиты р.Джизидон надвинуты на отложения

балтинской. Простираение их субширотное и северо-восточное. Падение в северных румбах под углами 25-40°.

Арчхинский и Гайкомдский надвиги расположены на крайнем юго-востоке блока, где, пересекая границу Северо-Осетинской республики, уходят в Чечено-Ингушетию. Надвиги нарушают отложения балтинской свиты. Простираение их широтное, падение северное пологое (20-25°).

Второстепенные разломы и трещины тяготеют к тектоническим зонам надвигов. Преобладающее простираение их меридиональное, северо-северо-западное (345-355°) и северо-северо-восточное (10-30°). Падения крутые (80-85°) как в восточном, так и в западном направлениях, нередко вертикальные. Реже встречаются субширотные или близкие к этому разломы. Падение их, как правило, северное крутое (60-85°). Зоны разломов представлены дробленными породами с кальцитовый минерализацией. Мощность их колеблется от 0,1 до 1,5 м. Амплитуды перемещений по ним редко превышают несколько десятков метров, обычно они от 1 до 15 м.

В пределах зоны Северной моноклинали наиболее крупными тектоническими элементами после описанных блоков являются разломы, как разделяющие эти блоки, так и ограничивающие зону.

Наиболее крупным является поддвиг Скалистого хребта, ограничивающий с юга зону Северной моноклинали. Разлом протягивается под эскарпом Скалистого хребта, где обрезает породы низов армхинской свиты и иногда, как отмечает В.Н.Робинсон (1948), даже иронской свиты. Всюду отложения армхинской свиты передроблены и в контакте с подстилающими глинистыми сланцами перетерты до дресвы.

Широко развитые у эскарпа Скалистого хребта делювиально-пролювиально-коллювиальные отложения перекрывают зону разлома, весьма затрудняя его выявление и изучение. Единственной выработкой, вскрывшей описываемый разлом, является штольня № 27. Штольня находится на левом борту р.Фиагдон в северной части Хампаладагского участка, где она проходила с целью изучения взаимоотношений рудовмещающих разломов с известняками верхней юры. Выработкой вскрыта шестидесятиметровая зона перемятых и брекчированных глинистых сланцев, предположительно позднего аалена, содержащих обломки известняков размером от щебенки до глыб в 1,5-2 м в поперечнике. Штольня из зоны разлома не вышла и была остановлена по техническим причинам (Мулухов А.Д. 1965г.). Падение разлома северное пологое (30-35°). По разлому песчано-глинистые толщи средней и нижней юры, а в районе Тоторса и Вазахоха - магматогенные и метаморфогенные образования кристаллического фундамента подвинуты под карбонатную толщу доггер-миоценового структурного этажа. Максимальная амплитуда

перемещения по нему определена Л.А.Варданянцем в районе Кариухохского горного массива в 6,5 км (В.Н.Робинсон и др., 1948).

Зона разлома, образованная Бизским, Моравхох-Хосавдрагским и Балтинским взбросами протягивается между долинами рек Ардон и Терек, от с.Биз на западе до с.Балта на востоке. Далее к востоку по мнению В.Н.Робинсона (1948) разлом под отложениями Тарской котловины, возможно, затухает, но уже в бассейне р.Ассы быстро возрождается, осложняя южное крыло Ушкортской антиклинали. Западная часть зоны разлома, выделяемая как Бизский взброс, имеет довольно пологое ( $40-50^\circ$ ) падение к северу. Однако, уже восточнее р.Файнагдон, в истоках р.Карцадон угол падения его быстро увеличивается до субвертикального и далее на восток разлом сохраняет крутое ( $70-80^\circ$ ) падение к северо-северо-западу ( $345-355^\circ$ ). Амплитуда перемещения по нему равна 400-450 м (Энна, 1988). На левом борту р.Фиагдон Бизский взброс соединяется с Моравхох-Хосавдрагским взбросом, имеющим приблизительно аналогичную с Бизским ориентировку. В долине р.Джизидон по разлому приведены в соприкосновение отложения фораминиферовой серии ( $P_{1-2fs}$ ) на юге, с известняками балтинско-матламского комплекса на севере. По представлению Л.Н.Энны (1988) амплитуда перемещения по разлому здесь достигает 1200 м. В долине р.Гизельдон Моравхох-Хосавдрагский взброс, предположительно, смещается на юго-восток второстепенным северо-западным сдвигом. Восточнее Гизельдона зона, известная как Балтинский взброс, прослеживается в широтном направлении до р.Терек. Падение взброса в этом интервале северное крутое ( $70-80^\circ$ ) с амплитудой перемещения около 1000 м. По описанной зоне взбросов всюду северное крыло поднято и сложено более древними породами, чем южное.

В целом, тектоническую зону Бизского, Моравхох-Хосавдрагского и Балтинского взбросов можно рассматривать как основной тектонический элемент, по которому происходил подъем Пастбищного хребта.

Зона разломов, сложенная Карцинскими, Батайрагским и, возможно, Чернореченским взбросами, протягивается грубо параллельно описанной Бизско-Балтинский зоне, в 2-5 км севернее. Протягивается она от долины р.Ардон, которую пересекает в 1,5-2 км южнее устья р.Тамискдон, в широтном направлении. Здесь она образована Северной и Южной ветвями Карцинского взброса. Простираение ветвей широтное, падение северное сравнительно пологое ( $40-45^\circ$  у северной и  $35-40^\circ$  у южной ветвей). Представлены обе ветви добленными и перетертыми известняками. Мощность северной достигает 50 м, южной - 20 м. В долине Ардона к обеим ветвям пространственно приурочены многочисленные грифоны источников Тамисского месторождения сероводородных вод.

Восточнее, на Ардон-Фиагдонском водоразделе угол падения разломов увеличивается до  $70^\circ$ . Здесь с известняками матламской свиты ( $J_3mt$ ), расположенных висячем боку обеих ветвей Карцинского взброса, соприкасаются породы баксанской свиты ( $K_1bk$ ) в лежачем боку северной ветви и карцадонской и генделенской свит ( $K_1kr-gn$ ) в лежачем боку южной ветви. Амплитуда перемещения определяется по северной ветви примерно в 500 м, по южной - 800 м. На левом борту р.Фиагдон обе ветви Карцинского взброса соединяются. Широтное простирание, северное падение и крутой угол падения ( $70-80^\circ$ ) сохраняются. Амплитуда перемещения увеличивается до 1700 м. Далее к востоку на северном склоне хребта Хошхаранраг амплитуда по Карцинскому взбросу быстро падает, уменьшаясь до 200 м, и разлом в районе высоты Ахоиндзита соединяется с Батайрагским взбросом. Простирание последнего субширотное, падение к северу, крутое ( $80-85^\circ$ ). Зона разлома, сложенная дробленными известняками, имеет мощность 20-35 м. Амплитуда по нему не превышает 400 м. В интервале между вершинами Ахоиндзита и Сакинбарз севернее Батайрагского взброса прослеживается, примыкающий к нему разлом, который может рассматриваться как сопровождающий. Мощность его около 20 м. Угол падения его  $60^\circ$ , простирание субширотное, падение северное. Амплитуда перемещений по нему не превышает 150-200 м.

Продолжение зоны разлома на склонах г.Фетхуз, в междуречье Гизельдон-Терек не ясно. Но на правом борту р.Терек зона вновь отчетливо проявляется и под названием Чернореченский разлом прослеживается до р.Гнилая, левый приток р.Терчек, осложняя здесь пригребневую часть г.Известковая. Разлом проходит в отложениях матламской свиты ( $J_3mt$ ). Висячем боку разлома появляется блок отложений балтинской свиты ( $J_3bl$ ). Простирание разлома широтное, падение северное, крутое ( $60^\circ$ ). Амплитуда смещения не превышает 200 м. Восточнее площадь перекрыта отложениями Тарской котловины, восточнее которой разлом вновь появляется на склонах хребта Ушкорт, уходя на территорию Ингушетии.

В целом, по Карцинско-Чернореченской зоне, как и по Бизско-Балтинской, северное висячее крыло взброшено и сложено более древними породами, чем южное. Зона разломов осложняет Пастбищный хребет, вызывая более чем двухкилометровое смещение его гребня в Фиагдон-Гизельдонском междуречье.

В междуречье Урух-Ардон, в южной части Северной моноклинали проходит зона разломов, сложенная Васкесскими надвигами и Сагаздонским взбросом.

Васкесские надвиги расположены в междуречье Урух-Сагаздон, где проходят по южным склонам г.Васкеса. Представлены надвиги двумя ветвями. Простирание их юго-юго-восточное, падение в северном направлении, пологое ( $30-40^\circ$ ). Разломы осложняют

известняки иронской и балтинской свит. К востоку обе ветви надвига соединяются в один разлом, угол его падения увеличивается и надвиг переходит в Сагаздонский взброс. Разлом протягивается на юго-восток до долины р. Ардон, падение его северо-восточное, угол падения изменяется от субвертикального до  $50^\circ$ . На левом борту долины р. Ардон разлом, по-видимому, резко выполаживается и причленяется к Бизскому взбросу. В.Н.Робинсон (1948) считает, что эта пологая часть Сагаздонского разлома и располагающиеся южнее непротяженные Шечидонские надвиги являются частями Бизского взброса. По разлому северное крыло взброшено и сложено более древними отложениями, чем южное. Амплитуда смещения по разлому не превышает 400 м. По разлому нижние и средние горизонты матламской свиты южного крыла, соприкасаются во многих местах со средними горизонтами балтинской свиты северного крыла. Взброшенная часть выражена в современном рельефе серией вершин, расположенных на северных отрогах Скалистого хребта. Это Васкеса, Гянкосан, Дзонкалиси, Ахшинигаг, Хараком-Барзонд, Куликасан, Сурхибарзонд, Гестонраг и др. Они маркируют зону разлома, который формирует их южные крутые склоны.

### 6.3. Центральный Кавказ

Центральный Кавказ представляет собой вовлеченный в поднятие южный край Скифской плиты. Именно в геологическом строении этой зоны запечатаны тектонические структуры, возникшие при различных коллизионных событиях от протерозоя до современного времени и которые распознаются с той или иной степенью достоверности.

Центральный Кавказ охватывает ядерную часть антиклинория и протягивается через всю Горную Осетию в широтном направлении. С севера он ограничивается зоной поддвига “Скалистого хребта”, с юга - Главным, Колотинским, Чачским надвигами и Сырхубарзондским, Дарьяльским, Гвилетским взбросами (прил.2). Ширина Центрального Кавказа в междуречье Терек-Ардон колеблется от 9 до 18 км и в среднем равна 12 км. Западнее р. Ардон ширина его увеличивается до 22-29 км и в среднем составляет здесь 25 км. В общей сложности, в Горной Осетии Центральный Кавказ занимает 1790 км<sup>2</sup>, что составляет 31% ее площади.

Сложен Центральный Кавказ верхнепротерозойскими и палеозойскими метаморфическими и магматическими формациями, образующими нижний структурный этаж, являющийся кристаллическим фундаментом, и ниже-среднеюрскими вулканогенными отложениями, формирующими лейас-доггеровый структурный этаж или вулканогенно-осадочный чехол.

В Северной Осетии в Центральном Кавказе выделяются тектонические зоны Балкаро-Дигорского, Таймази-Лабагомского и Шаухох-Дарьяльского поднятий, Фиагдонской антиклинали, Штулу-Харесской грабен-синклинали и, наконец, Киммерийской складчатости. Все выделенные тектонические единицы разбиты на многочисленные блоки, пластины и плиты, смещенные относительно друг друга, часто надвинутые, иногда перевернутые.

### ***6.3.1. Балкаро-Дигорское поднятие***

Балкаро-Дигорское поднятие занимает 481 км<sup>2</sup> в северо-западной части Горной Осетии. С севера она ограничена зоной надвига “Скалистого хребта” Северной моноклинали. На запад поднятие уходит за пределы республики. На юге граница проходит по разломам, отделяющим поднятие от Штулу-Харесской грабен-синклинали. На востоке зона отделяется от зоны Киммерийской складчатости Цамадским и Дагомским взбросами.

Тектоническая зона Балкаро-Дигорского поднятия представлена в Горной Осетии двумя горстами - Дигорским и Садоно-Унальским, которые рассматриваются в качестве самостоятельных шолей.

#### ***6.3.1.1. Дигорский горст***

Горст представляет собой крупную тектоническую структуру запад-северо-западного простирания, существовавшую по-видимому уже в доюрское время. По отношению к смежным зонам поднятие образует наиболее возвышенную часть, выраженную в рельефе Суганским хребтом.

В строении Дигорского горста основную роль играют образования кристаллического основания, среди которых ультраметаморфические образования инфраструктуры составляют значительный объем. Подчиненное значение имеют метаморфические породы супраструктуры и средне-верхнепалеозойские гранитоиды (прил.2). Породы инфраструктуры подразделяются, как описано ранее, на верхнепротерозойские галдорский, верхнебалкарский и вазахохский комплексы, отличающиеся характером исходного субстрата, составом неосомы и интенсивностью процессов мигматизации. Киричко Ю.А. (1995) считает, что мигматизация этих комплексов произошла в процессе регионального ультраметаморфизма, а наблюдаемая



автономность внутреннего строения позволяет предположить, что инфраструктура в районе имеет наиболее раннее происхождение. Анализ фактического материала позволил Энна Н.Л. и Киричко Ю.А. (1995) представить внутреннее строение инфраструктуры района в виде расслоенной псевдомонаклинальной структуры субширотного простирания и северного падения (30-50°). В подошве ее залегают образования галдорского комплекса. Перекрываются они породами верхнебалкарского комплекса. В кровле располагаются в виде тектонически изолированной пластины вазахохские мигматиты. По мнению этих исследователей эта псевдомонаклиналь, возможно, представляет собой фрагмент более крупной мигматитовой структуры - мигматитового покрова или купола.

К супраструктуре отнесены не подвергшиеся региональному ультраметаморфизму породы ктитебердинской свиты, причисляемые к макерской серии и структурно перекрывающие образования инфраструктуры. Мигматизация в этих породах наблюдается локально и только в 50-100 метровой приконтактной полосе с палеозойскими гранитоидами. Контакты между образованиями супра- и инфраструктуры, как правило, тектонические (ледник Биляги, устьевая часть р.Гибиндонна) и во многих местах залечены средне-позднепалеозойскими гранитоидами. Последние, в соответствии с тектонической обстановкой их формирования, подразделяются на порфиробластовые гранатсодержащие автохтонные граниты и средне- мелкозернистые двуслюдяные аллохтонные их разновидности (Е.К.Станкевич. 1979). Порфиробластовые гранатсодержащие гранитоиды выделены в белореченский среднепалеозойский комплекс и представляют собой однородные, обычно средне-крупнозернистые, часто порфировидные породы, варьирующие по составу от гранодиоритов и плагиогранитов до гранитов. Контакты этих пород с образованиями инфраструктуры, как правило, постепенные, реже резкие, иногда осложненные разрывной тектоникой. Средне – мелкозернистые двуслюдяные гранитоиды, выделенные как уллукамский позднепалеозойский комплекс, отличаются от среднепалеозойских мелкозернистостью, почти полным отсутствием порфировидных разновидностей, большей свежестью, значительной гомогенностью состава и наличием сопровождающей их дайковой серии пород. Контакты уллукамских гранитоидов с образованиями инфраструктуры и с белореченскими гранитоидами всюду резкие, рвущие. Кроме гранитоидов к интрузивным образованиям в Дигорском горсте относятся раннепалеозойские породы туялинского комплекса, представленные габброидами, габбро-диоритами и диоритами в той или иной степени огнейсованными. Находятся они только в Тоторс-Вазахохском тектоническом блоке, где, предположительно, секут мигматиты вазахохского комплекса. Все перечисленные породы, как отмечалось ранее, образуют в Дигорском горсте кристаллический фундамент, представляющий нижний структурный

этаж. В северо-восточной и восточной частях кристаллический фундамент перекрывается вулканогенными и осадочными формациями ранне-среднеюрского возраста. Особенностью этих отложений является распределение в пространстве вулканитов садонской свиты, залегающих в основании юрской толщи. Эти породы получили наибольшее развитие на восточном окончании Дигорского горста. Здесь восточнее с.Махческ они фиксируются в Сонгути-Цебойтинском, Казатхохском и Допогонидонском тектонических блоках. Редкие и небольшие блоки этих пород встречаются также в зоне Северо-Штулинского разлома, ограничивающего горст с юга. В северном же обрамлении кристаллического ядра горста, к западу от с.Махческ, вулканиты садонской свиты из разреза выпадают и здесь на породах субстрата залегают алевролиты и песчаники мизурской свиты. Это позволяет предположить здесь либо отсутствие вулканитов садонской свиты, либо их размыв в предверхнеплинсбахское время. Анализ состава нижнего конгломерато-гравийного горизонта мизурской свиты ( $J_1mz_1$ ) позволяет отдать предпочтение первому варианту, т.е. предположению, что вулканиты здесь не отлагались. Вышележащая сравнительно однообразная песчано-глинистая толща нижней и средней юры слагает блоки Донифарский, Кумбультинско-Мацутинский и Задалеск-Мастинокский, а также Галиатский сегмент Сонгутидонского поперечного прогиба, разделяющего Дигорский и Садоно-Унальский горсты.

Дигорский горст разбит на 12 тектонических блоков (прил.2). Наиболее крупным из них является одноименный - Дигорский блок, занимающий центральную часть горста. Этот блок является наиболее поднятым, как в геологическом плане, так и орографически. В рельефе он выражен на левобережье р.Урух Суганским хребтом, а на правом борту - Хошхинхохским массивом. Блок осложнен многочисленными разломами, преимущественно субширотной и северо-западной ориентировки. Ограничивается блок крупными разломами: на севере - Гибиндонским и Тоторс-Махческим, на юге - Северо-Штулинским и Суридон-Хунсарским, на востоке - Галаусдонским.

Северо-Штулинский взброс ограничивает Дигорский горст, в том числе и Дигорский блок, с юга и прослеживается в субширотном направлении от перевала Штулу на западе до долины р.Сонгутидон на востоке, на протяжении около 35 км. По этому разлому приведены в соприкосновение гранитоиды, преимущественно среднего палеозоя, а на урочище Каронкак и западнее - породы галдорского ультраметаморфического комплекса с песчано-глинистыми отложениями тоара. Мощность зоны разлома колеблется от 2 до 100 м. Выполнена она перемятыми и дробленными гранитоидами и песчано-глинистыми сланцами. Местами в ней развиваются параллельные основному разлому разрывы и плоскости смещения. На участках со сложным строением в зоне

разлома встречаются сравнительно мелкие блоки вулканогенных пород садонской свиты (р.Суридон). Взброс имеет северное падение, изменяющееся от  $320^{\circ}$  до  $10^{\circ}$ . Угол падения его тоже непостоянен и колеблется от  $40^{\circ}$  до  $60^{\circ}$ . амплитуда перемещения по разлому непосредственно не наблюдается. По косвенным данным ее величина находится в пределах 800-1000 м.

Суридон-Хунсарский взброс ответвляется от Северо-Штулинского в долине р.Суридон и прослеживается на восток к развалинам с.Хунсар в долине р.Сонгутидон. Прослеженная длина взброса 15 км. Он, осложняя юго-восточную часть Дигорского горста, отделяет Дигорский блок от Суридонского и Казатхохского блоков. Разлом проходит в среднепалеозойских гранитоидах. На Казатхохе по нему соприкасаются верхнепалеозойские граниты и глинистые сланцы нижнего тоара. Взброс представлен зоной интенсивного дробления пород мощностью 2-5 м, в которой нередко затертые мелкие блоки осадочных и вулканогенных образований. В гранитах со стороны висячего блока разлом сопровождается зоной трещиноватости мощностью 5-15 м, в которой трещины простираются параллельно взбросу, но имеют более пологие ( $40-50^{\circ}$ ) углы падения. Нередко вдоль разлома встречаются участки слабого окварцевания и осветления. Простираение разлома субширотное, падение северное ( $345-15^{\circ}$ ) крутое ( $70-80^{\circ}$ , редко  $40-60^{\circ}$ ). Амплитуда смещения по разлому определяется в 1000 м (С.М.Рыпинский, 1965).

Галаусдонский сброс ограничивает Дигорский блок с востока. Протягивается он между Суридон-Хунсарским и Тоторс-Махческим разломами, от Казатхохского массива до с.Вакац. Осложняет разлом породы кристаллического фундамента. В районе с.Вакац по нему соприкасаются среднепалеозойские гранитоиды и вулканогенно-осадочные породы основания юры. Простираение разлома северо-восточное, падение юго-восточное ( $30-40^{\circ}$ ), крутое ( $70-80^{\circ}$ ). Представлен разлом зоной дробления пород мощностью 0,5-2 м. Амплитуда смещения по нему не превышает 70-100 м (В.Д.Боговин, 1973).

Тотарс-Махческий разлом представляет собой сложно построенную зону кулисообразно расположенных разрывов мощностью от 5 до 500 м. Протягивается разлом от с.Вакац на востоке до участка Тоторс на западе. По разлому соприкасаются породы кристаллического основания с песчаниками и глинистыми сланцами нижней юры. В зоне - перетертые и передробленные породы лежащего и висячего боков, часты мелкие блоки песчаников и гранитоидов. Отдельные разрывы, составляющие разлом и располагающиеся кулисообразно, параллельны основному направлению зоны ( $315^{\circ}$ ); падение их к СВ с углом  $40-75^{\circ}$ . Северное крыло по разлому опущено ориентировочно на 500-700 м.

Гибинондонский разлом ответвляется от Тоторс-Махчешского на левом борту р.Урух, несколько западнее пос.Мацута. Отсюда он прослеживается в северо-западном ( $300^{\circ}$ ) направлении на 4 км и затем, приобретая широтную ориентировку, протягивается до границы с Кабардино-Балкарией и уходит за пределы Горной Осетии. Разлом осложняет породы субстрата. Падение его неустойчивое и часто сменяется с северного на южное при крутых углах падения ( $80-90^{\circ}$ ). На отдельных участках северного падения иногда наблюдаются более пологие углы ( $60-70^{\circ}$ ).

Кроме описанных разломов, ограничивающих Дигорский блок, в пределах последнего развита сеть более мелких нарушений субширотной и северо-западной ориентировки. Наиболее крупными из них являются два субпараллельных северо-западных Ахсауских и субширотные Здиадаг-Каматидонский и Дашихохский.

Вторым по размерам блоком является Тоторс-Вазахохский, занимающий в пределах Горной Осетии северо-западный угол Дигорского горста. Сложен блок образованиями кристаллического фундамента, представленными на 85% породами вазахохского ультраметаморфического комплекса, входящего в инфраструктуру района. В составе комплекса выделяются в различной степени мигматизированные сланцы, гнейсы, реже амфиболиты с телами анатектит-гранитов. В нижней части комплекса преобладают тонкокристаллические биотитовые и двуслюдяные гнейсы лептитового облика, в верхней части - кристаллические сланцы с пачками гнейсов и телами амфиболитов (Энна Н.Л., Киричко Ю.А., 1995). Меньшую роль в строении Тоторс-Вазахохского блока играют раннепалеозойские интрузивные образования туялинского комплекса, выделяемые в метадiorит-гранодиоритовую формацию. Взаимоотношения этих пород с образованиями инфраструктуры неясны. Предполагается, что они прорывают породы инфраструктуры. Образования вазахохского и туялинского комплексов в Осетии больше нигде не обнаружены. Резко подчиненное значение в пределах блока имеют средне-позднепалеозойские гранитоиды, небольшие тела которых располагаются в западной и восточной его частях, а также отложения субформации песчаников и известняковой формации, которые сохранились в виде останцев и на небольших локальных участках залегают непосредственно на породах субстрата.

Тоторс-Вазахохский блок ограничен на юге Гибинондонским разломом, на востоке - Бакалагирабынским сбросом, на севере - тектонической зоной поддвига "Скалистого хребта". Западная его граница находится за пределами Горной Осетии. Гибинондонский сброс и подвиг "Скалистого хребта" описаны ранее. Бакалагирабынский сброс разделяет Тоторс-Вазахохский и Кумбультиинско-Мацутинский блоки. Простираие его субмеридиональное, падение восточное ( $90-100^{\circ}$ ), крутое ( $60-80^{\circ}$ ). По нему контактируют

породы метадиорит-гранодиоритовой и, в меньшей степени, гранитовой формаций с осадками формации глинистых сланцев ранней-средней юры.

Остальные тектонические блоки развиты по периферии Дигорского горста и имеют небольшие размеры. Все они являются в той или иной степени опущенными по отношению к обрамляемому ими Дигорскому блоку. Из них Фаснальский является относительно наименее опущенным. Сложен он среднепалеозойскими гранитоидами белореченского комплекса и ограничивается на северо-западе Галаусдонским, на юге Суридон-Хунсарским, на востоке Восточно-Галиатским и на севере Фаснальским разломами.

Галаусдонский и Суридон-Хунсарский разломы описаны ранее. Восточно-Галиатский разлом является субмеридиональным сбросом протяженностью в 2,8 км, ограниченным на севере Орхохским надвигом, а на юге Суридон-Хунсарским взбросом. Падение сброса восточное ( $75-100^{\circ}$ ), крутое ( $80-85^{\circ}$ ), реже ( $55-75^{\circ}$ ), иногда вертикальное. По нему соприкасаются гранитоиды белореченского комплекса с псаммитами морской терригенной формации. Представлен разлом зоной дробления пород мощностью 1-5 м. На отдельных участках в зоне наблюдается окварцевание с вкрапленностью галенита и пирротина. Амплитуда смещения по Восточно-Галиатскому сбросу определяется в 150 м (С.М.Рыпинский и др., 1965).

Фаснальский разлом также является сбросом. Он прослеживается на протяжении 4,75 км между ограничивающими его на западе Галаусдонским, а на востоке Восточно-Галиатским разломами. Простирается Фаснальского сброса субширотное ( $270-290^{\circ}$ ), падение северное, крутое ( $80-85^{\circ}$ ). Представлен он зоной дробления и окварцевания мощностью 0,5-1,5 м. В окварцованных частях зоны обычна вкрапленность галенита. По разлому контактируют белореченские гранитоиды с вулканитами нижнего-среднего лейаса. Амплитуда смещения по нему не превышает 50-100 м (С.М.Рыпинский и др., 1965).

К югу от Дигорского и Фаснальского тектонических блоков располагаются Суридонский, Казатхохский и Допогонидонский блоки. В их строении, кроме палеозойских гранитоидов начинают принимать участие вулканогенные и терригенные отложения основания юрской толщи (прил.2).

Суридонский блок обрамляет с юга Дигорский и располагается большей своей частью на правом борту долины р.Урух. Блок имеет клинообразную форму, расширяющуюся от долины р.Суридон на восток, к массиву г.Казатхох, где достигает 2 км в ширину. Сложен блок на 90% гранитоидами белореченского комплекса и на 10% породами андезито-дацитовый туфо-лавовой, морской терригенной и глинистых сланцев

формаций. Вулканогенные и терригенные образования, ограниченные разломами, располагаются в крайней западной части блока, в долине р.Суридон. Существует мнение, что они “затянуты” в тектоническую зону Северо-Штулинского взброса. Ограничивается Суридонский блок на севере Суридон-Хунсарским, на юге Северо-Штулинским взбросами, описанными ранее, и на востоке Казатхохским надвигом.

Казатхохский блок расположен восточнее Суридонского и обрамляет с юга Дигорский и Фаснальский блоки. Сложен он на 40% гранитоидами мигматит-гранитовой и гранитовой формаций и на 60% образованиями андезито-дацитовый туфо-лавовой, морской терригенной и глинистых сланцев формаций. Ограничен блок на севере Суридон-Хунсарским, на западе Казатхохским, на юге Северо-Штулинским и на востоке Допогонидонским разломами. Последний представляет собой субмеридиональный сброс протяженностью 2,2 км. Падение его восточное (80-90°), крутое (65-70°). Представлен сброс зоной дробления вулканитов мощностью 0,5-1,5 м. Амплитуда смещения по нему достигает 200 м (В.Д.Боговин, 1973). Казатхохский разлом является сложно построенным надвигом, осложненным серией крутых северо-западных разрывов. Простирается его субмеридиональное, падение восточное (70-90°), пологое (30-45°), но иногда увеличивающееся до 50-60° с переходом разлома во взбросо-надвиг. Мощность зоны надвига непостоянна и колеблется от метра до 150 м. В местах раздува до 20 м и более зона содержит перетертый материал и блоки вулканитов. По нему контактируют белореченские гранитоиды с надвинутыми на них алевролитами субформации песчаников и песчано-глинистыми осадками формации глинистых сланцев. Амплитуда смещения по надвигу достигает ориентировочно 250-300 м, хотя не исключается и более значительное перемещение.

Изучение материалов геолого-разведочных работ, проведенных на Казатхохском участке, позволяет предположить, что вулканогенные и терригенные раннеюрские породы Казатхоха представляют собой тектонический останец, надвинутый по Казатхохскому надвигу и сохранившийся на гранитоидах в виде нашлепки. В этом случае тектонический блок, выделяемый как Казатхохский, исчезает и вся эта часть должна быть включена в Суридонский блок, который распространится вплоть до Допогонидонского блока.

Допогонидонский блок располагается восточнее Казатхохского и занимает юго-западную оконечность Дигорского горста. Сложен блок на 40% гранитоидами преимущественно гранитовой формации и на 60% породами андезито-дацитовый туфо-лавовой и морской терригенной формаций. Ограничен блок на севере Суридон-Хунсарским, на западе Допогонидонским, на юге Северо-Штулинским и на востоке Восточно-Смадихохским разломами. Восточно-Смадихохский разлом представляет собой

сброс и является составной частью Смадихохской тектонической зоны. Сброс проходит по контакту вулканитов андезито-дацитово-гранитовой формации с алевролитами субформации глинистых сланцев, выполняющих восточнее Галиатский сегмент Сонгутидонского поперечного прогиба. Простирается восточно-Смадихохского сброса от северо-западного до субмеридионального ( $320-350^{\circ}$ ), падение северо-восточное, крутое ( $60-75^{\circ}$ ). Амплитуда смещения по нему 170-220 м. Допогонидонский блок в значительной степени осложнен дизъюнктивной тектоникой. Подавляющая часть контактов между породами осложнена разломами. Наибольшее развитие и размеры получили нарушения северо-западной ориентировки, из которых наиболее значительной является Смадихохская тектоническая зона. Находится она в восточной части блока, где осложняет вулканогенные породы. Представлена зона серией субпараллельных разломов, образующих полосу шириной 250-500 м. В центральной и западной частях блока северо-западные нарушения встречаются реже и некоторые из них являются наиболее крупными (Арантидонский, Фидарский сбросы). Нарушения других направлений имеют сравнительно небольшие размеры. Из них широко развиты субширотные и северо-восточные.

Сонгути-Цебойтадонский блок располагается севернее Фаснальского. Сложен он на 90% вулканогенными и терригенными породами основания юрской толщи и на 10% белореченскими гранитоидами, вскрытыми в долинах рр.Сардидон и Сонгутидон. Поверхность кристаллического основания в пределах блока имеет пологое ( $30^{\circ}$ ) падение к северу. Соответственно этому залегают “бронирующие” склоны вулканогенные породы андезито-дацитовой туфо-лавовой формации и терригенные отложения субформации песчаников. Последние в северо-западной части блока образуют вакацкую синклираль, унаследовавшую небольшую грабенообразную структуру фундамента. Синклираль находится южнее с.Вакац. Сложена она терригенными отложениями субформации песчаников. Ось складки имеет северо-восточное ( $45^{\circ}$ ) простирается с пологим ( $20-30^{\circ}$ ) погружением в этом же направлении. Падение пород в юго-восточном крыле  $20^{\circ}$  к северо-западу, в северо-западном -  $35^{\circ}$  к юго-востоку. На северо-востоке складка обрывается Орхохским надвигом. Ограничен Сонгути-Цебайтадонский блок на северо-востоке отмеченным надвигом, на северо-западе - Галаусдонским, на юго-западе - Фаснальским и на юго-востоке - Восточно-Галиатским сбросами.

Орхохский надвиг прослеживается от с.Вакац на западе до р.Галиатдон на востоке на протяжении 8 км. Наиболее отчетливо надвиг выражен на участке между селами Скотта и Поляна Фаснал, где висячем его боку располагаются среднепалеозойские гранитоиды, а в лежащем - песчано-глинистые отложения среднего лейаса. Разлом представлен зоной дробления мощностью до 10 м, выполненной дресвой гранитов,

глинкой трения и обломками песчаников. Ориентировка разрыва субширотная - северо-западная ( $270-305^\circ$ ), падение северное и северо-восточное, относительно пологое ( $45^\circ$ ). В восточной части разлома в висячем боку залегают песчаники, а в лежащем глинистые сланцы нижней и средней юры. Большинство исследователей определяют разлом как надвиг с амплитудой перемещения с севера на юг 300-400 м (С.М.Рыпинский и др., 1965). Однако, сообразуясь с общим перемещением масс пород с юга на север, очевидно, логичнее предположить поддвигание Сонгути-Цебойтадонского блока под Орхохские гранитоиды Задалеск-Мастинокского блока, и Орхохский разлом именовать поддвигом.

Описанное выше строение Сонгути-Цебойтадонского блока, с одной стороны, и незначительное (50-100 м) смещение по Фаснальскому сбросу, с другой, позволили некоторым исследователям рассматривать структуру окончания Дигорского горста к востоку от Галаусдонского сброса, как антиклинальную складку, южное крыло которой оборвано Суридон-Хунсарским взбросом. Ядром складки, по их мнению, является описанный Фаснальский блок (С.М.Рыпинский и др., 1965).

В крайней юго-западной части Дигорского горста на южных склонах Суганского хребта расположен Нахашбитинский тектонический блок, попадающий в пределы Северной Осетии своим юго-восточным краем. Он почти полностью сложен ультраметаморфическими породами инфраструктуры. В зоне Северо-Штулинского взброса, ограничивающего блок с юга располагаются пластины белореченских гранитоидов. Площадь блока слабо изучена в связи с плохой проходимостью высокогорного рельефа и широким развитием ледников.

В северо-восточной части Дигорского горста располагаются Задалеск-Мастинокский, Донифарский и Кумбультиноско-мацутинский блоки, преимущественную роль в строении которых играют песчано-глинистые породы формации глинистых сланцев.

Задалеск-Мастинокский блок сложен преимущественно глинистыми сланцами формации глинистых сланцев. Подчиненное значение имеют вулканогенные и осадочные породы основания юрской толщи и среднепалеозойские гранитоиды. Не менее 80% поверхности блока перекрыто шлейфом дельювиально-пролювиально-коллювиальных образований, накапливающихся у подножья эскарпа Скалистого хребта и медленно сползающих вниз по склону, к руслу р.Айгамуга. В небольших и редких окнах, где обнажаются коренные породы, видно устойчивое, относительно пологое ( $30-60^\circ$ ) падение глинистых сланцев и песчаников к северу ( $340-30^\circ$ ). Что-либо более определенное о строении этой большей части блока сказать трудно. Гранитоиды и вулканогенно-осадочные породы лейаса образуют на юге сравнительно узкий (200-800 м), но



протяженный (до 7 км) клинообразный Орхохский подблок, взброшенный по отношению к южнее расположенному Сонгути-Цебойтадонскому блоку и, по-видимому, поддвинутый под расположенные севернее глинистые сланцы.

Ограничен Задалеск-Мастинокский блок на западе Урухским сбросом, на юго-западе - Орхохским надвигом (поддвигом ?), на севере - поддвигом “Скалистого хребта”. Восточная его граница с Сонгутидонским прогибом из-за широко развитых четвертичных отложений неясна.

Урухский сброс, отделяющий Задалеск-Мастинокский блок от Кумбультинско-Мацутинского и Донифарского блоков, имеет субмеридиональное простирание. Он прослеживается от с.Махческ на юге до Каридонского участка на севере, местами совпадая с руслом р.Урух. На всем протяжении по нему опущен восточный блок. Падение разлома восточное и юго-восточное (90-110°), крутое (65-80°).

Донифарский блок, расположенный в основном на левом борту р.Урух, имеет аналогичное Задалеск-Мастинокскому блоку строение. Он также сложен преимущественно породами ранне-среднеюрской формации глинистых сланцев, которые на значительных площадях, как и в Задалеск-Мастинокском блоке, перекрыты четвертичными отложениями. Падение глинистых сланцев моноклиальное, северное (10-30°), пологое (30-45°). В юго-восточной части Донифарского блока также выступают породы кристаллического фундамента, образующие здесь Каридонский подблок. Представлены они ультраметаморфизованными образованиями вазахохского комплекса инфраструктуры и прорывающими (?) их породами туялинского комплекса метадиорит-гранодиоритовой формации. Породы субстрата, оконтуренные разломами, в виде мелкого клинообразной формы горста выступают среди ранне-среднеюрских отложений. Оконтуривается блок на севере поддвигом “Скалистого хребта”, на востоке - Урухским, на юге - Каридонским сбросами. Каридонский сброс у русла р.Урух имеет широтное (270°) простирание и южное, крутое (50-70°) падение. К западу на левом склоне долины он принимает запад-северо-западную ориентировку (290-300°) и скрывается под четвертичными отложениями. Предполагается, что Каридонский сброс на западе уходит под известняки поздней юры, а на востоке обрезается Урухским сбросом (С.М.Рыпинский и др., 1965).

Описания Кумбультинско-Мацутинского блока, как и Сонгутидонского поперечного прогиба, разделяющего Дигорский и Садоно-Унальский горсты, даны в разделе транскавказские поперечные структуры.

### **6.3.1.2. Садоно - Унальский горст**

Горст протягивается в субширотном направлении на 27 км между долиной р.Донисардон на западе и перевалом Кора на востоке. Сложен горст породами кристаллического основания, представленными средне-верхнепалеозойскими гранитоидами мигматит-гранитовой и гранитовой формаций, а также перекрывающими их ранне-среднеюрскими отложениями андезито-дацитов, морской терригенной и глинистых сланцев формаций. Горст представляет собой тектонически сложно построенное сооружение, сложенное разновеликими блоками, претерпевшими в разной степени ротацию, и аллохтонными пластинами и покровами, надвигаемыми, как правило, с юга на север.

Ограничения Садоно-Унальского горста не вполне ясны. Если в его западной части за северную границу большинство исследователей принимают Северный и Диагональный разломы, то для центральной части, на участке Мизур-Дагом, эта граница не определена. Одни предполагают здесь наличие тектонического шва (С.М.Рыпинский и др., 1963), другие отрицают это. На крайнем востоке северной границей горста является Дагомский взброс. Южное ограничение Садоно-Унальского горста выглядит в настоящее время следующим образом (прил.2). От Гаудора до Садонского месторождения его ядро, сложенное гранитоидами, ограничивается Байрагонским и Куройтинским пологими (10-30°) надвигами, которые от пос.Садон до долины р.Баддон сменяются крутым (70-90°) Садоно-Нузальским сбросом. Далее этот контакт проходит по Дейкаускому взбросу в северо-восточном направлении до долины р.Архондон, где упирается в крутой (80-90°) Диагональный взбросо-сдвиг. Последний ограничивает горст с юга до участка Базанг, где, по-видимому перекрывается пологим (15-30°) Сланцевым надвигом, завершающим на востоке южное обрамление ядра Садоно-Унальского горста.

Садоно-Унальский горст осложнен многочисленными разломами, из которых морфологически наиболее значимым является Диагональный взбросо-сдвиг. Этот разлом с поверхности большей частью перекрыт наносами и устанавливается за редкими исключениями по косвенным признакам. Протягивается он в юго-восточном направлении от перевала Сонайраг-Дзуар по северному склону хребта Сонайраг, ограничивая с севера Ногкау-Мизурский блок Садоно-Унальского горста. Переходя через долину р.Ардон, Диагональный взбросо-сдвиг косо пересекает Садоно-Унальский горст, смещаясь в долине р.Архондон с его северного обрамления на южное. Далее разлом принимает субширотную ориентировку и прослеживается до участка Базанг Джимидонского рудопроявления, ограничивая уже с юга Луарский и Холстинский блоки Садоно-Унальского горста. Мощность Диагонального взбросо-сдвига на правом борту р.Ардон, на поверхности определяется в 20-25 м (Рыпинский С.М. и др., 1963). Здесь же на горизонте

штольни 22 (954,2 ) этот разлом, в большей части сохраняя мощность в 20 м, имеет местами раздувы до 50 м (Лобков И.Г., Кучиев А.А. и др., 1992). На левом борту р. Ардон, на северных склонах хребта Сонайраг, вскрытый горными выработками висячий борт Диагонального взбросо-сдвига представлен тектоническим меланжем, сложенным блоками и глыбами преимущественно гранитоидов, а также реже встречающихся вулканитов и алевролитов (Мерочкин А.Г., 1979). Ширина приразломной зоны меланжированных пород более 400 м. Падение взбросо-сдвига юго-западное и южное крутое (65-75°).

Пересечение Диагональным взбросо-сдвигом Садоно-Унальского горста было установлено с поверхности в процессе работ по выявлению скрытого оруденения в Архоно-Холстинском районе (Азаров Д.А. и др., 1969). Однако, до настоящего времени это пересечение остается предметом дискуссии. Ряд специалистов, преимущественно Садонского Свинцово-Цинкового Комбината, из-за отсутствия выработок, подтверждающих это явление, придерживаются существовавшего ранее представления, по которому Диагональный взбросо-сдвиг, войдя в граниты ядра, не пересекает горст, а протягивается параллельно южной границе горста вплоть до Холстинского блока (Лобков И.Г., Кучиев А.А. и др., 1992).

Диагональный сбросо-сдвиг, пересекая Садоно-Унальский горст, делит его на две неравные части. Западная большая часть поднята по отношению к восточной примерно на 1 км и сдвинута к западу на 3,5-4 км. Эта, западная часть поперечными разломами разделена на три участка Гаудор-Кионский, Куройтинский и Ногкау-Мизурский.

Многочисленные геофизические исследования и поисково-разведочные работы, проведенные на Гаудор-Кионском участке, установили его сложную структуру (рис.6.2.). Здесь выделяются, надвинутые на раннетоарские глинистые сланцы Гаудорская, Фасниджонадонская и Байрагондонская гранитоидные пластины с вышележащими вулканитами, которые в свою очередь местами перекрываются надвинутыми Суаравцагским, Кионским и Лахуранхохским покровами тоарских глинистых сланцев. По данным бурения мощность Фасниджонадонской гранитной пластины в западной части равна 300 м (Г.А.Долгов, 1974). Поисково-разведочный квершлаг № 23, пройденный на горизонте 1755 м из штольни “Надежда” для поисков и изучения рудных тел “Северного” рудопроявления, вскрыл на протяжении 7,5 км граниты. Но непосредственно у участка “Северного” рудопроявления квершлаг на глубине 750 м от поверхности вышел из гранитов в глинистые сланцы, подстилающие здесь Фасниджонадонскую гранитную плиту. По данным гравиметрических работ (Квят З.Г., 1976) и сейсморазведки (Макаровский О.Б., 1975) кристаллический фундамент на участке располагается на

глубине 3 км от поверхности. Последующими сейсмическими исследованиями на Кионско-Згидском участке установлено, что под обнажающимися на поверхности Гаудорской и Фасниджонадонской гранитными плитами на глубине 1-1,5 км от поверхности имеется, как

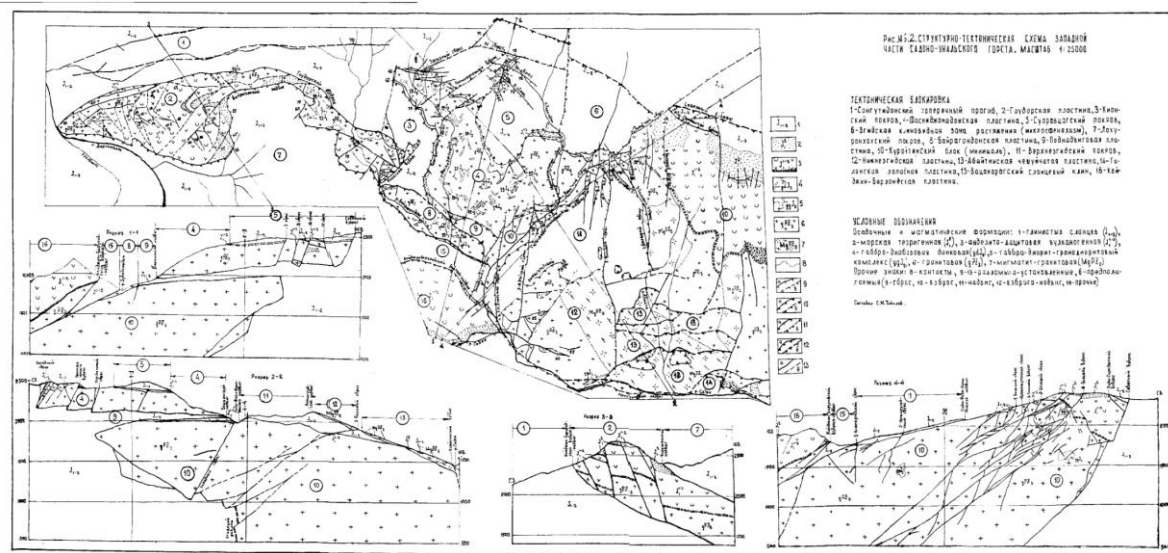


Рис 6.2. Структурно-тектоническая схема западной части Садано-Унальского горста. Масштаб 1:25000

минимум, еще одна надвинутая гранитная плита, разбитая на более мелкие блоки. Верхние, обнажающиеся на поверхности, и нижние, установленные сейсморазведкой, гранитные плиты полого погружаются на юг и юго-восток. Между ними зажаты отложения вулканитов и глинистых сланцев (Х.О.Чотчаев, 1990).

Глубинная структура Гаудор-Кионского участка остается не вполне ясной.

Куройтинский участок занят Куройтинским блоком гранитоидов с перекрывающими их на севере вулканитами, песчаниками и глинистыми сланцами, а также надвинутыми на него с юга гранитными пластинами и глинисто-сланцевыми покровами (рис.6.2.). Блок ограничивается на севере Северным взбросом, на востоке 4-м Западным сбросом, на юге Куройтинским надвигом. Западное его окончание предполагается перекрытым Суаравцагским покровом и Фасниджонадонской и Поднадвиговой пластинами. В западной части блока его обнаженное гранитное ядро перекрыто Верхнезгидским покровом глинистых сланцев, который по своему расположению соответствует Поднадвиговой пластине и, скорее всего, составляет с нею одно целое. Максимальная мощность Верхнезгидского покрова 200 м. Поверхность гранитов под ним, вскрытая многочисленными скважинами и совпадающая с Сади-Фази-

Комидонским надвигом, полого ( $15^\circ$ ) погружается на юг. В юго-западной части покров переходит в Вацанарагский сланцевый клин, вскрытый выработками 8-го горизонта (1655 м) Згидского месторождения. Клин, постепенно выклиниваясь на глубину, погружается под Кайджин-Барзондскую пластину на 750 м. Лежащий бок его имеет угол падения  $30^\circ$ , висячий -  $50^\circ$ . Максимальная мощность клина в приповерхностной части 250 м.

Верхнезгидский глинисто-сланцевый покров на юге перекрывается по Нижнезгидскому надвигу Нижнезгидской и Абайтинской гранитоидными пластинами. Обе пластины представляли, по-видимому, одно целое, но в процессе формирования Абайтинская пластина была преобразована в чешуйчатое надвиговое тело. Сложены пластины средне- и позднепалеозойскими гранитами. При этом, среднепалеозойские представлены рассланцованными разностями. Мощность Нижнезгидской пластины, вскрытая скважинами в ее северо-западной части колеблется в пределах 25-50 м. Пластины полого ( $20-25^\circ$ ) погружаются на юг.

Севернее Нижнезгидской и Абайтинской пластин среди глинистых сланцев Верхнезгидского покрова расположены три изолированных глыбы гранитов. Залегая на глинистых сланцах они представляют собой типичные тектонические останцы. На Нижнезгидской и Абайтинской гранитных пластинах располагаются в виде изолированных пятен, скорее всего, нашлапки глинистых сланцев, реже песчаников и вулканитов, которые интерпретируются тоже, как тектонические останцы. Однако, не исключено, что некоторые из них могут быть тектоническими окнами, в которых обнажаются глинистые сланцы Верхнезгидского глинисто-сланцевого покрова. В юго-восточной части Абайтинской пластины и далее к востоку, в южной части Куройтинского блока располагаются мелкие чешуи Галонского надвига, сложенные гранитами и редко вулканитами и песчаниками. Возможно, что эти чешуи являются составляющими Куройтинского надвига.

Гранитоидное ядро Куройтинского блока, занимающего площадь между Згидским и Садонским месторождениями, сложено преимущественно гранитами верхнепалеозойской гранитовой формации. Реже встречаются сравнительно небольшие тела гранитов, гранодиоритов и диоритов среднепалеозойской мигматит-гранитовой формации и микродиоритов среднеюрской Дигорской вулcano-плутонической ассоциации. В северной части блока гранитное ядро перекрывается вулканогеном нижне-среднелейасовой андезито-дацитово-гранитовой формации, на котором в стратиграфической последовательности залегают песчаники морской терригенной формации и глинистые сланцы формации глинистых сланцев. В результате ротации Куройтинский блок приобрел наклоненное к северу под углом  $40-45^\circ$  положение. Глубинное строение блока изучено

лишь в западной части, на Згидском месторождении до горизонта 1315 м. Здесь горными выработками установлено, что почти все дизъюнктивные нарушения, осложняющие гранитное ядро имеют крутое ( $70^{\circ}$ ) западное и пологое ( $25-40^{\circ}$ ) юго-западное падения. Эти разломы, пересекаясь, образуют довольно густую сеть, ориентировка которой в пространстве согласуется во всем с ориентировкой Северного взброса, ограничивающего блок с севера (рис.6.2., разрез 4-4).

Северный взброс перекрыт почти на всем протяжении наносами и устанавливается по косвенным признакам. Протягивается он от истоков р.Харанедон по долинам истоков р.Б.Ход в восток-юго-восточном направлении ( $\sim 120^{\circ}$ ) до 2-го западного шва Главного Садонского разлома. Далее он, сместившись по 2-му западному шву к северо-востоку примерно на 250 м, несколько подворачивает к юго-востоку ( $130-135^{\circ}$ ) и протягивается по долине р.Губатдон к ее устью, где обрывается Фаскауским сбросом. Взброс ограничивает с севера Фасниджонадонскую пластину, Куройтинский блок и северо-западную часть Ногкау-Мизурского блока. Падение разлома к юго-западу крутое ( $65-80^{\circ}$ ). Определение амплитуды смещения по нему сопряжено со значительными трудностями, т.к. разлом представляет собой края вовлеченных в ротацию блоков. Как отмечалось ранее, по данным геофизических исследований кристаллический фундамент располагается под Фасниджонадонской пластиной на глубине 3-х км. Принимать эту величину за амплитуду смещения по Северному взбросу, по-видимому, нельзя. Скорее всего она является результатом нагромождения друг на друга блоков пород в процессе их скупивания. На Садонском месторождении выработки 7-го горизонта (1055 м) пересекли Северный разлом и вышли в глинистые сланцы на глубине около 1 км от поверхности. В данном случае, очевидно, можно предположить, что проходящий на поверхности разлом и вскрытый выработками на глубине разрыв являются единой дезъюнктивной структурой. В этом случае амплитуда смещения по ней на северо-восточном фланге Садонского месторождения должна быть не менее 1100-1200 м.

4-ый Западный сброс изучен слабо. Прослеживается он в естественных и искусственных обнажениях на протяжении немногим более 3 км. Сброс предположительно ответвляется от 2-го Западного шва Садонского разлома в долине р.Цахдыкомдон и тянется в северо-восточном направлении ( $10^{\circ}$ ) примерно на 1 км. Далее он, постепенно разворачиваясь, принимает сперва меридиональную, а затем и северо-северо-западную ( $350-345^{\circ}$ ) ориентировку. Падение сброса восточное крутое ( $70^{\circ}$ ). Амплитуда смещения по нему ориентировочно равна 150 м, горизонтального - достигает 400 м. На дневной поверхности разлом представлен сколовой трещиной, сопровождаемой полосой дробленных пород мощностью 0,5-1,0 м, содержащей линзы серой глинки

трения. На горизонте штольни Згидская, описываемый сброс находится в 100 м западнее 2-го Западного сброса. Здесь весь разделяющий сбросы интервал представлен передробленными, нарушенными гранитами (Э.Ф.Башкина, 1963).

Куройтинский надвиг представляет собой полого ( $10-20^\circ$ ) погружающуюся на юг слегка волнистую поверхность, нарушаемую местами небольшими крутыми разрывами. По надвигу на породы Куройтинского блока надвинуты, выдавленные из Ардонского грабена, глинистые породы нижне-среднеюрской формации глинистых сланцев. Амплитуда перемещения по надвигу не определяется.

Ногкау-Мизурский блок, имея форму суживающегося с запада на восток клина, располагается между Садонским и Архонским месторождениями. Ядро блока нацело сложено гранитами мигматит-гранитовой среднепалеозойской формации, среди которых располагаются неправильной формы небольшие тела гранодиоритов и диоритов этой же формации. В северо-западной части блока гранитоиды ядра перекрываются вулканитами нижне-среднелейасовой андезито-дацитовый формации, на которых местами залегают нашлапки песчаников среднелейасовой морской терригенной формации. На южной границе блока, на правом берегу р. Ардон, между гранитами ядра и надвинутыми на них с юга сланцами, располагаются маломощные линзы, реже пачки зачастую перетертых вулканогенных пород и песчаников, которые рассматриваются в качестве растащенного по поверхности гранитов материала в процессе ротации блока. В пределах Ногкау-Мизурского блока широко развиты штоки и дайки микродиоритов, гранодиорит-порфиров, тоналитов, андезитов среднеюрской Дигорской вулcano-плутонической ассоциации и андезито-дацитов жильной фации нижне-среднелейасового вулканогена, секущие как гранитоиды ядра, так и покровные фации андезито-дацитовый формации. Ограничивается блок на западе 2-м западным швом Главного Садонского разлома, на северо-востоке Северным и Диагональным взбросо-сдвигами, на юге Дейкауским взбросом и Садоно-Нузальским сбросом. Ногкау-Мизурский блок претерпел более интенсивную ротацию, чем Куройтинский. Разрезы, отстроенные по материалам горных выработок Садонского месторождения, показали сложное строение северного контакта гранитного ядра с нижне-среднелейасовыми вулканитами. Здесь, расположенный на северо-западной оконечности блока рудный подблок, зажаты между 2-м западным и восточным швами Главного Садонского разлома, опрокинут к северу и его контакт с вулканитами имеет крутое ( $75^\circ$ ) падение к юго-западу. У расположенного восточнее Ногкауского подблока этот контакт имеет флексуобразное строение. Верхнее, вначале субгоризонтальное, а затем слегка наклоненное ( $25^\circ$ ) к северу крыло флексуры переходит через протяженный относительно мощный горизонтальный разлом, прослеженный на

горизонте штольни 14 (1658 м), в субвертикальное и затем в опрокинутое к северу смыкающее крыло. Последнее, ниже горизонта штольни 5 “бис” (1474 м), опять-таки через пологий разлом, переходит в нижнее относительно круто ( $45^\circ$ ) наклоненное к северу крыло, которое на 4-м (1168 м) и 5-м (1132 м) горизонтах срезается Диагональным взбросо-сдвигом. Последний, косо пересекая Садоно-Унальский горст, последовательно срезает вначале (севернее Ногкауского месторождения) нижнее крыло флексуорообразной структуры, затем, на хребте Сонайраг, смыкающее крыло и, наконец, в долине р.Сулардон, верхнее крыло. Кроме более крутого залегания поверхности, приобретенного в результате ротации, Ногкау-Мизурский блок по отношению к Куройтинскому в процессе тектонической перестройки был взброшен по 2-му Западному шву Садонского разлома на 250 м и смещен по нему к северо-востоку на 950 м. В результате этих движений между Куройтинским и Ногкау-Мизурским блоками, возникла зона растяжения, в которой сформировалась тектоническая структура типа щелевого рифта (сфенохазма), открывающаяся на северо-восток.

В южной части Ногкау-Мизурский блок осложняется Мизурским взбросо-сдвигом и Коринским взбросом, которые отделяют здесь Турбинную пластину и Коридонский блок. Турбинная пластина сложена гранитоидами и надвинута с юга на граниты ядра блока, а в западной части - на, надвинутые на граниты ядра, глинистые сланцы, формируя здесь тем самым Дадасау-Битаровский глинисто-сланцевый клин. Коринский блок сложен гранитоидами и, залегающими на них, маломощными линзами вулканитов, перекрываемых пакетом мизурских песчаников, наибольшая мощность которого на Ардон-Бадском водоразделе достигает 100 м. По Коринскому взбросу блок надвинут на гранитоиды Турбинной пластины, а западным и восточным окончаниями на глинистые сланцы, перекрывающие последнюю. В результате этого были сформированы на востоке, сложно построенный Коринский (Дзапарова Т.Ц., 1972) и на западе менее изученный Надтурбинный сланцевые клинья.

По Дейкаускому взбросу на Ногкау-Мизурский блок с юга надвинуты нижне-среднеюрские песчано-глинистые породы формации глинистых сланцев. При этом, из взаимоотношений надвинутых блоков вытекает, что вначале произошел надвиг по Дейкаускому взбросу, а затем по Мизурскому и Коринскому разломам.

2-ой западный шов Главного Садонского разлома представлен сбросом и вскрыт горными выработками на протяжении около 2 км по простиранию и на 1400 м по падению. Предполагается его продолжение на северо-восток еще не менее 1 км. Представлен сброс зоной трещиноватых и дробленных пород мощностью от 0,2 до 3 м и



более. Простиране сброса северо-восточное ( $30-40^\circ$ ), падение юго-восточное крутое ( $70^\circ$ ). На южном фланге, несколько севернее шахты Артем сброс “залечен” дайками микродиоритов и гранодиоритпорфиров. Вертикальная амплитуда по сбросу определяется примерно в 400 м, горизонтальная достигает 1000 м.

Дейкауский взброс прослежен по поверхности на правом борту р. Ардон, между его притоками Баддон и Архондон, а также вскрыт выработками на горизонтах штолен 22 (954,2 м) и 50 (972,8 м). Представлен он зоной дробленых, местами перетертых до дресвы вулканитов, алевролитов, гранитов и глинистых сланцев. Мощность зоны колеблется от 0,5 м до 50 м. Простиране разлома субширотное ( $80-95^\circ$ ), падение южное относительно крутое ( $45-60^\circ$ ). Амплитуда вертикального смещения точно не определяется. Достоверно известно, что она не менее 630 м.

Садоно-Нузальский сброс протягивается между долинами р.р. Цахдыкомдон и Баддон на протяжении около 4,5 км. Простиране его восток-юго-восточное, приближающееся к субширотному. Падение южное субвертикальное. Представлен он зоной рассланцованных поставленных “на голову” глинистых сланцев и дробленных гранитов. Ширина зоны достигает 30-40 м. Амплитуда смещения по нему проблематична. В данном отчете вертикальное смещение по Садоно-Нузальскому сбросу принимается в 500 м.

Мизурский взброс, осложняющий Ногкау-Мизурский блок, хорошо прослеживается в естественных обнажениях на склонах долины р. Садон и на левом борту р. Ардон, в районе Нузальского рудопроявления. На правом берегу р. Садон разлом четко прослеживается по контакту гранитоидов Турбинной пластины, располагающихся южнее взброса с глинистыми сланцами Дадасау-Битаровского клина. На левом борту р. Садон, там, где взброс входит в гранитоиды, в его зоне зажата пачка перетертых глинистых сланцев, мощностью 25-30 м, содержащих местами узкие пластины дробленных гранитов. Далее, на участке Нузальского рудопроявления, взброс маркируется нащлепками пород нижнелейасовой андезито-дацитовый формации садонской свиты, которые определяют здесь положение поверхности гранитного ядра Ногкау-Мизурского блока и обрезаются с юго-востока и с юга Мизурским взбросом. На правом борту р. Ардон этот разлом обнажен хуже, но и здесь задокументированы аналогичные нащлепки перекрывающих гранитоиды пород, маркирующие его положение. Простиране разлома северо-восточное, а в восточной части - субширотное. Падение юго-восточное и южное крутое ( $60-80^\circ$ ). Амплитуда вертикального смещения определяется по нему не менее 500 м.

Коринский взброс, осложняющий южную часть Ногкай-Мизурского блока, расположен на правом борту р. Ардон, где протягивается от Садоно-Нузальского сброса на

северо-восток, через долину р.Баддон к Коринскому рудопроявлению, на протяжении около 3-х км. По Коринскому взбросу, как отмечалось ранее, Бадаграгский подблок гранитоидов и перекрывающих их пород взброшен и надвинут на породы Турбинной пластины. Разлом более или менее уверенно устанавливается у Садоно-Нузальского сброса, где гранитоиды налегают на глинистые сланцы Надтурбинного сланцевого клина, и на Коринском рудопроявлении, где горными выработками установлено наличие глинистых сланцев под гранитами вплоть до глубины 520 м от поверхности (шт. 1, 9, 50). Между этими пунктами разлом проводится по косвенным признакам. Зона разлома представлена дробленным материалом гранитоидов мощностью до 20 м. Простираение его северо-восточное ( $70^{\circ}$ ), падение юго-восточное, крутое ( $65^{\circ}$ ). Смещение по разлому колеблется от 150 м у Садоно-Нузальского сброса до 550 м и более на участке рудопроявления Кора.

Восточный шов Главного Садонского разлома является взбросо-сдвигом и осложняет западную и северо-западную части Ногкау-Мизурского блока. Разлом ориентирован в северо-восточном ( $\sim 38^{\circ}$ ) направлении и имеет субвертикальное падение. Разлом изучен горными выработками Садонского месторождения на 4,3 км по простиранию и на 1,6 км по падению. Он представлен мощной (5-15 м) зоной смятия и дробления с характерными линзами глинки трения мощностью от 0,2 м до 1,5 м. По разлому западный блок взброшен с амплитудой на северо-востоке - 20 м, на юго-западе - 170 м и смещен к северо-востоку на юго-западе на 380 м, на северо-востоке на 450 м.

Восточный шов вместе со 2-м западным ограничивают Рудный подблок, содержащий основные рудные тела Садонского месторождения. Факта пересечения этими разломами Северного взброса не наблюдалось. Однако, многие исследователи предполагают возможность такого пересечения, в связи с чем перспективы Садонского месторождения по их мнению расширяются.

Восточная, меньшая часть Садоно-Унальского горста, также как и описанная западная, делится разломами на отдельные блоки, наибольшим из которых является Луарский, занимающий западную котловину этой части. Ограничивается блок на юго-западе и на юге Диагональным взбросо-сдвигом, на восток-юго-востоке Цамадским взбросом. Северное ограничение его, в связи с широко развитыми здесь делювиально-коллювиальными образованиями, неясно. Как отмечено выше, некоторые исследователи предполагают наличие здесь разломов, другие отрицают это и считают, что поверхность блока, погружаясь на север, уходит под эскарп Скалистого хребта.

Сложен блок породами кристаллического фундамента и перекрывающим его комплексом юрских образований. Кристаллический фундамент представлен

преимущественно гранитоидами белореченского комплекса, которые обнажаются лишь в долинах рек Архондон-Архонский и Октябрьский массивы, и Кутардон-Холстинский массив. В последнем появляются сравнительно крупные останцы верхнепротерозойской супраструктуры, сложенные кристаллическими сланцами буронской свиты, а также непраильной формы массивы и дайки микродиоритов, гранодиоритов и диоритовых порфиритов среднеюрской вулканоплутонической ассоциации. На гранитоидах располагаются породы андезито-дацитовый нижне-среднелейасовой вулканогенной формации, занимающие значительную часть блока на правобережье р. Ардон. Вулканогенные породы перекрываются отложениями морской терригенной формации и формации глинистых сланцев, располагающихся на левом склоне долины р. Ардон и на его правом борту в нижней части р. Уналдон.

Структура блока определяется антиклинальной складкой, ось которой протягивается на северо-восток ( $45^\circ$ ) от Октябрьского гранитного массива, к устью р. Уналдон и далее по долине р. Ардон. Ось складки полого ( $20-30^\circ$ ) погружается в этом же направлении. Северо-западнее крыло ее имеет сравнительно пологое ( $20-45^\circ$ ) падение на север и осложнено мелкими разломами. Юго-восточное крыло имеет северо-восточное падение под углами ( $30-50^\circ$ ) и также осложняется мелкими нарушениями. В строении блока отмечается увеличение интенсивности тектонической нарушенности к его южному ограничению. Возможно, что это является результатом лучшей изученности этой части. Здесь подземными горными выработками установлено, что гранитное основание у Диагонального взбросо-сдвига разбито субширотными и юго-восточными разломами на сравнительно узкие блоки. В юго-западной части, у Архонского месторождения располагается Октябрьский линзовидный блок 1,5 км длины и максимальной ширины 0,5 км. Его сменяет Центральный блок, имеющий форму сравнительно узкой ( $0,25-0,5$  км) и протяженной (3,5 км) пластины, протягивающейся между Архонским и Холстинским месторождениями. Севернее Центрального располагается блок, размеры и северное ограничение которого не установлены. Выделенные выработками блоки содержат рудные жилы с промышленными запасами полиметаллов.

На вулканогенных породах, в южной части блока расположены несколько останцев песчаников и алевролитов морской терригенной формации.

Луарский блок по отношению к расположенному западнее (Ногкау-Мизурскому) и восточнее (Холстинскому и Майрамдон-Восточно-Джимидонскому) блокам является опущенным по Диагональному и Цамадскому разломам. Последние, ограничивая Ларский блок, придают ему форму клина, обращенного узкой частью к югу.

Цамадский взброс является одним из крупных разломов, секущих Садоно-Унальский горст. Он прослеживается на протяжении более 4,5 км между р.Майрамдон и высотой Уари-даран, где пересекает Холстинский гранитный массив и пространственно совпадает с Уаллагфандагской и Лабыртской рудными зонами Холстинского месторождения. Простираение его северо-восточное ( $20-30^{\circ}$ ), падение крутое ( $70-85^{\circ}$ ) на юго-восток. Юго-восточный блок по разлому поднят ориентировочно на 300-500 м (Рыпинский С.М. и др., 1963).

Восточнее Луарского блока находятся Холстинский и, расположенный севернее, Майрамдон-Восточно-Джимидонский блоки.

Холстинский блок занимает оба склона долины р.Кутардон и Кутардон-Джимидонское междуречье. Ограничивается блок на северо-западе Цамадским взбросом, на юге Диагональным взбросо-сдвигом, на севере - Цагатдонским и на востоке Западно-Джимидонским сбросами.

Сложен блок, выходящими на поверхность, преимущественно на левом склоне р.Кутардон и в долинах его истоков Гурондон и Кайдон, гранитоидами среднепалеозойского белореченского комплекса, а также перекрывающими их в стратиграфической последовательности в междуречье Кутардон-Джимидон нижне-среднелейасовыми андезито-дацитами, среднелейасовыми песчаниками и алевролитами и ниже-среднеюрскими глинистыми сланцами. Породы супраструктуры, обнажающиеся узкой полосой на правом борту р.Кутардон, уходят на площади междуречья Кутардон-Джимидон под вулканиты андезито-дацитово-гранодиоритовой формации, где приобретают главную роль в строении кристаллического фундамента Холстинского блока. Представлены они верхний протерозой-нижнепалеозойскими кристаллическими сланцами буронской свиты и достигают по мощности 400 м. В целом, поверхность фундамента Холстинского блока сравнительно полого ( $15^{\circ}$ ) наклонена на северо-восток ( $35-40^{\circ}$ ). Она осложнена серией мелких разломов, не вносящих принципиальных изменений в ее характер. Южная часть, обнажающегося гранитного массива, насыщена сравнительно крупными телами неправильной формы, дайками и мелкими штоками диоритов, гранодиорит-порфиров, габбро-диорит-гранодиоритов Дигорской вулcano-плутонической ассоциации и, по-видимому, не случайно именно в этой части располагается основная масса жил с полиметаллическим оруденением Холстинского месторождения.

Южная часть гранитного массива осложняется Галау-Лагатским разломом, протягивающимся от высоты Уари-даран на юго-восток на 1 км и в долине р.Кайдон, примыкающим по-видимому к Диагональному взбросо-сдвигу. Галау-Лагатскому разлому сопутствуют массивы гранодиоритпорфиров. Падение его субвертикальное.

Примечательным для него является ограничение с севера почти всех рудоносных жил Холстинского месторождения.

Цагатдонский сброс, ограничивающий блок с севера, проходит по долине р.Цагатдон в восток-юго-восточном направлении ( $100^\circ$ ). Падение его крутое ( $65-75^\circ$ ) на юг. Величина вертикального смещения достигает 1100 м и несколько уменьшается к юго-востоку (Рыпинский С.М. и др., 1963).

Западно-Джимидонский сброс ограничивает блок с востока. Прослеживается он по естественным обнажениям и в выработках от развалин селения Джими на северо-северо-запад ( $345^\circ$ ) к водоразделу рр.Джимидон-Цагатдон, где обрывается I-Поперечным сбросом. Падение Западно-Джимидонского сброса запад-юго-западное, сравнительно крутое ( $50-60^\circ$ ). Амплитуда смещения по нему достигает 600 м.

Блоки, расположенные северо-восточнее и восточнее Холстинского блока, завершают на востоке Садоно-Унальский горст и образуют Джимидонское поднятие (рис.6.3.). Здесь выделяются крупный Майрамдон-Восточно-Джимидонский и мелкий Западно-Джимидонский блоки. Последний рассматривается как промежуточная ступень между погруженной частью Холстинского блока и Восточно-Джимидонским подблоком.

Майрамдон-Восточно-Джимидонский блок расположен северо-восточнее Холстинского и ограничивается на северо-западе и северо-востоке Цамадским и Дагомским взбросами соответственно, на юго-востоке Цагатдонским и Восточно-Джимидонским сбросами и, наконец, на юге и юго-востоке Сланцевым надвигом. Блок осложняется многочисленными разломами, из которых наиболее значительными являются I-й и II-й Поперечные сбросы и Ахшартырагский взброс, разделяющие блок на серию подблоков (рис.6.3.).

Наиболее крупным из них является Майрамдонский, расположенный в северо-западной части поднятия. Сложен подблок породами супраструктуры, представленными кристаллическими сланцами буронской свиты, вулканогенными породами андезито-дацитовый формации садонской свиты и перекрывающими их отложениями морской терригенной формации и формации глинистых сланцев. Породы кристаллического фундамента занимают юго-западную часть подблока, где обнажаются в виде прямоугольника шириной 550-800 м при длине до 2 км. Отложения формаций морской терригенной и глинистых сланцев занимают небольшую площадь в северной части подблока, а также встречаются в тектонической зоне Цамадского взброса. Вся остальная площадь подблока занята вулканогенными образованиями андезито-дацитовый формации. В структурном плане подблок представляет собой моноклираль, наклоненную к северу

под углами 30-50°, местами осложненную мелкими складками, тяготеющими, как правило, к зонам разрывных нарушений.

Юго-восточнее Майрамдонского подблока располагается мелкоблоковая зона, наибольший интерес в которой представляют северный и южный Восточно-Джимидонские подблоки, содержащие рудные тела Восточного фланга Джимидонского месторождения. Северный подблок включает свод и часть северного крыла Джимидонской антиклинали, являющейся простой симметричной гетерогенной складкой с несколько более широким, чем обычно, сводом, что обуславливает некоторую ее коробчатость. Шарнир складки, испытывающий, по-видимому, из-за разрывной тектоники, слабые ундуляции, сохраняет в пространстве общую горизонтальность. Сложен подблок породами супраструктуры, представленными, как и в Майрамдонском, кристаллическими сланцами буронской свиты.

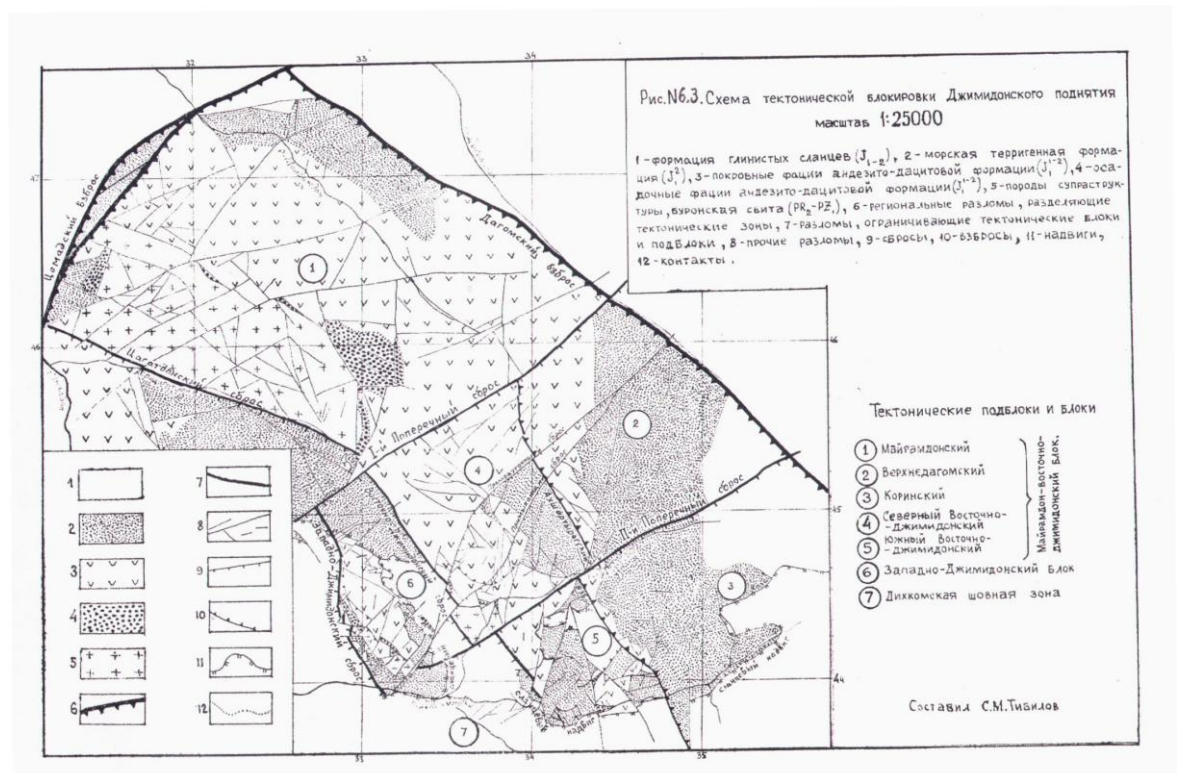


Рис 6.3. Схема тектонической блокировки Джимидонского поднятия. Масштаб 1:25000

Они образуют ядро Джимидонской антиклинали и обнажаются в долине р.Сухой Лог. Вулканогенные породы андезито-дацитовой формации занимают большую часть остальной площади и слагают свод и часть северного крыла складки. В восточной части подблока развиты песчаники морской терригенной формации, падающие на восток и северо-восток под углами 25-30°.

Южный Восточно-Джимидонский подблок опущен по отношению к северному по II-му Поперечному сбросу на 70-100 м. Поверхность его сложена вулканитами андезито-дацитовый, песчаниками морской терригенной и песчано-глинистыми породами глинисто-сланцевой формаций. В целом, в пределах подблока происходит погружение Джимидонской антиклинали в юго-восточном направлении под углами 15-30°. Северо-восточнее описанных Восточно-Джимидонских подблоков расположены два подблока - Коринский и Верхне-Дагомский. Оба блока образуют северо-восточное крыло Джимидонской антиклинали. Сложены они вулканогенными образованиями андезито-дацитовый формации и перекрывающими их осадками морской терригенной и глинистых сланцев формаций.

Из разломов, ограничивающих Майрамдон-Восточно-Джимидонский блок, наиболее крупным считается Дагомский взброс. Он ограничивает тектоническую зону Садоно-Унальского горста и восточнее, в бассейне р.Фиагдон, причленяется к разломам, ограничивающим с севера Фиагдонскую антиклиналь. Простирается разлом юго-восточное (120-130°), падение юго-западное, крутое (70-80°). Величина вертикального смещения по нему косвенно определяется величиной 800-1000 м.

Восточно-Джимидонский сброс, ограничивающий Восточно-Джимидонские подблоки с юго-запада, прослеживается от верховьев р.Цагатдон на юго-восток (145°) на 2,0 км. Падение разлома юго-восточное, крутое (70-75°). Величина смещения по нему достигает 400 м. Существует предположение, что Восточно-Джимидонский и Цагатдонский сбросы являются частями одного и того же разлома. В пользу этого говорит их пространственное положение и идентичность движений. Противоречит этому различие в амплитудах смещения кристаллического фундамента.

Сланцевый надвиг, ограничивающий Майрамдон-Восточно-Джимидонский блок с юга и юго-востока, имеет субширотное простирается и южное (170-190°) сравнительно пологое (30-35°) падение. Мощность надвинутой сланцевой пластины в разных местах различна. По скважине № 66 она равна 35-40 м.

Первый Поперечный сброс протягивается от Дагомского взброса через верховья рр.Майрамдон и Цагатдон к юго-западу. Некоторые исследователи протягивают его вплоть до Диагонального взбросо-сдвига, ограничивающего Холстинский блок (Давыдов К.В., 1980). Другие определяют его размеры, как более скромные, и считают, что он затухает в пределах восточной погруженной части Холстинского блока (Ермаков В.А., 1981). Простирается разлом юго-западное (230-240°), падение восточное, крутое (65-70°). Величина смещения по I-му Поперечному сбросу определяется условно и достигает в центральной части 300 м.

Второй Поперечный сброс протягивается в северо-восточном направлении ( $60^\circ$ ) от развалин с. Джими к верховьям р. Дагом более чем на 2,7 км. По разлому опущено юго-восточное крыло, примерно на 70-100 м. Падение сброса юго-восточное, крутое ( $70^\circ$ ).

Ахшартырагский взброс прослеживается от верховьев р. Майрамдон, где он ограничивается I-м Поперечным сбросом, к юго-востоку ( $160-165^\circ$ ) в долину р. Джимидон. Представлен он зоной сближенных нарушений и оперяющих их разрывов. Падение взброса северо-восточное, угол падения  $80-88^\circ$ . Амплитуда перемещения по нему увеличивается

от 70 м на юго-востоке, до 190 м на северо-западе (Давыдов К.В. и др., 1980).

Кроме описанных разломов, на площади Майрамдон-Восточно-Джимидонского блока развита целая сеть внутриблоковых второстепенных нарушений, не играющих существенной роли в его тектоническом строении.

Западно-Джимидонский блок располагается между юго-восточной частью Майрамдон-Восточно-Джимидонского блока и восточной частью Холстинского блока. Ограничивается он на юго-западе Западно-Джимидонским, на северо-западе I Поперечным, на северо-востоке Восточно-Джимидонским и на юго-востоке II-м Поперечным сбросами. Западно-Джимидонский блок является поднятым по отношению к восточному окончанию Холстинского блока не менее чем на 450 м и опущенным примерно на такую же величину по отношению к северному Восточно-Джимидонскому подблоку. Блок представляется пологой наклоненной к юго-западу плитой, сложенной кристаллическими сланцами буронской свиты, вулканитами андезито-дацитово-формации, надвинутыми на них песчаниками морской терригенной формации и надвинутыми по Сланцевому надвигу, как на песчаники, так и на вулканиты, глинистыми сланцами. Наличие в основании вулканитов почти полностью сохранившихся конгломератов указывает на нормальный стратиграфический контакт между метаморфогенными и вулканогенными породами. Падение надвига, по которому песчаники надвинуты на вулканиты, северо-северо-восточное ( $10-15^\circ$ ), относительно пологое ( $35-45^\circ$ ). Сланцевый надвиг, по которому глинистые сланцы надвинуты на песчаники и вулканиты блока, имеет восток-юго-восточное ( $115^\circ$ ), пологое ( $20-35^\circ$ ) падение. В целом, породы блока имеют общее юго-западное ( $215-220^\circ$ ), пологое ( $25-30^\circ$ ) падение, заметно выполаживающееся ( $10-15^\circ$ ) к Восточно-Джимидонскому сбросу.

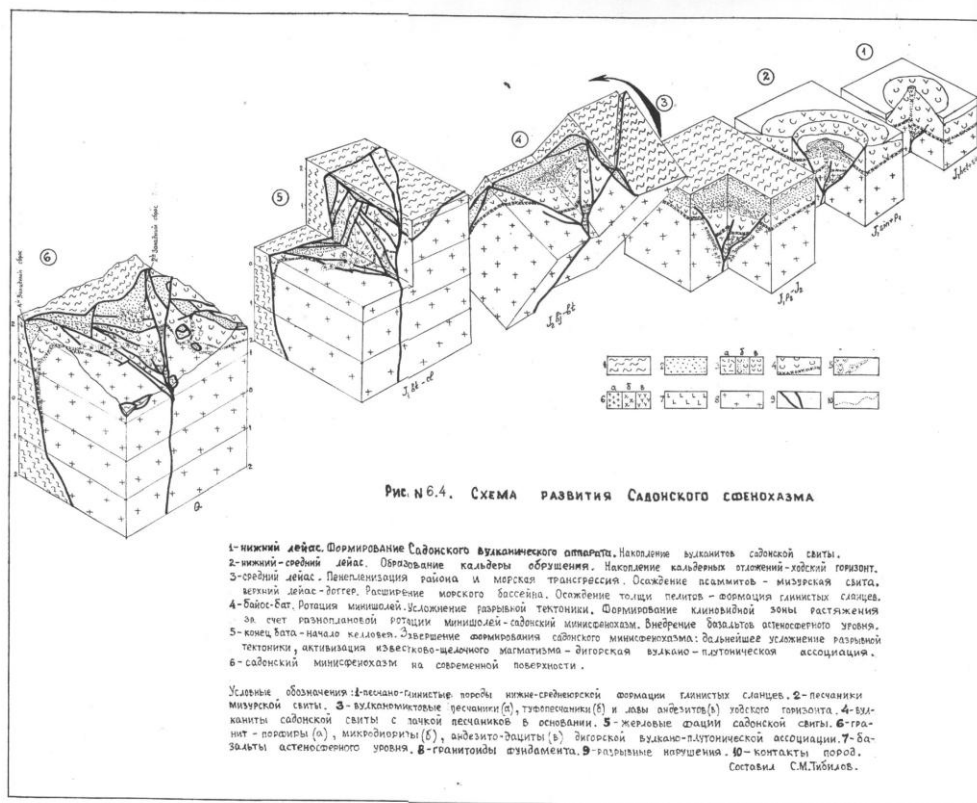
Как видно из вышеописанного, Садоно-Унальский горст сложен блоками, являющимися микрошолями, которые вовлечены в ротацию, неизбежно приводящую к формированию клиновидных зон растяжения - сфенохазмов. Для последних характерно



внедрение из внутрикорового астеносферного (подшолового) слоя базальтоидного материала. В пределах Садоно-Унальского горста выделяются Верхнезгидский, Садонский и Луарский сфенохазмы, которые по своим размерам соответствуют скорее всего микроструктурам. Згидский микросфенохазм выделяется с определенной степенью условности. Кроме четвертичных образований он перекрыт Фасниджонадонской, надвинутой с юга пластиной. В настоящее время сфенохазм ограничивается Меридиональным на западе и Западным на востоке сбросами, по которым расположенный между ними клин гранитоидов и перекрывающих их пород опущен примерно на 200-250 м. Базальтоидные породы, в связи с широко развитыми наносами, с поверхности не задокументированы. Однако, скважиной № 35 встречено маломощное (1,5 м) тело серпентизированных базальтоидов. Особенностью этой структуры является то, что рудные тела Згидского месторождения расположены в восточном Куройтинском наиболее приподнятом и наклоненном к северу микрошоле.

Садонский микросфенохазм выделяется более или менее уверенно. Он наследует палеовулканическую структуру Садонского раннеюрского вулкана (рис.6.4.). Ограничивается зона сфенохазма на западе 4-м Западным и на востоке 2-м Западным сбросами. Расположенный между ними клин гранитоидов и выше залегающих пород опущен и смещен к югу. При этом, по 4-му Западному сбросу вертикальная амплитуда составляет 150 м, при горизонтальном смещении до 400 м, а по 2-му Западному сбросу 400 м и 1000 м соответственно. Формирование шоля вызвало базальтоидный магматизм, проявившийся внедрением Ходского массива и сопровождающих его даек анамезитов. Также как и для Згидского сфенохазма, для Садонского характерной особенностью является формирование всех рудных тел Садонского месторождения в наиболее поднятом восточном, Ногкау-Мизурском микрошоле, причем, преимущественно в зоне непосредственно примыкающей ко 2-му Западному сбросу, т.е. в пределах Рудного подблока. Згидский и Садонский сфенохазмы описаны впервые в 1987г. (Тибилев С.М., 1987).

Луарская зона растяжения выделяется в качестве сфенохазма в данной работе со значительной степенью условности.



**Рис 6.4. Схема развития Садонского сфенохазма**

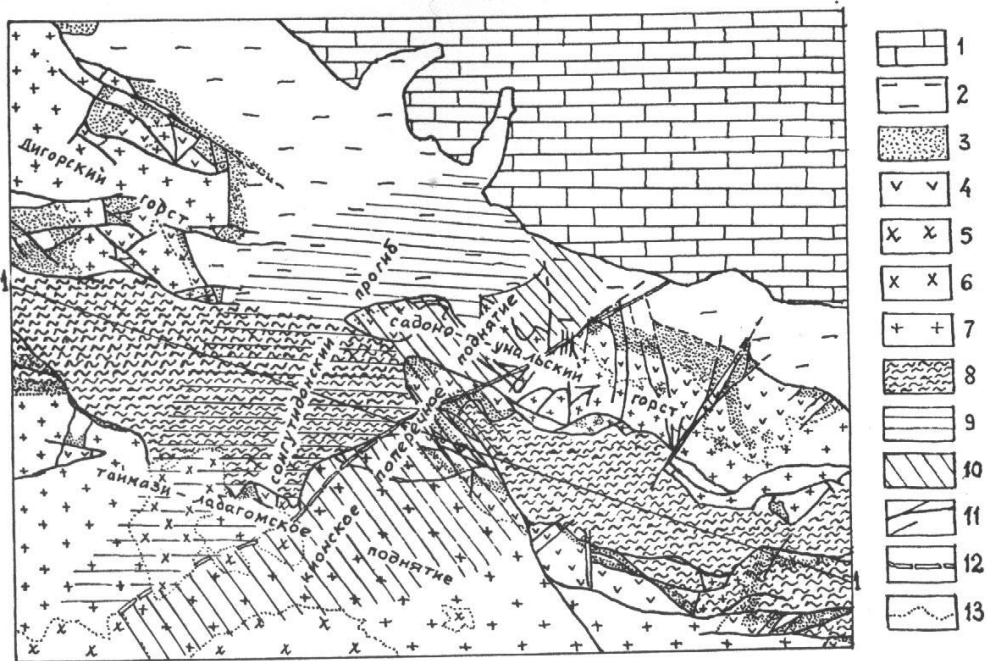
К структуре клиновидного растяжения ее позволяют отнести клиновидная форма и опущенность блока в целом по отношению к смежным блокам на 1000 м по Диагональному и на 600 м по Цамадскому разломам.

Этому выводу противоречат не обнаруженность пока внедрений или излияний базальтоидов, из-за широко развитых здесь делювиальных отложений, а также совершенно неясное, не изученное сочленение Ногкау-Мизурского и Холстинского блоков, участвующих в разноплановой ротации. Отнесение Луарского блока к структурам растяжения в определенной степени обосновано разрывными дислокациями отрыва, заполненными рудным и жильным материалом. Возможно, что этот блок является промежуточной ступенью между простым и щелевым рифтами.

### **6.3.2. Штулу-Харесская грабен-синклиналь**

Штулу-Харесская грабен-синклиналь выделяется только в западной части Горной Осетии и располагается между Балкаро-Дигорским и Таймази-Лабагомским (Центральным) поднятиями. В Горной Осетии грабен-синклиналь протягивается от перевала Штулу на западе до перевала Кора на востоке, в общей сложности на 66 км. Ширина этой структуры колеблется от 6 км в наиболее широкой части (Сонгутидонский





Схематический разрез по линии 1-1,  
(по Штулу-Харесской грабен-синклинали).

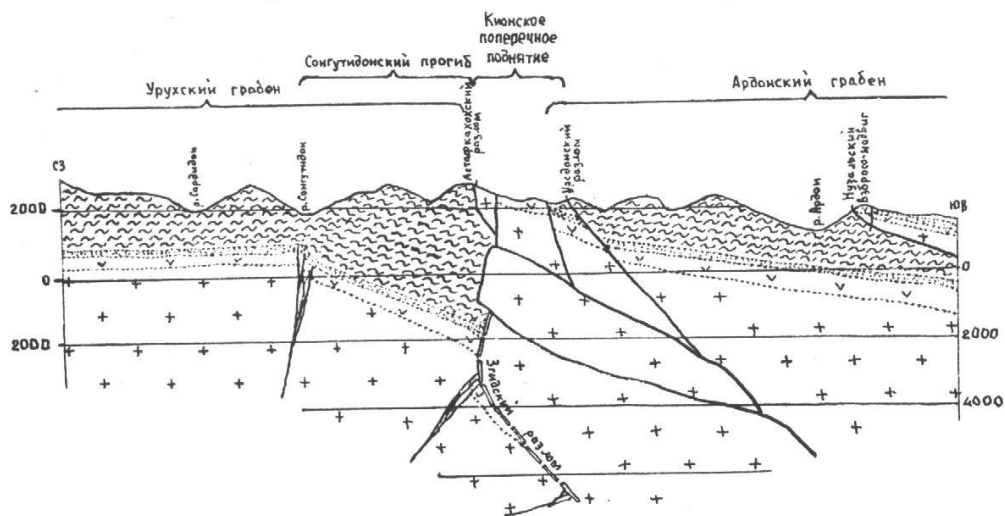


Рис. №6.5. Кионское поперечное поднятие в тектонической структуре  
Горной Осетии. Масштаб 1:200000. Составил Тиболов С.М.

1 - терригенно-карбонатные отложения, 2 - песчано-глинистые отложения, ардонская свита, 3 - песчаники, мизурская свита, 4 - лавы андезито-дацитового состава, садонская свита, 5 - гранодиориты, кварцевые диориты дигорской Вулкано-плутонической ассоциации, 6 - диориты, кварцевые диориты теплинского субинтрузивного комплекса, 7 - породы кристаллического фундамента, 8 - тектоническая зона Штулу-Харесской грабен-синклинали, 9 - зона Сонгутидонского поперечного прогиба, 10 - зона Кионского поперечного поднятия, 11 - разломы, установленные на поверхности, 12 - Згидский глубинный разлом, установленный грабиметрической съемкой, 13 - контакты между породами.

Рис 6.5. Кионское поперечное поднятие в тектонической структуре Горной Осетии. Масштаб 1:25000. Составил Тебилов С.М.

подчиненное значение. Их пласты и маломощные линзы обрамляют северные контакты Таймази-Лабагомского поднятия и Каронкакского, Урухского и Буравидонского блоков фундамента, обнажающихся в пределах грабена. В структурном плане отложения, выполняющие Урухский грабен, образуют в целом моноклинально залегающий пакет, погружающийся на север под углом  $40^\circ$ . Фиксируемая в породах складчатость малоамплитудна и, как правило, тяготеет к разрывным структурам.

Из разрывов наиболее значимыми считаются Харесский, Гавизетский, Дзинагинский, Кайсарский, Скаттыкомский и Каронкокский. Эти разломы обуславливают блочную горсто-грабеновую структуру Урухского грабена, что хорошо иллюстрируется в его западной части, где на поверхности выведены породы фундамента. Преобладающее направление разломов субширотное, реже северо-западное. Широтные разломы имеют мощные зоны дробления с глиной трения или притертыми плоскостями. Северо-западные представлены зонами дробления мощностью от 0,2 м до 25 м. Подавляющее большинство северо-западных нарушений сопровождается густой сетью прожилкового окварцевания, а местами и довольно мощными кварцевыми жилами с вкрапленностью сульфидов (Рыпинский С.М. и др., 1965).

Ардонский грабен расположен между водоразделами р.р. Урух-Ардон на западе и Ардон-Фиагдон на востоке. Длина его 26 км. На севере он ограничивается Садоно-Унальским горстом, на юге - восточным окончанием Таймази-Лабагомского поднятия, Колотинским покровом Мамисон-Казбекской геосутуры и Фиагдонской антиклиналью. Ширина грабена варьирует от 6 км до 1 км.

Выполнен грабен песчано-глинистыми отложениями ниже-среднеюрской формации глинистых сланцев и подстилающими их песчаниками и вулканитами морской терригенной и андезито-дацитово-кварцевой формаций. Последние развиты вдоль южной границы грабена, где наблюдается полная стратиграфическая последовательность осадков нижней юры. На северной границе песчаники и вулканиты встречаются только в зонах разломов, где образуют маломощные линзы (Дейкауский взброс). В структурном плане Ардонский грабен является более сложным сооружением, нежели Урухский, и представляет сложно построенную, опрокинутую на север синклиналь, в которой выделяется северная узкая глубоко погруженная мульда и южная субгоризонтальная или слабо наклоненная на север плита (Нузальские блоки и Кайдонская плита). Южное крыло складки имеет крутое ( $75^\circ$ ) южное падение. Северное осложнено надвигами, по которым глинистые сланцы из грабена выдавливаются и надвигаются на гранитоиды ядра Садоно-Унальского горста, в

результате ротации и перемещения на север Таймази-Лабагомского поднятия. Строение кровли кристаллического фундамента Ардонского грабена Штулу-Харесской депрессии исследовалось на ее западном фланге, к западу от р.Урсдон и на восточном фланге, в Дихкомской шовной зоне. На западном фланге бурились скважины №№ 493 и 495. Первая пробурена вблизи южной границы грабена до глубины 585 м. Скважина из нижнетоарских глинистых сланцев не вышла. При этом скважина пробурена почти по падению этих пород. Вторая - № 495 пробурена у северной границы до глубины 740 м. Скважина на глубине 634 м вошла в песчаники мизурской свиты и до конца бурения из них не вышла. По этой скважине глубина залегания фундамента в этой части грабена определяется ориентировочно в 1200 м от поверхности (Цибиров У.И. и др., 1976). В Дихкомской шовной зоне бурилась скважина № 494 и, в последующие годы, несколько поисково-разведочных скважин, показавшие неглубокое залегание фундамента и его пологое погружение на юг под высоко поднятое сооружение Фиагдонской антиклинали. Общность геологического разреза, а также характер магматизма и металлогении, позволили ряду исследователей предположить единство Джимидонского и Фиагдонского поднятий (Давыдов К.В. и др., 1991).

### ***6.3.3. Фиагдонская антиклиналь***

Фиагдонская антиклиналь расположена в центральной части Горной Осетии, где занимает долины реки Фиагдон и ее левого притока Цазиудон, к югу от с.Харисчин. Различными исследователями неоднократно предпринимались попытки отнесения Фиагдонской антиклинали к какой-либо региональной в масштабах Горной Осетии тектонической положительной структуре. Одни считали ее, перемещенным с юга на север блоком Таймази-Лабагомского поднятия (С.М.Рыпинский и др., 1963), другие же определяли ее как перемещенный с севера на юг блок Садоно-Унальского горста (А.Ц.Газданов 1974г.). По нашему мнению, обособленное расположение антиклинали от других тектонических структур района позволяет выделить ее как самостоятельную структурную единицу.

Фиагдонская антиклиналь представляет собой сундучную складку, протягивающуюся в юго-восточном направлении почти на 10 км и имеющую размах крыльев в центральной части около 5,5 км. Ее ядерная часть сложена породами кристаллического фундамента. Последние представлены образованиями супраструктуры и средне-верхнепалеозойскими гранитоидами белореченского и уллукамского

комплексов. Крылья антиклинали сложены породами ниже-среднелейасовой андезитодацитов, среднелейасовой морской терригенной формациями и ниже-среднеюрской формацией глинистых сланцев. Северное крыло складки падает на север под углами 25-30°. Южное осложнено серией субпараллельных сбросов северо-западного простирания, придающих крылу ступенчатый характер. Широкое восточное крыло сравнительно полого (25-45°) погружается на восток-юго-восток (95-110°) в долину р.Цариитдон, где ее левый склон “бронирован” нижней частью галиатской свиты нижнего тоара. Осевая плоскость складки проходит вдоль центральной части кристаллического ядра в направлении 290-295° с крутым падением на юго-запад. Шарнир складки погружается на юго-восток, на правом борту р.Фиагдон, и на северо-запад, в долине р.Гурондон.

Глыбовая структура Фиагдонской антиклинали определяется субширотными разломами взбросового характера на севере и сбросового - на юге. Все эти разломы, как на севере, так и на юге, имеют грубо параллельную ориентировку с крутым (70-85°) падением в южном направлении. Амплитуды перемещений по ним определяются в пределах 600-800 м.

#### ***6.3.4. Зона Киммерийской складчатости***

Зона Киммерийской складчатости расположена восточнее Садоно-Унальского горста и Фиагдонской антиклинали. С севера она ограничивается поддвигом “Скалистого хребта”, с юга Цариит-Цатадонским и Белореченским разломами, отделяющими ее от Шаухох-Дарьяльского поднятия. Восточная граница зоны находится за пределами описываемой территории.

По литологическому составу основания юрской толщи в зоне Киммерийской складчатости выделяются две подзоны: Дагом-Даргавская и Цатадон-Армхинская. Граница между ними проходит по Джимара-Годтанадагскому разлому.

Нижние члены юрского разреза в Дагом-Даргавской подзоне представлены алевролитами и песчаниками мизурской свиты, выделяемыми в морскую терригенную формацию среднего лейаса. В Цатадон-Армхинской подзоне в основании изученной части юры располагаются среднелейасовые глинистые сланцы геналдонской толщи, содержащие подчиненное количество песчаников. Эти породы в данной работе без всякого обоснования объединены с мизурской свитой. Довольно резкие различия в фациях и биоценозе, позволяющие, как отмечалось в разделе “Стратиграфия”, сделать заключение о различных геодинамических обстановках формирования этих отложений, явились, по-видимому, достаточной аргументацией для отнесения некоторыми исследователями

Цатадон-Армхинской подзоны, в качестве постановки этой проблемы, к Восточному Кавказу (Зембатов С.С. и др., 1977). Отсутствие каких-либо различий в вышележащих ниже-среднеюрских песчано-глинистых осадках, перекрывающих как “мизурские”, так и “геноалдонские” отложения, позволяет предположить, что тектоническая обособленность подзон закончилась в конце плинсбаха, и далее они развивались как единое целое.

Не исключается, естественно, и другая точка зрения, по которой фациальные различия “мизурских” и “геноалдонских” осадков, а также отличия в биоценозе, являются производными от расположения участка осадконакопления относительно береговой линии, и что нивелирование условий осадконакопления к началу тоара является естественным процессом в условиях расширяющейся морской трансгрессии.

Эта проблема остается на настоящее время открытой и требует дальнейших исследований.

Тектонические структуры, как в Дагом-Даргавской, так и в Цатадон-Армхинской подзонах, являются результатом преимущественно адыгейской фазы альпийского орогенеза. Они развивались уже в единой, консолидированной зоне Киммерийской складчатости и поэтому характеризуются единым планом складчатых деформаций.

В пределах зоны выделяется целый ряд субширотно-ориентированных тектонических подзон, характеризующихся определенным типом пликтивных и дизъюнктивных нарушений. Здесь с севера на юг выделены подзоны северных антиклиналей, промежуточных грабенов, центральных синклиналей, Фиагдон-Ларского поднятия и “южной” синклинали.

#### ***6.3.4.1. Подзона северных антиклиналей.***

Подзона занимает северную часть зоны Киммерийской складчатости и ограничивается с севера поддвигом “Скалистого хребта”, а с юга Дзуарикауским и Армхинским разломами. Подзона в целом является приподнятой по разломам, ограничивающим ее с юга. По геофизическим данным амплитуда перемещения подзоны по отношению к южнее расположенным более 200 м. Если же судить по мощностям выпавших в долине р.Хаником свит, там, где домерские песчаники приведены в соприкосновение с верхнеюрскими известняками, то амплитуда смещения здесь должна быть немногим более 1000 м. Если продолжать определение амплитуд смещения по этому же принципу, то видно, что к востоку и западу от точки с максимальным смещением амплитуда по



Дзуарикаускому разлому быстро падает, достигая величины, определенной геофизическими методами.

В подзоне северных антиклиналей выделяются Ханикомская, Даргавская, Саргомская и Армхинская антиклинали.

Ханикомская антиклиналь прослеживается на протяжении 7 км в долине р.Хаником и на левом борту р.Фиэгдон. Ее осевая плоскость ориентирована вертикально в субширотном ( $285^\circ$ ) направлении. Погружение оси в обе стороны свидетельствует о ее брахиформности. Восточное периклинальное замыкание складки узкое, западное-широкое. Северное крыло занимает всю площадь между осевой плоскостью складки и эскарпом Скалистого хребта. Слагающие его породы падают на север с углами  $33-50^\circ$ . В восточной части они осложняются серией пологих складок вытянутых на северо-восток ( $60-70^\circ$ ). Южное крыло почти полностью оборвано Дзуарикауским сбросом. Последний прослеживается на 18 км от восточных склонов горного массива Кариу-хох до Гизельдон-Геналдонского водораздела. Простираие его субширотное ( $270-285^\circ$ ), падение южное, крутое ( $80-85^\circ$ ). разлом сопровождается зоной смятия мощностью до 50 м.

Даргавская антиклиналь прослеживается на 2 км на правом склоне р.Гизельдон. Простираие ее осевой плоскости  $75^\circ$ , падение южное, крутое ( $80^\circ$ ). Ядерная часть антиклинали сложена песчано-глинистыми породами зинцарской свиты, крылья - отзыкской, бейно и, возможно, згидской свит. Северное крыло на 90% перекрыто наносами. Падение его северное под углами  $25-60^\circ$ . Южное, как и у Ханикомской антиклинали, почти полностью оборвано Дзуарикауским сбросом. Ось антиклинали погружается на восток-северо-восток.

Саргомская и Армхинская антиклинали являются частями одной и той же складки. Саргомская прослеживается на левом борту р.Терек на 3 км в запад – юго-западном направлении, Армхинская - протягивается на правом борту на 5 км с восток-юго-восточным простираием. Осевая плоскость Саргом-Армхинской складки имеет субширотную ( $85-95^\circ$ ) ориентировку с крутым ( $80^\circ$ ) падением к северу. Ядерная часть антиклинали сложена песчано-глинистыми породами ксуртской свиты, крылья - глинистыми сланцами зинцарской. Северное крыло погружается под углом в среднем -  $50^\circ$ , южное -  $60^\circ$ . В обоих крыльях углы падения пород колеблются от  $20^\circ$  до  $75^\circ$ . Крылья осложняются пологими волнообразными изгибами пород с несколькими широтными разломами, из которых наиболее крупными являются Саргомский и Армхинский. Саргомский взброс осложняет северное крыло. Простираие его субширотное, падение южное с углом  $55^\circ$ . В висячем боку разлома породы взброшены на 150-200 м. Армхинский сброс отделяет ядерную часть антиклинали от южного крыла. Простираие разлома

широтное, падение южное, крутое ( $80^\circ$ ). Висячий бок по разлому сброшен на 200 м. Более мелкие разломы ограничивают ядерную часть складки с северо-запада и северо-востока и определяют вместе с описанными дизъюнктивами границы горстообразного Саргом-Армхинского блока.

#### ***6.3.4.2. Подзона промежуточных грабенов.***

Южнее подзоны северных антиклиналей располагается подзона, в которой кулисообразно расположены Даллагкауский, Годтан-Кауридонский грабены и Часская грабен-синклиналь.

Даллагкауский грабен расположен южнее Ханикомской антиклинали. С севера он ограничивается Дзуарикауским а с юга Даллагкау-Даргавским сбросами и протягивается в общей сложности примерно на 9 км в субширотном направлении. Выполнен грабен породами, охватывающими возрастную интервал примерно от нижнего аалена до оксфорда включительно. По залеганию пород в пределах грабена можно выделить Кадатскую антиклиналь и Даллагкаускую брахи-синклиналь. Кадатская антиклиналь занимает западную часть грабена. Простирается ее северо-восточное ( $50^\circ$ ). Северо-западное крыло осложнено второстепенными складчатостью и разрывами. Юго-восточное крыло падает на юго-восток ( $110^\circ$ ), полого ( $25^\circ$ ) (Кулаев И.Г. и др., 1959). Даллагкауская брахисинклиналь занимает центральную часть грабена и находится на правом борту р.Фиагдон, на Фиагдон-Ханикомском водоразделе. Ось брахисинклинали тянется по аз.  $70^\circ$ . В мульде ее залегают оксфордские известняки, крылья сложены глинами свит бейно и отзыкской. Северное крыло падает на юг ( $160-200^\circ$ ) с углами  $25-45^\circ$ . Породы южного крыла падают на север ( $350-15^\circ$ ) с углами от  $30^\circ$  до  $70^\circ$ . В этом крыле довольно часто наблюдается опрокидывание пород к северу. В восточной части грабена породы залегают моноклинально с различными углами и направлениями падения. Последнее связано с частым переворотом пород “через голову”, что вообще характерно для центральной и восточной частей грабена (Кулаев И.Г. и др., 1959).

Годтан-Кауридонский грабен протягивается в широтном направлении между водоразделами рек Гизельдон-Геналдон на западе и Кауридон-Фардон на востоке, располагаясь кулисообразно, с южным смещением, по отношению к Даллагкаускому грабену. Ограничивается он на севере и на юге разломами “Санибанской тектонической зоны”, а на западе обрывается Джимара-Годтанадагским разломом. Выполнен грабен отложениями свит бейно и отзыкской, смятыми в мелкую складчатость, иногда изоклиналильного типа, и осложняемыми большим количеством незначительных разрывных

нарушений. У северной границы грабена породы имеют преимущественно южное падение под углами 40-50°. У южной границы - северное, относительно крутое (60-70°) падение. Осевая часть, как отмечалось, нарушена мелкими нарушениями.

Часская грабен-синклиналь во всех предыдущих работах рассматривалась как синклиналь, однако, интенсивная нарушенность участка, тектонические ограничения и опущенность структуры по этим разломам, позволяют отнести ее к разряду промежуточных образований типа грабен-синклиналей. Часская грабен-синклиналь прослеживается только по гребню Часского водораздела, между левыми притоками р. Терек - Саргомом на севере и Тагауркой на юге. Вытянута эта структура в субширотном направлении (275°) и ограничивается на севере Часским, а на юге Нижне-Ларским разломами. Выполнена она породами бейно и отзыкской свит. Центральная часть ее характеризуется сильной напряженностью. Породы у северного борта структуры имеют сравнительно крутое (35-50°) южное падение, у южного - более крутое (60°) северное. В пределах грабен-синклинали широко развиты мелкие разрывы северо-западной ориентировки.

#### ***6.3.4.3. Подзона центральных синклиналей***

Располагается подзона в западной половине зоны Киммерийской складчатости и состоит из Гачинской и Какадурской складок.

Гачинская синклиналь находится на хребте Гачин и протягивается от р. Фиагдон до месторождения Хаником, на 3 км, по аз. 80°. Ось складки погружается на восток. Замыкание складки хорошо фиксируется. Как на западе, так и на востоке, замок складки узкий. В центральной же части замок широкий, придающий складки сундучную или коробчатую форму. Северное крыло Гачинской синклинали занимает северный склон хр. Гачин вплоть до балки Авсан-дур (р. Стракдон), где обрывается главной ветвью Кадат-Хампаладаг-Цмити-Авсандурской рудной зоны. Падение пород в северном крыле колеблется от 120° до 190°, угол падения - от 35° до 55°, изредка достигая значений 20° или 70°. Крыло осложняется мелкими разрывами субширотного и северо-западного простирания. Южное крыло синклинали занимает гребень и южный склон хр. Гачин. В долине р. Ахсаудон оно осложняется второстепенным разломом и переходит в северное крыло, расположенной южнее Фараскатской антиклинали. Породы в южном крыле Гачинской синклинали сравнительно полого (20-50°) падают на север (340-360°). Осевая плоскость синклинали в западной части вертикальна, а в восточной приобретает крутой (80-88°) наклон к северу. В центральной части синклиналь осложнена поперечной,

второстепенной антиклиналью, которая наиболее четко и резко проявляется в южном крыле Гачинской складки. В месте пересечения с поперечной антиклиналью Гачинская синклиналь значительно расширяется, принимая коробчатую форму.

Какадурская синклиналь занимает площадь северо-восточнее Какадурских рудных жил и находится на левом склоне долины р.Гизельдон. Ориентировка осевой плоскости синклинали северо-восточная ( $60^\circ$ ). Ось ее погружается на юго-запад. Длина складки 6 км при ширине на юго-западном окончании 3 км. выполнена мульда породами бейно-отзыкской свит. Крылья сложены отложениями зинцарской свиты. Северное крыло падает к югу под углами от  $30^\circ$  до  $70^\circ$ , южное - к северо-западу с такими же углами падения. В юго-западной части предполагается наличие северо-западного разлома, обрывающего здесь синклиналь.

#### ***6.3.4.4. Подзона Фиагдон - Ларского поднятия***

Подзона протягивается в широтном направлении через центральную часть зоны Киммерийской складчатости. В пределах поднятия выделяются Хидикуская, Фараскатская, Геналдонская, Тагаурская и Ляжгинская антиклинали.

Хидикуская антиклиналь располагается в долине р.Фиагдон, у с.Хидикус. Ядерная часть ее сложена глинистыми сланцами галиатской свиты, крылья - песчано-глинистыми породами ксуртской. Складка протягивается на северо-восток ( $60^\circ$ ). Строение ее симметричное с относительно пологим ( $20-50^\circ$ ) падением северного крыла к северу, юго-восточного - к юго-востоку. Длина складки около 1 км. Изучение ее осложнено пересечением ядра долиной р.Фиагдон.

Фараскатская антиклиналь занимает правый борт р.Ахсаудон и протягивается на 3 км. Ядро антиклинали сложено песчано-глинистыми породами геналдонской, крылья - ксуртской свит. Ось складки погружается на восток. Замыкание антиклинали четкое, в западной и центральной частях относительно четкое. В восточной части в замковой части появляются осложняющие складки более высоких порядков и ее замыкание становится расплывчатым. Северное крыло падает на север, южное на юг с углами  $20-50^\circ$ . Северное крыло осложняется Гачинской зоной разломов и переходит к северу в юго-восточное крыло Гачинской синклинали. Южное крыло по долине р.Ахсаудон обрывается Ахсаудонским разломом.

Геналдонская антиклиналь расположена в средней части долины р.Геналдон. Форма и размеры этой структуры определяются площадью, занятой выходами верхнеплинсбахских пород геналдонской толщи и осложняющими ее разломами. В

центральной части складка является хорошо выраженной антиклиналью с размахом крыльев до 2-х км. На флангах она представлена мелкими блоками. Осевая плоскость ее имеет широтную ориентировку с крутым ( $80^\circ$ ) падением на юг. Ось полого погружается на восток. Породы северного крыла чаще имеют крутые ( $60-70^\circ$ ) падения, нежели южного. Углы падения колеблются от  $20^\circ$  до  $70^\circ$ . Крылья и ядерная часть синклинали осложнены разрывами северо-восточного и северо-западного простираний. Наиболее крупным из них является Тагаурский взброс, ограничивающий антиклиналь с северо-востока. Простирание его северо-западное с крутым падением к юго-западу. Смещение по нему, предположительно, не превышает 600 м.

Тагаурская антиклиналь расположена в долине р.Тагаурка и устанавливается по соотношению нижнетарских свит и по элементам залегания пород. Это почти симметричная и весьма напряженная складка с размахом крыльев около 3-х км. По простиранию Тагаурская антиклиналь прослеживается на обоих бортах Терека, на 5 км. Осевая плоскость субвертикальна с колебаниями в обе стороны. Ось складки полого ( $10-12^\circ$ ) погружается на восток. На севере антиклиналь осложнена Нижнеларским взбросом, обрывающим ее северное крыло.

Ляжгинская антиклиналь находится восточнее Тагаурской и, по-видимому, вместе с последней некогда составляла единую складку. Впоследствии центральная часть этой структуры была оборвана Нижнеларским взбросом. Расположена антиклиналь на левом борту долины р.Армхи, где, пересекая ее притоки Джерах, Ляжги, Обни, протягивается в широтном направлении на 4 км. Ядро ее, как и у Тагаурской антиклинали, сложено песчано-глинистыми породами ксуртской свиты. Северное крыло ее оборвано Нижнеларским взбросом. Южное крыло представлено полностью. Сложено оно отложениями зинцарской свиты, падающими на юг с углами  $50-65^\circ$ .

#### **6.3.4.5. Подзона Южной синклинали**

Подзона занимает соответственно южную часть зоны киммерийской складчатости (Стариков Ю.В. и др., 1961) и ограничена на севере Ахсаудонским, Тменикауским, Тагаурским и Обенским, а на юге Цариит-Цатадонским и Белореченским разломами. Сложена подзона отложениями галиатской, ксуртской и зинцарской свит и представляет собой в целом крупную синклиналь, южное крыло которой опрокинута к северу. Ядерная часть складки в западной половине подзоны - к западу от долины р.Цатадон выполнена породами зинцарской свиты. К востоку от р.Цатадон ядро сложено породами ксуртской, а сохранившееся южное крыло - галиатской свитами. Северное крыло здесь оборвано

разломами, ограничивающими подзону с севера. Простираение осевой плоскости  $75-90^\circ$ , падение южное, крутое ( $60-70^\circ$ ). Падение обоих крыльев синклинали южное с преобладающими углами падения от  $50^\circ$  до  $80^\circ$ . Реже встречаются более пологие ( $30-45^\circ$ ) или более крутые ( $85^\circ$ ) углы. Можно отметить, что в северном крыле складки наибольший процент встречаемости имеет угол падения  $60^\circ$ , а в южном  $70^\circ$ . Южная синклиналь осложнена многочисленными субширотными разломами, сопровождаемыми мелкими приразломными складками волочения, часто изоклиналичного типа. По разломам каждый северный блок является в той или иной степени опущенным. На левобережье р.Гизельдон северное крыло складки осложняется сбросами северо-западного простираения, по которым юго-западные блоки опущены.

В целом, по своему положению в геологической структуре Горной Осетии и по своему строению Южная синклиналь является аналогом Штулу-Харесской грабен-синклинали и, по-видимому, в какой-то степени, может рассматриваться в качестве ее восточного сегмента.

### ***6.3.5. Центральное поднятие***

Осевая зона антиклинория Большого Кавказа в Горной Осетии смещается на юг, где орографически выражена наиболее высокогорным Боковым хребтом и занимает южную часть восточного окончания структурно-тектонического сооружения Центрального Кавказа. Представлена осевая зона здесь двумя широтно ориентированными горстовыми поднятиями: Таймази-Лабагомским и Шаухох-Дарьяльским.

#### ***6.3.5.1. Таймази - Лабагомское поднятие***

Расположено поднятие в юго-западной высокогорной части Горной Осетии, занимая здесь склоны Главного Водораздельного и Бокового хребтов, а также северные отроги последнего. Ось поднятия протягивается от массива г.Лобода по Главному Водораздельному хребту до вершины г.Адайхох и далее, не меняя широтной ориентировки, переходит на Боковой хребет, протягиваясь по нему до массива г.Лабагом и далее до долины р.Баддон. Таймази-Лабагомское поднятие по литологическому составу слагающих его пород делится на две тектонические подзоны: Танадон-Буронская и Лобода-Цмиакомская.

Танадон-Буронская подзона занимает северную половину Таймази-Лабагомского поднятия. Она ограничивается на севере депрессионной структурой Штулу-Харесской грабен-синклинали, а на юге Лобода-Караугомским и Цейдонским разломами, место сочленения которых залечено внедрившимися Караугомским и Цейским массивами среднеюрской Дигорской вулкано-плутонической ассоциации. В долине р.Баддон подзона погружается под песчано-глинистые породы формации глинистых сланцев. Сложена подзона преимущественно средне- и верхнепалеозойскими гранитоидами. Меньшее значение имеют породы супраструктуры, представленные останцами, ксенолитами и относительно крупными блоками кристаллических сланцев макерской серии, слагающих ктитебердинскую и буронскую свиты. Магматические породы представлены образованиями диоритовой формации и габбро-диорит-гранодиоритовой группы формаций, тяготеющими к зонам крупных разломов общекавказской ориентировки и системам трещиноватости северо-западного простирания. Незначительная роль принадлежит вулканитам ниже-среднелейасовой андезито-дацитовый и песчаником среднелейасовой морской терригенной формаций, которые, располагаясь на контакте с Штулу-Харесской грабен-синклиналью, могут рассматриваться принадлежащими, как подзоне, так и южному крылу грабен-синклинали.

В Танадон-Буронской подзоне выделяются пять тектонических блоков, из которых западные - Танадонский, Рудный и Хуппаринский отделяются от восточных - Саухохского и Буронского, глубинным Згидским разломом, поверхностным проявлением которого является, по-видимому, Донисарский взброс (З.Г.Квят, 1976). По Згидскому разлому и, соответственно, по Донисарскому взбросу восточная часть Танадон-Буронской подзоны поднята не менее, чем на 2,5-3 км. Западная часть подзоны, представленная, как отмечено, Танадонским, Рудным и Хуппаринским блоками, в результате ротации наклонена на север под углом  $40^\circ$ . До сих пор не нашли обоснованного объяснения мелкие нашлапки, возможно тектонические останцы вулканитов ниже-среднелейасовой андезито-дацитовый формации и глинистых сланцев ниже-среднеюрской формации глинистых сланцев, встречающиеся среди гранитоидов подзоны, в разных частях Хуппаринского блока. Как одна из гипотез, объясняющая это явление, высказывается предположение, что ротация блоков происходила одновременно с перемещением масс пород с юга на север. Последнее проявилось зачастую, очевидно, более амплитудными, чем представляется, надвигами, на которые и указывают останцы вулканогенных и осадочных пород, сохранившиеся лишь местами после формирования Главного Водораздельного и Бокового хребтов и их последующей интенсивной денудации. В западной части подзоны наиболее значительными являются Урухский и Гудоротинский

сбросы, отделяющие Рудный блок от смежных. Эти разломы пересекают подзону и переходят в Урухский грабен, где ограничивают Харесский и Буравидонский блоки. Оба разлома субпараллельны ( $320-340^\circ$ ) и имеют крутое ( $70-85^\circ$ ) северо-восточное падение. Северо-восточные блоки по этим разломам опущены: по Урухскому - на 200-400 м, по Гудоротинскому - на 600-800 м. Гудоротинский сброс, по-видимому, является одной из ветвей мощной тектонической дизъюнктивной структуры, в состав которой в Урухском грабене входит Гавизетский сброс. Лобода-Караугомский разлом, ограничивающий западную часть Танадон-Буронской подзоны с юга, является одним из крупнейших дизъюнктивов древнего заложения в этой части Горной Осетии. Прослеживается он в юго-восточном направлении на 25 км, от массива г.Лабода на западе до горно-ледникового Караугомского плато на востоке. Дальнейшее продолжение разлома уничтожено интрузией в его зону гранодиоритовой магмы, сформировавшей здесь Караугомский массив среднеюрской дигорской вулканоплутонической ассоциации. Падение разлома крутое ( $75-88^\circ$ ), чаще северное и субвертикальное. К его зоне тяготеют мелкие субинтрузивные тела плиоценовой диоритовой формации. Амплитуда по разлому не определяется.

Восточные блоки Танадон-Буронской подзоны, как отмечено выше, значительно подняты по отношению к западным и претерпели более интенсивную ротацию, в результате которой они оказались перевернутыми на север. Их поверхность приобрела южное падение под углами  $70-75^\circ$ , что установлено не только по врезам речных долин, но и горными выработками, пройденными Садонским свинцово-цинковым комбинатом на Студенческом и Урсдонском рудопроявлениях (С.М.Тибилев, 1990, 1991). На севере эта часть подзоны граничит с Ардонским грабеном, на юге она ограничивается Цейдонским разломом, являющимся, по-видимому, единой структурой с Лобода-Караугомским разломом. Прослеживается разлом из долины р.Баддон на востоке, по долине р.Цейдон до Цейского массива гранодиоритов на западе, который интродуцирован в зону разлома и вместе с Караугомским массивом уничтожил сочленение этих крупных нарушений. Простирается Цейдонский разлом субширотное ( $345-20^\circ$ ), падение крутое ( $75-80^\circ$ ), по-видимому, преимущественно южное. Смещение по разлому не определяется.

Саухоский блок является южной частью Кионского поперечного поднятия, описываемого ниже в разделе о поперечных структурах. Сложен блок, в основном, средне- и верхнепалеозойскими гранитоидами и кристаллическими сланцами буронской свиты. Меньшее значение имеют вулканиты садонской, песчаники мизурской и глинистые сланцы галиатской свиты и многочисленные мелкие тела, штоки и дайки интрузивной и субинтрузивной фаций среднеюрских дигорской вулканоплутонической ассоциации и



казбекского дайкового комплекса, а также плиоценового диоритового Теплинского комплекса. Ограничен блок на западе и севере Донисардонским и на востоке Урсдонским взбросами, по которым он не только поднят, но и смещен к северу.

В юго-западной части блока, в зоне Цейдонского разлома, ограничивающего его с юга, в строении блока участвуют гранодиориты Цейского массива, внедрившиеся, как отмечалось, в зону Цейдонского разлома.

Буронский блок, завершающий на востоке Танадон-Буронскую подзону, сложен образованиями супраструктуры, представленными кристаллическими сланцами Буронской свиты. Меньшая роль принадлежит породам сероцветной молассы, а также андезито-дацитовый, морской терригенной и глинистых сланцев формаций. Магматические образования относительно редки и представлены преимущественно дайками среднеюрской габбро-диабазовой формации казбекского дайкового комплекса. В структурном отношении это - самый сложно построенный из описанных выше блоков. Судя по его восточному окончанию, блок смят в складки, из которых отчетливо фиксируются Малая и Большая Бадская антиклинали и разделяющая их Машигкомская синклиналь. Западнее долины р. Ардон эти складки не документируются. Большая Бадская антиклиналь является здесь доминирующей структурой. Она протягивается в широтном направлении примерно на 8-9 км. Ширина ее около 2-х км. Осевая плоскость складки опрокинута на север. Ее северное крыло падает к югу под углами  $70-85^\circ$ , южное тоже к югу с углами  $40-70^\circ$ . Ядро складки сложено кристаллическими сланцами буронской свиты, крылья - конгломератами баддонской, вулканитами садонской и песчаниками мизурской свит. Ось ее погружается к востоку и на правом борту р. Баддон породы ядра уже не обнажаются. Южное крыло Баддонской антиклинали переходит в северное крыло Цадуатинской синклинали. Северное крыло осложняется разрывной тектоникой, формирующей Малую Бадскую антиклиналь и, располагающийся между антиклиналями, моноклинально падающий к югу, клин глинистых сланцев, именуемый Машигкомской синклиналью. Малая Бадская антиклиналь располагается севернее Большой Бадской и ограничивается с севера и с юга разломами. Ядро складки сложено вулканитами андезито-дацитовый формации, образующими два незначительных по размерам выхода. Крылья сложены песчаниками морской терригенной формации и глинистыми сланцами формации глинистых сланцев. Осевая плоскость складки опрокинута к северу. Падает она к югу под углами  $75-80^\circ$ . Ось ее погружается на восток и уже на правом борту р. Баддон складка не фиксируется. Зажатая между антиклиналями моноклиальная пачка глинистых сланцев формации глинистых сланцев и именуемая Машигкомской синклиналью, возможно является

изоклинальной структурой. Падение пород в ее пределах южное. Углы падения колеблются от 20° до 85°. При этом отмечается некоторая тенденция тяготения более пологих углов к северной части этой моноклинали.

К Танадон-Буронской подзоне с юга по линии Лабода-Караугом-Цейдонской тектонической зоны причленяется Лабода-Цмиакомская подзона. Большая, юго-западная часть ее находится за пределами Горной Осетии. Сложена подзона верхнепротерозойскими образованиями супраструктуры, представленными кристаллическими сланцами кассарской свиты, относимыми к буульгенской серии, а также породами гранито-гнейсовой среднепалеозойской формации кассарского комплекса. Кроме этого, в ее строении участвуют гранодиоритовые Караугомский и Цейский массивы, а также штоки и дайковые комплексы среднеюрских габбро-диорит-гранодиоритовой (дигорский комплекс) и габбро-диабазовой (казбекский комплекс) формаций. Ограничивается подзона с юга тектонической зоной Главного надвига, являющегося, по сути дела, поддвигом, по которому геологические образования более южных зон пододвигаются под Таймази-Лабагомскую структуру, обеспечивая тем самым ее воздымание. Лабода-Цмиакомская подзона делится на два блока, разделенных Караугомским интрузивом гранодиоритов. Западный - Водораздельный блок занимает гребневую часть Главного Водораздельного хребта между горно-ледниковыми массивами Лабода (4320 м) и Бурджула (4357 м). Этот район водораздела на 75-80% перекрыт ледниками, трудно проходим и, следовательно, весьма слабо изучен. Сложен он по имеющимся отрывочным и явно недостаточным данным на 80% образованиями среднепалеозойской гнейсогранитовой формации кассарского комплекса, содержащими линзы и прослои пород кассарской свиты. Отмечаются также единичные дайки и штоки среднеюрской габбро-диабазовой (казбекский комплекс) и плиоценовой диоритовой формаций (теплинский комплекс), тяготеющие к зоне Лабода-Караугомского разлома. Незначительность площади блока, попадающая в пределы Осетии, не дает оснований для какого-либо вывода о его структуре. Восточный Лагау-Цмиакомский блок располагается на склонах Бокового хребта, между горными массивами Лагау и Цмиакомхох. Ограничен он на севере Цейдонским разломом, на востоке - частью Колотинского надвига, на юге зоной Главного надвига. Западная его граница, сочленение с Водораздельным блоком, как отмечено выше, уничтожена интрузией гранодиоритов Караугомского массива. Сложен блок, примерно на 60% породами супраструктуры, которые представлены, преимущественно, верхнепротерозойскими кристаллическими сланцами кассарской свиты. Меньшее значение имеют верхнепротерозойские образования чанчахской свиты и совсем незначительная роль принадлежит верхнепалеозойским

сероцветной молассе, туффито-песчаной и карбонатной-метаморфизованной формациям. Второе место в строении блока после пород супраструктуры принадлежит образованиям среднепалеозойской гранито-гнейсовой формации, основной массив которой находится в северной части блока, а более мелкие тела тяготеют к его восточному и южному краям. Магматические образования, кроме упомянутых выше гранодиоритов Караугомской и Цейской интрузий, представлены их жильными дериватами, а также бесчисленным количеством даек среднеюрской габбро-диабазовой формации (дигорской вулканоплутонической ассоциации). В южной части блок осложнен субширотными разломами, а в его восточной части широко развиты северо-восточные разрывы. В структурном отношении, судя по верхнепермским мраморам карбонатной мраморизованной формации, по-видимому, большая часть блока представляет собой Цмиакомскую антиклинальную складку, южное крыло которой и переклиналное замыкание осложнены зонами крупных разломов. Северное крыло антиклинали определяется только в крайней восточной части этой структуры, где на южных склонах Цадуатинской балки северное крыло, сложенное верхнепермскими мраморами, переходит в осложненное Колотинским надвигом южное крыло Цадуатинской синклинали. Восточнее Ардон-Бадского водораздела синклиналь и северное крыло антиклинали не прослеживаются. Южное крыло, осложненное Главным надвигом, в котором располагаются линзы и пласты мраморов, относимых к верхней перми, имеет крутое (70-80°) падение к северу. Высокогорный рельеф и плохая проходимость ограничивают возможность изучения блока с необходимой полнотой. Уточнение его строения, по-видимому, возможно лишь с получением дополнительного фактического материала.

Описанное Таймази-Лабагомское поднятие представляет значительный интерес в связи с тем, что здесь непосредственно соприкасаются породы макерской и буульгенской серий. Даже грубое умозрительное приведение поверхности поднятия в субгоризонтальное положение, приблизительно соответствующее предлейасовому, показывает, что образования макерской серии залегают на буульгенской и что Лабода-Караугом-Цейдонская тектоническая зона, разделяющая эти салическую и мафическую серии, является ничем иным, как крупным надвигом. Г.И.Баранов считает, что надвиги макерских покровов на буульгенские породы являются сравнительно молодыми - индосинийскими (Баранов Г.И., 1991).

#### ***6.3.5.2. Шаухох - Дарьяльское поднятие***

Расположено поднятие в юго-восточной части Горной Осетии, где занимает гребень и склоны Бокового хребта. От Таймази-Лабагомского поднятия оно отделяется сравнительно широким (12 км) Колотинским покровом (прил.2). Шаухох-Дарьяльское

поднятие состоит из сравнительно крупных Шаухохского и Дарьяльского массивов, разделенных Чачским покровом. Шаухохский массив располагается в междуречье р.р.Фиагдон-Гизельдон. Ограничен массив с севера юго-западной частью Джимара-Годтанадагского разлома и Цариит-Цатадонским взбросом. Южная граница его представлена Сырхубарзондским взбросом. Ядерная часть блока сложена отложениями позднекарбоновой сероцветной молассы, а также позднекарбоновой - раннепермской туффито - песчаной и поздне-пермской карбонатной метаморфизованной формаций. Перекрываются они образованиями раннелейасовой формации метапесчаников, кварцитов, узловатых и пятнистых сланцев, а также среднелейасовой аспидной формации. Перечисленные породы секутся многочисленными дайками среднеюрской габбро-диабазовой формации казбекского комплекса. Фундамент массива, представленный, как отмечено выше, палеозойскими формациями, обнажается в тектонических клиновидных блоках и в ядре Гизельдонской антиклинали. Некоторые исследователи рассматривают весь Шаухохский массив как сложнопостроенную горст-антиклиналь (Долгов Г.А., 1988; Энна Н.А. и др., 1988). Однако, скорее всего, этот массив представляет собой разобщенные блоки палеозойских и мезозойских пород, один из которых смят в антиклинальную складку. Гизельдонская антиклиналь располагается в долине р.Мидаграбындон и протягивается по ней от языка одноименного ледника на север на 3,5 км. Ширина ее от 1 км на севере до 2,5 км на юге. На участке Ларцьком ядерная часть складки расширяется до 4 км за счет “выжимания” мраморизованных известняков гизельдонской свиты в предполагаемую полость приоткрывания в процессе тектонических движений блока (Долгов Г.А., 1988). С севера и с юга антиклиналь обрывается разломами Чижфандаг-Скаронским и Сырхубарзондским, соответственно.

Чижфандаг-Скаронский взброс протягивается от долины р.Фиагдон к истокам р.Цатадон на протяжении около 15 км. Простираение разлома субширотное, падение крутое (75-80°) южное. Южный блок по разлому взброшен примерно на 0,5 км. Сырхубарзондский разлом ограничивает с юга как Гизельдонскую антиклиналь, так и весь Шаухохский массив и прослеживается от долины р.Фиагдон до истоков р.Геналдон, на 22 км. Протягиваясь в субширотном направлении, разлом дугообразно выгибается к югу. Падение его субвертикальное, северное. Он представлен серией сближенных разрывов,

образующих единую дизъюнктивную зону мощностью до 50 м, в которой зачастую зажаты и “расташены” блоки и пластины пород гизельдонской и мидаграбынской свит. Разлом на западе и востоке, очевидно, выполаживается и переходит в надвиговые

структуры. Однако, не исключена возможность перекрытия Сырхубарзондского разлома, независимыми от него, самостоятельными надвигами. По разлому, расположенные южнее геологические образования, пододвигаются под Шаухохский массив.

Гизельдонская антиклиналь представляет собой типичную брахискладку широтной ориентировки с погружением оси в обе стороны с относительно пологим ( $15-25^\circ$ ) углом. Северное крыло ее, сложенное раннелейасовой формацией метапесчаников, кварцитов, узловатых и пятнистых сланцев, сорвано по контакту с нижележащими мраморами позднепермской карбонатной мраморизованной формации и часто падения пород крыла не соответствуют падениям пород палеозойского ядра. В целом, породы ядра имеют общее падение на север с углом  $45-50^\circ$ . Падения же мезозойских пород крыла, как правило, крутые ( $60-80^\circ$ ), часто опрокинутые к северу и нередко изоклиinally смятые. Южное крыло антиклинали оборвано разломами.

Другие выходы палеозойского фундамента Шаухохского массива являются тектоническими блоками с моноклинально залегающими породами, падения которых преимущественно южные крутые, редко пологие.

В целом Шаухохский массив характеризуется глыбово-складчатой структурой с “сорванными” контактами между свитами, с крутым залеганием разломов, разделяющих массив на блоки и имеющих, как правило, южное падение. Характерной особенностью северных блоков массива является смятость мезозойских пород в опрокинутые и наклоненные складки с размахом крыльев до 400-500 м.

По Цариит-Цатадонскому разлому породы массива надвинуты на песчано-глинитсы отложения зоны киммерийской складчатости.

Дарьяльский массив занимает крайний юго-восточный угол Горной Осетии и располагается в долине р.Терек. От Шаухохского массива он отделяется Чачским покровом. С севера массив ограничен Белореченским, а с юга Гвилетским разломами. Сложен массив породами среднепалеозойской гранито-гнейсовой формации и образованиями раннелейасовой формации метапесчаников, кварцитов, узловатых и пятнистых сланцев и среднелейасовой, аспидной формации. Незначительную роль играют роговики, образованные, предположительно, по породам мидаграбынской свиты. Гранитогнейсы и роговики образуют кристаллическое основание массива и слагают Северный и Южный Дарьяльские блоки, а также обнажаются в Гвилетско-Кистинском блоке. Породы формации метапесчаников, кварцитов, узловатых и пятнистых сланцев, объединяемых в кистинскую свиту, образуют своеобразный чехол палеозойского ядра. Образования аспидной формации, включающие белореченскую свиту, оконтуривают

породы кистинской свиты с севера. Ширина Дарьяльского массива по долине р.Терек 7 км, а длина, в пределах описываемой площади - 20 км.

Тектоническое строение Дарьяльского массива сложное. Его кристаллическое основание, образующее Северный и Южный Дарьяльские, Гвилетский и Тергмисский массивы, а также небольшие выходы у хребта Охкури, представляется разбитым на отдельные разновеликие блоки, либо соприкасающиеся друг с другом, либо разделенные пакетами пород кистинской свиты, претерпевшими в этой тектонической структуре наибольший динамотермальный метаморфизм. Существует предположение о том, что кристаллические блоки Дарьяльского массива не имеют основания и являются глыбами - сиротами, захваченными при движении масс пород с юга на север и перемещенными, по-видимому, на значительное расстояние.

В последнее время впервые получены данные о внутренней структуре Северного Дарьяльского блока. Здесь на правом борту р.Терек, между мостом через р.Кистинку и расположенным севернее мостом через р.Терек, в гранитогнейсах фиксируется отчетливая полосчатость, обусловленная линейным распределением темно-цветных минералов. Эта полосчатость на отмеченном участке образует синклинальную складку, ось которой протягивается в северо-восточном ( $40^{\circ}$ ) направлении. Юго-восточное крыло ее имеет северо-восточную ( $60^{\circ}$ ) ориентировку, а северо-западное - субмеридиональную. В Южном Дарьяльском блоке полосчатость ориентирована по аз.  $290-310^{\circ}$  (рис.6.6.).

#### **6.4. Мамисон-Казбекский реликтовый рубец**

Мамисон-Казбекский реликтовый рубец или геосутура, маркирующая зону столкновения континентальных плит, является указателем существовавшего ранее и замкнувшегося впоследствии морского бассейна. Зона имеет региональное общекавказское значение и протягивается, по крайней мере, между долинами рр.Ингури на западе и Карачай на востоке, на протяжении около 550 км (рис.6.7.). Существует предположение, что на Западном Кавказе эта зона также имеет продолжение, а на участке между истоками р.Мзымта и долиной р.Ингури она пододвинута под зону Центрального Кавказа.

В Горной Осетии Мамисон-Казбекский реликтовый рубец протягивается от Мамисонского перевала на западе до Майли-Казбекского горного массива на востоке и уходит далее за пределы Осетии в верховья р.Кистинки. Протяженность его около 78 км при ширине 3-4 км. Лишь на участке от р.Баддон до р.Фиэгдон рубец расширяется до 11 км. Описываемая геосутура ограничивается зонами разломов на севере "Главного

надвига”, Колотинского, Сырхубарзондского, Кайджинского и Гвилетского, а на юге - Адайком-Казбекского и Цесского (прил.2).

Выполнен реликтовый рубец породами арнагской и циклаурской свит, превращенных в процессе субдукции океанического дна и, особенно, коллизии континентальных плит, в хаотический комплекс или микстит. Последнему, при проведении геологических исследований в Горной Осетии, как правило, не придавалось значения. В лучшем случае давалось определение комплекса, а его масштабы и значение в геологической структуре оставались за пределами целевых заданий работ (А.Г.Мерочкин, 1979; Г.А.Долгов, 1974). Точно также в Мамисон-Казбекской геосутуре хаотические комплексы не изучались, хотя, как показывают исследования последнего десятилетия, именно зонам столкновения литосферных плит наиболее присущи микститы тектонического происхождения.

По имеющемуся на настоящее время скудному фактическому материалу Мамисон-Казбекская геосутура представляется выполненной тектонизированным терригенным материалом, содержащим разного размера глыбы и блоки вулканогенно-осадочных пород и ремобилизованные олистостромы пород офиолитового комплекса. При этом, в той или иной степени серпентинизированные пикриты, нигде не встречающиеся без андезитобазальтовой или диабазовой оболочки (Клиатком, Арсиком, Мидаграбын), хорошо укладываются в схему процесса диапиризма, прошедшего на первой стадии тектонической мобилизации офиолитов. Незначительная роль в строении Мамисон-Казбекской зоны принадлежит субинтрузивным образованиям плиоценовой диоритовой формации.

Все исследователи Горной Осетии единодушно придерживаются мнения о пододвигании пород реликтового рубца под кристаллический фундамент, расположенной севернее континентальной плиты (рис.6.8.). Осадочно-вулканогенные формации, вероятно, могут частично субдуцировать вместе с “поглощаемой” плитой. Избыточная же часть пород “прессуется” между континентальными плитами, образуя здесь своеобразную подушку, и надвигается на край северной плиты в виде тектонических пластин или покровов в благоприятных для этого участках.

В зависимости от условий залегания пород в Мамисон-Казбекской геосутуре выделяются Бубудон-Льядонский, Мидаграбын-Майлийский и Куровский тектонизированные интервалы и, разделяющие их, Колотинский и Чачский покровы. Тектонизированные интервалы находятся в тыловых частях Таймази-Лабогомского поднятия и Шаухохского и Дарьяльского массивов, которые, в конечном счете, явились своеобразными порогами для двигавшихся с юга осадочных толщ. Последние, “упираясь”

в эти пороги, дробились, сминались, рассланцовывались, катаклазировались и милонитизировались. Они приобрели субвертикальное перевернутое залегание, параллельное плоскостям разломов, ограничивающих эти пороги с юга. К сожалению, отсутствие специализированных наблюдений не позволяет судить о масштабах тектонической переработки пород зоны. Из имеющегося же материала пока можно сделать вывод о возможном преобладании слабо тектонизированных или неизмененных пород над матричным тектонитом. В целом, для Бубудон-Льядонского, Мидаграбын-Майлийского и Куровского интервалов пликативные формы не характерны. Встречающиеся здесь редкие складки не превышают по амплитуде первые десятки метров и лишь некоторые достигают 150-300 м. Осевые плоскости складок, как правило, падают на север. Простираения их осей субширотное (260-280°).

Колотинский и Кайджинский тектонические покровы располагаются на участках, где блоки Центрального поднятия очевидно погружены. К сожалению, прямых фактов, как о структуре края северной плиты в целом, так и о положении отдельных блоков, нет. Поэтому, все выводы относительно этих структур опираются на косвенные факты и общегеологические представления. В пользу Колотинского и Кайджанского надвигов говорит:

- 1) Заливообразная, выдающаяся к северу форма площадей развития вулканогенно-осадочных пород в междуречьях Баддон-Фиагдон и Геналдон-Терек;
- 2) Явно надвиговой характер залегания в северных частях этих участков вулканогенно-осадочных пород, картируемое на водораздельных гребнях Архондон-Кайдон, Цазиудон-Фиагдон и Геналдон-Терек;
- 3) Более пологое, в целом, залегание пород с выполаживанием, местами, до 40° и даже 20°;
- 4) Значительно более широкое развитие пликативных дислокаций с преобладанием в южных частях сжатой изоклиальной складчатости, а в северных - гетероклиальных и брахиформных структур. Амплитуда горизонтального перемещения Колотинского покрова достигает 7 км, Кайджанского - 4 км (С.М.Тибилев, 1987).

Последний является чешуйчатым надвигом. Три южные чешуи сложены породами реликтового рубца и по Чачскому надвигу надвинуты на отложения кистинской и белореченской свит Дарьяльского массива, которые в свою очередь, вовлечены в надвиговые движения и двумя чешуями надвинуты по Кайджанскому надвигу на расположенные севернее толщи. В пределах надвиговых чешуй породы смяты в мелкие флексуры и складки, не превышающие размерами 100 м. В южных частях чешуй



складчатость становится более напряженной и местами переходит в изоклиналиную. Преобладающее простирание пород в Кайджанском покрове широтное и северо-восточное ( $70-80^\circ$ ), падение южное с углами  $30-35^\circ$ . Но не редки углы падения в  $50-60^\circ$  и  $70^\circ$ . Единичны более крутые ( $80^\circ$ ) и более пологие ( $10-20^\circ$ ) углы.

Колотинский покров значительно крупнее Кайджанского. Он занимает площадь между долинами рек Баддон и Фиагдон. Слагающие его породы имеют субширотное до северо-западного простирание и южное падение. В южной части покрова наблюдается ряд сжатых изоклиналиных складок, достигающих размерами 100-150 м. Особенно отчетливо они представлены на Арсикомском, Бугультинском и Дуар-Кахрском участках. К северу изоклиналиная складчатость сменяется гетероклиналиной. Наиболее крупной из последних является Рионхохская брахисинклиналь, имеющая в размахе крыльев 2 км. Это - сложнопостроенная складка, разделенная на две синклинали. Сложена она часто переслаивающимися силлами и штоками андезито-базальтов, базальтов, мандельштейнов, спилитов Рианхохского вулканического центра с кремнистыми, окварцованными и ороговикованными породами. Крылья складки падают под углами  $45-60^\circ$ . В целом синклиналь полого ( $20^\circ$ ) погружается к западу. Меньшими по размерам являются Комлагатские синклиналь и антиклиналь, расположенные во фронтальной части Колотинского покрова. Они являются приразломными структурами и протягиваются в широтном направлении примерно на 2 км. Обе складки погружаются на запад. Размах их крыльев достигает 600 м. Их осевые плоскости слегка наклонены на север. Падения крыльев колеблются от  $40$  до  $60^\circ$ . Редко встречаются более крутые ( $70-80^\circ$ ) углы.

В Мамисон-Казбекском реликтовом рубце по составу магматических пород и по их насыщенности выделяются три типа олистостром. Первый тип представлен сравнительно небольшими глыбами габброидов, располагающимися без видимой ориентировки в тонкоперетертом глинисто-алевролитовом матриксе. Отсутствие эндо - и экзоконтактных изменений, а также видимой связи с разломами позволяет считать их олистолитами. Располагается этот тип олистостром в крайней западной части геосутуры, на склонах рр.Бубудон и Клиатком, а также на правом борту р.Дзамарашдон, в междуречье его притоков Дзегельком-Даргшуадон. Ко второму типу олистостром отнесены относительно крупные блоки, сложенные на 70-80% параллельными дайками диабазов и габбро-диабазов, часто окварцованных и интенсивно пирротинизированных. С пирротином изредка встречается халькопирит. Зажатые между дайками маломощные прослои вмещающих глинистых сланцев интенсивно ороговикованы и окварцованы. Нередко в них развивается андалузит. Резкое уменьшение количества магматических пород за пределами блоков, вплоть до полного исчезновения на отдельных участках, а также

разноплановость ориентировок тектонических структур, определяют тектоническую изолированность этих блоков и возможность отнесения их к олистоблокам. Олистоостромы второго типа представлены Каурбекхохским блоком в долине р.Адайкомдон и Ихтарабынским блоком в истоке р.Фиагдон. С диабазами Каурбекхохского блока генетически связано каурбекхохское, а с диабазами Ихтарабынского - Ихтарабынское медно-пирротинное рудопроявление. К третьему типу олистоостром отнесены блоки, сложенные частым послойным переслаиванием глинистых сланцев с силлами и потоками габброидов и андезито-базальтов, а также блоки, полностью сложенные этими магматическими породами. Особенностью этих олистоблоков является то, что магматические породы в них представлены, преимущественно излившимися фациями, для которых характерна шаровая отдельность. Изредка встречаются гиаокластовые потоки. Субинтрузивные образования в этих олистоблоках редки и представлены единичными дайками диабазового состава. Третий тип олистоостром приурочен к восточной половине Колотинского покрова и представлен здесь крупными Комлагатским, Ледниковым, Архонхохским, Рионхохским, Дуар-Кахрским, Хардотчинским, Бугультинским и Арсикомским олистоблоками. Единственный олистоблок этого типа выделяется в долине р.Терек у с.Цдо-блок Циклаури (Цдо).

Из дизъюнктивных нарушений наиболее крупными являются разломы, ограничивающие Мамисон-Казбекскую зону. “Главный надвиг” и Сырхубарзондский разломы описаны ранее. Адайком-Казбекский разлом ограничивает реликтовый рубец с юга. Он протягивается от Мамисонского перевала в широтном направлении до истоков р.Кистинки. Разлом состоит из параллельных разрывов, образующих зону перемятых и милонитизированных пород мощностью от 60 м до 1 км. Падение разлома крутое (60-80°) северное. В зоне разлома в изобилии содержатся безрудные кварцевые жилы и линзы. В пределах описываемой площади разлом играет роль своеобразного барьера для мезозойских магматических проявлений, которые, как следует из вышесказанного, широко развиты севернее разлома. Южнее него мезозойские магматические проявления полностью отсутствуют. По этому разлому геологические образования, расположенные южнее пододвигаются под Мамисон-Казбекскую геосутуру.

Колотинский надвиг ограничивает с запада, севера и востока Колотинский покров. Поверхность надвига имеет сложную конфигурацию, в результате чего углы его падения колеблются в пределах 20-70°. Условно принимается, как средний, угол падения надвига в 40°. Разлом погружается в южном и юго-восточном направлениях. Сама зона надвига имеет мощность 20-50 м и выполнена осветленной, сероватой массой перетертых песчано-глинистых пород.

Кайджинский и Чачский взбросо-надвиги параллельны друг другу и ограничивают чешуи Кайджанского покрова. Простираение их широтное, падение южное с углами падения 25-50°. Мощность разломов 10-20 м. Они выполнены перетертыми и дробленными породами и сопровождаются интенсивной пиритизацией и окварцеванием.

Цесский надвиг прослеживается от Мамисонского перевала до долины р.Льядон. Простираение его 275-290°, падение северное под углами 15-70°. Представлен он зоной дробления переменной мощности от 1 до 180 м, состоящей из серии сближенных взаимопересекающихся и кулисообразно расположенных тектонических швов. По Цесскому надвику часть отложений Циклаурской свиты, выжатая из зоны Адайком-Казбекского разлома, погружающейся южной микроплитой, была преобразована в антитетический надвиговый покров. В результате этого, южная граница площади, занятой породами Мамисон-Казбекского рубца, здесь переместилась с Адайком-казбекского разлома на Цесский надвиг. К последнему тяготеют кварцевые жилы и линзы различной ориентировки и рудная минерализация пирита, халькопирита, киновари, метациннобарита, реальгара, антимонита, реже галенита и сидерита. Надвиг имеет рудоконтролирующее значение. К его поднадвиговой части приурочены Мамисонское, Лагаткомское, Куатедонское, Тибское месторождения и рудопроявления ртути. Разломы, осложняющие Мамисон-Казбекский реликтовый рубец, имеют, как правило, второстепенное значение, оконтуривая преимущественно тектонические блоки и местами олистоблоки.

В заключение этого раздела следует отметить, что в Мамисон-Казбекской структурно-тектонической зоне необходимо проведение работ, специализированных на исследование микститовых комплексов и целенаправленного изучения вещественного состава для определения генетических разностей меланжа, а также стратиграфической характеристики выделенных разновидностей, основанной на палеонтологическом материале и определениях абсолютного возраста.

### **6.5. Южная микроплита**

Южная микроплита занимают южную часть Наро-Мамисонского района и располагается, главным образом, за пределами Горной Осетии. От Мамисон-Казбекского реликтового рубца она отделяется Адайком-Казбекским разломом. Кристаллическое основание микроплиты глубоко опущено и о его составе можно судить лишь предположительно. Так, в верховьях р.Ингури, в Сванетии обнажаются метаморфические породы среднепалеозойской десской серии, играющие там роль фундамента для

мезозойских отложений. Возможно, что в Наро-Мамисонском районе субстратом для мезозойских пород Южного микроконтинента являются такие же породы, хотя столь далекие сопоставления, пожалуй, некорректны.

В тектоническом отношении, попадающая в Горную Осетию часть Южной микроплиты, относится к структурам Южного склона Большого Кавказа. В Наро-Мамисонском районе они представлены частями двух структурно-тектонических зон - Казбекско-Лагодехской ступени и Чиаурского синклиория. Граница между этими зонами проходит по Тибскому разлому. Различаются они, в основном, составом слагающих пород. Для обеих зон характерны полное отсутствие мезозойских магматических пород и пликвативная складчатость, несколько более напряженная в Казбекско-Лагодехской зоне (рис.6.8.).

### ***6.5.1. Казбекско-Лагодехская ступень***

Тектоническая зона Казбекско-Лагодехской ступени занимает северную часть Южной микроплиты. Она протягивается от Мамисонского перевала на восток в виде расширяющегося клина и ограничена с севера Адайком-Казбекским разломом, а с юга Тибским взбросом. Сложена зона песчано-глинистыми отложениями, охватывающими интервал от позднего лейаса до раннего мальма и объединяемыми в песчано-глинистую флишоидную формацию. Породы имеют, преимущественно, субширотное простирание. Западная часть зоны, расположенная между Мамисонским перевалом и речными долинами Мамисондон и Ардон, узкая (1-3 км), интенсивно сжатая. Породы здесь образуют моноклираль с северным, опрокинутым к югу падением. Восточнее Зарамагской турбазы зона расширяется до 10 км на границе Наро-Мамисонского района с Грузией. В зоне появляются пликвативные и многочисленные дизъюнктивные нарушения, главным образом, субширотной и северо-западной ориентировки. По наиболее крупным и протяженным разломам зону можно, с определенной степенью условности, разделить на отдельные сравнительно узкие и протяженные блоки, из которых каждый севернее расположенный взброшен по отношению к южному.

В северо-восточной части Казбекско-Лагодехской ступени находится Суарком-Гергетский блок, протягивающийся от Цмиаком-Льядонского водораздела на восток, захватывая площади развития интрузивных образований плиоценовой диоритовой формации (теплинский комплекс), а также Казбекских лавовых потоков четвертичной андезитовой вулканогенной формации (Эльбрусско-Казбекский комплекс). Основной пликвативной структурой Суарком-Гергетского блока является Суаркомская антиклиналь,

сложно построенная и осложненная многочисленными второстепенными складками и разрывными нарушениями. Складка располагается в западной части блока. Ядро ее сложено породами нижней, а крылья - нижней и верхней толщ казбекской свиты. Антиклиналь пртягивается по долинам рек Суарком и Дзагалыком на 10 км. К западу от устьевой части р.Хардотчин, левого притока р.Суарком, антиклиналь представляет собой гетерогенную складку, северное крыло которой осложнено Шуардонскими второстепенными синклиналью и антиклиналью. Ось Суаркомской антиклинали проходит здесь по долине р.Суарком. Восточнее устья р.Хардотчин осевая зона складки переходит на левый борт долины р.Суарком. Здесь, на северных склонах массива г.Заккахох осевая плоскость складки опрокинута на север, оба ее крыла падают к югу с углами от 30° до 60-70°.

Восточная часть антиклинали в долине р.Дзагалыком вновь приобретает гетероклиналиность, при этом ее южное крыло осложняется флексуобразными перегибами.

Суарком-Гергетский блок ограничивается с севера Адайком-Казбекским, а с юга - Заккахохским разломами. Последний прослеживается от водораздела рек Цмиакомдон-Льядон в бассейн р.Терек, до его левого притока - р.Суатиси. Зона разлома имеет мощность 10-30 м и сложена передробленными, лимонитизированными, участками окварцованными породами. Падение взброса северное, под углами 65-70°. Амплитуда смещений достигает, по-видимому 400 м.

Южнее Саурком-Гергетского блока располагается Нардон-Сивераутский блок, узкой (3 км), выклинивающейся к западу полосой, протягивающейся от долины р.Суатиси на востоке к Мамисонскому перевалу на западе, в общей сложности, в пределах описываемой территории, на 50 км. Северной границей блока являются Цесский надвиг и Заккахохский разлом. Сложен блок породами верхней толщи казбекской свиты. Основной пликвативной структурой блока является проблематичная Нарская антиклиналь, протягивающаяся от Зарамагской турбазы на восток, на 9 км.Складка, преимущественно, гетероклиналиная. Осевая плоскость ее прослеживается по поймам долин рек Нардон и Льядон. Породы северного и южного крыльев имеют в основном средние (30-55°) углы падений. Последние редко принимают более пологие (10-25°) или более крутые (60-80°) значения. Осевая зона антиклинали осложнена разломами, в подавляющей части перекрытыми русловыми отложениями рек. Южное крыло складки обрывается, ограничивающим Нардон-Сивераутский блок с юга, крупным Северным Нарским взбросом. Взброс прослеживается от Мамисонского перевала до Терско-Заккинского водораздела и уходит далее за пределы описываемой площади. Представлен он зоной

разрывов мощностью от 20 м до 100 м. Простираение зоны 280-290°, падение северо-северо-восточное с углами 40-70°. Зона содержит кварцевые жилы и линзы, несущие диккитовую, пиритовую, халькопиритовую и галенитовую минерализацию. Нардон-Сивераутский блок по Северному Нарскому взбросу взброшен на 400-600 м по отношению к расположенному южнее Сахсат-Абайтикаускому блоку.

Сахсат-Абайтикауский блок располагается южнее Суарком-Гергетского и протягивается от Мамисонского перевала на восток узкой (300-400 м) полосой, которая на правом борту р.Мамихдон быстро расширяется до 1 км и у границы с Грузией, на Терско-Заккинском водоразделе достигает 3 км шириной. Ограничен блок Северным на севере и Южным на юге Нарскими разломами. Сложен он, преимущественно, отложениями гудушаурской свиты и только в юго-восточной части блока в его строении принимают участие породы бусарчильской свиты. Все породы, слагающие блок, образуют в целом моноклираль, осложненную во многих местах мелкой, в основном, приразломной складчатостью и многочисленными разрывами. Падение пород моноклинали на участке Мамисонский перевал-долина р.Мамихдон - северное с углами, преимущественно, 30-50°, редко круче. В интервале долина р.Мамихдон - левый приток р.Льядон, р.Синдзысар породы имеют, главным образом, южное относительно пологое (30-45°) падение, согласующееся с падением южного крыла, расположенной севернее, Нарской антиклинали. Далее к востоку на правом борту р.Заккадон падение пород столь же пологое (30-45°), но к северу, а на левом борту этой же реки - устойчивое южное. По долине р.Заккадон, косо пересекающей Сахсат-Абайтикауский блок отчетливо наблюдается переворачивание пластов пород через "голову" от одного падения к противоположному.

Южный Нарский взброс, ограничивающий блок с юга, прослеживается от балки Лагатком до Терско-Заккинского водораздела. Простираение его 280-290°, падение на северо-северо-восток сравнительно крутое (5-80°).

Представлен взброс зоной дробления и окварцевания мощностью 10-150 м, содержащей зачастую пирит-хлоритовую минерализацию. Смещение по взбросу определяется в 400-600 м.

Южнее Сахсат-Абайтикауского блока располагается Тибцна-Кесатикауский блок. Протягивается он, как и вышеописанные блоки, от Мамисонского перевала на восток узкой (400-600 м) полосой, которая на правом борту р.Мамихдон расширяется до 1200 м. Сложен блок отложениями бусарчильской свиты, к которой на участке р.Варцедон - Главный Водораздельный хребет добавляются породы зругской свиты, располагающиеся здесь у южной границы блока. Породы, слагающие блок, как и в расположенном севернее,

образуют моноклираль, осложняемую второстепенной складчатостью и мелкими разломами. В долинах рек Мамихдон, Зругдон и Заккадон наблюдается переворот пород через “голову” при переходе пластов с одного борта долины на другой. Ограничивается блок с севера Южным Нарским, а с юга Тибским взбросами.

Тибский взброс является наиболее крупным разломом, разделяющим Казбекско-Лагодехскую ступень от Чиаурского синклинория. Взброс прослеживается от Мамисонского перевала до массива г. Курфута Главного Водораздельного хребта. Простирается его  $325-330^\circ$ , падение на северо-восток крутое ( $55-70^\circ$ ). Мощность зоны дробления и окварцевания разлома колеблется от 30 до 400 м. Висячем боку разлома широко развиты мелкие складки волочения. Разлом оперяется на всем протяжении полого падающими нарушениями. С разломом связана рудная минерализация пирита, киновари, метациннобарита, реальгара, халькопирита, галенита. Казбекско-Лагодехская ступень взброшена по Тибскому взбросу на 1500-2000 м по отношению к южнее расположенному Чиаурскому синклинорию.

Кроме вышеописанных разломов в Казбекско-Лагодехской ступени сравнительно широко развиты поперечные к общекавказскому простиранию маломощные и малоамплитудные разрывы, которые группируются в относительно мощные зоны поперечной трещиноватости. Из них внимание привлекают Тибская, Нарская и Пуриатская зоны, которые рассматриваются, как потенциальные ловушки ртутного оруденения в местах пересечения ими продуктивного горизонта. Простирается этих зон северо-восточное ( $45-65^\circ$ ), падение трещин, в общем, северо-западное, реже юго-восточное с углами  $40-80^\circ$ . Основное выполнение отдельных трещин - глина трения и передробленный материал вмещающих пород. При пересечении ими продуктивных горизонтов в них зачастую локализуются киноварь, метациннобарит, пирит, халькопирит, антимонит, реже галенит, сидерит. Мощность таких зон трещиноватости достигает 1,5-2,5 км.

Описанные выше взбросы, кстати часто выходящие до взбросо-надвигов, можно отнести к антитетическим структурам, аналогичным по происхождению Цесскому надвигу.

В заключение следует отметить, что описанная в Нардон-Сивераутском блоке Нарская антиклиналь не столь очевидна, как, к примеру, Суаркомская. Определенные сомнения вызывают во-первых, - отсутствие периклинальных замыканий, как на западе, так и на востоке, во-вторых - литологические различия крыльев и в-третьих - наличие разломов в описанной осевой зоне. Из приведенных выше описаний Казбекско-Лагодехской ступени вытекает, что для нее весьма характерно опрокинутое на юг

залегание пород на северных и северо-западных склонах долин и нормальное их залегание с падениями на юг на южных и юго-восточных склонах этих же долин. К сожалению, имеющийся фактический материал не дает однозначного ответа. В связи с этим, не исключается возможность того, что проходящая по долинам рек Нардон-Льядон зона разломов, разделяет два самостоятельных блока, северный из которых сложен опрокинутыми на юг породами.

### **6.5.2. Чиатурский синклинорий**

Чиатурский синклинорий занимает южную часть Наро-Мамисонского района. Сложен он породами карбонатного флиша, имеющими субширотное до северо-западного простирания и смятыми в складки разного порядка. Наиболее крупными складчатыми структурами здесь являются Техтинская антиклиналь и, расположенная южнее, Бирахатская синклиналь.

Техтинская антиклиналь прослеживается от междуречья Гинат-Дзенина в северо-западном направлении до долины р.Мамихдон, к устью левого притока последней - р.Рецидон. Ядерная часть ее сложена карбонатными отложениями техтинской свиты, крылья - осадками сбaddonской. Антиклиналь осложняется складчатостью более высоких порядков. В целом, складка наклонена на юг. Северное крыло ее, срезанное Тибским разломом, падает на северо-восток под углами 50-60° и лишь на участке между долинами рек Халацайдон и Зругдон оно приобретает юго-западное падение с такими же углами (50-60°), переходя в опрокинутое залегание. Южное крыло, оборванное Халацинским разломом, падает на юго-запад с углами 70-80°. Складка погружается на запад. На переклиналильном замыкании наблюдается виргация ее на серию мелких, опрокинутых к югу и осложненных продольными разрывами, складок. Последние образуют своеобразную мелкоскладчатую зону, протягивающуюся по левому борту р.Мамихдон, в северо-северо-западном направлении, до границы Северо-Осетинской республики с Грузией. Пространственная приуроченность мелкоскладчатой зоны к Тибскому взбросу позволяет предположить также ее приразломную природу.

Бирахатская синклиналь располагается в южной части района, где протягивается в северо-западном направлении между хребтами Козыкомраг на западе и Главным Водораздельным на востоке. Ширина складки составляет 4-5 км. В целом, она осложнена чрезвычайно большим количеством мелких пликативных и дизъюнктивных нарушений. Ее северное крыло осложнено отложениями згильской свиты и свиты дзедо, которые дислоцированы в мелкие бессистемные, дисгармоничные, стоячие и запрокинутые как к



югу, так и к северу, складки. Южное крыло срезано Саухохским разломом. Ядро выполнено осадками бирахатской свиты. Остальные пликативные структуры Чиаурского синклиория, попадающие в пределы описываемой территории, представлены мелкой бессистемной напряженной складчатостью. Наиболее крупными разрывными структурами здесь являются Халацинский, Згильский и Саухохский разломы.

Халацинский взброс протягивается от Мамисонской метеостанции на юго-восток к перевалу Кутх, на Главном водораздельном хребте. Простирается разлома  $290-310^\circ$ , падение к северо-востоку под углами  $50-80^\circ$ . Разлом, как отмечено выше, обрывает южное крыло Техтинской антиклинали. Представлен он зоной дробления и смятия мощностью 30-400 м и сопровождается зонами трещин. Предполагаемое перемещение по разлому около 1000 м.

Згильский взброс протягивается от перевала Бахфандаг, на Главном Водораздельном хребте, к истокам р.Козыдон. Простирается разлома  $310^\circ$ , падение к северо-востоку под углами  $50-70^\circ$ . Северный блок по нему взброшен примерно на 400-600 м.

Саухохский взброс располагается на самом юге описываемой зоны и протягивается в северо-западном направлении параллельно Главному Водораздельному хребту. Простирается его  $310-330^\circ$ , падение северо-восточное с углами  $40-70^\circ$ . Разлом имеет сложное строение. Он состоит из нескольких продольных разрывов, по которым происходило последовательное надвигание блоков и чешуй пород с севера на юг. В пределах последних на фоне общего моноклинального залегания пород, со сравнительно пологим падением на север, отмечаются отдельные мелкие лежащие и запрокинутые к югу приразломные складки и флексуры.

Здесь, как и в Казбекско-Лагодехской ступени, следует признать, что описанные взбросы также имеют антитетическую генетическую природу и образовались в результате выжимания блоков пород,двигающейся с юга на север массой Южного микроконтинента, и надвигания их на поддвигающиеся геологические образования.

#### **6.6. Главное Транскавказское поперечное поднятие и другие более мелкие поперечные тектонические структуры**

Главное Транскавказское поперечное поднятие в пределах Северной осетии представлено своим быстро погружающимся восточным крылом, которое с определенной степенью условности оконтуривается здесь серией субмеридиональных разломов, протягивающихся полосой от Каридонского блока, в бассейне р.Урух на севере, к истокам р.Адайком на юге. В целом область поперечного поднятия характеризуется исключительно высокой поднятостью и глубокой эродированностью кристаллического

основания, обнаженного более чем на 80% его площади. Возможно, именно поэтому в Северной Осетии регионально ультраметаморфизованные и глубоко залегающие верхнепротерозойские формации инфраструктуры обнажаются только в пределах Главного Транскавказского поперечного поднятия, что является одной из его характерных особенностей (прил.2).

Следующей особенностью является отсутствие и местами редуцированность ниже-среднеюрских отложений. Так, в северной части поперечного поднятия, к северо-западу от с.Махческ из разреза выпадают образования ниже-среднелейасовой андезитодацитовый туфо-лавовой вулканогенной формации (садонская свита) и здесь на кристаллическом субстрате залегают более молодые терригенные морские трансгрессивные отложения (мизурская свита), а в районе Тоторс-Вазахоха почти полностью отсутствуют породы лейаса-доггера. Здесь породы фундамента подвинуты на север под карбонатные толщи структурно-тектонической зоны Северной моноклинали. В центральной части Главного поперечного поднятия на склонах долин р.р.Караугом, Бартуи и Харес породы садонской свиты резко редуцированы. Здесь они располагаются в виде маломощных горизонтов пачек и непротяженных линз, редко достигающих 140м мощности (р. Саударгин). Обычно она колеблется от 100 м до 7 м при довольно частом выклинивании свиты. Западнее г.Кубус эти породы, также как и в северной части, выпадают из разреза. Такое развитие ниже-среднеюрских отложений указывает во-первых - на дискретный характер

формирования Главного Транскавказского поперечного поднятия, во-вторых - на два импульса этого формирования - нижнелейасовый и предкелловейский, по-видимому, байос-батский, и в-третьих - на более интенсивное воздымание северной части поднятия по сравнению с центральной.

К более мелким локальным структурам транскавказской ориентировки относятся сопряженные Кионское поперечное поднятие и Сонгутидонский поперечный прогиб, Урухская антиклиналь и Кумбультинский прогиб, а также Коринский структурный выступ. Наиболее крупными из них являются Кионская и Сонгутидонская структуры, выделенные и описанные при геологической съемке масштаба 1:10 000 (С.М.Рыпинский и др., 1963) (прил.2).

Кионское поперечное поднятие имеет северо-восточное ( $35^{\circ}$ ) простирание и орографически представлено Урух-Ардонским водоразделом, где подчеркивается высоко поднятыми Саухохским, Галадурским, Астафкахохским, Кайджинбарзондским блоками и Гаудор-Кионскими тектоническими пластинами фундамента. Протягивается поднятие на 10-12 км. Западной границей его являются разломы, ограничивающие с запада

указанные блоки. Наиболее крупными разломами являются Кионский на севере и Донисарский на юге. Все эти разломы, по-видимому, трассируют на поверхности Згидский глубинный разлом, выявленный гравиметрической съемкой (З.Г.Квят и др., 1976). Згидский разлом представляется взбросом, падающим в верхней части субвертикально и выполаживающийся на глубине до  $45^\circ$ . Падение его юго-восточное  $125-130^\circ$ . По разлому взброшен юго-восточный блок. Амплитуда вертикального перемещения достигает 2,5-3 км. Згидский разлом обрывает с запада кристаллическое ядро Садоно-Унальского горста, разрывает, расположенную южнее, Штулу-Харесскую грабен-синклиналь на два грабена- Урухский и Ардонский (рис.6.5.) и нарушает северную часть Таймази-Лабагомского поднятия, пересекая, таким образом, в Горной Осетии все тектонические структуры общекавказского простирания структурно-тектонической зоны Центрального Кавказа. Геологическое значение этого разлома, по-видимому, до конца еще не расшифровано. К сказанному выше можно лишь добавить, что он является своеобразной границей между районами с разной ориентировкой тектонических деформаций и интенсивностью тектонических перемещений. Если западнее Згидского разлома, в бассейне р.Урух все основные дизъюнктивные и пликативные структуры имеют северное падение, а тектонические блоки сравнительно пологое ( $20-50^\circ$ ) погружение в этом же направлении, то восточнее - основные структурные единицы приобретают южное падение, а значительно большее тангенциальное сжатие, часто приводит к разрывам и образованию пластин и плит, надвигаемых с юга на север, на различные геологические формации с горизонтальным перемещением до 4 км и более. Крупные блоки в результате этого давления вовлекаются в ротацию, получая крутое ( $70-85^\circ$ ), наклоненное на север, часто вертикальное и даже перевернутое положение.

Кионское поперечное поднятие в северной своей части плавно погружается на восток под углами  $15-40^\circ$ , а в южной - с востока, осложняется Урсдонским взбросом, обрывающим Галаудурский и Саухохский блоки.

В строении Кионского поперечного поднятия принимают участие породы кристаллического фундамента, образующие верхнепалеозойскую гранитовую(Уллукамский комплекс), среднепалеозойскую мигматит-гранитовую (Белореченский комплекс) и верхнепротерозойскую ультраметаморфическую (Верхнебалкарский комплекс) формации, и породы вулканогенно-осадочного чехла, включающие нижне-среднелейасовую туфо-лавовую вулканогенную формацию и субформацию псчаников среднелейасовой морской терригенной формации (прил.2).

Приуроченность Сонгутидонского массива диоритов теплинского комплекса к зоне пересечения Згидского и Саударгинского разломов, а к зоне предполагаемого

пересечения Згидского и Цейдонского разломов - Цейского и Караугомского гранодиоритовых массивов дигорской вулcano-плутонической ассоциации, позволяет увязать образование Кионского поперечного поднятия с байос-батским тектоно-магматическим импульсом Альпийского орогенеза, но вероятно, после обособления тектонических структур общекавказского простирания, а также тектоно-магматическую активацию Згидского разлома с плиоценовой позднеорогенной стадией. Некоторые исследователи считают, что Коринский структурный выступ, образовавшийся в плиоценовую позднеорогенную стадию, является северным проявлением Кионского поперечного поднятия (С.М.Рыпинский и др., 1963).

Сонгутидонский поперечный прогиб сопряжен с Кионским поперечным поднятием и располагается западнее последнего, занимая долины рек Донисардон и Сонгутидон на юге и Галиатдон и Комидон на севере. Восточной границей прогиба являются блоки и пластины Кионского поднятия, западная на севере проводится предположительно по водоразделу рр. Фасналдон-Галиатдон, в центральной части - по выходам пород ядра Дигорского горста и на юге - условно по водоразделу рр.Сардидон и Сонгутидон. Выполнен прогиб исключительно породами ниже-среднеюрской формации глинистых сланцев. лишь севернее развалин с.Хунсар и на юге, в долине р.Кайсардон появляются песчаники среднелейасовой морской терригенной формации.

Тектонически Сонгутидонский прогиб делится на 2 сегмента: Галиатский, в Балкаро-Дигорском поднятии, и Кайсарский, в Штулу-Харесской депрессии. Сказать, что-либо более определенное о строении прогиба, кроме более интенсивной дизъюнктивной нарушенности пород Кайсарского сегмента, трудно. В целом, прогиб представляется образованным в результате разрыва, погружающегося на восток кристаллического фундамента по Згидскому глубинному разлому. Восточная часть фундамента по разлому, как отмечено выше, поднята на 2,5-3 км и, по-видимому, надвинута на западную, что, возможно, вызвало дробление последней и некоторое погружение образовавшихся блоков под весом надвинутой массы (рис.6.5.).

Образовался Сонгутидонский прогиб одновременно с Кионским поперечным поднятием в байос-батскую стадию Альпийского орогенеза.

Урухская антиклиналь и Кумбультинский прогиб являются структурами, осложняющими восточное крыло Транскавказского поперечного поднятия.

Урухская антиклиналь расположена в долине р.Урух к северу от с.Мацута. В ядре антиклинали, вдоль долины р.Урух обнажается кристаллический фундамент, сложенный здесь породами верхнебалкарского и белореченского комплексов. Крылья слагаются песчаниками среднелейасовой морской терригенной формации. Простирание оси складки

северо-восточное ( $20^\circ$ ) с погружением в этом же направлении под углом  $10-15^\circ$ . Северо-западное крыло падает к северо-западу полого ( $20-30^\circ$ ). Юго-восточное оборвано Урухским сбросом. После погружения, ядро складки вновь появляется на Каридонском участке. Здесь оно, ограниченное со всех сторон разрывами, сложено верхнепротерозойской салической метаморфической (верхнебалкарский комплекс) и нижнепалеозойской метадиорит-гранодиоритовой (туялинский комплекс) формациями.

Кумбультинский прогиб сопряжен с Урухской антиклиналью и расположен западнее ее, на левом склоне р.Урух. Прогиб выполнен песчаниками среднелейасовой морской терригенной формации и осадками ниже-среднеюрской формации глинистых сланцев. С запада прогиб ограничивается по Бакалагирабынскому сбросу Тоторс-Вазахохским блоком, а с юго-запада Тоторс-Махчешским разломом. На восток прогиб плавно переходит в северо-западное крыло Урухской антиклинали. Ось прогиба полого ( $45-20^\circ$ ) погружается к северо-западу ( $320^\circ$ ). Юго-западное крыло погружается с углом  $25-30^\circ$  на северо-восток ( $40-50^\circ$ ). Восточное крыло имеет волнистую конфигурацию за счет флексуорообразных изгибов. Прослеживается оно до поймы долины р.Урух, где обрезается Каридонским сбросом. Падение пород в восточном крыле колеблется от  $15^\circ$  до  $40^\circ$  на запад и северо-запад ( $270-350^\circ$ ).

Кумбультинский прогиб осложняется рядом разрывных нарушений, имеющих различную ориентировку. Преобладающими являются северо-западное и меридиональное направления. Кроме этого, отмечается срыв по контакту формации глинистых сланцев и субформации песчаников.

Наиболее крупными разломами являются Тоторс-Махчешский, Бакалагирабынский и Каридонский.

Описанные Урухская антиклиналь и Кумбультинский прогиб были сформированы в байос-батскую тектоно-магматическую стадию. Обе структуры осложняются Каридонским сбросом, который разбивает их на два тектонических блока: Донифарский и Кумбультинско-Мацугинский.

Коринский структурный выступ располагается на площади между истоками рек Дур-Дур и Цраудон. Здесь он нарушает структурно-тектоническую зону Северной моноклинали и представляет собой флексуорообразный перегиб, осложненный в западной части Сурхской зоной смятия.

Наибольший интерес и, следовательно, лучшую изученность имеет зона перехода верхнего крыла флексуры в смыкающее. Эта зона некоторыми исследователями рассматривается в качестве самостоятельной антиклинали (В.Л.Мкртычев, 1965; Г.П.Булацев и др., 1988). Здесь проведены значительные объемы буровых работ с целью

выявления газонефтяных залежей и изучения Коринского месторождения минеральных вод. Ширина структурного выступа оценивается в 20 км. Слагается он осадочными формациями мальм-плиоценового структурного этажа.

Верхнее, западное крыло выступа имеет северо-восточное простирание и пологое (10-15°) падение к северо-западу. В междуречье Дур-Дур- - Скумидон верхнее крыло принимает юго-восточное простирание и на правом борту долины р.Скумидон резко переходит в смыкающее крыло с меридиональным залеганием слагающих его пород и пологим (10-20°) их падением на восток. Смыкающее крыло в долине р.Савердон постепенно меняет меридиональное простирание на юго-восточное и в истоках р.Цраудон переходит в нижнее крыло флексуры с широтным простиранием и пологим (15-25°) падением на север. Оси перегибов Коринской флексуры примерно параллельны друг другу. Верхняя (сочленение верхнего и смыкающего крыла) проходит по долине р.Мастадон

(СВ 45°) и полого (5-10°) погружается на северо-восток. Нижняя располагается в 10 км юго-восточнее верхней и проходит по водоразделу бассейнов рек Савердон и Цраудон на северо-восток (30-35°) также с пологим (5-10°) погружением в этом же направлении.

По мнению В.А.Мельникова (1964) наличие Коринского структурного выступа является отражением подвижек глыб фундамента по глубинным разломам. Здесь выделяется несколько таких разрывов, наибольшим из которых является “Транскавказский” (Булацев Г.П., 1988). Разлом трассируется на поверхности смыкающим крылом флексуры и, простираясь в меридиональном направлении, совпадает на юге с зоной субмеридиональных и юго-восточных разрывов, нарушающих отложения верхней юры и мела. Эта зона малоамплитудных разломов прослеживается на протяжении 11 км вплоть до южной границы зоны Северной моноклинали и не исключено, что она является отражением на поверхности глубинного разлома. Амплитуда смещения по разлому в породах кристаллического фундамента В.А.Мельниковым определяется в 4 км. В породах верхней юры и мела, в зоне малоамплитудных разрывов смещения не превышают 50 м. В отложениях палеогена и неогена разрывные нарушения не фиксируются. Опущенным считается восточный блок. Вторым относительно крупным разломом считается “Дигорский”, совпадающий с долиной р.Мастадон. Амплитуда смещения по нему изменяется от 2 км в породах фундамента до 50-100 м в отложениях мела. Выше, в осадках палеогена-неогена разлом, по-видимому, затухает.

Как отмечалось ранее, Коринский структурный выступ в западной части осложняется Сурхской зоной смятия (прил.2). Последняя находится на гребне Лесистого хребта, где располагается между г.Сурх на севере и р.Бажигандон на юге, протягиваясь в

общей сложности на 6 км в северо-северо-западном направлении. Представлена Сурхская зона смятия пологими кулисообразно расположенными через 2-1 км друг от друга, сравнительно непротяженными антиклиналями и синклиналями, осложненными различно ориентированными разрывами. Складки имеют широтную и субширотную ориентировку. Крылья их падают под углами 10-15°. Зона состоит из 2-х антиклиналей и 2-х синклиналей. На юге располагается наиболее протяженная антиклиналь, осложняющая породы песчано-глинисто-карбонатной ( $K_1-K_2$ ) и карбонатной ( $K_2-P_2$ ) формаций. Складка прослеживается в широтном направлении на 8 км. Расположенная севернее синклиналь, осложняющая преимущественно породы песчано-глинисто-карбонатной ( $K_1-K_2$ ) и в меньшей степени карбонатной ( $K_2-P_2$ ) формаций, протягивается в субширотном направлении на 4 км. В восточной части складки, среди отложений песчано-глинисто-карбонатной формации сохранились останцы вышезалегающих пород карбонатной формации (фораминиферовая серия) и верхней молассы (свита рухсдзуар,  $N_2-Q_3$ ). Северное крыло этой синклинали обрывается разломами, севернее которых располагается следующая синклиналь, осложняющая породы фораминиферовой серии (верхи карбонатной формации) (прил.2). Прослеживается она также на 4 км в широтном направлении. Мульда ее выполнена породами верхней молассы - верхнечетвертичными флювиогляциально-аллювиальными отложениями. Северная антиклиналь, имеющая восток-северо-восточную ориентировку, прослеживается по простиранию на 2 км и завершает Сурхскую зону смятия. Складка нарушает отложения верхней молассы (свита рухсдзуар,  $N_2-Q_E$ ).

В 5 км южнее Сурхской зоны смятия располагается Коханисарская флексура, которая, возможно, является южным продолжением описанной зоны. Не исключено, что на интервале между южной синклиналью Сурхской зоны и Коханисарской флексурой возможно выявление дополнительных пликативных нарушений, упущенных из-за плохой обнаженности. Простирание осей Коханисарской флексуры субширотное. Нижнее, северное крыло ее представлено породами баксанской свиты. Смыкающим крылом является пакет вертикально стоящих также нижнемеловых отложений, южнее расположенной кобанской свиты. Верхнее, почти горизонтально лежащее крыло, приходится на породы позднеюрской матламской свиты.

Сурхская зона смятия приурочена к смене широтного простирания пород северного крыла Коринского структурного выступа на северо-западное (310-315°), прослеживаемое далеко на северо-запад за пределы Северной Осетии. Ось этого перегиба синклинального типа протягивается по азимуту 205-210° и на юго-западе пространственно совмещается с тектонической зоной восточного ограничения Транскавказского поперечного поднятия.

Формирование Коринского структурного выступа и Сурхской зоны смятия произошло, судя по возрасту участвующих в их строении пород, по-видимому, в плиоценовую, позднеорогенную стадию альпийского орогенеза.

## 7. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Как видно из вышесказанного, в геологическом строении Горной Осетии принимают участие три генетически различные структурные единицы - Скифская (северная) континентальная плита, Южный (Закавказский) микроконтинент - террейн и разделяющая их шовная зона - реликтовый рубец. Каждое из этих структурных формирование прошло свой сложный путь развития, в котором в качестве основных вех можно наметить следующие этапы (прил.2). Протерозойский этап характеризуется ультраметаморфизмом, по-видимому в байкальскую эпоху, вулканогенных и терригенных пород и формированием образований инфраструктуры и супраструктуры, составляющих первооснову кристаллического фундамента континентальных плит. Палеозойский этап в герцинский цикл орогенеза ознаменовался закрытием океана Палеотетис и столкновением с Восточно-Европейской континентальной плитой Центрально-Кавказской и Бечасынской микроплит-террейнов. Фрагменты Бечасынской микроплиты представлены в Горной Осетии кассарской свитой и, по-видимому, Вазахох-Донифарскими метабазами. В результате коллизии (Бретонская, Преднамюрская и Судетская фазы герцинского цикла орогенеза) произошло воздымание зоны Главного хребта, зоны главного Транскавказского поперечного поднятия, внедрение гранитоидов и образование мощных тектонических покровов, сложенных породами макерской серии, офиолитов и островодужных комплексов (Г.И.Баранов, 1991, 1995). По-видимому, Пфальской и Лабинской фазами орогенеза обусловлен тектонический контакт пород буронской свиты (макерская серия) с метаморфическими образованиями кассарской свиты (буульгенская серия) и ее гранитизированными разностями. Разрушение горной системы привело в конце палеозоя к пенеппенизации региона, в котором в мелководных морских и лагунных условиях накапливаются терригенно-карбонатные и карбонатные осадки. В результате выше отмеченных событий был сформирован доюрский кристаллический фундамент Большого Кавказа.

Раннемезозойский этап начинается, по-видимому, с подъема мантийного диапира в Лабинскую орогеническую фазу, приведшего к установлению условий растяжения и, как следствие, к активизации вулканизма начальных стадий рифтогенеза (Адайкомский андезито-базальтовый горизонт). Продолжающееся раскрытие рифта и преобразование



его в океанический бассейн, сопровождались интенсивным базальтоидным магматизмом (Фиагдонский вулcano-плутонический комплекс). В это время на расположенной севернее континентальной плите сохраняются континентальные условия, которые, однако, в начале киммерийского цикла орогенеза (лейас) в краевой части плиты сменились морскими. Среднемезозойский этап наиболее полно сохранился в геологической летописи. В нижнем лейасе (синемюрский ? век), возможно, в древнекиммерийскую орогеническую фазу происходит смена условий растяжения условиями сжатия. Начинается сокращение океанического бассейна. Вдоль южного края северного континента образуется зона поглощения, по которой океаническая плита субдуцируется под северную (Скифскую). После достижения погружающейся океанической плитой глубины 150 км и более в подошве Скифской плиты создались РТ условия для генерации известково-щелочной магмы (Л.П.Зоненшайн, 1979), и в краевой части Скифского континента, в конце (?) нижнего лейаса вспыхивает андезитово-дацитовый вулканизм, интенсивно протекавший почти весь средний лейас (садонская свита). Затухание в начале домера вулканической деятельности привело к охлаждению южного края Скифской плиты и, как следствие, к расширению морской трансгрессии, захватывающей более внутренние зоны континента. К концу лейаса здесь устанавливается сравнительно устойчивый режим эпиконтинентального моря, в котором накапливаются терригенные толщи мизурской, галиатской и стратиграфически вышележащих свит. В расположенном южнее и сокращающемся океаническом бассейне базальтоидный вулканизм прекратился с установлением условий сжатия и в нем в средне- и верхнелейасовой эпохах накапливаются амагматические толщи глинистых сланцев верхней подсвиты циклаурской свиты. В результате непрекращавшейся субдукции в конце байоса с южным краем Скифской плиты сталкивается Южная (Закавказская) микроплита - террейн. Происходит закрытие в этой части океанического бассейна и формирование Малокавказской микроплиты. Геодинамическая обстановка коллизии вызвала расслоение южного края Скифской плиты на шолы, перемежаемые внутрикоровыми горизонтами астеносферы, и интенсивную шолевую тектонику с торошением, скупиванием, ротацией и дроблением шолей, а также с образованием клиновидных зон растяжения - минисфенохазмов, сопровождаемое, как правило, базальтоидными излияниями (Ходские анамезиты). По-видимому, в этот период происходит активизация среднеюрского магматизма с внедрением по многочисленным зонам разломов массивов, штоков и даек субинтрузивной и интрузивной фаций габбро-диотрит-гранодиоритовой формации. С последней предполагается генетическая связь свинцово-цинкового оруденения Горной Осетии, размещение которого в пространстве контролируется структурами сфенохазмов (за

исключением Кадат-Ханикомских рудных зон). В эту орогеническую фазу активизировалась тенденция к поднятию главного Транскавказского поперечного поднятия. В результате этого, в зоне Центрального Кавказа возникла горная система. Закрывшийся на юге океанический бассейн был преобразован в узкую шовную зону, выполненную меланжем тектонизированных океанических пород и различного размера офиолитовыми олистостромами.

На примкнувшей с юга микроплите в этот период, по-видимому, сохраняется морской режим. В морском бассейне продолжается накопление терригенных отложений.

Поддвигание вновь образованной Малокавказской микроплиты под Скифскую плиту привело в конце байосского века к поднятию последней с установлением на ней континентального режима. Процесс поднятия сопровождается образованием, в условиях растяжения, интенсивной трещиноватости и базальтоидным магматизмом, сформировавшим Казбекский дайковый комплекс габбро-диабазовой формации. Поступление базальтоидной магмы предполагается из внутрикоровых (подшоловых) горизонтов астеносферы.

Таким образом, к концу средней юры в пределах описываемой территории была сформирована в основных чертах современная тектоническая структура региона. Орографически Большой Кавказ в это время представлял собой в пределах Скифской платформы сушу с горной грядой по ее южному побережью. Суша на севере, очевидно, соединялась Транскавказским поперечным поднятием с Предкавказским материком, представлявшим собой обширную слабо всхолмленную низменность. На юге Малокавказская микроплита резко погружалась, поддвигаясь на север под континент, с образованием у континентального подножия глубоководного эпиконтинентального прогиба, в котором в позднеюрское и меловое время накапливаются мощные толщи карбонатного флиша.

Начало поздней юры на континенте характеризуется морской трансгрессией, развивавшейся между горной системой, находящейся предположительно в области Главного Кавказского хребта и выступавшей над морской поверхностью в виде крупного острова, и сушей Ставрополя, соединяющейся с Русской платформой. В установившемся эпиконтинентальном морском режиме начинается накопление мощных призм мелководных карбонатных отложений, подстилаемых местами эвапоритами. Эти карбонатные комплексы в данном случае являются индикаторами внешних амагматических или “миогеосинклинальных” зон складчатых областей. В позднеюрском море развиваются рифовые постройки, часть из которых образует Фишт-Шахдагский

барьерный риф, протягивающийся по северному склону, параллельно побережью острова Большого Кавказа. Морская трансгрессия на протяжении поздней юры и всего мела неуклонно расширялась, причем, расширение трансгрессии носило дискретный характер. Наиболее интересный из перерывов трансгрессии приурочен к границе раннего и позднего турона (предверхнетуронская фаза альпийского цикла орогенеза). Он ознаменовался региональным несогласием между отложениями раннего и позднего турона, литологическими изменениями, выразившимися в переходе от нижнетуронских песчано-глинисто-карбонатных осадков к верхнетуронским карбонатным породам, и четкими изменениями в биоценозе. На этой границе снизу-вверх обедняется фауна аммонитов, исчезают белемниты и, наоборот, становятся многочисленными иноцерамы и морские ежи. Интересно отметить, что в Закавказье к этой границе приурочена коллизия Нахичеванского континентального блока с Малокавказской микроплитой. Не исключено, что поднятие и, отмеченные изменения в туронском веке на северном склоне Большого Кавказа, являются отголоском этого столкновения.

В конце поздне меловой эпохи начинается морская регрессия. В начале палеоценовой эпохи морской режим сохраняется лишь вдоль границы с Предкавказской платформой. В морском бассейне в палеоцене-эоцене накапливаются карбонатные и глинисто-карбонатные осадки фораминиферовой серии. Смена в олигоцен-миоцене состава осадков на, преимущественно, глинистый, явилась, по-видимому, отголоском тектонических перестроек на границах плит в пределах Малого Кавказа и Эгейского моря (Л.П.Зоненшайн, 1979). Однако, не исключено, что смена состава отложений является результатом усиления относительного воздымания Транскавказского поперечного поднятия (Е.Е.Милановский, 1976).

В конце миоцена, на границе среднего и позднего сармата происходит столкновение Аджаро-Триалетской дуги Малого Кавказа с Аравийской континентальной плитой. Давление огромной массы последней вызвало общее воздымание Большого Кавказа, на фоне которого выделяется более интенсивное поднятие Транскавказского поперечного поднятия. Тектоника проявляется, преимущественно, блоковыми движениями.

На описываемой территории в этот период формируется Главный Водораздельный хребет и Владикавказская котловина, а также вспыхивает интенсивный магматизм, проявившийся во внедрении массивов, штоков и даек диоритовой плиоценовой формации (теплинский тип). Образуется первичная речная сеть. Денудация хребтов дает начало накоплению толщи верхней молассы (лысогорская свита). В начале четвертичного периода активизируется продвижение Аравийской плиты в глубь Евразийского

континента. В результате этого происходит интенсивное сокращение площади Кавказа в меридиональном направлении за счет скупивания материала. Последнее проявляется поднятием “возрожденных” гор, в которых горные хребты являются телами надвигов, имеющих сложную внутреннюю структуру и характеризующихся сочетанием многоэтапных деформаций (Боковой, Скалистый, Пастбищный, Лесистый хребты). Движения здесь происходили в форме поддвигов с юга на север. Яркими иллюстрациями этого являются Боковой хребет, под который по “Главному надвигу” поддвигаются структурные образования реликтового рубца, и Скалистый хребет, под который по подвигу “Скалистого хребта” поддвигаются все южнее расположенные более древние породы и образованные ими структуры. Формирование “возрожденных” гор сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью четвертичных вулканитов (Казбекско-Кабарджинская группа). Продолжается накопление материала верхней молассы, выполняющей Владикавказскую котловину (свита рухсдзуар и четвертичные аллювиально-флювиогляциальные отложения).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа геологических материалов ряда исследователей, накопленных до 1993 г., а именно - геологических съемок масштаба 1:50 000 и крупнее, поисковых и поисково-разведочных работ, гидрогеологических исследований и данных структурно-поискового бурения на нефть и газ, методом компиляции были составлены 20 листов геологической карты масштаба 1:50 000 для территории Горной Осетии. Составление карт выполнено в соответствии с “Инструкцией по организации и производству геологосъемочных работ и составлению Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000 (1:25 000)» 1987 года, а также “Рабочими опорными легендами к Центрально-Кавказской и Казбекско-Самурской серии листов”, “Геолкарта - 50” Ермакова В.А. и др. 1989 года.

Методом пантографирования из карты масштаба 1:50 000 была создана копия в масштабе 1:100 000. При составлении карты Горной Осетии масштаба 1:200000 была учтена легенда к геологической карте листа К-38-IX 1984 г. под редакцией Ростовцева К.О.

Карты выполнены с разделением стратифицированных толщ до свит или групп свит, а нестратифицированных метаморфических и магматических образований - до комплексов и ассоциаций. Исключение составляют образования миоценовой эпохи,

представленные региоярусами, единицами стратиграфической шкалы весьма широкого и повсеместного распространения.

Ранее при картировании было принято ярусное членение стратифицированных образований, но их границы не были надежно охарактеризованы фаунистически и приурочивались обычно к смене литологических характеристик толщ. Переход на подразделения, базирующиеся, в основном, на литологическом критерии, объясняется неточностью определения границ на основе данных по фауне и флоре, а также по физическим методам.

Выделенные свиты на территории Горной Осетии нередко объединяются в группы, состоящие из двух-трех свит. Это объясняется отсутствием данных для более дробного деления. Более того, отложения палеоген-нижнеэоценового периода, представленные фораминиферовой и майкопской сериями, объединяют пять и шесть свит (соответственно), выделяемых согласно опорной легенде на Северном Кавказе.

В отличие от опорной легенды, в четвертичном периоде выделен эоценовый век, к которому отнесены образования апшеронского возраста.

Впервые на территории Горной Осетии выделены метаморфогенные нестратифицированные образования, представленные верхнебалкарским, галдорским и вазахохским комплексами и туялинский комплекс магматических пород.

Из дигорской вулканоплутонической ассоциации исключены эффузивные образования садонской свиты, из-за возрастных неувязок. Для дигорского комплекса установлен ааленский возраст, а для садонской свиты - плинсбахский.

В самостоятельную стратиграфическую единицу из кассарской толщи выделена чанчахская толща кварцитов.

Для выявления факторов, благоприятных для оруденения выделены все литологические разности пород посредством свит. Среди интрузивных пород выделены биотитовые и хлоритовые разности гранитоидов, являющиеся благоприятной средой для полиметаллической минерализации.

Для уточнения перспектив поиска рудного и нерудного сырья следует более детально изучить участки развития рифовых сооружений, особенно на участке к северу от Згидского и Садонского полиметаллических месторождений.

Тектоническое строение горной части северной Осетии в данном отчете впервые разработано полностью с позиций "Новой глобальной тектоники", основными элементами которой, как известно, являются континентальные и океанические плиты и микроплиты. Впервые, выделенная ранее (Тибиллов С.М., 1987) Мамисон-Казбекская зона отнесена к шовным структурам, маркирующим линию столкновения континентальных плит. Осадки,

выполняющие Мамисон-Казбекскую шовную зону, отнесены к океаническому типу, а включенные в них магматические образования базальтоидов выделены в офиолитовую серию. Впервые делается попытка объяснения формирования Бокового, Скалистого, Пастбищного и Лесистого хребтов с позиции теории “Возрожденных гор”. В соответствии с последней, вся тектоническая зона Скалистого хребта представляется единой крупной надвиговой структурой, в которой составляющие ее хребты являются отдельными чешуями этого надвига. Впервые в отчете поднимается вопрос о возможном наличии в Северной Осетии борейальных и тетических осадков. Последние развиты на площади расположенной к востоку от долины р.Гизельдон, относимой к зоне Восточного Кавказа (С.С.Зембатов и др., 1977). При этом, предполагается, что тетические осадки транспортировались Восточно-Кавказской микроплитой и заняли современное положение в результате коллизии последней с Северным континентом и неизбежных при этом надвигов.

Несколько по иному представляется в отчете природа Штулу-Харесской грабен-синклинали. Авторы не исключают возможности существования в лейасе грабена, аналогичного ныне существующему в Андах грабену Альтипиано. При последующих коллизиях Штулу-Харесский грабен был деформирован, сокращен по ширине в результате надвигов и преобразован в шовную зону между тектоническими зонами Центрального и Балкаро-Дигорского поднятий. Значительно сложнее представляется строение Дарьяльского гранитоидного массива. По собранным новым данным он сложен скученными блоками гранитизированных метаморфических пород, различающихся как составом слагающих их пород, так и внутренней структурой. В отчете показано более широкое развитие надвигов, чем представлялось ранее.

В процессе обработки фондовых и литературных источников выявлены следующие недоработки в вопросах стратиграфии, магматизма и тектоники.

Как видно из текста отчета, нет ясного представления о строении и генезисе четвертичных образований, слагающих Владикавказскую котловину. Одни исследователи (Забаринский П.П., Мельников В.А. и др.) считают их алювиально-флювиогляциальными, другие (Кожевников А.В.) - селевыми, алювиально-пролювиальными.

Тарханский регион известен по данным структурного бурения на востоке рассматриваемой площади. На поверхности он не прослежен.

Как и прежде, наименее изученными остались протерозойские и раннепалеозойские метаморфические комплексы, стратиграфическая принадлежность которых к протерозою или нижнему палеозою остается дискуссионной.

Не однозначно решаются вопросы взаимоотношений отдельных свит, неясны и сопоставления их, развитых в разных частях площади (буронская свита на Буронском, Джимидонском и Фиагдонской участках). Не менее важно изучение типов и фаций метаморфизма, выяснение последовательности метаморфических преобразований и их связи с тектоно-магматическим развитием региона. Особое внимание следует уделить изучению слабо исследованного Кассарского гранитоидного массива, более соответствующего, по-видимому, образованиям инфраструктуры.

Не менее важной является разработка стратиграфии, магматизма и тектоники зоны реликтового рубца, выполненного отложениями, триас-лейасовый возраст которых явно недостаточно обоснован и о строении которого собрана весьма ограниченная информация.

Необходимо продолжить уточнение и унификацию стратиграфии нижнеюрских отложений, обратив особое внимание на палеонтологическое обоснование кистинской и белореченской свит, на сопоставление пород белореченской свиты и генагдонской толщи и, наконец, на выявление литологических, петрографических и палеонтологических различий одновозрастных толщ Дагом-Даргавской и Цатадон-Армхинской тектонических подзон с целью разделения их на тетические и бореальные отложения.

В последнее время уже почти ни у кого не вызывает сомнений тот факт, что через Северную Осетию проходит шовная зона столкновения двух континентальных плит, для которой типично широкое развитие хаотических комплексов. Выявление олистостром не только помогает изучению стратиграфии и тектоники участка, но и имеет непосредственное отношение к уточнению распределения полезных ископаемых. По-видимому, незнание микститов, их масштабов, распределения олистостром в пространстве привели к нерациональным затратам на Северном, Коринском, Казатхохском и др. рудопрооявлениях. В связи с этим, весьма актуальной становится необходимость изучения в Осетии хаотических комплексов, играющих, по-видимому, немаловажную роль и в формировании условий для активизации “опасных экзогенных процессов”.









