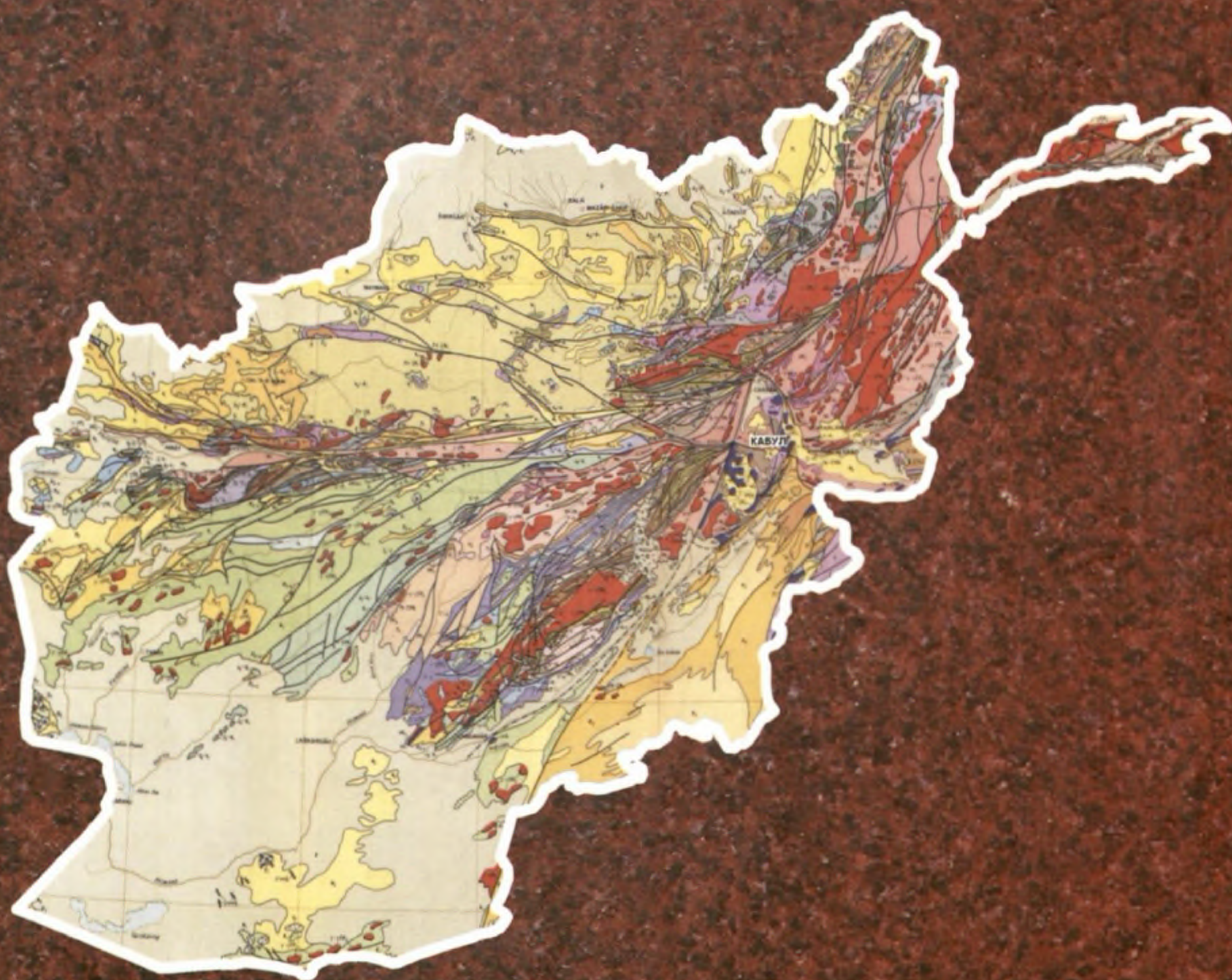


B54479

К.Ф.Стажило-Алексеев

МАГМАТИЗМ И ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ АФГАНИСТАНА



B54479

ОАО "ЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ"



К.Ф.СТАЖИЛО-АЛЕКСЕЕВ

МАГМАТИЗМ И ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ АФГАНИСТАНА

Ответственный редактор академик В.В.Ярмолюк

Москва 2012



352350

09.04.2013

Глава 2

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АФГАНИСТАНА

Тектоно-магматические особенности Афганистана определяются принадлежностью большей части его территории к Афгано-Пакистанскому и Памиро-Кашмирскому сегментам Средиземноморского альпийского складчатого пояса. В северной части страны к этим структурам примыкают герцинские складчатые сооружения и эпигерцинская платформа, представляющие собой соответственно продолжение герцинид Северного Памира и Кунь-Луня, а также восточную часть Туранской плиты.

На основе анализа накопленных материалов по тектонике и магматизму Афганистана [93] была предложена схема тектоно-магматического развития этой территории, которая включала наш вариант трактовки тектонической схемы районирования страны, характера и роли магматизма в связи с происходившими тектоническими процессами (рис. 3).

Важное место при этом в истории геологического развития Афганистана впервые отводилось процессам мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации блоков разновозрастной консолидации, с которыми связано формирование преобладающего количества известных в стране магматических формаций и комплексов. С некоторыми изменениями и дополнениями эта схема была принята за основу при трактовке процессов тектоно-магматического развития страны в монографии "Геология и полезные ископаемые Афганистана" (1980) и использована при составлении прилагаемых к монографии тектонической карты Афганистана в масштабе 1:2 500 000 и схемы магматических комплексов в масштабе 1:2 000 000.

В тектоническом отношении на территории Афганистана выделяются области байкальской, герцинской, киммерийской и альпийской складчатостей. Кроме того, она может быть разделена на две неравные части. Большая – представляет собой эпиплатформенную орогенную область [112], в пределах которой горообразовательные движения конца палеогена-неогена, как правило, не сопровождались складчатостью. Они охватили байкальские, герцинские и киммерийские сооружения, распространившиеся, как и во многих других районах Евразии, за пределы одновозрастной им альпийской складчатой системы. Меньшая часть страны, где орогенические движения пришлись на конец палеогена-неогена и завершились процессами складкообразования, отнесены к области альпийской складчатости.

Такое несколько схематическое деление Афганистана имеет, по нашему мнению, большое практическое значение, так как с молодыми орогеническими

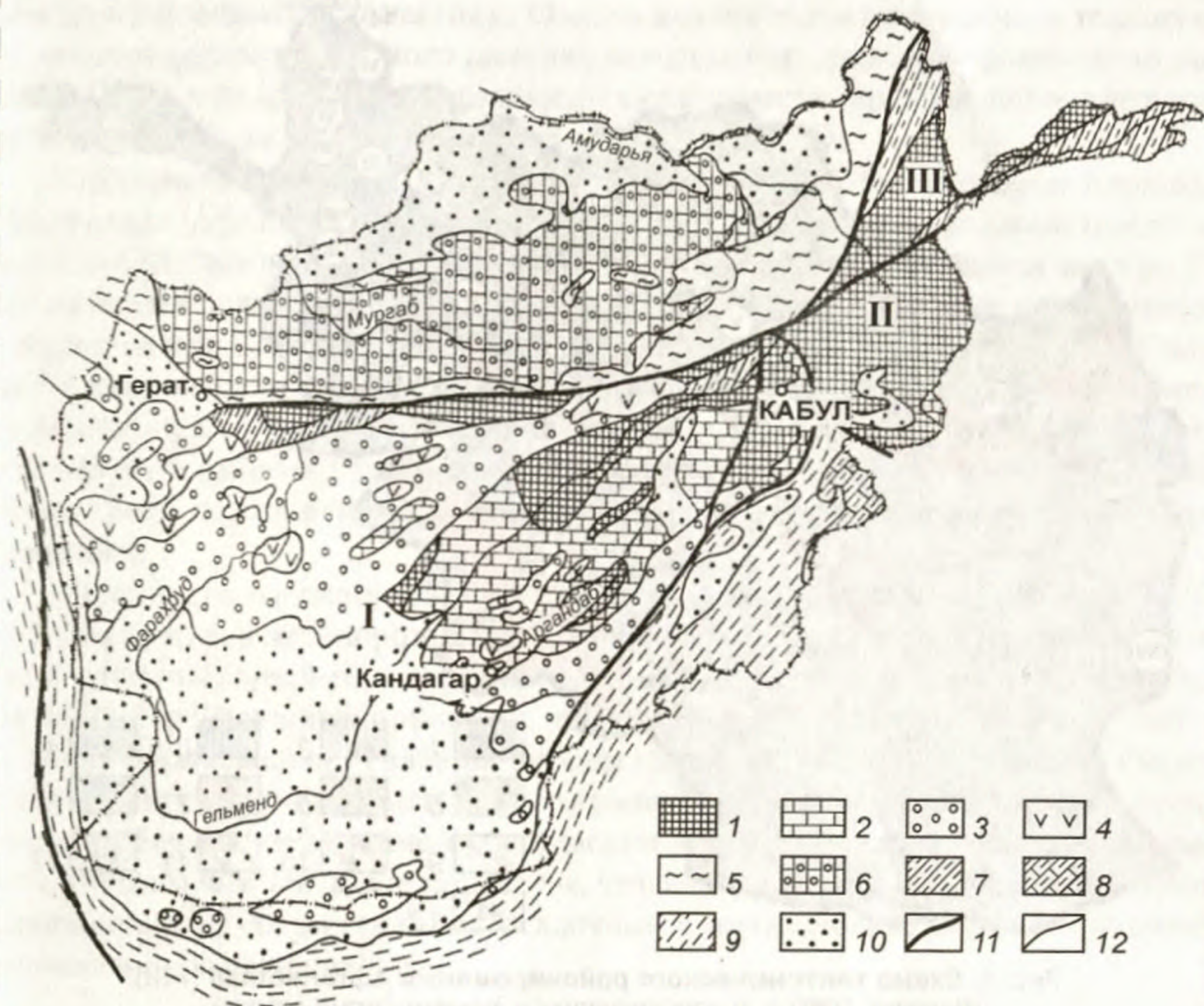


Рис. 3. **Схема тектонического районирования Афганистана, 1973 г.** [93]

Составили: Ю.М.Довгаль, К.Ф.Стажило-Алексеев, М.А.Чальян

1-4 – области байкальской складчатости: 1 – позднепротерозойский геосинклинальный комплекс с выступами архей-протерозойских структур, 2 – палеозойско-мезозойский платформенный комплекс, 3 – комплекс раннемеловых прогибов, включающий офиолитовые формации, 4 – эоцен-олигоценовые наложенные впадины; 5-6 – области герцинской складчатости: 5 – раннекаменноугольный-юрский геосинклинальный и орогенный комплексы, 6 – мел-палеогеновый платформенный комплекс; 7 – области киммерийской складчатости – поздне триасово-раннемеловой геосинклинальный комплекс; 8-9 – области позднеальпийской складчатости: 8 – юрско-меловой комплекс основания, 9 – поздне-меловой-миоценовый геосинклинальный комплекс; 10 – плиоцен-четвертичные эпиплатформенные и орогенные (в пределах областей позднеальпийской складчатости) впадины; 11 – тектонические нарушения; 12 – границы структурных элементов;

I-III – срединные массивы*: I – Центрально-Афганский, II – Восточно-Афганский, III – Бадахшанский

*Восточно-Афганский (II) и Бадахшанский срединные массивы впоследствии объединены в единый Нуристан-Памирский массив (III).

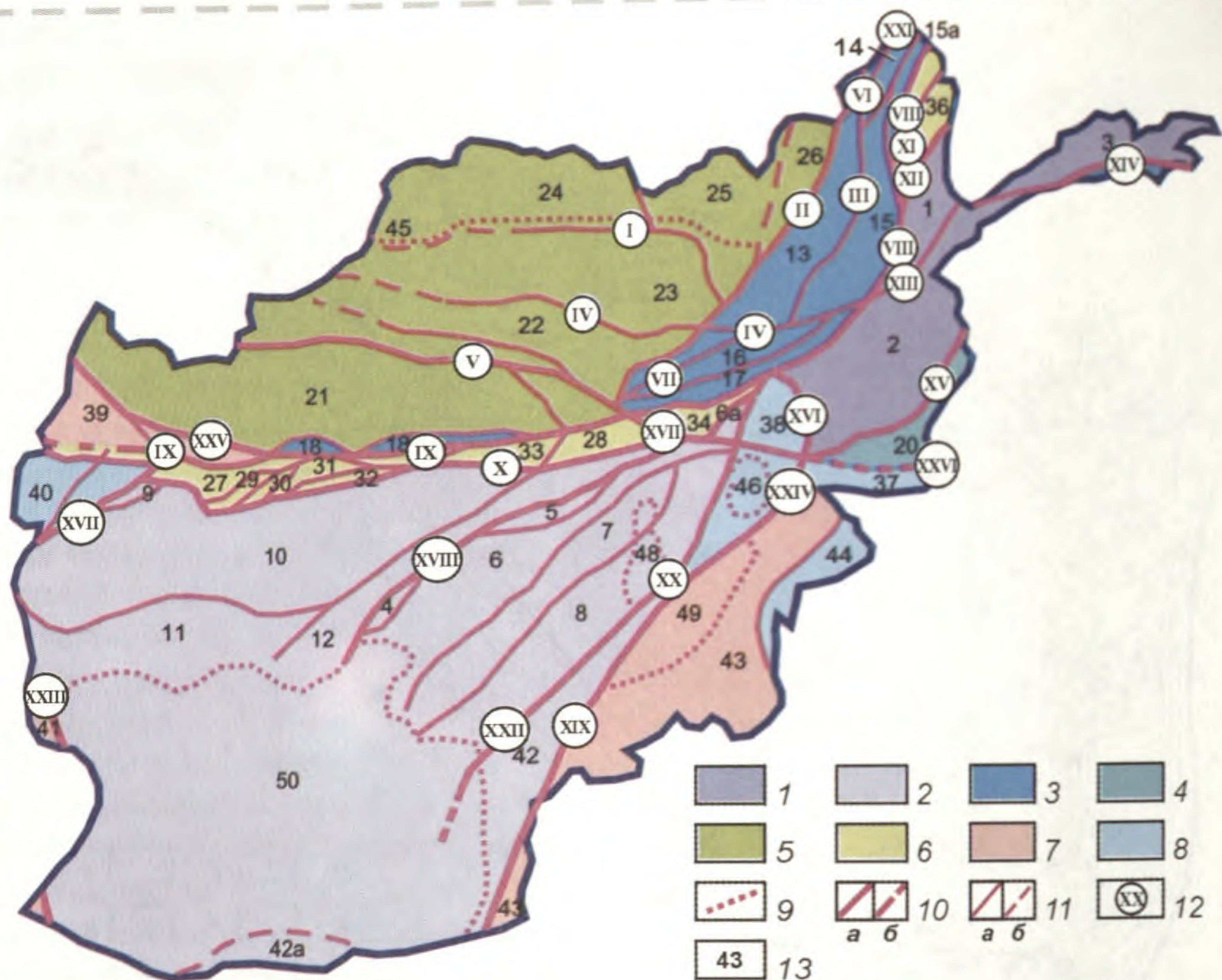


Рис. 4. **Схема тектонического районирования Афганистана** [122]
(Вариант 1980 г. с дополнениями и изменениями автора)

Область байкальской складчатости: 1-2 – срединные массивы: 1 – Нуристан-Памирский, 2 – Центрально-Афганский. **Области герцинской складчатости:** 3 – Афгано-Северопамирская; 4 – Восточно-Гиндукушская (Хиндурадджская); 5 – эпигерцинская платформа Северного Афганистана (Туранская плита). **Область киммерийской складчатости:** 6 – шовная структура Среднего Афганистана и Центрального Бадахшана. **Области альпийской складчатости** (Афгано-Востокиранская, Сулейман-Киртарская, Туркмено-Хоросанская): 7 – прогибы; 8 – краевые поднятия; 9 – границы крупных неоген-четвертичных впадин. **Крупные разломы:** 10 – первого порядка: а – достоверные, б – скрытые под неоген-четвертичными отложениями; 11 – второго порядка: а – достоверные, б – предполагаемые; 12 – номера разломов; 13 – номера структурно-фациальных зон и блоковых структур.

Срединные массивы: 1-3 – Нуристан-Памирский: 1 – блок Южный Бадахшан, 2 – блок Нуристан, 3 – зона Вахан; 4 – 12, 42, 42а – Центрально-Афганский: 4-8 – Гильменд-Аргандабское поднятие – блоки: 4 – Башланг, 5 – Вараз, 6 – Гильменд, 6а – Пагман, 7 – Тирин, 8 – Аргандаб; 9-12 – прогиб Фарахруд – зоны: 9 – Зури, 10 – Харутруд, 11 – Анордара, 12 – Хашруд; 42-42а – прогиб Дарируд – зоны: 42 – Тарнак; 42а – Чагаи.

13-18 – Афгано-Северопамирская область – зоны: 13 – Сурхоб, 14 – Джавай, 15 – Файзабад, 15а – Хазрет Султан, 16 – Западный Гиндукуш, 17 – Бамиан, 18 – Яковланг-Давиндар.

19-20 – Восточно-Гиндукушская (Хиндурадджская) область – зоны: 19 – Ташкупрук, 20 – Кунар.

движениями здесь связано формирование многочисленных эндогенных месторождений полезных ископаемых. Однако для исследования магмо- и тектогенеза данного региона подобного деления недостаточно, поэтому произведено районирование и по времени завершающей складчатости, проявившейся в тех или иных участках рассматриваемой территории (рис. 4).

Область байкальской складчатости охватывает значительные площади Центрально-Афганского и Нуристан-Памирского массивов, которые представляют собой “жесткие” тектонические элементы, располагающиеся внутри более молодых складчатых сооружений. С севера и северо-востока они граничат с герцинскими и мезозойскими складчатыми системами, а с востока, юга и запада – с альпийскими и частично с герцинскими. В строении байкалид выделяют докембрийский фундамент и платформенный чехол с наложенными на него в некоторых районах раннемеловыми прогибами и орогенными впадинами палеоген-неогенового возраста, заполненными вулканогенно-осадочными образованиями.

Фундамент рассматриваемых структур сложен обычно двумя (реже тремя) комплексами метаморфических пород, разделенных структурным несогласием. Нижний, архей-раннепротерозойский (?), комплекс представлен гнейсами и кристаллическими сланцами мощностью приблизительно 7000-10 000 м. С этими образованиями связаны породы гранитоидной и мигматитовой формаций – граниты, гранодиориты, плагиограниты, гнейсо-граниты, аплиты и пегматиты, слагающие небольшие субсогласные массивы и жилы. Иногда они имеют с гнейсами постепенные переходы, что, возможно, свидетельствует о почти одновременном воздействии на осадочные и интрузивные породы процессов регионального метаморфизма.

Платформа Северного Афганистана (21-26) – блоки: **21** – Мургаб-Герируд, **22** – Маймана, **23** – Шеберган, **24** – Мазари-Шериф, **25** – Афгано-Таджикская впадина, **26** – Бадахшанский предгорный прогиб.

Шовная структура Среднего Афганистана (27-34) и Центрального Бадахшана (35-36); Средний Афганистан: **27-28** – блоки: **27** – Хазорсанг, **28** – Кохе Бобо; **29-34** – зоны: **29** – Руде Кафган, **30** – Хафткала, **31** – Ходжа-Мурод, **32** – Нальбандон, **33** – Карганау, **34** – Туркман; Центральный Бадахшан: **35-36** – зоны: **35** – Шева, **36** – Нахчипар.

37-44 – *Области альпийской складчатости*: **40-41** – Афгано-Восточноиранская: **40** – поднятие Кишмаран, **41** – прогиб Аспаран; **37, 39, 43-44** – Сулейман-Киртарская: **37** – блок Спингар, **38** – массив Кабул, **43** – прогиб Катаваз, **44** – поднятие Хост-Матун; **39** – Туркмено-Хоросанская – прогиб Герат-Чахчаран; **45-50** – *неоген-четвертичные впадины*: **45** – Амударьинская, **46** – Айнакская, **47** – Джелалабадская, **48** – Даштинавская, **49** – Обиистодинская, **50** – Сейстанская.

Разломы (цифры в кружках) первого порядка: II – Хохан, V – Банди-Туркестан, VIII – Центральный Бадахшан, IX – Главный Герирудский, X – Карганау, XII – Шугнан, XIV – Ташкупрук, XV – Кунар, XVI – Сароби, XVII – Унай, XVIII – Гильменд, XIX-XX – Чаман-Мукур, XXII – Тарнак, XXIII – Аспаран, XXIV – Альтимур, XXV – Гульрон, XXVI – Спингар, XXVII – Кишмаран; *второго порядка*: I – Альбурс-Мармуль, III – Хенджван, IV – Андораб-Мирзоваланг, VI – Ларон, VII – Шекари, XI – Човид, XIII – Зебак, XXI – Джугани

Верхний, позднепротерозойский(?), комплекс сложен слабометаморфизованными терригенными и эффузивными породами, мощность которых оценивается в 3500-7000 м. Они прорваны интрузиями габбро-плагиогранитной формации – ортоамфиболитами, габбро, диабазами, диоритами и плагиогранитами.

Чехол этих структур сформирован карбонатно-терригенными отложениями, имеющими возраст от кембрия (может быть венда) до поздней юры включительно и характеризующимися сравнительно небольшой (3000-9000 м) мощностью, малой скоростью осадконакопления (10-20 м/млн лет) и пологими простыми складчатыми дислокациями.

Формирование чехла периодически сопровождалось блоковыми движениями, в результате которых некоторые участки эпибайкальской платформы осушались и выводились из сферы осадконакопления. Указанные выше движения не изменили существенно тектонических условий. Платформенный режим сохранялся в пределах байкальских структур вплоть до мелового времени, о чем, в частности, свидетельствует полное отсутствие проявлений магматизма в палеозойское и мезозойское время.

В начале мелового периода в результате блоковых движений Нуристан-Памирский массив и северо-восточная часть Центрально-Афганского массива были выведены из-под уровня моря. В северо-западной и южной частях последнего сохранился морской режим и продолжилось накопление карбонатно-терригенных осадков (рис. 5) .

Перестройка тектонического плана в пределах Центрально-Афганского массива сопровождалась интенсивным магматизмом. По разломам северо-восточного простирания, большинство из которых приурочено к сочленению раннемеловых поднятий и прогибов, произошло излияние эффузивов спилит-диабазовой формации. Состав лавовых потоков по простиранию изменяется от спилитов и диабазов до андезитов, кварцевых кератофитов и альбитофиров. Характерно присутствие плагиокластитов, туфов, туфобрекчий и кремнистых пород, слагающих большую (до 85%) часть разреза вулканогенных толщ. Эффузивы зачастую замещаются по простиранию и вкрест него осадочными терригенными, а в верхних частях разреза – и карбонатными породами. Ориентировочная мощность этих образований 1000-2000 м (основание вулканогенного разреза в пределах Афганистана не вскрыто). К барремскому времени относится образование пород гипербазитовой и габбро-плагиогранитной формаций. Первая представлена линзовидными телами серпентинитов, серпентинизированных дунитов и перидотитов, вторая – мелкими штокообразными телами габбро, габбро-диабазов, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов.

В Нуристан-Памирском массиве в результате мезозойской активизации формируются породы габбро-монцонит-диоритовой формации.

Следующий этап проявления магматизма в областях байкальской складчатости приходится на поздний мел-палеоцен. В это время в пределах Центрально-Афганского массива внедрились массивы габбро-монцонит-сиенитовой и габбро-гранодиоритовой формаций, в составе которых установлены габбро,

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА АФГАНИСТАНА

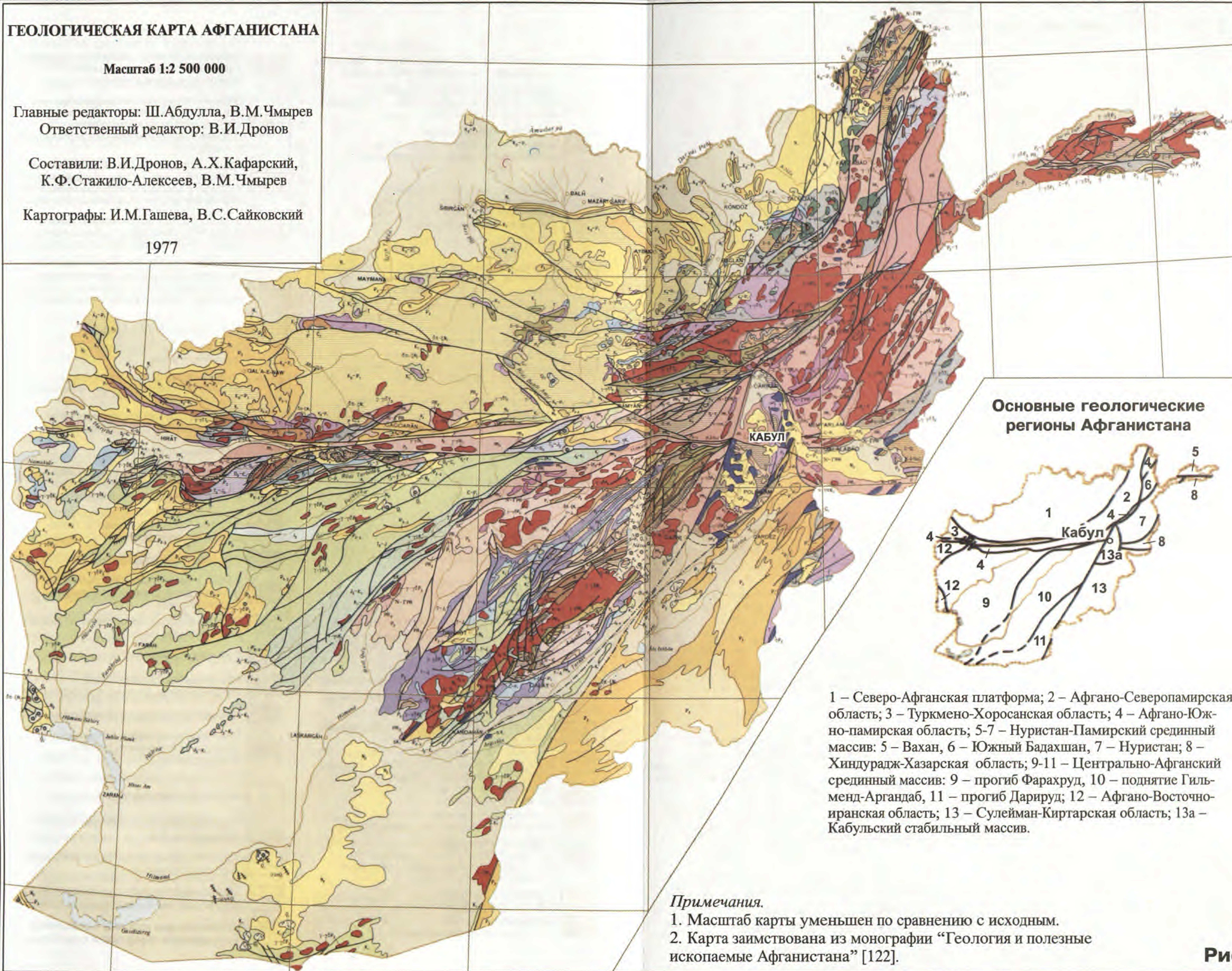
Масштаб 1:2 500 000

Главные редакторы: Ш.Абдулла, В.М.Чмырев
 Ответственный редактор: В.И.Дронов

Составили: В.И.Дронов, А.Х.Кафарский,
 К.Ф.Стажило-Алексеев, В.М.Чмырев

Картографы: И.М.Гашева, В.С.Сайковский

1977



Основные геологические регионы Афганистана

1 – Северо-Афганская платформа; 2 – Афгано-Северопамирская область; 3 – Туркмено-Хоросанская область; 4 – Афгано-Южно-памирская область; 5-7 – Нуристан-Памирский срединный массив: 5 – Вахан, 6 – Южный Бадахшан, 7 – Нуристан; 8 – Хиндуредж-Хазарская область; 9-11 – Центрально-Афганский срединный массив: 9 – прогиб Фарахруд, 10 – поднятие Гильменд-Аргандаб, 11 – прогиб Дарируд; 12 – Афгано-Восточно-иранская область; 13 – Сулейман-Киртарская область; 13а – Кабульский стабильный массив.

Примечания.

1. Масштаб карты уменьшен по сравнению с исходным.
2. Карта заимствована из монографии "Геология и полезные ископаемые Афганистана" [122].

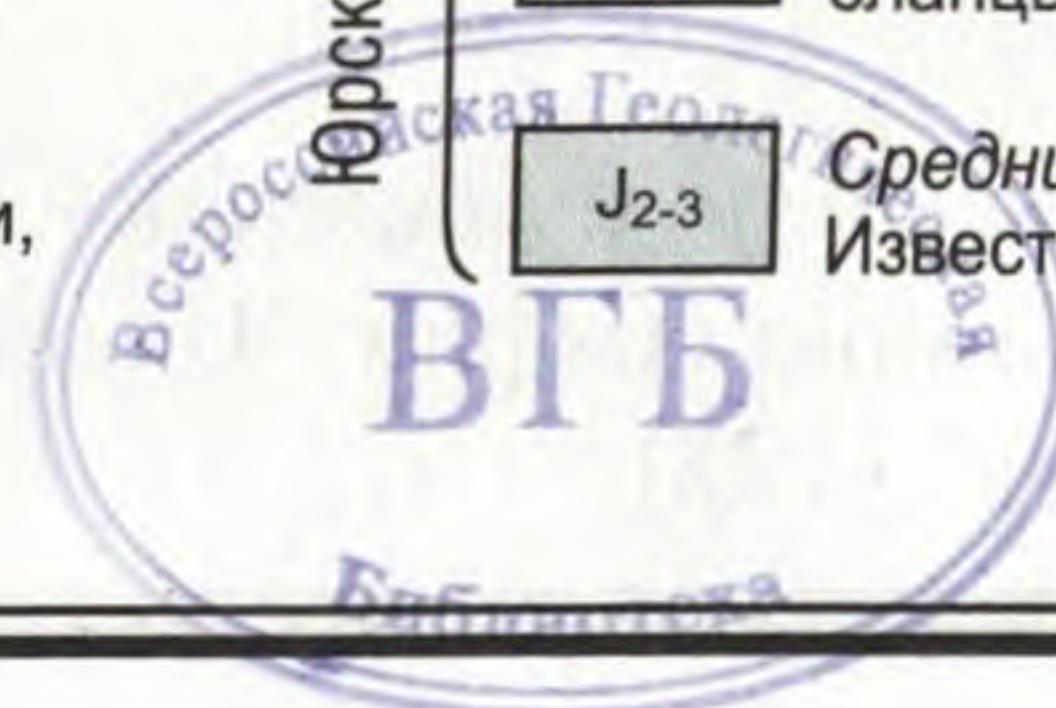
Рис. 5. Геологическая карта Афганистана

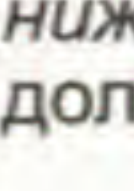
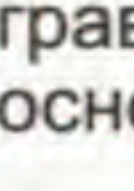
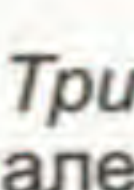
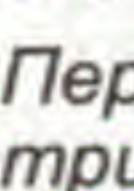
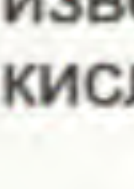
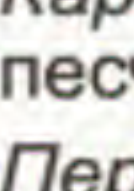
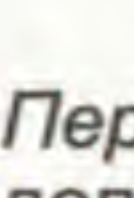
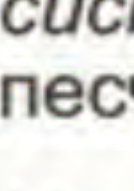
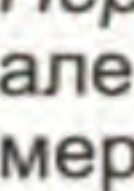
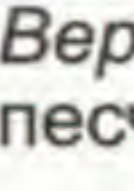
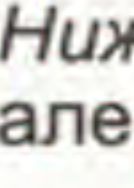
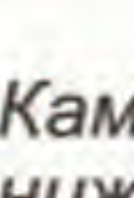
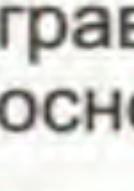
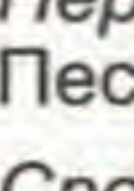
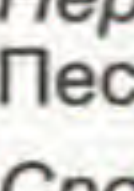
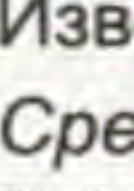
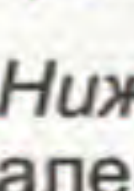
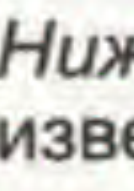
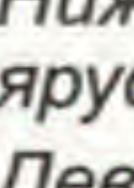
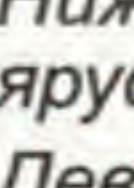
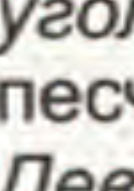
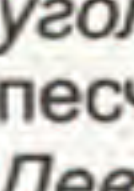
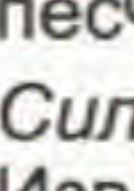
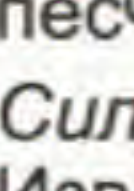
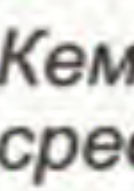
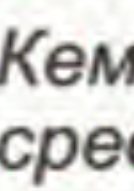
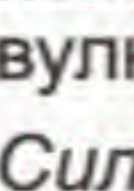
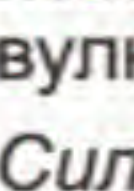
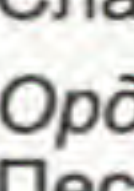
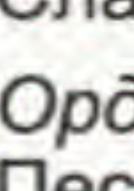
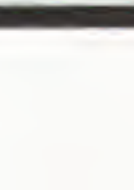
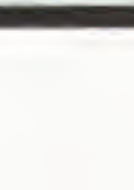
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Стратифицированные образования

Четвертичная система	Q	Нерасчлененные отложения. Галечники, пески, суглинки, травертины	Меловая система	K_{2-P₁}	Меловая система, верхний отдел – палеоцен. Известняки, мергели, доломиты, конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты
	Q_{II}	Среднечетвертичные отложения. Лейцитовые базальты, оливиновые базальты, трахибазальты, андезито-базальты		K₂	Верхний отдел. Известняки, песчаники, алевролиты, конгломераты, гипсы, кислые-основные вулканиты
	Q_I	Нижнечетвертичные отложения. Липариты, липарито-дациты, дациты, андезито-дациты; севиты, альвикиты, лейцитовые фонолиты, анкерит-баритовые карбонатиты		K₁	Нижний отдел. Известняки, песчаники, сланцы, кремни, мергели, аргиллиты, конгломераты, кислые-средние и средние-основные вулканиты
Неогеновая система	N₂	Плиоцен. Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины, известняки, мергели, гипсы, соли	Юрская система	J_{3-K₁}	Юрская система, верхний отдел – меловая система, нижний отдел. Песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, конгломераты, гравелиты, кремни, кислые-основные вулканиты
	N₁	Миоцен. Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глины, гипсы		J	Нерасчлененные отложения. Песчаники, аргиллиты, конгломераты, мергели, гипсы, соли, угли, алевролиты, сланцы, кислые-средние вулканиты
Палеогеновая система	P₃	Олигоцен. Песчаники, алевролиты, известняки, аргиллиты конгломераты, гравелиты, кислые-основные вулканиты		J₃	Верхний отдел. Песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, мергели
	P₂₋₃	Эоцен-олигоцен. Липаритовые и дацитовые порфиры, дацит-андезитовые, андезитовые, андезито-базальтовые и базальтовые порфириты		J₂₋₃	Средний верхний отделы. Известняки, мергели, доломиты
	P₂	Эоцен. Песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, конгломераты, кислые-основные вулканиты			
	P₁	Палеоцен. Конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, кремни, кислые-основные вулканиты			

352350



Пермская система		Триасовая система, верхний отдел. Песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, мергели	Протерозойская группа		Вендский комплекс – кембрийская система. Известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, сланцы, вулканиты
		Триасовая система, верхний отдел – юрская система, средний отдел. Песчаники, алевролиты, сланцы, известняки			Верхняя подгруппа. Метаморфизованные в филлитовой и низких ступенях зелено-сланцевой фациях метаморфизма терригенные, вулканогенные и карбонатные образования
		Триасовая-юрская системы, нижний отдел. Известняки, мергели, доломиты, песчаники, алевролиты, сланцы			Средняя подгруппа. Метаморфизованные в зеленосланцевой и низких ступенях амфиболитовой фациях метаморфизма вулканогенные терригенные и карбонатные образования
		Триасовая система. Песчаники, алевролиты, сланцы, конгломераты, известняки, доломиты, мергели, кремни, кислые-основные вулканиты			Нижняя подгруппа. Метаморфизованные в амфиболитовой фации метаморфизма, вулканогенные и карбонатные образования
		Пермская-триасовая системы. Известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевролиты, сланцы, средние – основные вулканиты			Архейская группа. Метаморфизованные в гранулитовой и высоких ступенях амфиболитовой фациях метаморфизма, вулканогенные терригенные и карбонатные образования
		Пермская система, верхний отдел – триасовая система, верхний отдел. Карнийский ярус. Известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, сланцы		Интрузивные образования	
		Пермская система, верхний отдел – триасовая система. Известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевролиты, сланцы			Раннечетвертичные карбонатиты, липариты, дациты
		Нерасчлененные отложения. Песчаники, алевролиты, конгломераты, известняки, мергели, сланцы			Миоценовые гранодиорит-порфиры, монцониты, сиенит-порфиры, нефелиновые сиениты
		Верхний отдел. Известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, конгломераты			Олигоценые граниты, гранодиориты, граносиениты, диориты, габбро-диориты
		Нижний отдел. Известняки, песчаники, алевролиты			Эоценовые ультрабазиты
Каменноугольная система		Каменноугольная система – пермская система, нижний отдел. Песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, сланцы, средние-основные вулканиты			Позднемиоценовые-палеоценовые габбро, диориты, монцониты, граниты, гранодиориты, граносиениты, сиениты
		Нерасчлененные отложения. Песчаники, алевролиты, сланцы, известняки			Раннемиоценовые граниты, гранодиориты, габбро, габбро-нориты, диориты, гранодиориты, плагиограниты
		Средний-верхний отделы. Известняки, песчаники, алевролиты, сланцы			Раннемиоценовые ультрабазиты
		Средний отдел. Песчаники, алевролиты, гравелиты, известняки			Ранне- и позднепермские граниты, гранодиориты, граносиениты, диориты, габбро-диориты
		Нижний-средний отделы. Песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, конгломераты			Пермские габбро, габбро-диориты, диориты, плагиограниты
		Нижний отдел. Кислые-основные вулканиты, известняки, песчаники, алевролиты			Пермские ультрабазиты
		Нижний отдел, нижний подъярус турнейского яруса. Кислые-средние вулканиты			Раннекаменноугольные габбро, габбро-диориты, диориты, плагиограниты
		Девонская система, верхний отдел – каменноугольная система, нижний отдел. Известняки, песчаники, алевролиты, сланцы			Раннекаменноугольные ультрабазиты
		Девонская система. Известняки, доломиты, песчаники, алевролиты			Протерозойские габбро, габбро-диориты, диориты, плагиограниты, граниты, гнейсо-граниты
		Силурийская – девонская системы. Известняки, доломиты, песчаники, сланцы			аппараты вулканические
		Кембрийская система – девонская система, средний отдел. Песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, средние-основные вулканиты			границы между разновозрастными образованиями
		Силурийская система. Сланцы, песчаники, известняки			тектонические контакты достоверные и предполагаемые
		Ордовикская система. Песчаники, алевролиты, сланцы			тектонические контакты, предполагаемые под более молодыми образованиями
					тектонические контакты с указанием направления поверхности сместителя

монцониты, диориты, гранодиориты, сиениты, образующие мелкие штоки, жилы и дайки.

Эоцен-олигоценое время характеризуется излияниями лав базальт-андезит-риолитового состава. В заключительные этапы вулканической деятельности в миоцене сформировались покровы трахиандезитов, трахибазальтов и оливиновых базальтов. Общая мощность вулканических образований – 1000-2000 м. Почти одновременно с излияниями вулканических пород в олигоцене произошло внедрение субвулканических гранитоидов. Образовавшиеся в несколько последовательных фаз внедрения граниты, гранодиориты, граносиениты, аляскиты и гранит-порфиры вместе с эффузивами рассматриваются нами как единая вулкано-плутоническая ассоциация. Излияния лав, возможно, чередовались с многократным внедрением гранитоидов, имели место перерывы и частичный размыв уже сформировавшихся магматических пород.

В конце палеогена область байкальской складчатости подвергалась горообразовательным движениям. Период наиболее мощного горообразования, приходящийся на олигоцен, сопровождался внедрением крупных масс гранитоидов батолитовой формации.

Начавшиеся в палеогене горообразовательные движения продолжались в неогене и четвертичном периоде, что привело к формированию на месте срединных массивов “омоложенных гор” [116]. В Центральном Афганистане в начале неогена произошло внедрение даек диабазов и диабазовых порфиритов, слагающих протяженные пояса меридионального направления. Во внутренних впадинах к этому времени начали накапливаться конгломераты, обломочный материал которых в значительной мере представлен продуктами размыва палеогеновых вулканических пород и гранитоидов. Накопление конгломератов во впадинах завершилось в позднем неогене.

Последняя вспышка магматизма пришлась на конец неогена – начало четвертичного времени. В этот период были сформированы покровы дацитов, преимущественно в туфовых фациях, лав андезитов и андезито-дацитов. Центры извержений этого возраста приурочены к структурам Центрально-Афганского массива. На юге Афганистана в зоне сочленения последнего с областью альпийской складчатости образовались породы фонолит-карбонатитовой формации в эффузивно-туфовых и субвулканических фациях.

Область герцинской складчатости расположена к северу от байкалид и охватывает всю северную часть территории Афганистана. Она является непосредственным продолжением герцинид Куньлуня, Северного Памира и Бухарской плиты. В ее строении выделяются четыре структурных комплекса – основания, покровно-складчатых структур, орогенный и платформенный.

Комплекс основания состоит из допалеозойского фундамента и чехла докаменноугольной платформы. Породы фундамента обнажаются в нескольких изолированных друг от друга районах в южной части области герцинской складчатости и представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами и эффузивными породами кислого состава. Чехол сложен сравнительно маломощными (до 3000 м) карбонатно-терригенными отложениями кембрий-

ско(?)-девонского возраста. В общих чертах по литологическому составу, мощности и скорости осадконакопления эти образования сопоставимы с одновозрастными отложениями, слагающими нижнюю часть чехла Центрально-Афганского срединного массива.

Герцинский покровно-складчатый комплекс надвинут на структуры регенерированной докаменноугольной платформы. Он представлен многокилометровыми толщами сложнодислоцированных вулканогенных и осадочных пород, возраст которых ограничивается ранним карбоном-пермью. Герцинская складчатая система развивалась дифференцированно: в ее пределах выделяются эв- и миогеосинклинальные прогибы, зоны развития существенно вулканогенных и существенно терригенных пород. К первым приурочены образования группы формаций, объединяющей эффузивную спилито-диабазовую, интрузивные габбро-плагиогранитную и гипербазитовую формацию.

Эффузивы слагают фаунистически охарактеризованный разрез раннекаменноугольного времени, в котором, наряду с вулканическими породами, присутствуют известняки и сланцы. Среди вулканогенных образований установлены спилиты, диабазы, порфириты, кварцевые альбитофиры, их туфы и туфолавы. Мощность пород достигает 5000 м [51, 52]. Эти образования сопоставимы с одновозрастными породами Северного Памира [73]. К габбро-плагиогранитной формации отнесены небольшие массивы, сложенные габбро, габбро-диоритами, диабазами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Гипербазитовая формация представлена линзовидными телами серпентинитов, приуроченными к зонам глубинных разломов. На Северном Памире гипербазиты подобного типа имеют раннекаменноугольный возраст [73].

В результате активных тектоно-магматических процессов в каменноугольно-пермское время в морских условиях образовалась группа базитовых формаций, включающая эффузивную метадиабазовую и интрузивную габбро-пироксенитовую формации. На Северном Памире они сопоставимы с Балянд-Киикским базитовым комплексом [71, 80].

В конце перми-начале триаса рассматриваемая территория подвергалась интенсивной складчатости, которая сопровождалась орогенным магматизмом. В это время формируются массивы гранитоидов батолитовой формации.

Интрузивные образования – граниты, гранодиориты, реже диориты и аляскиты – внедрялись в несколько последовательных этапов. Они слагают значительные по площади массивы вытянутой и штокообразной формы, пространственно тяготеющие к южному обрамлению герцинид, и сопоставимы с позднепермскими-раннетриасовыми гранитоидами Каракульской и Дарваз-Сарыкольской зон Северного Памира [4, 66, 71].

Несколько позже, в среднем-позднем триасе и начале юры, образовались эффузивная андезито-дацитовая и субвулканическая гранитная формация.

Вулканогенные породы представлены андезитами, дацитами, реже риолитами, их туфами и туфолавами, содержащими прослойки нормально-осадочных песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов; мощность их не менее 7000 м. Начальные порции лав имели средний состав, более поздние – умерен-

но кислый. Эти вулканические образования имеют много общего по возрасту и составу со среднетриасовой-раннеюрской порфировой формацией орогенного типа на Северном Памире [73, 94].

Интрузивные тела формации субвулканических гранитов пространственно ассоциируются с вулканогенными толщами или прорывают протерозойские, каменноугольно-пермские и триасовые отложения.

Платформенный этап в пределах герцинской складчатой области Северного Афганистана начинается с юры-начала мела. Отвечающие этому этапу осадочные образования представлены терригенными и карбонатными породами. Надо отметить, что указанный выше регион не единственный, где развитие герцинид продолжалось и в мезозойское время. Примерно подобная история развития предполагается для западной окраины северопамирских структур [8, 94]. Наша точка зрения об орогенном характере мезозойского магматизма основана на анализе состава магматических формаций, специфические черты которого (повышенная щелочность, преобладание калия над натрием в составе щелочей и др.) позволяют сопоставить их с формациями орогенных этапов развития складчатых областей [39].

Область киммерийской складчатости. Ранее достоверно киммериды были выделены на крайнем северо-востоке в Центральном Бадахшане, вдоль зоны сочленения областей байкальской и герцинской складчатостей.

В.И. Дронов выделил киммериды также и в Среднем Афганистане в бассейнах рек Герируд и Горбанд. Они, как и на северо-востоке страны, приурочены к зоне сочленения байкальских и герцинских структур и, по-видимому, имеют сходное строение. Основанием мезозойских структур служат герцинские и байкальские сооружения.

Складчатый комплекс киммерид представлен терригенно-карбонатными породами триасово-раннемелового возраста. Его формирование завершилось в конце раннего мела складчатостью. В это же время в районе Вахана, в Бадахшане, Центральном и Восточном Афганистане произошло внедрение гранитоидов батолитовой формации. На территории Юго-Восточного Памира им, видимо, соответствует аличурский комплекс позднеюрского-раннемелового возраста [53]. В мел-палеогеновое время образовалась андезито-риолитовая формация, ассоциирующая с молассовыми красноцветными осадочными отложениями, приуроченными к узким приразломным прогибам северо-восточного и меридионального простирания. Она имеет полное сходство с вулканогенной толщей бассейна р. Бартанг в Центральном Памире [3].

Область альпийской складчатости обрамляет с востока, юга и запада байкальские складчатые сооружения, которые являлись для этих структур упором и не испытали сколько-нибудь заметных пликтивных деформаций. Складчатые комплексы палеогенового возраста установлены В.И. Дроновым и др. [117] и С.М. Калимулиным [37] в бассейне р. Герируд (блок Герат). Из этого следует, что альпийские структуры и с севера частично ограничивают байкальские сооружения Центрального Афганистана.

В строении альпид на территории Афганистана выделяются три структурных комплекса: основания, складчатый и орогенный. Первый вскрывается преимущественно в своде антиклинальной структуры, протягивающейся в субмеридиональном направлении на 1200 км от низовий р. Инд до г. Пешавар в Пакистане. Восточнее городов Хост и Ургун она частично попадает в пределы Афганистана.

Комплекс основания альпид состоит из фундамента и платформенного чехла. Фундамент сложен слюдистыми и хлоритовыми сланцами, филлитами, песчаниками с линзами мраморов, с которыми пространственно связаны гипабиссальные силлоподобные тела диабазов. Эти породы подверглись слабому региональному метаморфизму и вполне сопоставимы с верхнепротерозойскими образованиями области байкальской складчатости. Отложения чехла представлены терригенно-карбонатными породами кембрийского-мелового возраста мощностью до 5000 м. Скорость осадконакопления в период накопления формаций платформенного чехла составляла 9-35 м/млн лет. Обращает на себя внимание их сходство с породами, слагающими чехол Центрально-Афганского срединного массива.

Складчатый комплекс сложен в основном палеогеновыми и частично верхнемеловыми и миоценовыми отложениями. К начальному этапу его развития (поздний мел-палеоген) относится слабая магматическая деятельность. В это время вдоль зоны сочленения байкальских и позднеальпийских структур на юге Афганистана внедрились малые интрузии монцонитового, диоритового и гранодиоритового составов, а также дайки основных пород. У юго-восточной окраины страны и в пределах Пакистана развиты мелкие тела диоритов и габбро, маломощные покровы спилитов, диабазов, андезитов и базальтов.

К зонам разломов приурочены многочисленные тела гипербазитов. С середины до конца палеогена в морском прогибе накапливались карбонатные флишеидные, а затем терригенно-карбонатные и терригенные флишевые формации. Этап флишеобразования захватывает и ранний миоцен. Суммарная мощность осадочных пород оценивается в 5500-7000 м.

Орогенный комплекс представлен мощными молассовыми отложениями неогена-плейстоцена, заполняющими краевую и внутренние прогибы Белуджистан-Гималайской складчатой области, расположенные вне пределов Афганистана. Этому периоду развития альпид соответствует этап магматической активности, во время которого образовались вулканы центрального типа и произошло излияние лав андезито-дацитового состава.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные об эволюции магматизма в Афганистане позволяют выделить несколько тектоно-магматических эпох. Этот термин употребляется обычно для характеристики совокупности тектонических и магматических процессов, имевших место при формировании складчатых систем.

В отдельных случаях процессы магнообразования, соответствующие по времени определенным тектоно-магматическим эпохам, охватывали всю территорию страны, но чаще проявлялись локально в структурах, имеющих соответствующий возраст консолидации.

Нами выделяются три тектоно-магматические эпохи: *докембрийская, палеозойская-раннемезозойская и мезозойско-кайнозойская.*

Магматические образования, соответствующие докембрийской эпохе, известны почти на всей территории Афганистана. Достаточно широко развиты изверженные породы мезо-кайнозойской эпохи, установленные в пределах областей байкальской, киммерийской и альпийской складчатостей. Магматизм палеозойской-раннемезозойской эпохи проявлен локально, не распространяясь за пределы области герцинской складчатости. В каждой из выделенных эпох устанавливаются этапы, соответствующие отдельным этапам развития складчатых областей.

Докембрийская эпоха включает архей-раннепротерозойский(?) и позднепротерозойский этапы активности. В течение первого были сформированы магматические породы мигматитовой и гранитной формаций. Позднепротерозойские(?) магматические образования представлены разнообразными породами габбро-плагиогранитной, диабазовой формаций.

Палеозойская-раннемезозойская эпоха подразделяется на каменноугольно-пермский, раннетриасовый и познетриасовый этапы развития. Первый соответствует доорогенному этапу развития герцинид, когда образовались эффузивная спилито-диабазовая и интрузивные габбро-плагиогранитная и гипербазитовая формации. Площади развития этих формаций совпадают с контурами складчатых зон герцинской области. Раннетриасовый этап соответствует началу орогенного этапа, в течение которого формировались массивы гранитоидов батолитовой формации. В течение познетриасового этапа формировались эффузивная андезито-дацитовая и гранитоидная субвулканическая формации, а также диабазовая формация малых интрузий. Этим этапом завершился орогенный период развития герцинской складчатой области.

Мезозойско-кайнозойская эпоха распадается на позднеюрский-раннемеловой, позднемеловой-палеоценовый, эоцен-олигоценый и неоген-четвертичный этапы.

Раннемеловой этап проявился в области байкальской складчатости в связи с развитием наложенных прогибов, а также в пределах киммерид в орогенный этап развития. В первом случае произошло излияние лав кератофир-спилит-диабазовой формации и внедрение интрузий габбро-плагиогранитной и гипербазитовой формаций, сходных по составу с базитовой группой формаций складчатых областей. Они не дают площадных ареалов и приурочены к зонам глубинных разломов на границах прогибов и поднятий, распространяясь в виде узких линейных поясов. Не исключена возможность, что раннемеловые базитовые формации являются образованиями, соответствующими начальному этапу развития альпийской складчатой области.

Гранитоидные батолитовые формации раннемелового возраста распространены в областях киммерийской складчатости. Масштабы их проявления пока окончательно не выявлены, но установлено, что они распространены и в области байкальской складчатости в зоне Вахан [117].

Позднемеловой-палеоценовый тектоно-магматический этап проявился в структурах различного возраста. Соответствующие этому этапу магматические породы известны в областях байкальской, киммерийской и альпийской складчатостей. В Центрально-Афганском массиве в это время образовались габбро-монцонит-сиенитовая и габбро-гранодиоритовая формации.

В альпийской складчатой области Восточного Афганистана в позднем мелу-палеогене проявился магматизм, приведший к образованию спилитов, диабазов, андезитов, гипербазитов и диоритов, монцонитов, гранитов.

В эоцен-олигоцене этапе формируются базальт-андезит-риолитовая и гранитоидная формации. Эффузивы заполняют межгорные впадины в складчатых областях с различным возрастом консолидации. Этап завершился в олигоцене внедрением гранитоидов, имеющих иногда черты как батолитовых, так и субвулканических формаций. Они распространены весьма широко, встречаясь в различных геологических условиях, в зависимости от которых конкретные геологические тела и интрузивные комплексы различаются по вещественному составу, количеству фаз внедрения, форме и размерам массивов, дайковым комплексам, характеру рудной минерализации и т.п. Видимо, внедрение этих гранитоидов связано с наиболее мощным проявлением горообразовательных процессов, охвативших Афганистан в олигоцен-миоцене.

Неоген-четвертичный тектоно-магматический этап проявился по всей территории Афганистана, независимо от существующей блоковой структуры. В большинстве случаев магматические образования связаны с процессами синхронной тектоно-магматической активизации блоков разновозрастной консолидации, и только в области альпийской складчатости их можно отнести к категории магматических пород позднеорогенного этапа. В миоцене образовались вулканогенная оливин-базальтовая формация и многочисленные комплексы малых интрузий. В раннечетвертичное время происходили извержения вулканов центрального типа с образованием эффузивно-туфовых и субвулканических пород фонолит-карбонатитовой и андезит-дацитовой формаций, а в среднечетвертичное время образовались породы базальт-андезитовой и базанит-трахибазальтовой формаций.

Описанная выше этапность в истории магматизма и характер ее связи с основными эпохами тектогенеза в общих чертах повторяются в той или иной степени и в сопредельных районах: Иране, Пакистане, на Памире и в южных районах Средней Азии. Этот факт может быть использован в дальнейшем для тектонического и металлогенического районирования этого обширного и не везде достаточно хорошо изученного региона.

Так как с тектоно-магматическими процессами, происходившими на территории Афганистана, тесно связано большинство из известных в стране эндогенных месторождений и проявлений полезных ископаемых, временные интервалы выделенных тектоно-магматических эпох могут рассматриваться также и как металлогенические эпохи.

Таким образом, для данного региона выделены *байкальская, герцинская и альпийская металлогенические эпохи* [123].

В байкальской металлогенической эпохе этапы рудообразования связаны с гнейсо-гранитоидными формациями (мусковит, флогопит, редкие металлы) и магматизмом геосинклинального типа (железо, медь).

В герцинскую эпоху рудная минерализация образовались в связи с магматизмом островодужного типа (медно-колчеданные и золотополиметаллические проявления), гранитоидной формацией батолитового типа (скарны и пегматиты с оловом, вольфрамом, редкими металлами) и орогенной вулканоплутонической ассоциацией (медь, полиметаллы, золото, флюорит, серебро).

Альпийская металлогеническая эпоха проявилась в основном в связи с процессами мел-палеогеновой тектоно-магматической активизации областей разновозрастной консолидации. В результате альпийского рудогенеза образовались скарновые, пегматитовые и гидротермальные месторождения олова, вольфрама, редких металлов, висмута, а также железа, меди, полиметаллов. Другой тип оруденения обусловлен неоген-четвертичной автономной активизацией и характеризуется телетермальными проявлениями ртути, свинца, цинка, золота, барита, стронция, флюорита, а также проявлениями четвертичного карбонатного вулканизма, содержащими уран, редкие земли, апатит, арагонит-оникс.

Средний химический состав (в %) пород комплексов Бамян и Мурх
(В.И.Дронов и др., 1972; К.Ф.Стажило-Алексеев, 1973; К.Я.Михайлов и др., 1967)

Окислы	Бамян						Мурх			
	Первая фаза				Вторая фаза		Третья фаза	Первая фаза	Вторая фаза	
	Диориты (4)*	Кварцевые диориты (1)	Гранодиориты (7)	Граниты (2)	Гранодиориты (6)	Граниты (4)			Граниты (1)	Гранодиориты (12)
SiO ₂	54,60	62,30	65,74	70,62	67,84	72,37	70,77	53,75	65,21	71,95
TiO ₂	1,14	0,68	0,79	0,33	0,43	0,21	0,34	0,99	0,56	0,33
Al ₂ O ₃	15,87	16,58	15,90	14,51	15,52	14,37	14,12	15,43	15,52	13,84
Fe ₂ O ₃	3,07	1,65	0,82	0,81	0,82	0,27	1,85	4,03	0,37	0,50
FeO	3,71	4,03	4,25	2,60	2,24	2,09	1,56	3,78	4,52	2,20
MnO	0,19	0,12	0,24	0,05	0,11	0,07	0,05	0,20	0,11	0,11
MgO	5,47	0,84	1,94	0,32	1,66	0,37	0,71	8,02	2,27	0,92
CaO	6,94	5,60	4,14	1,92	2,72	1,87	1,48	5,96	4,50	2,89
K ₂ O	3,19	2,25	2,76	3,98	3,51	4,10	4,06	1,86	2,70	3,24
Na ₂ O	3,04	3,50	2,33	3,40	3,98	3,01	3,24	2,94	2,88	3,44
P ₂ O ₅	0,55	0,14	0,17	0,08	0,25	0,08	0,07	0,18	0,13	0,07
Ппп	2,01	1,81	1,53	0,93	0,92	0,72	2,27	2,34	0,93	0,12
Сумма	99,8	99,5	100,6	99,6	100,0	99,5	100,5	99,5	99,7	99,6

*В скобках – количество анализов.

риолитов комплекса Андораб и 213-240 млн лет для гранитов комплексов Мурх и Бамиан (данные К.Я.Михайлова, 1975; А.Лаппарана, 1970; Харре и др., 1966; К.Ф.Стажило-Алексеева, 1973).

Базальт-андезитовая формация

Серия Катагай. Вулканогенные образования серии Катагай развиты по восточному обрамлению блока Кабул. Они слагают верхнюю часть осадочного чехла в разрезах терригенно-вулканогенных толщ, чередуясь с пластами, прослоями и линзами мраморизованных известняков. Толщи изучали Г.Меннесье [159], Ш.Ш.Деникаев, В.П.Феоктистов и др. [11], В.Г.Силкин и др. [88]. В нижней части этой серии (свита Мана) по всему разрезу (мощность 1500-1800 м) отмечены пласты и линзы зеленокаменно измененных основных вулканитов. Верхняя часть разреза (свита Петау) представлена зеленокаменно измененными вулканитами среднего и основного состава с небольшим объемом карбонатных пород. Мощность свиты 1000 м. В разрезе ее различаются две подсвиты [88, 117]. Нижняя подсвита (600 м) сложена лавами миндалекаменных базальтов, андезибазальтов и андезитов с прослоями и линзами мраморизованных известняков, верхняя (400 м) – теми же породами, но с большим объемом мраморизованных известняков, залегающих в виде пластов и линз среди вулканитов. Органические остатки в свите не найдены.

Вопрос датировки серии Катагай весьма сложный. Г.Меннесье [159] считал ее возраст мел-палеогеновым. Позже Ш.Ш.Деникаев [11] датировал серию ранним мелом. В.И.Дронов [117] определил ее возраст (с большой долей условности) как норийский. Этот вариант трактовки возраста серии Катагай был принят на геологической карте Афганистана масштаба 1:500 000 [28]. Представляется все же, что мел-палеогеновый возраст серии Катагай (по Г.Меннесье) более приемлем с учетом истории геосинклинального развития альпийской складчатой области этого региона, поскольку вулканиты базальт-андезитовой формации могут являться образованиями инициального этапа альпид.

3.3.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Магматические образования этой эпохи имеют в Афганистане наибольшее развитие. Они проявились в основном в связи с *процессами тектоно-магматической активизации* или были связаны с определенными этапами становления альпийской складчатой области [58].

Мезо-кайнозойская тектоно-магматическая активизация охватила территории Центрально-Афганского и Нуристано-Памирского срединных массивов (в мелу, палеогене, неогене и четвертичное время), структуры Среднего Афганистана (в мелу и палеогене), Северо-Афганской эпигерцинской платформы (в палеогене, неогене, четвертичное время).

Для области альпийской складчатости характерен магматизм, представленный базитовыми формациями островодужного типа. Орогенный магматизм проявился весьма редуцировано.

Важной особенностью магматизма описываемой эпохи является синхронный характер развития разнотипных магматических формаций в обособленных тектонических блоках.

В регионах, находящихся в период активизации в стадии прогибов, образовались преимущественно магматические формации базитового типа, в то время как для консолидированных областей, выступающих в качестве поднятий, более типичен сиалический магматизм.

В мезо-кайнозойской тектоно-магматической эпохе выделяются *раннемеловой, позднемеловой-палеоценовый, эоцен-олигоценый, миоцен-четвертичный периоды активизации*, синхронно охватывающие области разновозрастной консолидации. Они рассматриваются в качестве *тектоно-магматических этапов*. По нашему мнению, тектоно-магматическая активизация мезо-кайнозойского времени не носит отраженный характер, а связана с автономной активизацией крупных глубинных сквозных структур-мегаблоков в понимании М.А.Фаворской [105].

3.3.1.

РАННЕМЕЛОВОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Описываемый тектоно-магматический этап проявился в областях байкальской, киммерийской и альпийской складчатости и представлен группой базитовых формаций в составе складчатых структур, а также гранитоидной и габбро-монцонит-диоритовой формациями.

Группа базитовых формаций описана в Центрально-Афганском срединном массиве, где приурочена к прогибам Фарахруд (зоны Хашруд и Зури), Тарнак, Чагаи и блоку Аргандаб. Представлена *спилит-диабаз-андезитовой* (серии Навзод, Канкала, Зури) и *андезитовой формациями*, а также пространственно ассоциирующими с ними *гипербазитовой* (комплексы Муллоякуб, Тугай) и *габбро-плагиогранитовой* (комплекс Ходжан и Карабах) формациями.

Раннемеловые вулканогенные образования приурочены к зонам разломов на стыках прогибов и поднятий, слагая линейные пояса. Эффузивы комплексов Навзод, Канкала и Зури образуют потоки лав пестрого состава – от спилитов до андезитов и дацитов. Широким развитием среди них пользуются субвулканические образования основного-среднего состава. Эффузивы ассоциируют с кремнистыми породами и яшмами в разрезах песчано-сланцевых толщ неокомского возраста.

Возраст интрузивных комплексов определяется их активными контактами с описанными эффузивами и трансгрессивным залеганием на них баррем-сеноманских толщ.

Габбро-монцит-диоритовая формация (комплексы Нилау и Пагман) характерна для Нуристан-Памирского срединного массива (блок Нуристан) и зоны Туркман в области ее стыка с блоком Кабул. Представлена линзовидными телами сложных очертаний, развитых среди докембрийских толщ. Раннемеловой возраст комплексов Нилау и Пагман определен условно с учетом особенностей развития магматизма Юго-Восточного Памира.

Массивы раннемеловой *гранитоидной формации* развиты в Нуристан-Памирском массиве в зоне Вахан (комплекс Вахан), в шовной структуре Среднего Афганистана в блоках Хазорсанг и Банди-Баян (комплекса Хазорсанг), а также в поднятии Кишмаран области альпийской складчатости (комплекс Калаярак).

Спилит-диабаз-андезитовая формация

Объединяет эффузивно-туфовые и субвулканические образования серий Зури, Навзод, Канкала, развитые в Центрально-Афганском срединном массиве, где приурочены в основном к краевым частям прогиба Фарахруд и в юго-восточной части блока Аргандаб.

Серия Зури. Выделена В.И.Дроновым и др. [31], позже изучалась В.С.Тарасенко и др. [70]. Вулканиты этой серии приурочены к структурно-фациальной зоне Зури в северо-западной части прогиба Фарахруд на границе со структурами Среднего Афганистана (листы 415-В, 416-А). Как уже отмечалось, в ее состав включены вулканогенно-терригенные толщи Пировули (мощностью до 5000 м) и Зури (мощностью 3000 м).

Толща Пировули распространена в пределах хребтов Кохе-Банди-Бедак, Кохе-Гардона, Кохе-Об-Дору и др. Вулканиты описаны в средней толще этой серии (мощность 500-2000 м), где представлены рассланцованными зелено-серыми, лиловыми кварцевыми порфирами, дацитовыми порфиритами и порфироидами. Они ассоциируют с линзами и пластами сланцев, алевролитов, известняков.

Толща Зури развита южнее селения Кала-и-Мир Дауд к западу и востоку от автодороги Герат – Кандагар. В толще различаются три согласно залегающих пачки пластов. Нижняя часть толщи представлена черными глинистыми сланцами и алевролитами, прослоенными пачками и линзами известняков, кремней, конгломератов, гравелитов, песчаников и вулканитов. Средняя часть (1000 м) сложена зеленокаменно измененными плагиопорфирами, дацитовыми порфирами, андезитовыми и андезибазальтовыми порфиритами и их туфами, реже встречаются риолитовые порфиры и их туфы. Верхняя ее часть – это черные глинистые сланцы с линзами известняков, содержащих остатки фауны нижнемелового возраста, что определяет в целом возраст толщ, в том числе и вулканитов серии Зури.

Серия Навзод. Выделена С.С.Карапетовым и К.Ф.Стажило-Алексеевым в 1970 г. [8]. Приурочена к структурно-фациальной зоне Хашруд, находящейся в области стыка (по разлому Гильменд) прогиба Фарахруд и поднятия

Гильменд-Аргандаб. Протяженность зоны развития вулканитов 450 км при максимальной ширине 65 км.

Вулканогены комплекса описаны в составе серии Навзод (мощность 1000-1500 м).

Серия сложена зеленокаменно измененными андезитовыми и диабазовыми порфиритами с пластами и линзами зелено-серых и черных алевролитов и филлитовидных сланцев, пестроцветных плитчатых кремней и грубослоистых и массивных известняков. Такого же типа образования развиты и северо-западнее вблизи населенных пунктов Фарах, Хурмалек, Гулистан, Ходжа Рауф и др. В обнажениях они всюду занимают гипсометрически наиболее низкое положение, а в структурах слагают ядерные части антиклиналей.

Серия Канкала. Эффузивные образования этой серии описаны Ю.М. Довгалем и др. [10] в зоне Аргандаб в составе вулканогенно-терригенных толщ серии Канкала (листы 606-А, -В).

Различают два типа разрезов серии: *вулканогенно-терригенный* и преимущественно *вулканогенный*. В разрезе толщ первого типа участвуют переслаивающиеся кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты с горизонтами основных вулканитов и известняков. В разрезе второго типа преобладают лавы зеленокаменно измененных основных вулканитов, прослоенных пачками кремнистых пород. Мощность серии 922-1050 м. Соотношения ее с подстилающими образованиями не выяснены, перекрывается она несогласно баррем-аптскими слоями.

Разрез вулканогенно-терригенных толщ первого типа серии Канкала описан в 8 км южнее селения Рауф Кала [10] и представлен следующими породами:

песчаники кварц-полевошпатовые, прослоенные алевролитами	140 м;
спилиты зелено-серые с шаровой отдельностью	12 м;
песчаники кварц-полевошпатовые, прослоенные алевролитами, в средней части слоев имеются линзы (18 м) известняков	275 м;
спилиты темно-серые	20 м;
песчаники кварц-полевошпатовые, прослоенные алевролитами	65 м;
кератофиры лилово-серые, порфировидные	15 м;
песчаники кварц-полевошпатовые, прослоенные алевролитами	200 м;
диабазы зелено-серые	15 м;
песчаники кварц-полевошпатовые, прослоенные алевролитами и известняками	100 м;
известняки темно-серые, массивные	80 м.
Общая мощность	922 м.

Разрез вулканогенных толщ второго типа серии Канкала описан по юго-западному склону одноименного хребта [10]:

лавы роговообманковых андезитов с прослоями туфов	150 м;
кремни с прослоями туфов андезитов	40 м;
лавы роговообманковых андезитов с прослоями туфов	210 м;

кремни зеленые и красные, прослоенные туфами	210 м;
туфы андезитов	20 м;
кремни, прослоенные туфами андезитов	75 м;
вулканическая брекчия роговообманковых андезитов	35 м;
лавы диабазов	45 м;
альбитофиры с прослоями туфов и лав роговообманковых андезитов	75 м;
конга-диабазы темно-зеленые, массивные	125 м;
альбитофиры кварцевые светло-серые и зеленые	75 м;
известняки серые, массивные	50 м.
Общая мощность	1050 м.

Рассмотренные типы отложений серии Канкала постепенно переходят друг в друга по простирацию. В вертикальном направлении в смене вулканогенных пород наблюдается последовательность: внизу преобладают вулканиды андезитового состава, в средней части – лавы основного состава и кремни, в верхней – лавы основного и кислого состава. Общий объем вулканитов в серии Канкала в целом не превышает 15-20%. Органические остатки в серии Канкала не найдены и раннемеловой возраст ее достоверно не выяснен.

Химический состав вулканитов приведен в табл. 17.

Субвулканические образования серий Зури, Навзод, Канкала. В прогибе Фарахруд субвулканические образования ассоциируют с раннемеловыми вулканогенными сериями Навзод и Зури.

Субвулканические образования *серии Навзод* изучены К.Ф.Стажило-Алексеевым и С.С.Карапетовым [8]. Они встречены в различных местах вдоль зоны Гильмендского разлома – в районе селений Кайян, Карабах (листы 418-В, -F), где представлены в основном дайками и силлами диабазовых порфиритов. Большое количество субвулканических образований описано также среди раннемеловых вулканитов между кишлаками Шакеста и Синай (листы 418-Е, -С). Здесь среди сланцевых толщ наблюдаются лавовые потоки диабазов и их лавобрекчии мощностью 100-150 м. В диабазах отмечается плохо выраженная шаровая отдельность, встречаются полосы красных яшм мощностью 0,5-1,0 м, протяженностью 10-15 м. Согласно с общим простираанием сланцев, часто развиты дайки и силлы габбро-диоритовых и диабазовых порфиритов мощностью 4-20 м. Часто центральные части силлов имеют среднезернистое строение, а краевые – сложены афанитовыми породами.

В юго-западной части разлома Гильменд в районе кишлака Навзод (лист 423-С) среди вулканогенных толщ развиты многочисленные силлообразные тела субвулканических андезитовых и диоритовых порфиритов. Характерной особенностью этих силлов является отсутствие четких взаимоотношений с вмещающими эффузивами. Они образуют среди слабо раскристаллизованных андезитовых порфиритов мелкие шлировидные обособления (от 10 до 20 см в поперечнике) или крупные массивы шириной в несколько сот метров. Последние слагают полосы протяженностью до 2 км и более.

Таблица 17

Химический состав (%) вулканогенных пород серии Канкала [10]

Окислы	Спилит	Диабаз	Альбитизированный андезит	Роговообманковый порфирит	Альбитофир	Кварцевые кератофиры	Кератофир
SiO ₂	48,25	47,40	53,08	59,38	61,43	70,12	71,69
TiO ₂	1,20	1,07	0,69	0,60	0,45	0,25	0,44
Al ₂ O ₃	15,42	15,71	14,65	17,35	15,28	13,60	13,10
Fe ₂ O ₃	3,35	2,34	1,00	1,40	1,40	1,62	3,46
FeO	7,42	7,34	6,66	4,68	41,19	3,48	1,00
MnO	0,18	0,25	0,34	0,14	0,07	0,08	0,10
MgO	6,50	7,25	2,21	3,06	0,91	1,10	1,17
CaO	10,28	9,69	7,76	5,82	5,82	0,40	1,49
Na ₂ O	2,72	1,93	4,00	3,00	7,20	5,80	3,53
K ₂ O	0,60	1,00	2,50	1,50	0,60	0,96	2,14
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,14	0,16	0,08	0,15	0,10
Ппп	3,53	6,13	6,60	2,45	5,11	2,40	1,80
Сумма	99,6	100,2	99,6	99,6	99,6	99,8	99,0
							69,45
							0,39
							12,90
							2,33
							2,12
							0,14
							2,60
							1,33
							4,20
							1,50
							—
							3,10
							100,1

В зоне *Зури* субвулканические образования среди раннемеловых толщ описаны впервые В.И.Тарасенко [70]. Они представлены мелкими штоками, силлами, телами неправильной формы, сложенными диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро-диабазами. Эти тела приурочены как к вулканогенным, так и к терригенным толщам в районе месторождения Дусар (листы 414-А, -С).

В блоке *Аргандаб* субвулканический комплекс описан Ю.М.Довгалем, М.И.Чальяном [10] в составе раннемеловой серии Канкала (лист 606-В). Здесь среди основных эффузивов выделены небольшие штокообразные тела, а также жилы и дайки мощностью до 10 м и протяженностью до 300 м, сложенные преимущественно габбро-диабазами и диабазами.

Петрографический состав однотипных раннемеловых субвулканических пород из различных мест Центрального Афганистана более или менее одинаков, поэтому мы приводим их сводные описания.

Макроскопически габбро-диабазы представляют собой массивные полнокристаллические породы. Под микроскопом в их составе описаны: плагиоклаз № 45-55 (60%), роговая обманка, моноклинный пироксен, гиперстен (до 35%); акцессорные минералы – апатит и магнетит; вторичные – альбит, эпидот, биотит, хлорит, серицит, карбонат. Структура породы габбровая, габбро-офитовая, офитовая и долеритовая. Часто проявлены бластовые структуры, связанные с зеленокаменным изменением этих пород.

Диабазы – миндалекаменные и афанитовые породы с офитовой или бластоофитовой структурой. Сложены альбитизированным плагиоклазом (до 45%), роговой обманкой (50%), моноклинным пироксеном. Последний встречается сравнительно редко в виде зерен, почти нацело замещенных хлоритом, актинолитом, биотитом, эпидотом. Акцессорные минералы – апатит, магнетит.

Диоритовые и андезитовые порфириты – это мелко- и среднезернистые породы, сложенные плагиоклазом № 25-30 (50-60%), роговой обманкой (20-30%), биотитом (5%); вторичные минералы – эпидот, соссюрит, серицит, карбонат; акцессорные – апатит, сфен. Структура пород порфировая, основная масса гипидиоморфнозернистая, микродиоритовая.

Контактные изменения пород выражены слабо и затухиваются зеленокаменными преобразованиями. Наблюдаются постепенные переходы между субвулканическими породами и лавами, что затрудняет их разделение.

Раннемеловой возраст описанных субвулканических образований определяется на основании их тесной пространственной и генетической связи с раннемеловыми вулканитами.

Андезитовая формация

Вулканогенные образования этой формации выявлены в разрезах эффузивно-терригенных толщ Центрально-Афганского срединного массива, в зоне его сочленения с альпийской складчатой областью. Они выделены в серию Шуравак и приурочены к прогибам Тарнак и Чагаи, слагая протяженный вулканогенный пояс, обрамля-

ющий срединный массив с юга и юго-востока (листы 701-А, -В, -С и др.). Возможно, продолжение этого пояса на запад следует искать в прогибе Аспаран, если учесть некоторое сходство вулканогенных толщ Тарнака и Чагаи с серией Карро. Не исключено также, что часть вулканогенных образований, развитых в зоне сочленения прогиба Тарнак с поднятием Гильменд-Аргандаб, могут принадлежать к серии Канкала раннемелового возраста. Следует отметить, что на карте магматических комплексов Афганистана масштаба 1:1 000 000 (Стажило-Алексеев, 1972) породы этого комплекса были датированы эоценом и включены в единую базитовую группу формаций совместно с гипербазитами комплекса Матун и габбро-диорит-диабазовыми комплексами Сангбор и Чахчаран.

Серия Шуравак. Изучалась Ю.М.Довгалем и др. [10], Ю.М.Кошелевым и др. [60], И.М.Сборщиковым и др. [86], В.И.Славиным [15].

В прогибе Тарнак разрезы вулканогенно-терригенной серии, по данным Ю.М.Кошелева и др. [60], представлены тремя толщами.

Первая, нижняя толща (600-1000 м) сложена преимущественно вулканогенным и вулканогенно-терригенным фациальными типами.

Образования вулканогенного типа распространены локально вблизи селения Шелгера и на южном склоне хр.Дашунара Гар. Это андезитовые порфириды, андезит-дацитовые, дацитовые и риолитовые порфиры и кератофиры, прослоенные туфовыми породами того же состава. Преобладают андезитовые порфириды и их туфы. В нижней части толщи наряду с андезитовыми порфиритами и их туфами отмечены пласты и пачки (15-30 м) песчаников, алевролитов и сланцев. Верхняя часть толщи сложена лавами и лавобрекчиями кислых-средних пород. Общая мощность 1000 м.

Вулканогенно-терригенный тип представлен песчаниками, алевролитами глинистыми сланцами, известняками, гравелитами и конгломератами. Пласты и пачки вулканогенных пород встречаются на разных стратиграфических уровнях. Это главным образом андезитовые порфириды и их туфы. Переход от вулканогенного к вулканогенно-терригенному типу отложений постепенный.

Вторая толща представлена известняками, согласно залегающими на нижней толще. В известняках отмечены прослои гравелитов, конгломератов, мергелей. Возраст серии апт-альб. Мощность 500 м.

Третья толща (200-300 м) представлена песчаниками, известняками, алевролитами и вулканитами. Ее возраст определен как альб-сеноманский.

В районе Спинбулдака В.И.Славин [91] описал толщу диабазовых порфиритов, туфов и туфобрекчий мощностью более 1000 м, содержащих прослои известняков с фауной баррем-аптского возраста. Он отметил, что в юго-западном направлении вулканогенная толща резко увеличивается в мощности. Здесь развиты лавы и туфы среднего и основного составов с пачками кремнистых пород (рис. 9).

Вулканогенные отложения блока Чагаи, по данным В.И.Славина [91], сопоставимы с таковыми прогиба Тарнак. Они представлены диабазами, андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями с пачками кремнистых слан-



Рис. 9. Базитовые комплексы Тарнакского прогиба

цев и известняков. Их возраст не древнее аптского. Возраст серии Шуравак принимается как раннемеловой. Однако следует иметь в виду, что краевое положение этого вулканогенного пояса (в зоне стыка байкальских и альпийских структур) дает основание предположить наличие в его составе более молодых (позднемеловых?) эффузивных образований-аналогов серии Карро.

Гипербазитовая формация

Гипербазитовые тела приурочены к зонам глубинных разломов, обрамляющих Гильменд-Аргандабское поднятие Центрально-Афганского срединного массива.

В юго-восточной части срединного массива гипербазиты включены в комплекс Тугай, а развитые на северо-западе в зонах разломов Гильменд и Кунак описаны в качестве комплекса Муллоякуб.

Раннемеловой возраст пород гипербазитовой формации определяется по данным Ю.М.Довгаля и др. (1971), А.Н.Демина и др. (1974). Они прорывают раннемеловые вулканогенно-осадочные образования и трансгрессивно перекрываются барем-аптскими отложениями, в базальных конгломератах которых содержится галька серпентинитов.

Комплекс Тугай. Гипербазиты комплекса распространены вблизи г.Кандагар в зоне Аргандаб среди вулканогенных и осадочных пород нижнего мела. Они изучались Ю.М.Довгалем, М.И.Чальяном и др. [10].

Массивы гипербазитов имеют форму линз шириной до 2 км и протяженностью до 12 км. В их составе развиты преимущественно серпентиниты, образовавшиеся по перидотитам, реже по дунитам. Лишь в единичных случаях встречаются сравнительно слабо серпентинизированные пироксениты и верлиты.

Макроскопически серпентинизированные гипербазиты и серпентиниты – это массивные породы темно-, иногда буровато-зеленого цвета.

Пироксениты имеют панидиоморфнозернистую с элементами решетчатой структуры. Состоят из моноклинного пироксена и незначительного количества рудного минерала. По трещинам в породе отмечается серпентин, карбонат, тальк.

Верлиты сложены оливином (30-40%) и моноклинным пироксеном (60-70%). Структура породы петельчатая с реликтами панидиоморфнозернистой. Серпентин – буроватый и бесцветный хризотил, развивается в виде каемок вокруг зерен оливина и пироксена, выполняет вместе с карбонатом и тальком трещинки в породе.

Наиболее часто встречаются серпентиниты с бластопорфировой структурой и микролепидобластовой, петельчатой или решетчатой основной массой. Баститовые вкрапленники занимают до 40% площади шлифа. Основная масса сложена антигоритом и хризолитом с пылевидной вкрапленностью магнетита. Часто по тонким трещинкам развиваются тальк и карбонат. В отдельных случаях во вкрапленниках наблюдаются реликты серпентинизированного ромбического пироксена. Обычными являются также серпентиниты с решетчатой структурой, образованной пересекающимися прямолинейными полосками хризотила. Внутреннее пространство решетки обычно заполнено антигоритом, серпофитом, реже хризотилом. В центре ее часто располагается одно или несколько зерен магнетита. Они же присутствуют в виде пылевидной вкрапленности в породе и заполняют тонкие трещины вместе с карбонатом и тальком. Серпентиниты с петельчатой структурой встречаются редко. Они сложены хризотилом, образующим сложную сеть пересекающихся жилок. Редко здесь отмечаются реликты зерен оливина. Судя по этому, порода является аподунитовым серпентинитом.

Кроме вышеописанных разновидностей установлены серпентиниты с неясно решетчатой, брекчиевидной, псевдоморфнопластинчатой, волокнистой и лучистой структурами. Первичный состав их установить не представляется возможным. Сложены они в основном антигоритом или агрегатом хризотила, серпофита и антигорита, присутствует также тальк, карбонат, магнетит.

Средний химический состав гипербазитов комплекса Тугай (по 21 анализу), %: SiO_2 – 39,99, TiO_2 – 0,14, Al_2O_3 – 1,91, Fe_2O_3 – 4,68, FeO – 3,95, MnO – 0,09, MgO – 34,40, CaO – 1,56, K_2O – 0,14, Na_2O – 0,16, P_2O_5 – 0,10, ппп – 10,89, сумма – 100 (Ю.М. Довгаль, М.А. Чальян, А.Н. Демин, 1971).

Контакты массивов гипербазитов с вмещающими породами интрузивные и тектонические. В последнем случае гипербазиты и серпентиниты оталькованы, карбонатизированы, сильно трещиноватые. Иногда в зонах трещиноватости они обладают псевдогнейсовидной брекчиевидной текстурой, обусловлен-

ной наличием развальцованных удлиненных обломков серпентинитов, сцементированных тальк-серпентиновой массой. Воздействие гипербазитов на вмещающие породы выражается в их серпентинизации на удалении в несколько метров от контакта; здесь обнаружены также халцедон и магнетит.

Возраст гипербазитов комплекса Тугай определяется достаточно уверенно. Они прорывают вулканогенно-осадочные образования серии Канкала, охарактеризованные остатками фауны барремского века и трансгрессивно перекрываются свитой Анагай, в базальных конгломератах которой содержатся многочисленные обломки и валуны серпентинитов. Перекрывающие гипербазиты осадочные образования также охарактеризованы барремской фауной. Таким образом, внедрение гипербазитов приходится на довольно узкий отрезок барремского века [10].

Комплекс Муллойкуб. Массивы гипербазитов описываемого комплекса представлены двумя пространственно разобщенными группами. Одна из них приурочена к зоне разлома Гильменд, где развита среди нижнемеловых вулканогенно-терригенных толщ – районы перевала Муллойкуб, селения Вараз и Кайян, бассейны рек Астерляй и Наваи-Кульбату (листы 418-В, 507-Е и др.). Другая – находится в зоне разлома Кунак вблизи перевала Кунак, р. Сельбурда, селения Минтег, Сафедак и др.

Комплекс изучался А.Я. Кочетковым, К.Ф. Стажило-Алексеевым [14], Д.А. Старшининым и др. [30].

В северо-восточной части зоны разлома Гильменд, в районе перевала Муллойкуб и селения Вараз, гипербазиты слагают линзовидные массивы протяженностью в несколько километров и шириной в десятки-сотни метров. Иногда встречается система кулисообразно чередующихся мелких тел гипербазитов в полосе шириной 600-800 м и протяженностью несколько километров (район селения Дахаваре, лист 507-Е). В большинстве случаев гипербазиты развиты среди раннемеловых вулканогенно-терригенных пород или приурочены к протерозойским метаморфическим толщам вблизи разлома Гильменд. Здесь непосредственно к линии разлома Гильменд (по данным Д.А. Старшинина) на протяжении 60 км приурочены тела ультрабазитов. Это массивы Астерляй (18×1,0 км), Наваи-Кульбату (0,3×3,0 км), Хармурда (0,45×11,0 км), Вараз (1,1×7,0 км) и др.

Южнее в зоне разлома Кунак к востоку от одноименного перевала на протяжении 25-30 км отмечен еще ряд мелких тел ультрабазитов. Наиболее крупные из них установлены на площади листа 507-Е в долине Сельбурда (0,4×5,0), у селения Минтег (1,0×1,2 км), Танги Сафедак (0,3×0,8 км и 0,2×1,2 км) и Харасанг (0,1×2,3 км).

Все массивы сложены однотипными гипербазитовыми разностями. Это мелко-, среднезернистые темно-зеленые брекчиевидные породы. В результате интенсивных процессов серпентинизации и под действием более поздних тектонических движений они почти утратили свой первичный состав и структурные особенности, сохраняя их реликтами в наименее измененных разностях (ме-

ланж?). Обычно породы превращены в антигоритовые и серпофитовые серпентиниты с брекчиевидным обломочным строением. Под микроскопом установлено преобладание среди них апоперидотитовых (апогарцбургитовых) серпентинитов; иногда отмечаются серпентинизированные верлиты и пироксениты. Наиболее часто встречаются серпентиниты с бластопорфировой (баститовой) структурой и микролепидобластовой петельчатой или решетчатой основной массой, сложенной антигоритом, хризотилом, магнетитом, тальком, карбонатом с редкими реликтами ромбического пироксена. Различаются иногда шпинелевые (пикотитовые) разности апоперидотитов.

Средний химический состав гипербазитов (по 9 анализам), %: SiO_2 – 40,05, TiO_2 – 0,14, Al_2O_3 – 1,85, Fe_3O_3 – 5,38, FeO – 2,74, MnO – 0,15, MgO – 35,38, CaO – 1,21, K_2O – 0,37, Na_2O – 0,29, P_2O_5 – 0,05, ппп – 12,38. Сумма – 100 (С.С.Карапетов, К.Ф.Стажило-Алексеев, 1971; Д.А.Старшинин, 1975).

В этих породах отмечено обычные для гипербазитов высокие концентрации цветных силикатов и весьма низкие – кремнезема, щелочей, полевошпатовой извести, глинозема и титана. В составе цветных силикатов содержание магния более чем в 7 раз превышает содержание железа.

В гипербазитах установлены элементы-примеси в содержаниях выше кларковых (в %): литий (0,046), бериллий (0,0004), титан (0,1), ванадий (0,023), хром (0,325), кобальт (0,067), медь (0,013), цирконий (0,001), олово (0,0006), сурьма (0,0005).

Экзоконтактовые изменения выражаются в отальковании и серпетинизации вмещающих пород в полосе шириной в 20-30 см. Возраст гипербазитов комплекса Муллоякуб определяется как раннемеловой по аналогии с комплексом Тугай.

Габбро-плагиогранитовая формация

Породы габбро-плагиогранитовой формации тесно связаны пространственно с нижнемеловыми вулканогенными толщами в зонах глубинных разломов Центрально-Афганского срединного массива. Они подразделяются на два интрузивных комплекса: Ходжан и Карабах.

Комплекс Ходжан. Впервые выделен и описан М.И.Чальяном и Ю.М.Довгалем [10] в южной части прогиба Тарнак (листы 519-Е, 606-А, -В, -С). Породы комплекса установлены также в виде ксенолитов площадью до нескольких квадратных километров в массивах олигоценовых гранитов комплекса Аргандаб. Цепочка этих останцов протягивается в массиве Даразгол от селения Ходжан в северо-восточном направлении до селения Санги-Маша.

В составе комплекса Ходжан включены габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты. Они слагают штокообразные и линзовидные удлиненные тела, вытянутые в северо-восточном направлении, площадью до 20 км².

Массивы сложены диоритами и кварцевыми диоритами, переходящими иногда в габбро и плагиограниты. В отдельных случаях преобладают габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты. Останцы комплекса Ходжан, развитые в виде ксенолитов среди гранитоидов комплекса Аргандаб, включают в своем составе породы с повышенным содержанием кварца и калишпата метасоматического происхождения. Здесь преобладают гранодиориты, плагиограниты, отмечены кварцевые монцониты, монцониты.

Габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты имеют темно-зеленый цвет, массивную текстуру и габбровую, гипидиоморфнозернистую структуру, иногда с элементами офитовой структуры. Они состоят из плагиоклаза № 48-60 (до 70%) и зеленой роговой обманки. Реже встречаются моноклинный пироксен и биотит. Вторичные минералы – хлорит, актинолит, альбит, серицит, эпидот, кальцит; в некоторых образцах отмечалось появление кварца и калиевого полевого шпата; акцессорные минералы – магнетит, сфен, апатит.

Диориты и кварцевые диориты – серые, зеленовато-серые массивные породы с призматическизернистой и гипидиоморфнозернистой структурами. Главные породообразующие минералы – зональный плагиоклаз № 20-45 (до 65%), роговая обманка (до 35%), кварц (до 10%), калиевый полевой шпат (до 5%), редко – моноклинный пироксен. Вторичные минералы – хлорит, эпидот, биотит, актинолит, серицит, кварц, калиевый полевой шпат; акцессорные – магнетит, апатит, сфен.

Плагиограниты и гранодиориты – светло-серые, зеленоватые породы с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. Главные минералы: плагиоклаз № 15-20 (до 40%), кварц (до 25%), роговая обманка (до 8%), биотит (до 5%), калиевый полевой шпат (до 10%); акцессорные – апатит, циркон, магнетит.

Общей особенностью состава всех пород является значительное зеленокаменное перерождение, приведшее к образованию хлорита, актинолита, альбита, эпидота, кальцита. Нередко проявлены калишпатизация и окварцевание (в контакте с более молодыми гранитоидами). Этим же изменениям подвергнуты и дайки пегматоидных габбро, габбро-диабазов, диабазов и диоритовых порфиритов, сопровождающие массивы комплекса. Мощность их не превышает 1-3 м, а протяженность – 20-50 м.

Химические особенности пород комплекса Ходжан отражены в табл. 18. В общих чертах они схожи с соответствующими средними типами Р.Дэли. Относятся к нормальному ряду. Среди щелочей при преобладании в целом натрия, отмечаются иногда более высокие, чем обычные, содержания калия, который, скорее всего, имеет метасоматическое происхождение.

Эндоконтактовые изменения сводятся к уменьшению зернистости, окварцеванию и калишпатизации. В приконтактовых частях массивов часто отмечаются мелкозернистые и порфировидные разности кварцевых диоритов, плагиогранитов и большое количество ксенолитов основных эффузивов и ороговикованных терригенных пород. Интрузии комплекса обычно слабо эродированы. В массивах Сиясанг, Дарозау и Мирхазор встречается большое количество крупных

Средний химический состав (в %) пород комплексов Ходжан [10] и Карабах [8]

Окислы	Ходжан			Карабах
	Габбро (15)*	Диориты (5)	Кварцевые диориты (6)	Габбро (5)
SiO ₂	51,63	59,80	57,76	49,92
TiO ₂	1,08	0,93	1,01	1,28
Al ₂ O ₃	15,52	16,24	17,94	16,07
Fe ₂ O ₃	3,21	4,70	1,76	2,39
FeO	6,39	2,22	4,19	5,71
MnO	0,19	0,12	0,13	0,19
MgO	6,39	2,42	2,18	7,28
CaO	9,03	4,94	6,07	8,88
K ₂ O	1,29	2,33	3,58	1,30
Na ₂ O	2,40	3,32	4,18	3,08
P ₂ O ₅	0,23	0,25	0,40	0,21
Ппп	2,27	2,58	0,46	3,55
Сумма	99,6	99,9	99,7	99,9

*В скобках – количество анализов.

ксенолитов терригенных пород площадью до нескольких сот квадратных метров. Иногда наблюдаются остатки кровли интрузий, которую слагают терригенные и вулканогенные породы серии Канкала, а также известняки свиты Аламгар.

Экзоконтактовое воздействие сказывается в зависимости от состава вмещающих пород. Карбонатные породы мраморизованы и скарнированы. Скарнированные участки сложены эпидот-гранатовыми, магнетит-эпидот-гранат-пироксеновыми породами. Мощность скарновых тел не превышает 10 м, протяженность – первых десятков метров. Мощность мраморизованных пород достигает 100-150 м. Эффузивные и терригенные породы превращены в кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпат-биотитовые (иногда с амфиболом) роговики. Мощность зоны ороговикования обычно не превышает 50 м.

Раннемеловой возраст комплекса Ходжан устанавливается на основании следующих данных. Эти породы прорывают раннемеловую серию Канкала и гипербазиты раннемелового комплекса Тугай. Их верхняя возрастная граница определяется наличием хорошо окатанных галек и валунов габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов в базальных конгломератах свиты Анагай, возраст которой на основании многочисленных находок остатков фауны определен от баррема до апта включительно. Необходимо однако отметить, что непосредственный контакт габбро-плагиогранитов комплекса с баррем-аптскими отложениями в пределах исследованной территории не установлен. Судя по многочисленным описаниям галек, отобранных из базальных конгломератов,

представленные в них породы по структурным особенностям, минеральному составу и характеру проявления зеленокаменных изменений идентичны описанным выше породам комплекса. Это позволяет считать, что внедрение пород этого комплекса приходится на небольшой промежуток времени, соответствующий части барремского века. Абсолютный возраст габбро-диоритов комплекса, определенный К-Аг методом, по данным М.Т.Чальяна (1974), составляет 137 млн лет, что соответствует нижнему мелу.

Структурное положение комплекса Ходжан аналогично положению раннемеловых вулканитов и гипербазитов, с которыми он тесно связан в пространстве. Несомненна его приуроченность к крупным разрывным структурам северо-восточного простирания, большая часть которых была залечена при внедрении более поздних магматических образований и в настоящее время устанавливается только по расположению базитовых ксенолитов пород среди олигоценых гранитоидов комплекса Аргандаб.

Комплекс Карабах. Интрузивные образования этого комплекса приурочены к зоне разлома Гильменд, обрамляющего с северо-запада Гильменд-Аргандабское поднятие (см. рис. 6). Они располагаются среди раннемеловых вулканогенно-терригенных толщ в виде линейно-вытянутого пояса, прослеживающегося от района селения Навзод на юго-западе до селения Пуштируг на северо-востоке. Комплекс выделен и изучен К.Ф.Стажило-Алексеевым [8].

Вещественный состав пород комплексов Карабах и Ходжан сходен: *габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, диабазы*. Они образуют силлы, штоки, линзовидные тела и дайки. Площадь массивов от 0,2-0,3 до 2-5 км², иногда более. Мощность даек 0,5-4,0 м, протяженность 70-100 м. Контакты с вмещающими породами обычно резкие, но встречаются и нечеткие взаимоотношения, обусловленные интенсивным зеленокаменным перерождением как интрузивных, так и эффузивных образований.

Внутреннее строение интрузивных тел сложно-дифференцированное, разные по составу породы связаны между собой постепенными переходами, образуя конформно вытянутые шлировидные обособления или крупные полосы. Такие плутоны особенно характерны для района селений Навзод, Карабах и Хунку (лист 418-Е). Массивы представляют собой сложно построенные силлы, состоящие из мелкозернистых диоритов и габбро-диоритов, переходящих на отдельных участках в афанитовые диабазы. Среди диоритов встречаются также лейкократовые шлировидные обособления. Диориты и диабазы прорываются серией даек мощностью от 1 до 3 м. Среди даек по составу выделяются пегматоидные диоритовые порфириты, диабазовые порфириты, фельзиты, мелкозернистые плагиограниты.

Габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы – мелко- и среднезернистые породы серо- и темно-зеленого цветов. Структура пород габбровая, в отдельных случаях отмечаются элементы офитовой и долеритовой структур. В составе этих пород описаны плагиоклаз № 42-58 (45-65%), роговая обманка и моноклинный пироксен (до 35-40%); акцессорные минералы – апатит, магнетит; вто-

ричные – альбит, эпидот, актинолит, хлорит, соссюрит, серицит, карбонаты. В габбро-норитах отмечен гиперетен.

Диоритовые порфириды, диориты, кварцевые диориты – это серо-зеленые средне- и мелкозернистые породы, сложенные плагиоклазом № 28-32 (45-70%), роговой обманкой (20-30%), а также хлоритом, эпидотом, кварцем, сфеном. Структура пород призматическизернистая, порфировая, микродиоритовая, гипидиоморфнозернистая, иногда микрографическая.

Химический состав пород комплекса Карабах отражен в табл. 18. Характерной особенностью пород комплекса является преобладание магния над железом в составе цветных силикатов и натрия над калием среди щелочей. Породы слабо насыщены кремнеземом, бедные щелочами, относятся к нормальному ряду.

Возраст комплекса Карабах принимается как раннемеловой по аналогии с комплексом Ходжан.

Габбро-монцонит-диоритовая формация

Породы габбро-монцонит-диоритовой формации развиты преимущественно в Нуристан-Памирском массиве, а также приурочены к зонам разломов на восточных склонах Пагманского хребта. Они выделены в комплексы Нилау и Пагман.

Комплекс Нилау. К этому комплексу относятся массивы габброидов и диоритов, развитые среди метаморфических толщ Нуристан-Памирского срединного массива. Комплекс выделен и описан В.П.Фектистовым [12]. Ранее изучался В.М.Народным и С.Л.Шварковым [63].

Наиболее крупные массивы комплекса обнажаются на правобережье р. Дарай-Пич (массив Дарай-Пич площадью около 200 км²), в верхнем течении р.Алингар (массивы Пушол – 150 км², Нилау – 120 км²; Бандол – 40 км²). Мелкие массивы комплекса развиты на левобережье р.Панджшер, в верховьях рек Тагао, Алишанг, Алингар, Мунджан. Кроме того, к комплексу Нилау условно отнесен массив диоритов в верховьях р.Кунар, залегающий среди палеозойских отложений. Крупные массивы имеют в плане сложную, иногда близкую к изометричной форму. Контакты с вмещающими породами осложнены тектоническими нарушениями или согласные, круто падающие под массивы. Это, наряду с отмечающейся местами дифференцированностью массивов и тяготением некоторых из них к ядрам синклинальных структур, позволяет предполагать, что они имеют сложную лополитообразную форму. Мелкие тела часто вытянуты согласно с простиранием вмещающих пород и имеют линзовидную в плане форму.

Массивы комплекса Нилау сложены габбро, габбро-норитами, уралитизированными габбро, габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, иногда отмечаются оливиновые габбро и оливиновые габбро-нориты (массив в верховьях р.Мунджан), монцониты, гранодиориты и плагиограниты. Переходы между различными по составу породами постепенные; нередко отмечается их полосчатое чередование.

Фарах, однако не исключено, что эти породы являются более поздними (скорее всего миоценовыми) образованиями, так как по составу они сходны с дайками комплекса Фарахруд.

Экзоконтактовые изменения массивов комплекса Фарах выражаются в мощном ороговиковании терригенных пород и скарнировании известняков. Среди скарнов выявлены гранатовые, гранат-пироксеновые, гранат-эпидотовые, гранат-везувиановые разности, с которыми иногда связана полиметаллическая и вольфрамовая минерализация.

По результатам комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1:100 000 на Фарахской площади В.А.Княжев (1976) выделил по аномалиям изометричной формы и кольцевого типа большое количество тел, сложенных образованиями позднемелового-палеоценового комплекса Фарах. Залегают они на глубинах 0,6-3,0 км. Крупные массивы (до 17×35 км) сложены как магнитными (первая фаза?), так и немагнитными (вторая фаза?) образованиями этого комплекса.

Указанные глубины залегания интрузивных тел, скорее всего, фиксируют здесь условно и глубину залегания фундамента.

3.3.3.

ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВЫЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Эоцен-олигоценовый тектоно-магматический этап отвечает времени наиболее мощного проявления магматизма в Афганистане.

В пределах срединных массивов, других консолидированных областей в эоцен-олигоцене образовались континентальные вулканогенные формации, сопровождающиеся внедрением комагматических субвулканических гранитоидов. В олигоцене в связи с горообразовательными процессами сформировались крупные массивы батолитовых гранитов.

В области позднеальпийской складчатости (прогиб Герат, синклиний Катаваз, антиклинорий Сулеймановых гор) в эоцене образовалась группа магматических формаций типичных для островодужных и орогенных обстановок. Они представлены *диабаз-андезитовой* (комплекс Сангбор), *габбро-диоритовой* (комплекс Чахчаран) и *гипербазитовой* (комплекс Матун) формациями.

Эффузивы представлены фациально изменчивыми лавовыми потоками, иногда с шаровой отдельностью, в которых наряду с преобладающими спилитами и диабазами значительное место принадлежит андезитам и дацитам. Последние особенно характерны для прогиба Герат. Возраст эффузивов фаунистически охарактеризован как эоценовый. Гипербазиты образуют линейные пояса, приуроченные к разломным границам позднеальпийских прогибов. В тесной пространственной и, возможно, генетической связи с эоценовыми эффузивами спилит-диабазовой формации находятся образования габбро-диоритовой формации, для которых также принят эоценовый возраст. Они развиты в про-

гибе Герат. Представлены мелкими штокообразными телами, реже плутонами трещинного типа, сложенными породами, пестрыми по составу, — от габбро до диоритов, реже гранодиоритов. Возраст гипербазитовой формации определен М.Кэвером (1967) как эоценовый.

Эоцен-олигоценовая вулкано-плутоническая ассоциация орогенного типа объединяет *вулканогенную базальт-андезит-риолитовую группу формаций* (комплекс Харутруд) и интрузивную *формацию субвулканических гранитов* (комплексы Булгоджа, Хаджигек, Йорх, Спинбулдак). Вулканогенная группа формаций приурочена к наложенным впадинам, развитым в складчатых областях всех возрастов, за исключением герцинид. Особенно характерна она для Центрально-Афганского срединного массива. В тесной пространственной и генетической связи с эффузивами находятся интрузивные образования олигоценовой формации субвулканических гранитов. Образование описанной вулкано-плутонической ассоциации было растянуто во времени. Возможно, что излияние лав чередовалось с многократным внедрением гранитов, имели место перерывы и частичный размыв уже сформировавшихся магматических пород.

Олигоценовая *батолитовая гранитоидная формация* является одной из наиболее распространенных групп интрузивных пород в Афганистане. Она развита в областях разновозрастной консолидации — байкальской и киммерийской, локализуясь только в пределах поднятий и срединных массивов.

К этой формации относятся интрузивные комплексы Гильменд, Аргандаб, Лагман, Багорак, Мустаг, Бараки, Шева.

Комплексы Гильменд и Аргандаб развиты в пределах Центрально-Афганского срединного массива. Первый приурочен к выступам древнего фундамента зоны Гильменд. Представлен крупными линзообразными и штокообразными массивами, сложенными преимущественно гранитоидами одной фазы. Вторым комплекс, Аргандаб, внедрился в краевой части поднятия Гильменд-Аргандаб (зона Аргандаб), слагает многофазный плутон пестрого состава. Возраст этих комплексов определен как олигоценовый по прорыванию ими эоцен-олигоценовых вулканогенных толщ и находкам галек, гранитоидов, схожих с аргандабскими в миоценовых конгломератах.

В Нуристан-Памирском срединном массиве выделены несколько комплексов гранитоидов батолитовой формации, в блоке Нуристан — комплекс Лагман, в блоке Вахан — комплекс Мустаг, в Южном Бадахшане — комплекс Багорак. Представлены крупными сильно удлиненными массивами, имеющими иногда межформационный характер.

В Кабульском блоке выделен комплекс Бараки, а в области киммерийской складчатости Центрального Бадахшана — комплекс Шева.

В Кабульском блоке выделен комплекс Бараки, а в области киммерийской складчатости Центрального Бадахшана — комплекс Шева.

Диабаз-андезитовая формация

сской области альпийской складчатости (прогибы Герат и Чахчаран, листы 411-D, 412-C, -D) [117]. Вулканогенные образования основного-среднего состава комплекса Сангбор описаны в разрезах флишеидных толщ, сложенных песчаниками, глинами и алевролитами с пачками и линзами конгломератов. Общая мощность 2-3 тыс. м. Вулканические породы изучены очень слабо. Возраст толщи определен как эоценовый. Она залегает с перерывом на маастрихт-палеоценовых слоях и перекрывается несогласно неогеновыми отложениями.

Габбро-диоритовая формация

в комплекс Чахчаран. Породы комплекса образуют мелкие штоки (площадью до 10 км²) и пластообразные залежи, пространственно ассоциирующие с эоценовыми вулканогенными породами комплекса Сангбор и условно рассматриваются в качестве комагматичных интрузивных аналогов последних. В составе массивов преобладают диориты и диабазы.

Комплекс Сангбор. Выделен В.И.Дроновым и С.М.Калимулиным [13] в бассейне р.Герируд на южных склонах хребтов Фируз-Кох и Паропамиз в Туркмено-Хоросан-

Комплекс Чахчаран. Массивы этой формации описаны В.И.Дроновым и С.М.Калимулиным (1972) в бассейне р.Герируд в районе г.Чахчаран (лист 412-C). Они выделены

Таблица 29

**Средний химический состав (в %) пород
комплекса Чахчаран**
(по данным В.И.Дронова и др.)

Окислы	Диабазы (7)*	Диориты (4)
SiO ₂	48,74	60,05
TiO ₂	1,72	0,96
Al ₂ O ₃	15,48	16,99
Fe ₂ O ₃	3,00	1,90
FeO	5,96	3,75
MnO	0,20	0,20
MgO	2,42	2,55
CaO	8,70	5,32
K ₂ O	1,21	2,56
Na ₂ O	3,25	3,20
P ₂ O ₅	0,32	0,22
Ппп	3,65	2,56
Сумма	99,4	100,3

*В скобках – количество анализов.

Диориты представляют собой темно- и зеленовато-серые мелко-, реже среднезернистые породы массивной текстуры. Они состоят из андезина № 30-35 (60-70%), роговой обманки (35-30%), биотита (0-5%). Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, рудный минерал. Обычно породы интенсивно изменены с образованием серицита, хлорита, эпидота, кальцита. Местами наблюдаются переходы в кварцевые диориты. Структура пород призматическизернистая, участками офитовая и пойкилоофитовая. В ассоциации с диоритами в отдельных случаях (среднее течение р.Саре-Майдан, лист 412-C) наблюдаются гранодиориты, образующие среди диоритов тонкие жилы и шлироподобные выделе-

ния. В результате породы приобретают пятнистый облик. Соотношения с диоритами неясны, возможно, это несколько более поздние образования.

Диабазы участвуют в строении более мелких штоков (до нескольких сот метров в поперечнике) и пластовых тел. Это среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (около 60%), пироксена-авгита (20-25%), роговой обманки (5-10%), рудного минерала (до 5%). Отмечены псевдоморфозы серпентина по оливину. Структура пород офитовая, участками пойкилитовая.

Породы комплекса Чахчаран по своему химическому составу относятся к нормальному ряду, насыщены или слабо насыщены кремнеземом (табл. 29). От своих эффузивных аналогов отличаются в целом меньшим содержанием щелочей и повышенной известковистостью.

Эндоконтактовые изменения выражены в незначительном уменьшении зернистости пород; в экзоконтакте вмещающие породы слабо ороговикованы.

Тесная пространственная и, вероятно, генетическая связь описанных интрузий с эоценовыми вулканитами, наряду с фактом их прорывания, дает возможность условно считать возраст этих образований также эоценовым.

Гипербазитовая формация

Объединяет ультраосновные породы, развитые в Сулейман-Киртарской области альпийской складчатости Юго-Восточного Афганистана и в блоке Кабул. Нами они выделяются

в комплекс Матун. Ранее эти образования описывались М.Е.Волиным (1950), Г.Г.Зибрадом (1971), Ш.Ш.Деникаевым и др. (1971), Ю.М.Довгалем и М.И.Чальяном (1971), И.М.Сборщиковым и др. (1974), Ю.М.Щербиной и др. (1975), О.А.Никитиным и др. (1975).

Комплекс Матун. В комплексе Матун объединяются три пространственно разобщенные группы массивов ультраосновных пород: Логарская, Альтимур-Тарнакская, Хост-Матунская.

Логарская группа массивов ультраосновных пород развита в пределах блока Кабул и включает крупный массив Логар, а также тела серпентинитов, развитых по левобережью р. Кабул, и ряд небольших линзовидных и пластообразных тел этих же пород в юго-западной части блока Кабул (листы 510-С, -D, -E и др.). Ранее они относились Ш.Ш.Деникаевым и др. (1971) к комплексу Логар, а К.Ф.Стажило-Алексеевым (1972) – к комплексу Тугай, которым по сопоставлению с районом Кандагара приписывался раннемеловой возраст. Эта группа массивов довольно хорошо изучена, поскольку с гипербазитами здесь связана значительная хромитовая минерализация.

Гипербазитовые массивы Логарской группы развиты преимущественно среди вулканогенно-терригенных венд-кембрийских и филлит-карбонатных верхнепалеозойских толщ. Наиболее интересным и хорошо изученным в этой группе является массив Логар. В плане он имеет форму неправильного овала, вытянутого в субмеридиональном направлении на 65 км при ширине 40 км.

Форма массива, скорее всего, лополитообразная, мощность гипербазитовой "пластины" превышает 1000 м (Щербина, 1975).

В строении массива Логар принимают участие в основном перидотиты, гарцбургиты, а также дуниты, пироксениты, лерцолиты, серпентиниты.

Перидотиты в различных соотношениях ассоциируют с дунитами. Отмечено, что нижние горизонты массива Логар часто сложены мощными слоями перидотитов и дунитов (последние преобладают), в средней части массива преобладают гарцбургиты с подчиненным количеством дунитов. К апикальной части массива приурочены пироксениты и незначительное количество лерцолитов. Ассоциирующие с гипербазитами хромитовые залежи развиты на двух уровнях. Первый из них, сложенный сплошными и густо вкрапленными рудами, расположен в верхней части массива вблизи пироксенитов. Второй находится в основании гипербазитовой "пластины" и представлен убого вкрапленными рудами.

Дуниты обычно отмечаются в виде линзообразных шлиров и полос в различных частях массива. Мощность их невелика и колеблется от первых дециметров до нескольких метров. Редко выделяются крупные тела дунитов от 20-40 м до нескольких сот метров в поперечнике. Наиболее насыщены дунитами северная и восточная части массива.

Границы между дунитами и перидотитами постепенные, образующие зоны шириной в несколько сантиметров через пироксеносодержащие дуниты. Контакт между пироксенитами и перидотитами резкий. Пироксениты отличаются от "подстилающих" перидотитов более темным цветом, массивностью и крупнозернистым строением.

В пределах всего массива Логар встречаются также жилы пироксенитов. Наибольшая концентрация их отмечается в его центральной и западной частях, а также вблизи хромитовых тел. Мощность жил колеблется от первых сантиметров до 5-10 м, протяженность – разнообразная, отдельные жилы прослеживаются на 300-500 м и более.

В массиве значительно проявились процессы серпентинизации, особенно вблизи зон разломов. Преимущественное простирание зон серпентинизации северо-западное и субмеридиональное. Мощность зон колеблется от десятков сантиметров до 100-200 м, реже до 700 м и более, протяженность достигает 5-10 км. Нередко они ветвятся и пересекаются друг с другом. С зонами серпентинизации перидотитов связаны известные в районе проявления асбеста, которые пространственно тяготеют к дайкам основного и среднего состава. Исключительное большинство асбестовых проявлений расположено в центральной части массива.

Следует указать на наличие своеобразных зон брекчирования в ультрабазилах. В этих зонах породы представлены глыбами и обломками серпентинитов и серпентинизированных перидотитов, сцементированных серпентином, иногда со значительной примесью эпидота. Размер обломков и глыб колеблется от 2-3 до 20-30 см в поперечнике. Зоны брекчированных пород обычно пологопадающие. Мощность их колеблется от нескольких десятков до первых сотен метров.

Контакты гипербазитов с вмещающими породами, как правило, осложнены тектоническими подвижками. Очень редко удается наблюдать апофизы серпентинитов во вмещающие породы и ксенолиты вмещающих пород в серпентинитах.

Эндоконтактовые изменения повсеместно выражены в серпентинизации ультрабазитов. Серпентиниты здесь представлены листоватыми, развальцованными разностями зеленого цвета или же скрытокристаллическими черными породами с раковистым изломом. Мощность этих зон колеблется от первых до нескольких десятков метров.

Экзоконтактовые изменения выражаются в серпентинизации вмещающих пород, слабой перекристаллизации известняков и образовании тальк-карбонатных сланцев.

Альтимур-Тарнакская группа гипербазитовых массивов приурочена к западной и северо-западной окраине прогиба Катаваз (листы 510-D, -E и др.). Массивы гипербазитов протягиваются с перерывами узкой цепочкой от бассейна р.Тарнак на юге в северо-восточном направлении через перевал Альтимур в район ущелья Танги-Гару восточнее г.Кабула, слагая единый пояс. Характерной особенностью этого пояса является тесная ассоциация ультрабазитов с толщами основных вулканитов (диабаз-спилитовая формация) и кремнистых пород, совместно с которыми в мощных тектонических зонах они слагают так называемый цветной меланж (Сборщиков и др., 1974).

Гипербазитовые массивы этой группы, расположенные вдоль обрамления блока Кабул, описывались Ш.Ш.Деникаевым (1971) и Ю.М.Щербиной (1975) в качестве комплекса Гардез, позднепалеогенового возраста. В бассейне р.Тарнак Ю.М.Довгалем и др. (1971) они относились к раннемеловому комплексу Тугай.

Массивы ультраосновных пород в пределах описанной группы имеют линзовидную, иногда неправильную форму. Все они вытянуты в северо-восточном направлении согласно с общим простиранием вмещающих толщ. Размеры тел различны – от мелких линз (1-3)×(5-8) м до крупных массивов протяженностью 3-10 км и шириной до 1 км и более. Вмещающими породами для гипербазитов являются известково-филлитовые образования палеоцена, известково-терригенные отложения перми, осадочно-вулканогенные образования мелового-палеоценового возраста.

Мелкие тела гипербазитов представлены серпентинитами, среди которых редко сохраняются реликты перидотитов; крупные – серпентинитами, серпентинизированными перидотитами и изредка дунитами. Перидотиты – в основном двупироксеновые (лерцолиты), и только в массиве у кишлака Синвар встречены гарцбургиты.

В зоне эндоконтакта гипербазиты превращены в листоватые, мятые развальцованные серпентиниты. Здесь широко развиты зеркала скольжения, иногда проявлена карбонатизация. Очень редко во вмещающие породы отходят апофизы гипербазитов протяженностью до 100-150 м.

Вмещающие породы на контакте с гипербазитами подроблены, брекчированы, интенсивно рассланцованы. Часто наблюдается оталькование, карбона-

тизация (проявление густой сети тонких прожилков кальцита), перекристаллизация и доломитизация известняков, реже окварцевание и окремнение. Ксенолиты известняков рассечены прожилками серпентина, а в эффузивах по трещинам развиты серпентиновые примазки. В ряде мест в серпентинитах наблюдались зоны асбестизации, а в эндоконтакте – зоны лиственитизации.

Хост-Матунская группа гипербазитовых массивов располагается в восточной части Пактийской провинции, представляя небольшую северную часть гипербазитового Восточно-Белуджистанского пояса (Моралев, 1970), протягивающегося сюда из района Кветты (листы 516-D, -F и др.). В отличие от других аналогичных швов на территории Афганистана эта зона не приурочена к границе крупных блоков, а осложняет осевую часть Сулейманова мегаантиклинария. Хост-Матунская группа массивов изучалась М.Кевером (1967), О.А.Никитиным и др. (1974), Ю.М.Сборщиковым (1974). Она рассматривалась К.Ф.Стажило-Алексеевым (1972) в качестве самостоятельного интрузивного комплекса Матун эоценового возраста.

Гипербазитовые массивы района Матуна (Хоста) имеют изометричную штокообразную или линзовидную в плане форму шириной до 3-6 и протяженностью до 8-10 км. Иногда наблюдаются мелкие линзы или узкие пластинообразные тела протяженностью 25 км и шириной 2,5-3,0 км. Гипербазиты развиты среди вулканогенно-терригенно-карбонатных толщ палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста. Контакты с вмещающими породами часто тектонические. Внутреннее строение массивов сравнительно простое, в большей своей части они сложены серпентинитами, серпентинизированными перидотитами, дунитами, реже пироксенитами. В отдельных случаях описываются своеобразные пироксен-полевошпатовые шширообразные пегматоидные обособления. Весьма характерна асбестизация (продольно- и поперечно-волокнистая), проявленная вдоль зон повышенной трещиноватости в ультрабазитах (Никитин, 1974).

Ниже приводится объединенное петрографическое описание ультрабазитов комплекса Матун всех выделенных групп.

Гарцбургиты – массивные средне- и крупнозернистые, редко мелкозернистые породы зеленого цвета от светлого до темного тонов. Структура пород гипидиоморфнозернистая, в сильно серпентинизированных разностях петельчатая, текстура однородная. Размер зерен 1,0-3,5 мм. Состав: оливин (60-87%), ромбический пироксен (12-40%), хромшпинелиды (до 3%); вторичные минералы представлены серпентином, количество которого колеблется от 3-5% до 40-50% и более. Зерна оливина характеризуются изометричными и овальными очертаниями. По трещинам развивается поперечно-волокнистый хризотил с просечками точечных выделений магнетита. В интенсивно серпентинизированных гарцбургитах оливин замещен чешуйчатым антигоритом. Ромбический пироксен (энстатит) представлен изометричными, призматическими и неправильной формы зернами, ксеноморфными по отношению к оливину и иногда содержащими пойкилитовые включения последнего. Хромшпинелиды присутствуют в виде мелких (менее 1 мм) идиоморфных зерен, рассеянных в породе. Встречаются также породы, которые от описанных выше гарцбургитов от-

личаются низкими (10-15%) содержаниями пироксена и являются переходными разностями к дунитам. Структура их гипидиоморфнозернистая и характеризуется не только ксеноморфизмом энстатита, но и хромшпинелидов. Размер зерен в шлифах 1-2 мм, редко достигает 5,0 мм. Хромшпинелиды представлены мелкой (0,5 мм) рассеянной вкрапленностью. Содержание их в породе 1-4%. В проходящем свете хромшпинелиды просвечивают зеленовато-буроватым и буроватым цветами. Наличие зеленоватых тонов указывает на повышенную глиноземистость хромшпинелидов. Породы очень свежие, почти не серпентинизированные. Среди них отмечены оливиновые разности, представленные светлыми фисташково-зелеными очень свежими несерпентинизированными разностями, состоящими из оливина (84-91%), ромбического пироксена (8-15%) и хромита (1%). В этих породах наблюдается две генерации оливина. Оливин первой генерации образует идиоморфные по отношению к пироксену зерна, а второй – содержит пойкилитовые включения пироксена.

Лерцолиты и аполерцолитовые серпентиниты – темные с зеленоватым оттенком массивные породы. Они состоят из серпентина петельчато-решетчатой структуры, в котором, кроме оливина, погружены зерна моноклинного и ромбического пироксена. Ромбический пироксен замещается иногда нацело серпентином-баститом. Отношение моноклинного пироксена к ромбическому составляет 1:3 при общем содержании пироксенов 15-25%.

Дуниты – массивные породы от светло- до темно-зеленого цвета. Структура панидиоморфнозернистая, а в серпентинизированных разностях – петельчатая с реликтами панидиоморфнозернистой. Дуниты состоят из оливина (до 95%) и хромшпинелидов (до 3%), часто присутствует ромбический пироксен до 5-7%, редко до 10%.

Хромитсодержащие дуниты представлены светлыми фисташково-зелеными массивными породами, в которых на светлом фоне отчетливо выделяются полосы и цепочки редко вкрапленных черных хромшпинелидов. Дуниты на 80% состоят из изометричных зерен оливина (до 5 мм в поперечнике) и на 20% из мелких идиоморфных зерен хромшпинелидов. В проходящем свете хромшпинелиды просвечивают густым красновато-вишневым цветом.

Пироксениты представлены массивными крупнозернистыми мономинеральными породами, состоящими из ромбического пироксена. Структура породы панидиоморфнозернистая.

Серпентиниты представляют собой желтовато-зеленые, темно-зеленые, иногда зеленовато-черные породы, массивные или сланцеватые, обычно сильно трещиноватые. Структура их спутанно-волокнистая, пластинчато-петельчатая или решетчатая, реже бластопорфировая со спутанно-волокнистой или петельчатой основной массой. В аподунитовых серпентинитах в основной массе отмечаются пластинчатые агрегаты иддингсита, а в апопироксенитовых серпентинитах сохраняются реликты моноклинного пироксена. Основная масса породы обычно представлена волокнисто-петельчатым, решетчатым или спутанно-волокнистым агрегатом антигорита-хризотила, реже – серпофита и небольшой примесью магнетита (до 10%). Часто серпентиниты карбонатизированы; карбо-

нат-кальцит, доломит встречаются в породе в виде гнезд и прожилков, приуроченных к тонким трещинкам.

Листвениты имеют брекчиевидное строение и пятнистую зеленовато-серую, зелено-буроватую окраску. В шлифах в лиственитах наблюдается такситовое строение. Отдельные блоки, состоящие из серпентина, разделены или насыщены прожилками карбоната. В других шлифах, состоящих из аллотриоморфно-зернистого карбоната, сохранились лишь отдельные скопления чешуек серпентина и корродированные зерна хромита, чешуйки талька, содержание которого достигает 5-10%.

В лиственитах отмечается карбонат двух генераций. Первая генерация представлена буроватыми, загрязненными, более крупнозернистыми разностями, вторая – более чистыми мелкозернистыми выделениями кальцита.

Средневкрапленные хромитовые руды состоят на 30-40% из хромшпинелидов и 60-70% из оливина. Хромшпинелиды представлены идиоморфными изометричными зернами и их сростками. Размер зерен до 1,5 мм в поперечнике. В проходящем свете хромшпинелиды просвечивают зеленовато-бурый цвет и, очевидно, их можно отнести к глиноземистым разностям. Оливин представлен овальными неправильной формы зернами, иногда содержащими включения хромшпинелидов.

Таблица 30

Средний химический состав (в %) гипербазитов комплекса Матун

(по данным И.М.Сборщикова, 1974; Ш.Ш.Деникаева, 1971, 1972;
Ю.М.Щербины, 1975; Ю.С.Перфильева, 1975)

Окислы	Район						
	Хост		Баграм	Логар		Гардез	Кветта
	(5*)	(2)	(5)	(2)	(3)	(3)	(4)
SiO ₂	37,47	39,32	39,53	48,10	43,72	41,14	37,95
TiO ₂	0,18	0,04	0,06	0,37	0,29	0,72	0,11
Al ₂ O ₃	1,38	1,72	0,92	3,54	4,60	5,17	2,66
Fe ₂ O ₃	4,73	6,13	4,72	4,16	3,71	0,69	4,01
FeO	5,05	1,53	2,32	2,88	3,39	8,10	3,86
MnO	0,06	0,15	0,14	0,07	0,13	0,13	0,05
MgO	35,46	31,22	37,78	21,83	31,95	30,50	39,30
CaO	1,16	0,86	1,66	12,43	2,18	5,27	1,45
K ₂ O	0,14	0,29	—	0,53	0,53	0,37	0,03
Na ₂ O	0,17	0,14	—	0,66	0,19	0,52	0,16
P ₂ O ₅	0,03	0,90	0,02	0,10	0,28	0,35	0,06
Ппп	15,53	18,00	12,65	4,96	8,78	7,02	10,46
Сумма	100,3	100,3	99,8	99,6	99,8	99,9	99,5

*В скобках – количество анализов.

Сплошная хромитовая руда на 90-95% состоит из слабопросвечивающейся бурым цветом сплошной массы хромшпинелидов, по трещинам и пустотам в которой развит серпентин и мелкие зерна оливина.

Большинство ультрабазитов по химическому составу (табл. 30) соответствуют типовым дунитам, гарцбургитам, вебстеритам, рогообманковым перидотитам и лерцолитам с низкими (до нулевых) содержаниями щелочей, извести, глинозема и титана. Содержание магния в 7-8 раз больше, чем железа, но в единичных случаях – в 4 раза. По химическим свойствам породы различных районов отличаются друг от друга. Так, ультрабазиты района Матуна соответствуют в большинстве случаев дунитам и гарцбургитам, тогда как в районе Логара чаще встречаются лерцолиты, роговообманковые перидотиты и вебстериты. В последних, по сравнению с гипербазитами Хоста, повышено содержание титана, глинозема, полевошпатовой извести. По химическим свойствам гипербазиты района Матуна (Хоста) сходны с гипербазитами района Кветты и Хиндубага (Перфильев и др., 1973).

Гипербазитовые массивы комплекса Матун прорывают разновозрастные отложения вплоть до раннеэоценовых. В районе г. Хост, по данным М. Кэвера (1967), они трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными эоценовыми отложениями. Все это позволяет условно датировать комплекс как эоценовый, но не исключено, что в нем местами (особенно для Альтимур-Тарнакской группы) имеются массивы раннемеловых гипербазитов комплекса Тугай.

ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

Описываемая вулкано-плутоническая ассоциация объединяет эоцен-олигоценовую вулканогенную базальт-андезит-риолитовую группу формаций и олигоценовую интрузивную формацию субвулканических гранитов. В образовании этих формаций намечаются два этапа: вначале происходили трещинные излияния лав базальт-андезитового состава (базальт-андезитовая формация), а затем на заключительном этапе в результате деятельности вулканов центрального типа образовались лавовые и пирокластические породы дацит-риолитового состава (риолитовая формация). Вулканиды переслаиваются с молассоидными толщами, что позволяет связать их образование с орогенным этапом развития.

Среди полей эффузивов широким развитием пользуются субвулканические образования того же состава, слагающие жилы, дайки, штоки, реже силлообразные тела. В меньшем количестве отмечены вулканические аппараты: жерловые и экструзивные образования, нейки, купола,obelisks.

В пространственной и генетической связи с эффузивами находятся интрузивные образования формации олигоценовых субвулканических гранитов (комплексы Булгоджа, Хаджигек, Йорх, Спинбулдак). Они представлены многофазными штокообразными телами, сложенными гранитами, граносиенитами, щелочными аляскитами, гранит-порфирами, гранодиоритами.

Вулканогенная эоцен-олигоценовая базальт-андезит-риолитовая группа формаций

Вулканогенные образования этой группы развиты в основном в Центрально-Афганском срединном массиве (комплекс Харутруд, Тангай, Регистан). В меньшей степени они отмечены в Среднем Афганистане (комплекс Кохе Бобо), в Бадахшане в зоне Нахчипар (комплекс Часнуд), на Северо-Афганской платформе (комплекс Сабзак), в зоне Вахан Нуристан-Памирского срединного массива (комплекс Аксу).

Комплекс Харутруд и Тангай. Эоцен-олигоценовые вулканические образования описаны в блоках Фарахруд и Аргандаб Центрально-Афганского срединного массива, где выделены соответственно в комплексы Харутруд и Тангай. Они изучались А.Я.Кочетковым, К.Ф.Стажило-Алексеевым, В.И.Дроновым, С.С.Карапетовым, И.И.Сониным в блоке Фарахруд и М.И.Чальяном, Ю.М.Довгалем, А.Н.Деминым в блоке Аргандаб.

Комплексы описываются совместно, учитывая их общие особенности и трансрегиональный характер проявления эоцен-олигоценового вулканизма в пределах Центрально-Афганского срединного массива. Они включают в своем составе породы эффузивно-туфовой, субвулканической, жерловой и экструживной фаций.

Эффузивно-туфовая фация. Образования эффузивных фаций в зоне Харутруд развиты во впадинах Шинданд, Адрескан, Гавданак, Ларбанд и др. (фрагменты листов 413, 414, 415, 420, 421 и др.).

Во впадинах Шинданд и Адрескан описано несколько типовых разрезов вулканогенных толщ. Первый разрез составлен по обнажениям между селениями Калмошав и Шинданд. Он является сводным. Нижние слои разреза описаны в районе селения Калмошав по северному подножию одноименного хребта, средние и верхние слои – севернее, в хр.Кафтархан. На воланжин-готеривских терригенных отложениях резко несогласно залегают [117]:

конгломераты серые, разногалечные; в гальках отмечаются породы меловых слоев	2 м;
туфогенные песчаники серые и малахитово-зеленые с обломками вулканитов кислого состава, карбонатизированные	20 м;
трахиандезитовые порфириты с редкими пластами и прослоями красноцветных туфопесчаников	600 м;
риолиты и трахитовые порфиры	300 м;
переслаивание эффузивов, лавобрекчий и флюидалльных туфолов трахириолитового состава	300 м;
переслаивание кислых лавобрекчий и туфолов с относительно редкими пластами и пачками риолитовых порфиров	700 м.
Общая мощность слоев в разрезе	1922 м.

Особенность этого разреза – в широком развитии субщелочных разностей пород и в том, что отчетливо выделяется верхняя часть подразделения, сложенная кислыми и умеренно кислыми вулканитами (1300 м). Все породы красно-каменно изменены. В кластической части туфолав в изобилии наблюдаются обломки гиалопилитовых андезитовых порфиритов. В многочисленных миндалинах в средних породах отмечены карбонат, кварц, хлорит, а в кислых – флюорит.

Второй разрез в пределах впадин Шинданд и Адрескан составлен в районе селения Шанд [117]. Низы разреза здесь не обнажаются, а верхи смыты. Строение видимой части разреза эоцен-олигоценых вулканитов двухчленное: внизу обнажаются дацит-андезитовые и андезитовые порфириты с прослоями туфолав и лавобрекчий (700 м), вверху – риодацитовые порфиры и кислые туфы (500 м). В кровле последних появляются прослои трахидацитовых порфиров и субщелочных андезит-базальтовых порфиритов. Общая мощность обеих толщ 1200 м.

Третий разрез эоцен-олигоценых вулканитов во впадинах Шинданд и Адрескан описан вблизи перевала Мир-Али [117]. Нижний контакт – тектонический, выше разлома следуют:

пироксеновые андезитовые порфириты с пачками (5-10 м)	
миндалекаменных лав того же состава	500 м;
туфы и туфолавы андезитов	60 м;
туфолавы дацитового и риолитового состава	100 м;
афировые андезиты	100 м;
туфолавы риолитового состава	300 м;
андезитовые порфириты и туфы с прослоями граувакковых песчаников	350 м;
песчаники и гравелиты известковистые и вулканомиктовые с пачками (25-30 м) субщелочных базальтовых порфиритов	100 м.
Общая мощность разреза	1510 м.

Химический состав эоцен-олигоценых вулканитов серии Харутруд приведен в табл. 31.

Последовательность эоцен-олигоценых слоев во впадине Тавданак изучалась в районе селения Дурбар. На рудистовых известняках верхнего аптальба с угловым несогласием залегают [117]:

конгломераты с гальками апт-альбских рудистых известняков	3 м;
песчаники красноцветные	10 м;
андезиты афировые и миндалекаменные	30 м;
конгломераты грязно-красные, крупногалечные	20 м;
туфолавы грязно-сиреневые дацитового состава	10 м;
андезиты зелено-серые массивные, афировые	180 м;
дациты и андезиты тонкофлюидалные	180 м;
андезитовые порфириты миндалекаменные	150 м;
базальты темно-бурые, афировые	15 м;
андезиты зелено-серые, афировые	220 м.
Общая мощность разреза	818 м.

Химический состав (в %) эоцен-олигоценых вулканитов серии Харутруд
(по данным А.Я.Кочеткова, К.Ф.Стажило-Алексеева [117])

Окислы	Дацитовый порфир (Пасабанд)	Андезитовый порфирит		Базальтовый порфирит		Риолитовый порфир		Лавобрекчия порфира (Абул)
		(Мир-Али)	(Шинданд)	(Шинданд)	(Тайвара)	(Абул)	(Пасабанд)	
SiO ₂	62,60	55,09	58,13	58,52	45,55	72,19	71,68	81,36
TiO ₂	1,56	1,09	1,15	1,47	2,19	0,16	0,15	0,12
Al ₂ O ₃	15,90	17,51	18,92	16,97	17,64	13,75	14,30	8,47
Fe ₂ O ₃	3,70	4,78	2,60	2,66	4,80	0,94	0,09	0,26
FeO	0,16	2,48	1,48	3,19	5,47	0,77	0,57	0,88
MnO	0,20	0,26	0,20	0,24	0,25	0,04	0,03	0,06
MgO	0,36	4,29	0,89	2,25	6,24	0,21	0,40	0,10
CaO	4,82	6,45	6,97	5,46	8,72	0,59	0,56	0,44
K ₂ O	3,48	2,46	3,48	3,00	0,80	5,48	8,85	3,72
Na ₂ O	3,90	2,60	3,49	3,92	3,64	2,60	1,00	1,00
P ₂ O ₅	0,47	2,60	0,40	0,47	0,53	0,12	0,08	0,11
Ппп	4,89	2,47	1,90	5,40	4,11	2,21	2,13	2,03
Сумма	100,01	99,70	99,52	99,55	99,94	99,16	99,84	99,50

Северо-восточнее на простирании впадины Тавданах расположена впадина Ларбанд. Разрез терригенных пород эоцен-олигоценых слоев во впадине Ларбанд венчает толща андезитов и андезит-дацитов (грязно-сиреневые, лиловые и зелено-серые) мощностью 400 м. Общая мощность в разрезе 470-525 м [20].

В блоке Аргандаб вулканогенные образования эоцен-олигоценного возраста известны как серия Тангай. Сложена она кислыми и средними вулканитами, залегающими резко несогласно на нижнемеловых слоях; мощность серии 743 м. Сводный разрез ее в районе селений Кариз-и-Мир-Хазор и Тангай следующий (Довгаль и др., 1971):

туфы андезитовые	35 м;
лавобрекчия андезитовых порфиритов	130 м;
туфоконгломераты	35 м;
андезит-дациты биотит-роговообманковые	50 м;
лавы дацитов роговообманково-биотитовых	68 м;
лавобрекчия дацитов	92 м;
переслаивание туфов и туфолав дацитового состава	30 м;
дациты биотит-роговообманковые, афировые	45 м;
туфы дацитов	30 м;
дациты роговообманково-биотитовые	55 м;
туфы риодацитов	15 м;
переслаивание лавобрекчий трахириолитов и риолитов	50 м;
дациты роговообманково-биотитовые	108 м.
Общая мощность серии Тангай	743 м.

Ближние состав и строение имеет серия и в других обнажениях региона, сохраняется и порядок мощностей.

Химический состав вулканитов серии приведен в табл. 32.

Субвулканическая фация. Субвулканические тела широко развиты на площади листов 409, 412, 413, 415, 416, 418, 421, 422, 424, 606, среди полей вулканических толщ эоцен-олигодена, а также в меловых и более древних отложениях. По составу и возрасту различаются две группы пород: базальтовые, андезитовые, диоритовые и реже сиенит-диоритовые порфириты; риолитовые, риодацитовые, дацитовые порфиры и гранит-порфиры (в том числе щелочные гранит-порфиры).

Первая группа объединяет более ранние образования комплексов. Они отмечены преимущественно в маломощных (от 2-3 до 10 м) дайках протяженностью в сотни метров; реже встречаются в мелких штоках (100-150 м в поперечнике).

Породы имеют серую и зелено-серую окраску, массивную или миндалекаменную текстуру и порфировую структуру. Во вкрапленниках находятся средний и основной плагиоклаз, роговая обманка или моноклинный пироксен. Основная масса мелко- или микрозернистая с призматическизернистой, пилотакситовой или интерсертальной структурой. Сложена плагиоклазом, роговой

Химический состав (в %) эоцен-олигоценых вулканитов серии Тангай
(по данным Ю.М.Довгаля и др., 1971)

Окислы	Андезиты				Андезибазальты		
SiO ₂	53,57	58,83	57,71	57,68	50,70	50,86	51,35
TiO ₂	1,17	0,90	0,90	0,94	1,05	1,50	3,00
Al ₂ O ₃	18,32	17,00	15,52	16,82	17,61	17,54	15,91
Fe ₂ O ₃	3,40	2,40	1,30	0,54	1,31	1,25	6,50
FeO	4,36	3,50	4,82	5,33	4,82	5,87	3,06
MnO	0,12	0,11	0,14	0,16	0,17	0,19	0,18
MgO	2,77	3,25	2,98	4,01	4,49	4,72	2,49
CaO	8,73	6,65	5,70	6,84	6,51	5,70	6,82
K ₂ O	0,60	1,68	1,90	1,55	1,65	0,90	2,15
Na ₂ O	2,34	2,65	1,78	2,00	3,00	2,84	2,87
P ₂ O ₅	0,24	0,16	0,16	0,17	0,11	0,26	0,82
Ппп	4,39	2,37	7,15	4,18	7,15	7,97	4,46
Сумма	100,0	100,1	100,6	100,7	99,7	99,6	99,6

обманкой и моноклинным пироксеном, иногда с примесью оливина и стекла или кварца; акцессорные минералы – апатит, сфен, магнетит; вторичные – биотит, эпидот, хлорит, серицит, кальцит, гематит. Значительная эпигенетическая измененность пород составляет характерную особенность этой группы.

Экзоконтактовые изменения в связи с дайками основного-среднего состава не наблюдались. В эндоконтактах установлено уменьшение степени раскристаллизованности породы до полустекловатых и стекловатых структур.

Кислые и умеренно кислые субвулканические породы второй группы слагают штоки, лакколиты и неправильной формы жильные тела размером от 50-100 до 1000 м в поперечнике. Встречаются также мелкие жилы и дайки до 10-20 м мощностью и протяженностью от 0,2 до 1,5 км. По отношению к вмещающим толщам эти тела обычно занимают секущее положение. Породы светло-бурые и кремовые, реже серо-лиловые афировые и порфировые с полевыми шпатами, реже кварцем и биотитом во вкрапленниках. Основная масса сложена этими же минералами и имеет микропойкилитовую-графическую, сферолитовую-гранитовую структуры. Вторичные изменения проявлены в серицитизации и карбонатизации плагиоклаза, мусковитизации и хлоритизации биотита и основной массы, а также в ее окварцевании и гематитизации. Акцессорные минералы – апатит, титаномagnetит, сфен, циркон.

Контактовые изменения проявлены слабо – в виде маломощных зон закалки в эндоконтактах массивов и в слабом окремнении вмещающих пород. В ряде тел в эндоконтактах наблюдаются параллельная ему полосчатость, мелкие ксе-

нолиты вмещающих пород, а также установлены зоны автомагматических брекчий шириной до 100 м (Кала-и-Мир-Дауд, лист 409-Е).

Щелочные гранит-порфиры описаны Г.К.Еременко [6] на восточных склонах хр.Кухе Мулла Естани в районе Шинданда. Они образуют пластинообразное интрузивное тело (2,0×0,3 км) и изометричный в плане шток размером 0,7-0,8 км. Первый залегает среди эффузивных фельзитов, второй прорывает эффузивные андезибазальты, диабазы и фельзиты комплекса Харутруд.

Макроскопически щелочные гранит-порфиры – это серые, буровато-серые порфировые породы с вкрапленниками кварца, щелочного полевого шпата. Местами в них развивается флюорит в виде отдельных гнезд или метасоматически – по вкрапленникам щелочного полевого шпата. Структура порфировая. Во вкрапленниках развиты кварц (8-12%), пелитизированный щелочной полевой шпат (15-25%), щелочной амфибол (2-3%). Основная масса полнокристаллическая микрогранитовой структуры, состоящая из кварца, микроклина, щелочного амфибола (5-10%) и небольшого количества кислого плагиоклаза. В основной массе наблюдаются мельчайшие выделения акцессорного Th-UR-минерала, ближе неопределенного. В протолочках щелочных гранит-порфиров кроме щелочного амфибола арфведсонитового ряда наблюдаются флюорит (1-5 г/т) и Th-минерал.

В кварцевых щелочных порфирах отмечено повышенное содержание ряда литофильных элементов (%): Be (0,01), Sn (0,02), Ce (0,1-0,3), La (0,04-0,08), J (0,06-0,08), Yb (0,008-0,01). Весьма характерно содержание циркония выше кларкового (0,05-0,08%) для гранит-порфиров, отношение $Zr : Ti > 1$; содержание тантала 0,003-0,005%. В экзоконтактовой дайке заметно относительное повышение концентраций указанных элементов (%): Be (0,04), La (0,1), Zr (0,3), Yb (0,02).

Жерловая фация. Образования жерловой фации установлены в редких выходах вблизи городов Кандагар, Фарах и Адрескан (листы 606-В, 422-, 415-А), где приурочены к зонам пересечения разломов. Это вулканические сооружения конусообразной формы со склонами, равными 15° в основании и $35-40^\circ$ в верхней части. В плане форма их изометричная с диаметром основания от 100-200 до 400 м. Абсолютные отметки палеовулканов колеблются от 1255-1550 (район г.Кандагара) до 1800-1900 м (район селения Адрескан). Эти тела локализируются обычно в местах пересечений разломов субширотного и северо-восточного простирания.

Их внутреннее строение из-за многократно повторяющихся извержений весьма сложное. Часто здесь наблюдается зональность, при которой в направлении от периферии к центру тела в лавах и кластовых лавах риолитов и риодацитов уменьшается количество обломков и их размеры. Весьма характерны для пород, слагающих тела жерловой фации, флюидальные, кластические и реже пузырьчатые текстуры. Контактных изменений ни во вмещающих, ни во внедрившихся породах не установлено.

Генетически эти образования представляют собой жерловые части стратовулкана с лавовым характером многократных извержений. Преобладающий

**Средний химический состав (в %)
субвулканических пород комплекса Харутруд [17]**

Окислы	Кварцевые порфиры		Дацитовые порфиры	Щелочной гранит-порфир
	Алгучака (6)*	Мир-Али (1)	Мир-Али (1)	Кохе-Мулла Естани (1)
SiO ₂	74,10	74,98	65,00	71,80
TiO ₂	0,10	0,25	0,7	0,45
Al ₂ O ₃	13,53	12,27	16,12	9,86
Fe ₂ O ₃	0,98	0,58	0,98	5,25
FeO	0,91	1,09	2,43	2,24
MnO	0,05	0,07	0,15	0,13
MgO	0,19	0,47	2,04	0,86
CaO	0,69	2,22	4,97	1,40
K ₂ O	6,15	0,6	1,72	3,00
Na ₂ O	1,88	6,8	3,76	3,90
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,17	0,92
Ппп	1,26	0,59	1,41	0,09
Сумма	99,6	100,0	99,4	99,9

*В скобках – количество анализов.

состав лав дацитовый и риодацитовый. Имеются также туфовые и туфолаво-вые разности. Породы отличаются разнообразной окраской в лиловых, реже в зеленоватых тонах, имеют брекчиевидную, пористую и миндалевидную текстуры. Структура пород порфировая. Вкрапленники представлены олигоклаз-андезином, кварцем, реже калишпатом и биотитом, основная масса – фельзитовая, микропойкилитовая, сферолитовая. Кластический материал состоит из обломков андезитовых порфиритов, стекла, фельзитовых порфиров, кристаллов кварца и полевых шпатов. Размеры обломков – 1-3 мм; вторичные минералы – серицит, хлорит, кварц, кальцит, гематит.

Экструзивная фация. Экструзивные образования пространственно и генетически тесно связаны с породами жерловой фации и установлены на площадях развития последних. Представлены экструзивными столбами и обелисками. Форма экструзий в плане эллипсовидная или изометричная, размеры в поперечнике 30-120 м. Склоны куполов крутые или отвесные, высота их 10-35 м. Характерны для них столбчатая отдельность и вертикальная, иногда своеобразная флюидальность. Типичны прикупольные брекчии с резко увеличивающейся величиной несортированных обломков вблизи экструзии (до 0,2-2,0 м).

Петрографический состав риодацитовых экструзий не отличается от пород жерловой фации того же состава. Для экструзий риолитового состава с порфировой структурой характерно преобладание во вкрапленниках калишпат-пер-

тита и олигоклаза при подчиненной роли кварца. Основная масса сферолитовая, микропойкилитовая и микрогранитовая. Вторичные изменения – гематизация, серицитизация и карбонатизация.

У основания экструзивные тела обычно прорваны многочисленными дайками кислого состава. Контактные изменения в связи с жерлами и экструзиями проявлены слабо. Отмечено некоторое уплотнение и слабое ороговикование вмещающих пород.

Средний химический состав субвулканических пород комплекса Харут-руд приведен в табл. 33.

Большинство пород пересыщены глиноземом и кремнеземом, некоторые отличаются высоким содержанием щелочей. Содержание извести в породах дацит-андезитового ряда больше, а в кислых разностях меньше, чем в типовых составах.

Комплекс Регистан. Комплекс выделен по материалам А.Д.Щеглова (1969, 1971), описавшего в блоке Чагаи на крайнем юге Афганистана наземные вулканогенные образования, представленные главным образом производными умеренно кислых и основных магм. По его мнению, они являются частью крупного вулканогенного пояса, в пределах которого развиты комплексы континентальных эффузивов мелового и палеогенового возраста, Пояс протягивается вдоль юго-западного обрамления глыбы Лут в Иране через массив Чагаи в Пакистан.

Описанная им в западной части массива Чагаи на границе с Ираном вулканогенная толща условно эоценового возраста состоит из перемежающихся горизонтов кислых и основных эффузивов, прорванных небольшими телами гранодиорит-порфиров, образующих цепочку трещинных интрузий. Образование данного вулканогенного пояса в условиях жестких структур связывается А.Д.Щегловым с процессами тектоно-магматической активизации сопредельного альпийского геосинклинального прогиба.

Нами, вслед за А.Д.Щегловым, в зоне Чагаи выделен вулкано-плутонический комплекс, включающий эффузивную серию Регистан эоцен-олигоценового возраста и комагматичный с ней олигоценовый интрузивный комплекс Спинбулдак.

Следует отметить, что на геологической карте Афганистана масштаба 1:2 500 000 (Дронов и др., 1976) поля развития эффузивов комплекса Регистан объединены в один контур с раннемеловыми вулканогенными толщами основного состава комплекса Шуравак, развитыми южнее и имеющими характер образований геосинклинального типа.

Образования комплекса Регистан в 1972 г. описаны В.И.Славиным [17] под названием серии Лоудор, которая дополнительно изучалась В.С.Дранниковым и др. Подстилающих отложений для вулканогенных толщ этой серии не выявлено, перекрываются они несогласно четвертичными эффузивами.

Разрез серии Лоудор, составленный В.С.Дранниковым и др. (1974), включает три согласно залегающие толщи.

Нижняя толща сложена кирпично-красными, буро-зелеными и зеленовато-серыми туфами и туфобрекчиями, лавами и лавобрекчиями андезитового, андезит-дацитового и дацитового составов, прослоенными алевролитами, песчаниками и известняками.

Разрез толщи в бассейне р. Лоудор западнее г. Сомали (2273 м) следующий:

туфы андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов, зелено-серые, прослоенные темно-серыми песчаниками и алевролитами	250 м;
туфоалевролиты, туфопесчаники и туфоконгломераты, прослоенные темно-серыми лавами андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов	500 м;
известняки светло-серые	20-80 м;
туфы андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов, прослоенных лавами андезито-дацитов. Имеются прослои (3-5 м) известняков, алевролитов и кремнистых сланцев	500 м.
Общая мощность толщи	1330 м.

Средняя толща представлена темно-серыми отчетливо слоистыми линзами и лавобрекчиями андезитовых, андезит-дацитовых и базальтовых порфиритов, прослоенных туфами того же состава, а также тонкими пластами известковистых песчаников, алевролитов и известняков; редко встречаются породы риолитового состава. Мощность толщи 1000 м.

Верхняя толща также сложена преимущественно лавами и лавобрекчиями андезитовых, андезит-дацитовых и базальтовых порфиритов, включающих редкие пласты кислых вулканитов. Цвет пород зеленоватый, темно- и светло-серый и грязно-зеленовато-желтый, сложение массивное. Для верхней толщи характерно наличие различных по мощности горизонтов, состоящих почти полностью из образований типа вулканических бомб. Мощность толщи 600-1000 м, а в целом всей серии Лоудор 2830-3330 м. Это не полная ее мощность, поскольку низы серии не обнажены, а верхи размыты.

Ниже приводится петрографическое описание наиболее характерных вулканических пород серии Лоудор.

Андезитовые порфириты, занимающие существенный объем серии, представляют собой породы серого, зеленовато-голубого и коричнево-красного цветов. Структура пород порфировая, гиалопилитовая, микропризматическизернистая или пилотакситовая. Вкрапленники составляют 40-60% породы. Это плагиоклаз (до 50%), ромбический (гиперстен) и моноклинный (диопсид) пироксен (до 40%), амфибол. Основная масса, имеющая микролитовую и андезитовую структуру, состоит из лейст плагиоклаза, погруженных в бурое стекло, и редких зерен рудного минерала.

Миндалекаменные разности андезитовых порфиритов характеризуются наличием миндалин, выполненных кварцем, кальцитом, цеолитом, эпидотом и хлоритом, и отсутствием вулканического стекла в основной массе, состоящей из плагиоклазов и рудного минерала.

Трахиандезитовые порфиры имеют трахитоидную структуру, во вкрапленниках развиты плагиоклаз, псевдоморфозы хлорита по амфиболу и биотитизированный пироксен. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, калиевым полевым шпатом и хлоритом.

Дацитовые порфиры, составляющие относительно небольшой объем серии, представляют собой серые, желтовато-зеленые и красноватые породы. Структура пород порфировая, основной массы — микропризматическизернистая, микроаллотриоморфнозернистая или микрогипидиоморфнозернистая. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, ромбическим пироксеном и роговой обманкой, обычно полностью замещенной кальцитом и тонкочешуйчатым биотитом. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, изометричными зернами калиевого полевого шпата и кварца, редко встречаются зерна роговой обманки и рудного минерала.

Риолитовые порфиры, встречающиеся в виде небольших по мощности пластов и пачек, — это мелко- и среднезернистые, иногда брекчиевидные породы зеленого, серого, сиренево-серого цветов. Структура пород порфировая, основная масса микрофельзитовая или микросферолитовая. Вкрапленники представлены кварцем и полевыми шпатами, а основная масса — радиально расположенными микролитами калиевого полевого шпата, между которыми развиты кварц, серицит и мелкие чешуйки биотита.

Туфы андезитовых порфиритов наиболее распространены в составе серии. Это красные, бурые, фиолетовые, зеленые и серые породы. Структура их литокластическая и кристаллолитокластическая либо витрокластическая, текстура брекчиевидная. Литокласты представлены андезитовыми порфиритами, базальтами, дацитами, кислыми и щелочными породами, погруженными в андезитовую массу с редкими порфировыми вкрапленниками плагиоклазов.

Туфы среднего-кислого состава по внешнему облику и структурным особенностям аналогичны предыдущим породам, но в составе обломков в них наряду с андезитовыми порфиритами имеются дациты и риолиты.

Туфы риолитовых порфиров являются серыми плотными породами с кристаллолитокластической или литокластической структурой и плохо выраженной флюидальной текстурой; структура основной массы микрофельзитовая или витрофировая. Литокласты представлены афировыми и порфировыми риолитами, погруженными в основную массу, состоящей из порфировых выделений кварца, плагиоклаза, и неакристаллизованного хлоритизированного стекла.

Туфы трахириолитового состава имеют литокристаллокластическую или литокристалловитрокластическую структуру и псевдофлюидальную текстуру. Породы сложены раскристаллизованными пепловыми частицами кислого состава с обломками риолитов, трахитов, дацитов, андезитов и других пород.

Все вулканогенные породы серии претерпели вторичные изменения. Породы среднего состава подверглись зеленокаменному перерождению, выраженному в актинолитизации роговой обманки, соссюритизации и хлоритизации плагиоклаза, в широком развитии эпидота и в том числе пумпеллита. В породах

кислого состава вторичные изменения выражены пелитизацией калиевого полевого шпата и карбонатизацией плагиоклаза.

Комплекс Часнуд. Вулканогенные образования этого комплекса развиты в зоне Нахчипар Центрального Бадахшана (лист 218-А, -С). Они описаны Г.Г.Семеновым (1967) и И.М.Сборщиковым (1973) в бассейнах рек Часнуд, Фалес, Гуломдара. В составе этого комплекса выделены эффузивно-туфовые и субвулканические фации.

Эффузивно-туфовая фация. По данным И.М.Сборщикова и др. (1973), большую часть серии составляют вулканогенные породы. В бассейнах рек Часнуд и Фалес в их составе различаются кварцевые порфиры, агломератовые риолитовые порфиры, риолит-порфировые игнимбриты и литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров. Они переслаиваются с пластами красноватых песчаников и зелено-серых сланцев, известняков.

Кварцевые порфиры представляют собой интенсивно рассланцованные светло-серые, желтовато-белые, кремовые и сиреневые породы с порфировой структурой и микрофельзитовой кварц-полевошпатовой основной массой. Вкрапленники (2-3 мм) представлены кварцем и плагиоклазом (36-60%). Кристаллы кварца оплавлены и нередко содержат включения раскристаллизованного стекла, а плагиоклаза — серицитизированы и альбитизированы и по трещинкам включают хлорит и мелкозернистый кварц.

Агломератовые риолитовые порфиры отличаются от кварцевых присутствием во вкрапленниках микроклин-микропертита и наличием крупных (до 3 мм) обломков кварцевых порфиров с микропойкилитовой и микросферолитовой основной массой.

Риолит-порфировые игнимбриты представляют собой светло-серые, голубоватые и желтоватые грубообломочные (2-3 см) породы с игнимбритовой структурой. Фенокристы кварца и полевого шпата погружены в неравномерно раскристаллизованную основную массу с ясными реликтами пепловой структуры. Небольшие линзочки-фэямме ориентированы в плоскости псевдофлюидальности; некоторые из них окружены рудной пылью и содержат мелкие фенокристы кварца и микроклина. Вторичные процессы выразились в серицитизации и окварцевании пород.

Литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров — это среднеобломочные (2,5 мм) породы с литокристаллокластической структурой и псевдофлюидальной текстурой. Пирокласты представлены целыми и обломочными кристаллами кварца, разложенного плагиоклаза и ортоклаза, а также обломками сферолитовых кварцевых порфиров, погруженных в микрофельзитовую связывающую массу, образовавшуюся за счет перекристаллизации тонкого пирокластического материала и стекла. Границы обломков почти неразличимы ввиду спекания их стеклом.

Южнее, в среднем течении р.Гуломдара, серия состоит из двух толщ.

Нижняя толща (1000 м) сложена светлыми и сиренево-розовыми кварцевыми порфирами, агломератовыми порфиритами, литокристаллокластически-

ми туфами кварцевых порфиров и игнимбритами с редкими прослоями мраморизованных известняков.

Верхняя толща (300-400 м) сложена темно-серыми мраморизованными известняками, прослоенными кварц-актинолит-альбитовыми и альбит-эпидот-актинолитовыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками.

К серии Часнуд нами также относятся вулканогенные отложения Центрального Бадахшана, развитые в этой же зоне в хр. Кохе-Тишал-Дара. Они залегают с размывом на маастрихтских известняках и представлены толщей андезитовых и андезибазальтовых порфиров, их туфов и туфоконгломератов. Мощность вулканитов 1000 м. Органических остатков в них здесь не найдено. На территории Советского Памира, по мнению В.И. Дронова, им соответствует нижняя толща серии Бартанг. На геологической карте Афганистана масштаба 1:1 000 000 для них был принят эоцен-олигоценый возраст, а на карте масштаба 1:500 000 – поздне меловой-палеоценовый (Дронов, 1972, 1978). Нами принимается эоцен-олигоценый возраст (Стажило-Алексеев, 1972, 1976).

Субвулканическая фация. Субвулканические образования комплекса Часнуд описаны И.М. Сборщиковым и др. (1974) в бассейне р. Пяндж в структурно-фациальной зоне Нахчипар. К нему отнесены субвулканические тела гранит-порфиров, развитые в верховьях рек Фалес, Часнуд Дара и на правом берегу р. Голом Дара. Они находятся в тесной пространственной ассоциации с вулканогенными образованиями кислого состава условно эоцен-олигенового возраста и рассматриваются в качестве их субвулканических аналогов.

По характеру залегания все тела относятся к согласным пластовым залежам и различаются лишь размерами. Наиболее крупное тело гранит-порфиров закартировано в верховьях р. Часнуд Дара. Оно протягивается в северо-восточном направлении согласно с простиранием вмещающих отложений на 10 км. Ширина выходов пород на дневную поверхность составляет 2,5 км. С трех сторон тело ограничено разломами и лишь с северо-запада наблюдается нормальный контакт с вмещающими верхнепротерозойскими метаморфическими образованиями.

В бассейне р. Часнуд Дара среди условно эоцен-олигеновых вулканогенных отложений кислого состава наблюдается большое количество мелких линзовидных послойных инъекций гранит-порфиров мощностью от первых метров до 50-70 м. Протяженность их достигает первых сотен метров. Обычно гранит-порфиры, как и вмещающие породы, сильно разгнейсованы и изменены вторичными процессами.

Гранит-порфиры макроскопически представляют собой светло-серые массивные порфировые породы. Под микроскопом в них наблюдается порфировая структура с микроаллотриоморфнозернистой или аплитовой основной массой. Порфировые выделения (40-50%) представлены крупными (до 4,0 мм) округлыми фенокристаллами кварца, таблитчатого калиевого полевого шпата и призмами серицитизированного плагиоклаза. Чешуи зеленого биотита образуют скопления, к которым приурочены выделения рудного минерала. Основная масса состоит из субидиоморфных зерен кварца и табличек щелочного по-

левого шпата, а также рассеянных зерен рудного минерала, листочков слюды и бледно-зеленой роговой обманки. Размер зерен основной массы не превышает 0,2 мм. Участками в породах отмечаются линзовидные скопления альбита и кварца.

Микроскопическое изучение пород показывает, что описанные выше гранит-порфиры по составу очень близки к кварцевым порфирам, входящим в состав вулканогенной толщи эоцен-олигоценового возраста. Отличие заключается в структуре и лучшей раскристаллизованности основной массы в гранит-порфирах.

По химическому составу эоцен-олигоценовые субвулканические породы относятся в основном к группе пород, богатых и, в меньшей степени, умеренно богатых щелочами, причем щелочные полевые шпаты значительно преобладают над кальциевыми; они пересыщены глиноземом (9 анализов) или относятся к нормальному ряду (3 анализа).

Комплекс Кохе Бобо. Вулканогенные породы комплекса входят в состав вулcano-плутонической ассоциации, развитой в районе перевала Хаджигек, к юго-западу от разлома Унай, в зоне сочленения блока Банди-Баян Среднего Афганистана с прогибом Фарахруд (листы 508-С, -D и др.). Здесь, в хр. Кохе Бобо, описаны характерные для этой ассоциации орогенного типа эффузивы базальт-андезит-риолитовой группы формаций, тесно связанных пространственно с массивом олигоценовых гранитов комплекса Хаджигек.

Выделяются два разноориентированных ареала вулканических пород.

Первый (Хаджигекский) ареал северо-западного простирания сложен эффузивами кислого состава; он развит вдоль зоны разлома Унай. *Второй (Фарахрудский)* – смешанного основного-кислого состава, имеет северо-восточное простирание и приурочен к северной границе прогиба Фарахруд.

Вулканы комплекса Кохе Бобо отмечены также в тектонических клиньях и впадинах в западной части Среднего Афганистана. В.И. Дронов относит вулканы хребта Кохе Бобо к впадине Кохе Кафтархан, а западный выход – к впадине Талав.

Вулканогенные образования впадины Талав описаны [117] в верховьях р. Гавмазар в районе одноименного селения (восточная часть зоны Нальбандон Среднего Афганистана).

Представлены андезитовыми и дацитовыми порфиритами, их туфами и туфоконгломератами с прослоями красноватых песчаников, алевролитов и конгломератов. В ряде пунктов присутствуют пласты и пачки известняков; в основании разреза повсеместно залегают базальные красноватые песчаники и конгломераты. На всех более древних образованиях они залегают резко несогласно, перекрываются с размывом олигоценовыми слоями. Наиболее представительный разрез серии описан во впадине Талав по левому склону долины р. Шила-и-Сиахсангак, где на каменноугольно-триасовых и юрских слоях резко несогласно залегают:

конгломераты базальные, фациально замещающиеся известняками с водорослями	25 м;
андезитовые и дацитовые порфириты, их туфы и туфопесчаники с пластами песчаников, алевролитов и алевропелитов	110 м;
конгломераты красноцветные, фациально замещающиеся водорослевыми известняками. В гальках конгломератов – песчаники, известняки, андезитовые и дацитовые порфириты	80 м;
песчаники грубослоистые, разномерные	50 м;
лавобрекчии и туфоконгломераты андезитовых и дацитовых порфиритов грязно-коричневые, лиловые и сиреневые	100 м.
Общая мощность	365 м.

Органических остатков в серии Талав не найдено, к эоцен-олигоцену она отнесена условно.

В целом вулканогены серии Кохе Бобо изучены слабо. Эоцен-олигеновый их возраст принят условно.

Комплекс Сабзак. Вулканогенные образования комплекса Сабзак развиты в западной части платформы Северного Афганистана и в бассейне р.Герируд вдоль южной границы блока Мургаб-Герируд (листы 408-В, 409-А, -В и др.). Комплекс описан по материалам К.Я.Михайлова (1965) и В.И.Дронова (1972).

Формирование эоцен-олигеновых вулканитов этого комплекса связано с процессами эпиплатформенной тектоно-магматической активизации данного региона на орогенном этапе.

Представлены они всюду кислыми-основными вулканитами с небольшим объемом терригенных пород. Разрез их составлен в бассейне р.Нова-и-Джилга-и-Мазар (Дронов и др., 1972). Выше эоценовых слоев здесь залегают:

песчаники красноцветные с прослоями конгломератов	40 м;
риолитовые и дацитовые порфиры	30 м;
туфолавы и лавы дацитов	80 м;
порфириты андезитовые, миндалекаменные	400 м;
порфириты дацитовые и андезитовые	200 м;
туфоконгломераты дацитовых порфиров	100 м;
порфириты андезитовые	200 м;
туфоконгломераты дацитовых порфиров	10 м;
андезитовые порфириты	50 м;
туфоконгломераты средних пород	200 м;
туфопесчаники и туфоконгломераты	100 м.
Общая мощность разреза	1410 м.

Химический состав пород приведен в табл. 34 [117].

**Химический состав (в %) эоцен-олигоценых вулканитов
в бассейне р.Нова-и-Джилга-и-Мазар [117]**

Окислы	Пробы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	65,81	55,88	60,58	61,00	60,60	53,20	50,00	64,20
TiO ₂	0,52	0,82	0,81	0,60	0,66	1,00	1,32	0,72
Al ₂ O ₃	15,65	17,31	16,82	14,29	14,47	16,00	15,45	14,90
Fe ₂ O ₃	2,74	3,59	2,79	1,63	1,78	2,55	2,25	2,30
FeO	2,50	2,84	2,40	2,63	3,27	2,95	3,90	2,30
MnO	0,12	0,10	0,12	0,12	0,19	0,10	0,18	0,07
MgO	1,73	5,03	2,88	1,87	4,02	4,90	5,05	3,35
CaO	2,82	4,97	4,30	4,94	3,23	8,20	7,05	2,50
K ₂ O	3,42	3,56	2,72	4,32	3,37	2,00	4,40	3,00
Na ₂ O	3,44	3,32	3,92	3,24	3,88	3,90	2,88	4,00
P ₂ O ₅	0,21	0,45	0,35	0,03	0,46	0,48	0,60	0,21
Ппп	1,47	1,75	1,94	5,10	3,57	4,90	6,50	2,00
Сумма	100,4	99,6	99,6	99,8	99,6	100,2	99,6	99,6

К западу от бассейна р.Нова-и-Джилга-и-Мазар вулканические образования эоцен-олигоценного возраста выделены в серию Галачагар К.Я.Михайловым в 1965 г. Нижняя часть серии (10-120 м) сложена андезитами и их туфами, средняя (150-210 м) – базальтами, верхняя (50-70 м) – трахитами. Мощность серии 210-400 м.

Комплекс Аксу. Выделен А.Х.Кафарским в 1974 г. в зоне Вахан Нуристан-Памирского срединного массива.

Нерасчлененные эоцен-олигоценые отложения развиты в верховьях р.Аксу (лист 314-F). Представлены андезитами и трахиандезитовыми порфиритами, прослоенными красноцветными песчаниками и конгломератами. Мощность отложений 150-600 м. Залегают они несогласно на каменноугольно-юрских слоях, перекрываются с размывом красноцветными песчаниками и конгломератами олигоцена.

Олигоценая формация субвулканических гранитов

Интрузивные образования этой формации пространственно и парагенетически связаны с эоцен-олигоцеными вулканитами. В Центрально-Афганском срединном массиве они

выделены в комплекс Булгоджа и Спинбулдак, в зоне Туркман шовной структуры Среднего Афганистана – в комплексы Хаджигек, в зоне Нахчипар Цент-

рального Бадахшана – в комплексе Йорх. Образование большинства из этих комплексов связано с процессами тектоно-магматической активизации.

Возраст перечисленных комплексов определяется как олигоценый, учитывая факты прорывания ими эоцен-олигоценых вулканитов, с которыми они парагенетически связаны.

Комплекс Булгоджа. Описан А.Я.Кочетковым (зона Анордара) [9] и К.Ф.Стажило-Алексеевым (зона Харутруд) [8]. В этом комплексе объединены интрузивные тела гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, реже диоритов и монцонитов, расположенных в пределах или вблизи площадей эоцен-олигоценых вулканогенных пород в окрестности перевала Мир-Али, хребтов Булгоджа, Банди Медиора, бассейнов рек Шанд Алиджан (листы 415-А, -В; 414, 414-В, 413-Г), Фарахруд (листы 422-А, -С).

Форма их штокообразная, размеры – от первых до 10-15 км². Контакты с вмещающими породами пологие (угол 30-35°), падают в сторону от массива. В отдельных случаях в массивах отмечаются субгоризонтальные провесы кровли.

Среди пород комплекса Булгоджа выделены образования трех фаз внедрения, а также дайки разновозрастных этапов.

Породы *первой фазы* в одних случаях слагают самостоятельные массивы, а в других – встречаются в виде останцов-ксенолитов среди пород более поздних фаз. Представлены среднезернистыми розово-зеленовато-серыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Структура гипидиоморфнозернистая. В их составе описаны плагиоклаз № 25-30 (45-50%), калишпат (10-15%), кварц (15-25%), биотит и роговая обманка (15-20%); акцессорные минералы – магнетит, циркон, сфен, ортит, апатит, монацит. Отмечены пертитизация калишпата, серицитизация плагиоклаза и хлоритизация темноцветных минералов.

Породы *второй фазы* представлены биотитовыми, лейкократовыми и аляскистовыми гранитами, граносиенитами. Ими сложены значительная часть массивов комплекса. Это средне- и крупнозернистые породы розовато-серого цвета. В их составе описаны плагиоклаз № 23-30 (в гранитах 25-30%, в граносиенитах и аляскистовых гранитах (5-10%)), калишпат (30-60%), кварц (30-50%), биотит (до 2-5%); акцессорные минералы – циркон, ортит, сфен, магнетит, гематит; вторичные – серицит, хлорит. Структура гипидиоморфнозернистая. Текстура массивная. В породах интенсивно проявлены процессы калишпатизации и альбитизации. Вблизи контактов отмечается окварцевание и турмалинизация, проявленные в виде гнезд и кварц-турмалиновых прожилков.

Породы *третьей фазы* образуют сравнительно небольшие тела в пределах гранитоидов ранних фаз. По составу они близки к породам второй фазы. Это порфировидные, мелкозернистые и аплитовидные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты; акцессорные минералы – циркон, ортит, магнетит, ильменит, касситерит, турмалин (табл. 35).

По данным комплексной аэромагнитной съемки масштаба 1:100 000 в Шиндандской области значительно расширены границы интрузивного массива Бул-

Содержание акцессорных минералов (в г/т) в породах комплекса Булгоджа
(по данным А.Я.Кочеткова, К.Ф.Стажило-Алексеева, 1970)

Минерал	Первая фаза (3 пробы)	Вторая фаза (6 проб)	Третья фаза (4 пробы)
Магнетит	73,5-1800,0	325,0-2571,0	16,0
Циркон	5,6-15,0	1,0-40,0	+
Сфен	2,0-5,0	20,0-358,3	+
Ортит	1,0-15,0	(70,0)	(+)
Апатит	(0,5)	(100,0)	0,5-100,0
Пирит	(1,5)	(+)	(+)
Золото	(+)	(+)	—
Киноварь	(+)	(+)	(+)
Шеелит	(5,0)	(1,0)	(+)
Касситерит	(+)	(+)	(+)
Флюорит	(+)	(+)	—
Ильменит	—	(44,0-128,0)	(+)
Галенит	(1,0)	(+)	+
Циртолит	—	—	(+)
Рутил	(+)	(+)	(+)
Наэгит	(+)	—	(+)
Барит	(6,0)	(+)	(+)
Ураноторит	—	(+)	—

годжа. Южнее и севернее его выделен еще целый ряд интрузивных тел этого комплекса. Они залегают на глубинах 0,3-1,5 км. Установлено, что породы первой и второй фаз являются магнитными и выделяются в магнитном поле. Оловоносные граниты третьей фазы являются практически немагнитными и отображаются зонами отрицательного магнитного поля. Площади распространения немагнитных гранитов по аэрогеофизическим данным в несколько раз превышают площади этих пород, указанных на геологических картах, что увеличивает поисковые перспективы района на олово (Княжев и др., 1976).

Комплекс Булгоджа характеризуется изобилием дайковых образований.

Одну группу даек представляют аплиты, аплитовые гранит-порфиры, микрограниты, мелкозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты. Привлекает внимание отсутствие пегматитовых жил. Акцессорные минералы представлены ортитом, цирконом, сфеном и апатитом. Постмагматическими минералами жильных пород являются турмалин и флюорит.

Другая, более поздняя группа даек, отличается большим разнообразием. Более ранние из них сложены розовыми гранит-порфирами с микрогранитовой микросферолитовой основной массой. Во вкрапленниках развиты кварц, кали-

Средний химический состав (в %) пород комплекса Булгоджа
(по данным А.Я.Кочеткова, 1970; К.Ф.Стажило-Алексеева, 1970)

Окислы	Первая фаза			Вторая фаза	Третья фаза
	Диорит (2)*	Гранодиорит (4)	Сиенит (1)	Гранит (4)	Гранит (2)
SiO ₂	60,82	64,41	62,18	73,32	72,64
TiO ₂	0,95	0,87	0,89	0,20	0,25
Al ₂ O ₃	16,39	15,30	16,05	13,12	13,90
Fe ₂ O ₃	1,59	1,46	1,35	1,31	0,09
FeO	4,37	3,70	5,61	1,77	1,97
MnO	0,14	0,11	0,17	0,06	0,09
MgO	2,86	1,68	1,85	0,31	0,22
CaO	5,98	4,37	3,35	1,36	1,72
K ₂ O	2,99	3,80	3,66	4,65	4,80
Na ₂ O	2,42	2,98	4,28	3,13	3,46
P ₂ O ₅	0,10	0,19	0,25	0,04	0,00
Ппп	1,05	0,77	0,82	0,51	0,49
Сумма	99,7	99,7	100,5	99,8	99,6

*В скобках – количество анализов.

шпат и олигоклаз-андезин. Более поздние дайки представлены лампрофирами (спессартитами, малхитами), диоритовыми диабазовыми и базальтовыми порфирами. Для лампрофиров характерна интенсивная биотитизация.

Мощность даек не превышает первые метры, а длина – от сотен метров до первых километров. Гранит-порфиры образуют неправильные тела размером до 1 км² (перевал Мир-Али). Не всегда ясны происхождение и относительный возраст многочисленных даек среднего состава: пироксеновых (авгитовых), диоритовых, габбро-диоритовых и андезитовых порфиритов. Вероятно, большая часть их является жильным отщеплением ранних фаз комплекса, а некоторые могут быть отнесены к дайкам второго этапа. В целом для даек характерна обильная рудная вкрапленность (магнетит, титаномагнетит, ильменит), имеются апатит и сфен. Как правило, они интенсивно изменены: серицитизированы, карбонатизированы и эпидотизированы. Степень и характер изменений пород аналогичны таковым для гранитоидов первой фазы.

Контакты гранитоидов и вулканитов не всегда четкие – существуют постепенные переходы от гранитов через гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Вблизи контакта в вулканитах отмечены линзы гранит-порфиров. Эндоконтактовые изменения гранитоидов проявляются слабо. Здесь породы приобретают порфировые структуры. В экзоконтактах образуются плагиоклаз-кварцевые, кварц-пироксеновые и кварц-диопсид-плагиоклазовые роговики с биотитом и роговой обманкой. Карбонатные породы в контактах мраморизованы и скарни-

рованы с образованиями моноклинного пироксена, граната, апатита, везувиана, эпидота, магнетита, сульфидов, амфибола, скаполита, слюд.

На контакте гранитов с кислыми вулканитами иногда образуются породы, близкие к вторичным кварцитам (лист 422-А, селение Гурма). Эффузивы и субвулканические породы превращены в роговики или ороговикованы с сохранением реликтов первичных микропойкилитовых или фельзитовых структур. Значительные экзоконтактные изменения эффузивов отличают интрузивы комплекса Булгоджа от субвулканических тел.

Химические особенности гранитоидов комплекса Булгоджа сводятся к следующему (табл. 36). Среди них встречаются как породы нормального ряда, так и пересыщенные глиноземом. Лейкократовая часть преобладает над цветной. Содержание калия и натрия примерно равно, но чаще в незначительной степени преобладает натрий. Анортитовая составляющая значительна в породах с повышенными концентрациями феррических компонентов и малым содержанием кремнезема. Во всех этих породах содержится калиевый полевой шпат, что при высоком значении темноцветной части и малом содержании кремнезема свидетельствует о принадлежности этих пород к монцонит-сиенитовому ряду.

По данным спектрального анализа (среднее по 20 пробам), в гранитах комплекса Булгоджа установлены содержания элементов-примесей, превышающие кларковые (в %): бериллия (0,001), ванадия (0,017), кобальта (0,002), никеля (0,0048), меди (0,007), олова (0,0005), висмута (0,0003).

Комплекс Спинбулдак. Данный комплекс выделяется впервые. В него включены две пространственно разобщенные группы интрузивных массивов, имеющих сходный состав и одинаковые структурно-геологические позиции: Шуравак (Спинбулдак) и Регистан. Ареалы этих интрузивных тел приурочены в зоне сочленения альпийской складчатой области с Центрально-Афганским срединным массивом, располагаясь в пределах последнего.

Интрузивные тела Шуравакской (Спинбулдакской) группы развиты у восточной границы страны, протягиваясь вдоль 66 меридиана от хребта Шуравак на юге до района селения Спинбулдак на севере. Эта группа массивов описана по материалам Ю.М. Кошелева и др. (1972) (рис. 13).

Спинбулдакская группа массивов образовалась в течение *двух фаз* внедрения.

Массивы первой фазы (листы 701-Е, -D, 707-Е) сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами. Большинство из этих массивов имеют штокообразную или линзовидную форму. Площадь отдельных из них достигает 250 км² (максимальная протяженность 30 км, ширина до 20 км). Контакты с карбонатно-терригенными вмещающими породами верхнемелового возраста крутые, секущие. В эндоконтакте содержится большое количество мелких ксенолитов вмещающих пород.

Среди пород первой фазы наибольшим распространением пользуются среднезернистые биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, слагающие

Кварцевые диориты представляют собой зеленовато-серые среднезернистые породы. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой и призматическизернистой. Плагиоклаз представлен андезином № 30-35 (50-55%), темноцветные минералы – биотитом и роговой обманкой (30-35%), количество кварца не превышает 15%.

Экзоконтактовые изменения вокруг массивов первой фазы отмечаются повсеместно. Карбонатные породы мраморизованы, реже скарнированы (гранатовые скарны). В терригенных толщах образуются роговики. Все эти изменения отмечаются в зоне шириной 60-100 м.

Граниты *второй фазы* слагают линзовидные (20×10; 5×2 км) и штокообразные изометричные (17×15 км) тела, сложенные гранитами. Контакты с вмещающими породами наблюдаются редко (закрыты под песками пустыни). В отдельных случаях (массив Улагай) отмечаются фрагменты контактовых зон. Падение плоскости контакта от субвертикального до 45°.

Внутренняя часть массивов сложена средне- и крупнозернистыми, порфировидными гранитами. В эндоконтактовых участках эти породы мелкозернистые. Под микроскопом граниты второй фазы характеризуются порфировой структурой с гранитовой основной массой. Отмечаются элементы пойкилитовой и мirmekитовой структур. Вкрапленники, представленные микроклином, кварцем и реже олигоклазом, составляют от 15 до 50% объема породы. В основной массе развиты альбит-олигоклаз (25-30%), кварц (30-35%), микроклин (40-45%) и биотит (~5%); акцессорные минералы – ортит, апатит, циркон, гранат, ильменит, торит; вторичные – кварц, альбит, серицит, хлорит, эпидот. Экзоконтактовые изменения аналогичные с таковыми, описанными для пород первой фазы.

Широко развиты *дайково-жильные* образования. Наиболее ранние из них представлены гранитами, аплитами, пегматитами. Они приурочены главным образом к внутренним частям массивов, реже встречаются в их экзоконтактах. Протяженность даек 100-150 м, мощность 2-3 м. Простираение их преимущественно субмеридиональное – северо-восточное.

Группа более поздних даек представлена гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, андезитовыми и диоритовыми порфиритами, диабазами, спессартитами. Они распространены гораздо шире даек первого этапа.

Гранит-порфиры, кварцевые порфиры, лампрофиры развиты преимущественно в эндоконтактовых зонах, образуя дайки мощностью 1,5-2,0 м и протяженностью 50-300 м. Дайки диабазовых, андезитовых и диоритовых порфиритов приурочены к экзоконтактовой зоне, встречаясь на удалении в 1,5 км от массивов. Их мощность 5-8 м, протяженность до 3 км.

Интрузивные массивы Регистанской группы, относимые нами к комплексу Спинбулдак, развиты на северных склонах хр. Чагаи. Они слагают линейно-вытянутую полосу, протягивающуюся вдоль южной границы Афганистана на расстояние более 100 км. Эта группа массивов описана по материалам В.И.Славина (1974), В.И.Дранникова, И.М.Сборщикова и др. (1974) (рис. 14).

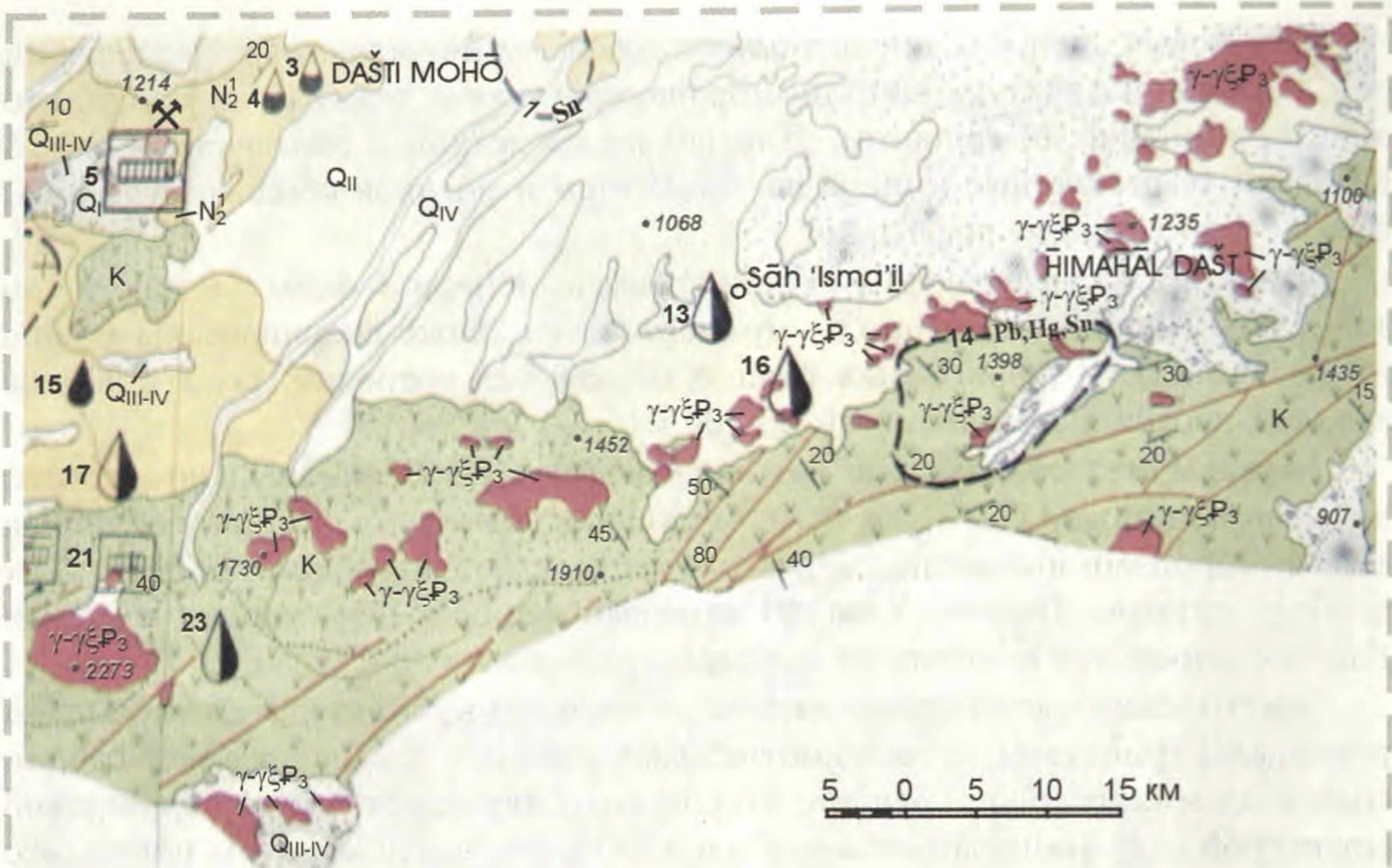


Рис. 14. Регистанская группа массивов гранитоидов комплекса Спинбулдак (Чагаи) [118]

В составе интрузивных тел этого района описаны граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты (первая фаза) и граносиениты, кварцевые сиениты (вторая фаза).

Наиболее широко развиты интрузивные тела *первой фазы*. Выходы их наблюдаются в верховьях долин рек Лоудор Мандех (лист 616), Зебра, Пармии, Парруде Хурд, Парруде Калон, Катра Шела (лист 617), где они образуют мелкие (до 35 км²), чаще всего изометричные по форме тела среди вулканогенных отложений верхнемелового и эоцен-олигоценового возрастов.

Контакты интрузий с вмещающими породами обычно крутопадающие, иногда вертикальные, секущие. В эндоконтактовых частях встречаются мелкие ксенолиты вмещающих пород — андезитовые и дацитовые порфириды. Контактные изменения как интрузивных пород, так и вмещающих эффузивов и туфов выражены слабо. Граниты и гранодиориты в эндоконтактовой зоне постепенно сменяются кварцевыми диоритами и диоритами. Приконтактовые изменения обычно выражаются в ороговикании, хлоритизации и окварцевании.

В строении некоторых наиболее крупных гранитоидных интрузий первой фазы намечается зональность. В центральных частях (интрузии Самоли, Арзаки, Замораки) наблюдаются граниты, основная часть интрузии образована гранодиоритами и, наконец, в приконтактовых частях интрузий развиты кварцевые диориты и диориты.

Петрографический состав гранитоидов первой фазы не отличается большим разнообразием. Наибольшим развитием пользуются амфибол-биотитовые гранодиориты, значительно реже встречаются граниты, кварцевые диориты и диориты.

Амфибол-биотитовые гранодиориты представляют собой серые и розовато-серые мелко- и среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из плагиоклаза, калишпата, кварца, биотита, амфибола и акцессорных – ортита, апатита, сфена. Плагиоклаз зональный, по составу – олигоклаз-андезин (№ 29-33), иногда он обладает ясно выраженным идиоморфизмом. Калишпат нерешетчатый. Вторичные изменения породы выразились в серицитизации, сосюритизации и пелитизации плагиоклаза, хлоритизации и эпидотизации роговой обманки.

Порфировидные граниты наблюдаются в северной части массива Бунмалъ. Это серые среднезернистые плотные массивные породы. Структура их порфировидная, с аплитовой структурой основной массы. Порода состоит из кварца (20-25%), плагиоклаза (30-35%), калишпата (30-35%), биотита (5-6%) и амфибола (2-3%). Порфировые выделения сложены плагиоклазом и микроклин-пертитом.

Биотит-роговообманковые граниты представляют собой розовато-серые мелко- или среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой или микропегматитовой структурой, состоящие из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита, амфибола и акцессорных минералов – магнетита, апатита циркона, сфена. Вторичные изменения пород выражены в хлоритизации, пелитизации полевых шпатов.

Интрузивные массивы второй фазы, сложенные граносиенитами и кварцевыми сиенитами, обнажаются в долине рек Пармин, Шах Исмаил, Парруде Калон (листы 617-В, -С). Они пространственно тесно связаны с интрузиями гранитов первой фазы.

Граносиениты и кварцевые сиениты образуют небольшие по площади (до 15 км²) изометричные или овальные штокообразные тела среди вулканогенных отложений верхнего мела или обнажаются из-под рыхлых четвертичных проллювиально-аллювиальных и эоловых образований. Непосредственных взаимоотношений граносиенитов с гранитами и гранодиоритами первой фазы в пределах интрузивных массивов нигде не наблюдалось, однако дайки граносиенитов и кварцевых сиенитов, прорывающие габбро-диабазы, граниты и гранодиориты, свидетельствуют о несколько более позднем внедрении сиенитовых интрузий.

Контакты граносиенитов с вмещающими верхнемеловыми породами крутые, секущие, приконтактовые изменения пород выражены слабо. Внутри интрузий наблюдаются постепенные переходы от граносиенитов, слагающих центральные части интрузивов, к кварцевым сиенитам, развитым обычно в их периферических частях. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород выразились в частичном ороговикании и перекристаллизации пород вблизи контактов.

Преобладающим развитием среди пород второй фазы пользуются граносиениты. Кварцевые сиениты распространены значительно меньше.

Граносиениты представляют собой розовато-серые, мелко- и среднезернистые породы. Структура породы гипидиоморфнозернистая, иногда с элементами микропегматитовой. Состоят из микроклина (60-75%), плагиоклаза № 30-33 (10-20%), кварца (10-15%), небольших количеств амфибола, биотита, сфена и рудного минерала.

Кварцевые сиениты – розовато-серые, средне- и крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой (с элементами микропегматитовой) структурой. Состоят из микроклина (55-60%), плагиоклаза (25-30%), кварца (около 10%), биотита (2-3%), авгита (1-2%) и единичных зерен сфена и рудного минерала.

Дайково-жильные образования Регистанской группы комплекса Спинбулдак распространены как во внутренних частях интрузий гранодиоритов и гранитов, так и во вмещающих вулканогенных отложениях.

Мощность даек колеблется от 0,5 до 10 м, по простиранию они прослеживаются на расстояние от первых метров до нескольких сотен метров. Простирание даек преимущественно субширотное, реже – меридиональное и субмеридиональное, падение вертикальное или же очень крутое, под углом 75-80°. Весьма характерным является изменение состава жильных образований по мере удаления от интрузивных тел. Дайки внутри гранитоидных интрузий и на небольшом удалении от них представлены обычно гранитами, в то время как дайки, встреченные на значительном удалении (сотни метров–первые километры) от интрузий среди вмещающих вулканогенных отложений, имеют более основной состав и значительно меньшую степень раскристаллизации породы. Состав дайково-жильных образований изменяется от лейкократовых и аплитовидных гранитов, граносиенитов, находящихся внутри интрузивных тел, до гранодиорит-порфиров, риодацитовых, дацитовых порфиров, диоритовых порфиритов (в удалении от интрузий на 0,5-1,0 км), и базальтовых порфиритов, конга-диабазов, встреченных на значительном (иногда более 5 км) удалении от гранитоидных интрузий. Связь даек основного состава с интрузиями гранитов весьма условна и непосредственно нигде не установлена.

Контактовые изменения, связанные с внедрением даек, весьма незначительны. В экзоконтактах наблюдается слабое ороговикование, эпидотизация, окварцевание пород. Ширина зон контактового изменения вмещающих пород не превышает обычно 1 м. В эндоконтактах наблюдается уменьшение размеров зерен породообразующих минералов, появление стекловатых разностей пород.

По петрографическому составу и структурно-текстурным особенностям жильные породы во многом сходны с аналогичными интрузивными породами, отличаясь от них лишь слабо выраженной порфировидностью, малым количеством темноцветных.

Средний химический состав пород комплекса Спинбулдак приведен в табл. 37.

Основные петрохимические особенности интрузивных пород комплекса Спинбулдак заключаются в следующем: в них присутствуют в основном поро-

Средний химический состав (в %) пород комплекса Спинбулдак
(по данным Ю.М.Кошелева, 1972; И.М.Сборщикова, 1974)

Окислы	Диориты (3)*	Кварцевые диориты (3)	Гранодиориты (3)	Граниты (3)
SiO ₂	59,48	63,04	68,90	73,46
TiO ₂	0,89	0,66	0,36	0,18
Al ₂ O ₃	15,88	15,55	13,55	12,77
Fe ₂ O ₃	3,45	2,60	1,82	1,10
FeO	3,81	2,96	1,66	1,86
MnO	0,08	0,07	0,03	0,01
MgO	3,82	2,52	1,68	1,05
CaO	5,83	3,56	2,86	1,84
K ₂ O	1,53	3,29	4,25	4,29
Na ₂ O	3,12	3,47	3,31	2,82
P ₂ O ₅	0,24	0,22	0,09	0,06
Ппп	1,41	1,36	1,28	0,90
Сумма	99,6	99,3	99,8	100,3

*В скобках – количество анализов.

ды, пересыщенные алюминием, причем граниты, граносиениты и кварцевые сиениты характеризуются повышенной щелочностью с преобладанием калия над натрием, в гранодиоритах – обратные отношения. Породы преимущественно лейкократовые, светлая часть в них преобладает над цветной (75-85%). Отмечается повышенное количество свободного кремнезема. При сопоставлении рассматриваемых образований с различными магматическими формациями, выделенными Ю.А.Кузнецовым (1964), интрузии комплекса Спинбулдак ближе всего к формации субвулканических гранитов.

Комплекс Хаджигек. В зоне Туркман Среднего Афганистана олигоцен-овые интрузии субвулканических гранитов выделены в комплекс Хаджигек. Породами этого комплекса сложен массив Хаджигек и ряд мелких плутонов в хр.Кохе Бобо (листы 509-С, -D). Они изучены К.Ф.Стажило-Алексеевым и А.Я.Кочетковым (Карапетов и др., 1969, 1970).

Массив Хаджигек представляет собой удлиненное в плане тело шириной 5-7 км и протяженностью более 25 км. Он приурочен к зоне разлома Унай, имеющего северо-западное простирание и выступающего в качестве поперечного разлома в данном районе, так как общее простирание всех других структур здесь направлено на северо-восток. Массив находится в тесной пространственной и, возможно, парагенетической связи с эоцен-олигоценовыми вулканитами хр.Кохе Бобо.

Юго-восточный контакт массива сложен протерозойскими кристаллическими сланцами и кварцитами. Он извилист, имеет близширотное простирание и крутое (до вертикального) падение. В отдельных случаях контакт носит инъекционный характер. Жилы гранитов встречаются в кварцитах на удалении 600-700 м от контакта. На такое же расстояние простирается здесь и контактовое воздействие интрузии на вмещающие породы. Западный экзоконтакт массива сложен эоцен-олигоценowymi вулканитами. В бассейне р. Садбарг, севернее селения Калу, в водораздельной части хр. Кохе Бобо, он пологий (падение на юго-запад), а местами на отдельных вершинах, где сохраняются останцы пород кровли, субгоризонтальный. На северо-востоке массив примыкает к разлому Унай, выраженному на этом участке зоной (600 м) лимонитизации, дробления, хлоритизации, окварцевания гранитов и вмещающих пород. Вблизи массива Хаджигек среди каменноугольно-пермских толщ установлено еще несколько сходных по составу мелких пластинообразных тел, приуроченных к разломам северо-восточного простирания.

Массив Хаджигек хоть и сложен породами одной фазы, но отличается большим петрографическим разнообразием.

В северо-восточной его части развиты светло-серые, среднезернистые биотитовые граниты, аляскитовые граниты, граносиениты и гранит-порфиры, представляющие собой апикальные фации интрузивного тела. Минеральный их состав представлен микроклином (40-50%), плагиоклазом № 6-12 (20-30%), кварцем (25-40%), биотитом (3-8%); акцессорные минералы – циркон, апатит, магнетит; вторичные – хлорит, эпидот, серпентин. В целом для всех пород характерны альбитизация, замещение биотита хлоритом и эпидотом, пертитизация микроклина. Структура гипидиоморфнозернистая, переходящая часто в аллотриоморфнозернистую с элементами гранулитовой. Встречается пойкилитовая структура. Для эндоконтактовых зон характерны порфировые структуры с аллотриоморфной основной массой.

В южной части массива обнажаются его более глубинные фации. Породы имеют тот же состав, что и апикальные фации, но отличаются крупнозернистым, местами порфировидным строением. Наиболее широко распространены граносиениты. В эндоконтактовых зонах здесь отмечаются полосы (до 20 м) нацело альбитизированных пород, сложенных альбитом (80-90%) и кварцем (до 10%). В виде реликтов в них отмечается микроклин-перит, переходящий в шахматный альбит. Из акцессорных минералов встречены сфен и ильменит.

В породах комплекса Хаджигек (анализы 11 проб) отмечены акцессорные минералы (в г/т): магнетит (3-300), ортит (0,2-180), циркон (0,1-3,6), апатит (до 3,5), галенит (до 2,0-3,0), ураноторит (до 2,0), а также шеелит, касситерит, молибденит, флюорит, церуссит, сфалерит, циртолит, халькопирит, монацит, торит, уранинит, фергюссонит.

По петрохимическим особенностям (табл. 38) гранитоиды комплекса относятся к породам нормального ряда или пересыщены алюминием. Они обогащены щелочными алюмосиликатами, значение анортитовой составляющей незначительно. В цветных минералах железо преобладает над магнием.

По данным спектрального анализа (среднее из 30 проб), в гранитах комплекса Хаджигек установлены содержания элементов-примесей (в %): бериллия (0,001), ванадия (0,014), никеля (0,004), цинка (0,009), олова (0,0024), свинца (0,075).

Жильные породы в массиве имеют широкое распространение. Особенно характерны дайки гранодиорит-порфиров и кварцевых диоритовых порфиров. Мощность их 5-15 м, протяженность – более 1 км. Падение – вертикальное, иногда крутое на северо-восток. Это серо-зеленые порфировидные породы. Во вкрапленниках развиты крупные (до 2-3 см) кристаллы плагиоклаза, основная масса сложена плагиоклазом, кварцем, биотитом, изредка – амфиболом. Следует отметить, что эти дайки имеют много общего с миоценовыми дайками района селений Гарай и Карабах (лист 418). Кроме того, встречаются жилы мелкозернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов мощностью до 2,0-2,5 м, протяженностью в несколько десятков метров и кварц-альбит-турмалиновых пегматитов. Последние интенсивно альбитизированы, имеют мощность от 10-20 см до 2 м и более. Приурочены к крупным блокам – ксенолитам осадочных пород.

Контактовые изменения сводятся к следующему. В сланцах образуются роговики. Вулканиты эоцен-олигоцена претерпевают актинолитизацию, биотитизацию и серицитизацию, а их основная масса полностью перекристаллизована. Эндоконтактовые зоны массива насыщены ксенолитами вмещающих пород, в значительной степени метаморфизованными. В отдельных случаях в ксенолитах образуются гранат-пироксеновые скарны.

Комплекс Йорх. В этот комплекс нами включены массивы интрузивных пород, развитые в зоне Нахчипар в области киммерийской складчатости и обнаруживающие пространственную и парагенетическую связь с оэцен-олигоценовыми вулканогенными образованиями в бассейнах рек Йорх, Навадах, Крюнч, Нахчи, являющихся притоками р.Пяндж. Ранее (Моралев и др., 1967) они описывались по аналогии с Центральным Памиром в составе позднемелового-палеогенового комплекса Ванч-Язгулем. На сводной схеме магматических комплексов Афганистана масштаба 1:1 000 000 (Стажило-Алексеев и др., 1972) отдельные его массивы включались в комплекс Ревак. И.М.Сборщиков (1974) часть массивов, относимых нами в настоящее время к комплексу Йорх, включал в состав палеогенового интрузивного комплекса, в котором были объединены все гранитоиды зон Нахчипар и Шева (рис. 15). Описание комплекса приводится по материалам И.М.Сборщикова (1974) и В.М.Моралева (1967).

Интрузивные тела комплекса Йорх имеют в плане линзовидные очертания, реже встречаются линейно-вытянутые пластинообразные массивы. Формирование комплекса произошло в течение *четырех интрузивных фаз*.

Породы первой фазы представлены габбро, габбро-диоритами. Они имеют ограниченное развитие, слагая несколько интрузивных массивов. Одно из них прослеживается вдоль р.Пяндж на участке от р.Йорх до кишлака Пажвар на протяжении 8-10 км при ширине 2-2,5 км, другое тело габбро-диоритов на-



Рис. 15. Гранитоиды зон Нахчипар и Шева [118]

ходится в верховьях р.Крюнч и имеет штокообразную форму (площадь 6 км²). Известен еще ряд массивов габбро-диоритов площадью до 1 км².

Габбро и габбро-диориты *первой фазы* представляют собой крупно- и среднезернистые породы серо-зеленого цвета. Выделяются пироксеновые и биотит-амфиболовые габбро. Пироксеновые габбро сложены моноклинным пироксеном диопсидового ряда и плагиоклазом № 37-42, количественное соотношение которых довольно изменчиво. В отдельных случаях появляется ромбический пироксен и породы переходят в габбро-нориты. Биотит-амфиболовые габбро состоят из плагиоклаза № 68 (30-45%), роговой

обманки (38-42%), биотита (10-12%); акцессорные минералы – ильменит, магнетит, сфен, апатит. Габбро-диориты сложены плагиоклазом № 47 (60-64%), пироксеном и биотитом (25-30%); акцессорные минералы – магнетит, ильменит, апатит, циркон и турмалин. Структура пород первой фазы габбровая с элементами призматически- и гипидиоморфнозернистой.

Вторая фаза представлена гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами. Они слагают крупный массив Сохчарв и ряд мелких массивов площадью 5-6 км² каждый.

Массив Сохчарв расположен в междуречье Йорх и Пяндж. Он ориентирован в северо-западном направлении вкрест простирания вмещающих отложений верхнего триаса – средней юры. Протяженность массива от селения Рундан Дара до селения Часнуд-и-Боло составляет 20 км, ширина от 5 до 12 км. Контакты массива обычно четкие, прямолинейные и крутые. Некоторые контакты являются тектоническими. По своему положению массив относится к плутонам трещинного типа. Его строение осложняется продольным и поперечным разломами; сложен, в основном, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, причем последние представляют собой его краевую фацию.

К югу от массива Сохчарв, в бассейне р.Судудж Дара находится несколько мелких массивов гранодиоритов. Контакты их с вмещающими отложениями верхнего триаса-средней юры субсогласные. В эндоконтактной части массивов содержится большое количество ксенолитов вмещающих пород и меланократовых шлировых выделений. В экзоконтактных зонах наблюдаются апофизы, отходящие от массивов, и отдельные секущие и субпластовые жилы

гранитоидов. Мощность отдельных послойных инъекций гранитоидов колеблется в широких пределах от первых метров до 100-150 м.

Аналогичные по составу тела закартированы на левобережье р.Пяндж, в районе селения Рабати Боло, среди эоцен-олигоценых вулканитов среднего состава. Площадь выходов составляет 0,3-0,5 км².

Граниты и гранодиориты представляют собой светло-серые или серые массивные породы. Сложены калиевым полевым шпатом (20-35%) плагиоклазом (20-45%), кварцем (20-30%) и биотитом (до 12%). Структура гипидиоморфно-зернистая, порфировидная, участками пойкилитовая, микропегматитовая. Калиевый полевой шпат образует крупные таблитчатые кристаллы с простыми двойниками, сравнительно свежий. Часто встречается также в виде мелких ксеноморфных пелитизированных зерен. Плагиоклаз образует крупные таблитчатые и призматические кристаллы, зонален, замещается серицитом. Представлен олигоклазом (№20-25) и андезином (№31-36). Участками наблюдается срастание кварца с калиевым полевым шпатом. Биотит встречается в виде пластинчатых или чешуйчатых кристаллов. Он хлоритизирован, частично замещается мусковитом. По мелким трещинкам в биотите развиваются агрегаты темно-бурого сфена. Роговая обманка (5%) присутствует в виде удлиненных зерен, хлоритизирована и эпидотизирована. Акцессорные минералы (2-3%) представлены апатитом, цирконом и магнетитом.

Кварцевые диориты и диориты представлены серыми мелко- и среднезернистыми массивными породами. Сложены плагиоклазом (60-65%), биотитом и роговой обманкой (20-25%), а также кварцем (до 10-12%); акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит, сфен. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами призматическизернистой. Плагиоклаз представлен андезином (№ 38-42). Образует таблитчатые и призматические зерна, серицитизирован и сосюритизирован. Роговая обманка зеленого цвета ($C : N_g = 15-18^\circ$, $2V = 62-68^\circ$), замещается актинолитом и биотитом, развитым в виде удлиненных табличек и окрашенным в коричневый цвет.

В отдельных случаях встречаются кварцевые монцониты. Они обладают монцонитовой структурой с элементами микропегматитовой. В составе пород участвуют плагиоклаз (40-42%), пироксен (16-18%), калиевый полевой шпат (18-23%), кварц (15%); акцессорные минералы – сфен, апатит, циркон. Плагиоклаз интенсивно сосюритизирован и серицитизирован. Он образует резко идиоморфные кристаллы. Моноклинный пироксен наблюдается в виде призматических или неправильной формы зерен, замещается амфиболом. Калиевый полевой шпат пелитизирован. Иногда отмечается прорастание калишпата кварцем, дающее микропегматитовую структуру.

Результаты химического состава пород второй фазы приводятся в табл. 38. Кварцевые диориты и гранодиориты относятся к породам нормального типа, слабо пересыщенным кремнеземом. Цветная часть в первом случае составляет около 42%, что приближает его к кварцевым габбро (по Р.Дэли), а во втором – 31% (среднее значение между нормальным гранодиоритом и кварцевым диоритом). В составе цветной части в обеих породах преобладают магнезиально-

Таблица 38

Средний химический состав (в %) пород комплексов Йорх и Хаджигек
(по данным В.М.Моралева, 1967; И.М.Сборщикова, 1975; К.Ф.Стажило-Алексеева, 1970)

Окислы	Йорх					Хаджигек		
	Габбро-диориты первой фазы (1)*	Граниты второй фазы (3)	Граниты третьей фазы (2)	Сиениты четвертой фазы (2)	Граносиениты (1)	Щелочные граниты (5)	Граниты (9)	
SiO ₂	54,69	69,90	71,78	61,09	63,44	72,99	70,88	
TiO ₂	0,16	0,52	0,41	0,49	0,80	0,17	0,50	
Al ₂ O ₃	16,80	14,13	13,78	14,65	14,80	13,35	14,54	
Fe ₂ O ₃	3,06	1,59	3,01	4,03	5,27	0,23	1,32	
FeO	5,37	1,75	1,00	1,19	0,61	1,89	1,63	
MnO	0,16	0,07	0,02	0,08	0,01	0,03	0,05	
MgO	4,10	1,24	0,68	1,70	0,49	0,43	0,85	
CaO	8,20	2,66	0,89	1,80	1,28	1,41	2,37	
K ₂ O	1,32	2,65	2,16	4,24	5,60	4,33	3,10	
Na ₂ O	2,32	4,67	6,19	4,70	5,20	4,13	3,80	
P ₂ O ₅	0,09	0,17	0,10	0,23	0,16	0,07	0,09	
Пшп	3,26	0,92	0,26	5,36	2,04	0,72	0,73	
Сумма	99,5	100,2	100,3	99,6	99,7	99,8	99,9	

* В скобках – количество анализов.

железистые компоненты. Светлая часть пород характеризуется преобладанием натрия над калием.

Породы третьей фазы представлены гранитами и гранит-порфирами, которые слагают довольно крупный Йорхский плутон. Он расположен в бассейне одноименной реки и вытянут в субмеридиональном направлении. Его протяженность около 20 км, максимальная ширина 7-8 км. Вмещающими породами являются протерозойские, верхнетриасовые-среднеюрские и, главным образом, эоцен-олигоценовые толщи.

Контакты массива с вмещающими отложениями, как правило, тектонические. Лишь на юго-западе по левому борту р. Йорх и на востоке в районе селения Мазор Бой Ходжа массив имеет четкие рвущие контакты с вулканогенными отложениями эоцен-олигоценового возраста и протерозойскими метаморфическими толщами. В.М. Моралев (1967) описывает также постепенные переходы от гранитов Йорхского плутона через гранит-порфиры в своеобразные порфироиды, относимые И.М. Сборщиковым (1974) к вулканогенным фациям.

Граниты представляют собой крупно- и среднезернистые породы светло-серого цвета. Сложены калиевым полевым шпатом (35-40%), плагиоклазом (15-25%), кварцем (25-30%), биотитом (3-8%); акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен; вторичные – серицит, хлорит, эпидот, цоизит, соссюрит. Структура гипидиоморфнозернистая, гранитовая, реже пойкилитовая. Калиевый полевой шпат представлен микроперитом, иногда содержит микропойкилитовые включения кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз-олигоклаз-андезин (№ 25-38) заметно соссюритизирован и серицитизирован. Биотит образует таблитчатые и мелкочешуйчатые выделения, окрашенные в бурый цвет. Часто развит в виде скоплений, замещен хлоритом.

В юго-западной части массива на контакте с кислыми вулканитами эоцен-олигоценового возраста установлены аляскитовые граниты. Это белые, розоватые порфировые породы. Под микроскопом в них наблюдается порфиробластическая, участками гранобластовая структура. Породы сложены крупными метабластами альбита (30-40%) с пойкилитовыми вростками кварца, заключенными в разномзернистую кварцево-полевошпатовую массу. Последняя состоит из таблитчатых зерен микроклина (25-30%), тонких призм альбита и гранулированных округлых зерен кварца (20-30%). Темноцветные минералы в породах отсутствуют. Отмечаются скопления железистого карбоната, приуроченного к трещинам. С карбонатом ассоциирует лейкоксен и кристаллы анатаза. Изредка встречаются мелкие кристаллы магнетита.

Гранит-порфиры, по данным В.М. Моралева (1967), занимают значительные площади в массиве Йорх. Они имеют желтовато-серую, белую и розовато-серую окраску, порфировую структуру. Во вкрапленниках развиты кварц и реже – полевой шпат. Вкрапленники кварца имеют размер 0,2-0,4 мм, оплавлены и корродированы основной массой. Плагиоклаз представлен андезином № 38. Реже во вкрапленниках встречается калиевый полевой шпат (микроперит). Основная масса микрофельзитовая, имеет кварц-полевошпатовый состав

с примесью чешуек серицита и рудного минерала; акцессорные минералы – апатит, реже сфен.

Породы четвертой интрузивной фазы представлены преимущественно граносиенитами. Они установлены на левобережье р.Сафар Дарах, занимая водораздел этой реки и р.Нахчипар.

Массив Сафардарах имеет протяженность около 15 км при ширине 2-7,5 км. В северо-западной части он отделен разломом от эоцен-олигоценовых вулканогенных толщ, на востоке и западе – прорывает верхнетриасовые-среднеюрские терригенные толщи. Контакты резкие, их падение направлено в сторону от массива.

В составе интрузива преобладают граносиениты. Это крупнозернистые породы розового цвета. Они обладают гипидиоморфнозернистой, участками микропегматитовой структурой и состоят из калиевого полевого шпата (40-50%), плагиоклаза (15-25%), кварца (20-25%), биотита (7-10%), амфибола (5-8%) и акцессорных минералов. Микроклин представлен крупными (3,0-3,5) таблитчатыми и мелкими (0,7-1,0 мм) ксеноморфными зернами. Плагиоклаз-олигоклаз (№ 24-28) образует кристаллы таблитчатой и призматической формы. Зеленый биотит наблюдается в виде пластинок и чешуек. Субщелочная роговая обманка образует призматические кристаллы, плеохроирует от густо-зеленого до светло-зеленого цвета ($C : Ng = 8^\circ$), частично замещается биотитом. Из акцессорных минералов преобладает сфен, а также встречаются магнетит, циркон и апатит.

Химический состав граносиенитов свидетельствует о том, что они относятся к породам нормального ряда, пересыщенным кремнеземом. Светлая часть характеризуется преобладанием щелочных полевых шпатов над кальциевыми. Цветная часть представлена в основном магнезиально-железистыми компонентами, которые содержатся примерно в равных количествах. Порода соответствует щелочно-земельному граниту Р.Дэли.

Контактовое воздействие граносиенитов на вмещающие отложения верхнего триаса-средней юры проявилось весьма интенсивно. В экзоконтакте гранитоидов массива Сафардарах развиты андалузит-биотитовые и гранат-биотитовые сланцы. Ширина зоны контактово-измененных пород достигает 1,0-1,2 км.

Жильные производные гранитоидов комплекса Йорх представлены многочисленными дайками и мелкими пластовыми телами гранитов, гранодиоритов, гранит-порфиров, диоритовых порфиров, пегматитов и аплитов, которые секут интрузивные образования всех фаз. Особенно большое количество даек и жил наблюдается вблизи массива Сохчарв и некоторых других, сложенных кварцевыми диоритами и гранодиоритами второй интрузивной фазы.

Дайки характеризуются протяженностью в первые десятки метров, мощностью до 2-3 м. Контакты их с вмещающими породами резкие, извилистые в плане, с весьма незначительными экзоконтактовыми изменениями. По петрографическому составу подавляющая часть даек сходна с составом самих массивов.

Породы комплекса прорывают отложения различного возраста от докембрия до эоцен-олигоценовых включительно. Нижний возрастной предел комплекса (по крайней мере, для второй и последующих фаз) устанавливается

по факту прорывания диоритами эоцен-олигоценых вулканитов. В отношении габброидов первой фазы можно заметить, что они органически входят в состав массивов, сложенных породами более поздних фаз, и имеют с ними сходные петрографические особенности (наличие габбро-диоритов среди пород второй фазы, близкий состав акцессорных минералов). Таким образом, значительного отрыва во времени пород первой фазы от последующих нет. Результаты определения абсолютного возраста аналогичных гранитоидов на смежной территории Центрального Памира (Буданов и др., 1964) показывают значительные расхождения, но в общем не ниже 77 млн лет. При этом по имеющимся данным подтверждается последовательность внедрения гранитоидов, установленная геологически. Например, диориты второй фазы имеют возраст 39 и 41 млн лет, а граниты третьей фазы – 25-36 млн лет.

Олигоценовая формация батолитовых гранитов

К этой формации относятся интрузивные комплексы Аргандаб, Гильменд, Лагман, Багорак, Мустаг, Бараки, Шева.

Комплекс Аргандаб. Массивы этого комплекса занимают междуречье Тирин-Аргандаб и территорию к северо-западу от г. Газни, протягиваясь широкой полосой от района г. Кандагара на юго-западе до бассейна р. Майдан на северо-востоке. Они издавна известны геологам, посещавшим Афганистан, и неоднократно упоминались в литературе, начиная от работ Грисбаха (1888) и до современных исследований немецких, французских и советских геологов.

Группа массивов, расположенная к юго-западу от депрессии Дашти-Навар и известная под названием “Аргандабский батолит”, изучалась Ю.М. Довгалем и М.И. Чальяном, которые впервые выделили эти гранитоиды в качестве самостоятельного комплекса Аргандаб (Довгаль и др., 1967, 1971). Нами (Стажило-Алексеев, 1972) изучены и отнесены к этому же комплексу массивы Газни, Бадогак и Гаукуш, расположенные между депрессией Дашти-Навар и бассейном р. Майдан. Информация по этим массивам содержится также у А. Лаппарана [156].

Становление комплекса происходило *в три фазы*. В первую – внедрились амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты, в эндоконтактных участках часто переходящие в диориты и кварцевые диориты; во вторую – порфировидные лейкократовые граниты, аляскиты, граносиениты и кварцевые сиениты; в третью – лейкократовые мелко- и среднезернистые граниты. Между породами всех трех фаз установлены четкие интрузивные контакты.

Аргандабский батолит имеет протяженность 300 км при ширине в 40-50 км. Он состоит из ряда сравнительно более мелких массивов, разделенных между собой перемычками вмещающих пород: Даразгол, Аказо, Пада, Саламак, Зарак и др. Наиболее крупным среди них является массив Даразгол, имеющий протяженность около 250 км и ширину от 3 до 40 км и слагающий основную часть Аргандабского батолита (рис. 16). Северо-восточная половина массива

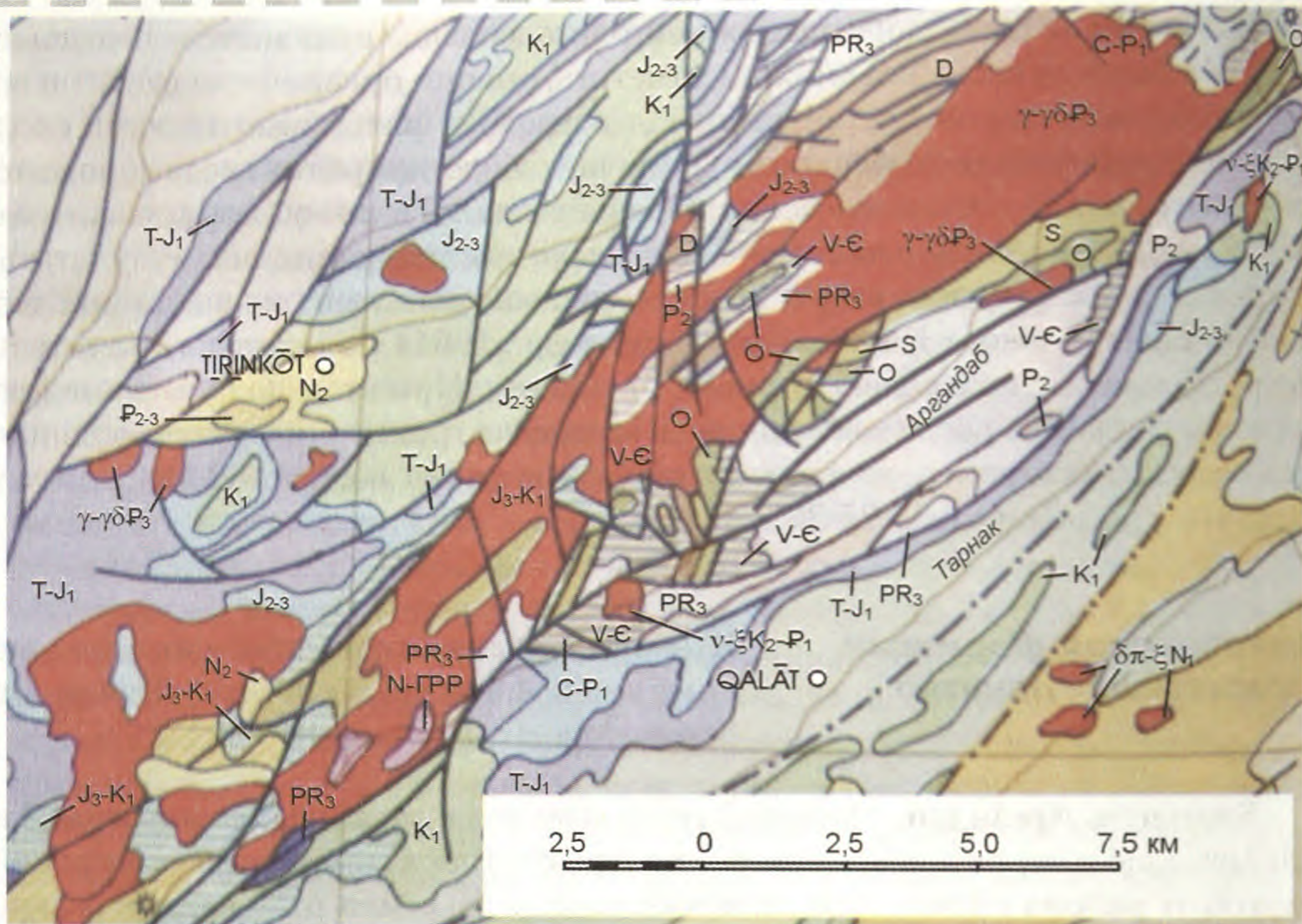


Рис. 16. Аргандабский батолит (массив Даразгол)

Условные обозначения см. рис. 5

расположена среди палеозойских карбонатно-терригенных толщ, юго-западная — среди мезозойских отложений. Контакты с вмещающими породами пологие — неровные, извилистые, реже крутые прямолинейные. Плоскости контактов всегда падают в сторону вмещающих пород.

Внутреннее строение массива сложное. В его составе преобладают гранодиориты первой фазы. Они почти полностью слагают северо-восточное и юго-западное окончание массива. Центральная часть (примерно одна треть) насыщена линзовидными телами гранитоидов второй и третьей фаз, имеющими форму узких линз и штоков. Отдельные тела гранитоидов третьей фазы установлены к северо-западу от селения Даразгол. В юго-западной части массива имеют широкое развитие многочисленные ксенолиты раннемеловых диоритов и габброидов, трассирующихся через все тело массива полосой северо-восточного направления по линии Кандагар-Урузган. Массив содержит также большое количество ксенолитов вмещающих осадочных пород, причем некоторые из них имеют площадь до нескольких сот квадратных километров и, возможно, являются останцами кровли. Судя по их количеству и размерам, северо-восточная часть массива эродирована сильнее, чем центральная и юго-западная, где зачастую сохраняется его кровля. Весьма примечательной особенностью массива

Даразгол является наличие в нем мощных субмеридиональных (северо-восточных) и субширотных (западно-северо-западных) зон нарушений.

Массив Аказо расположен в районе одноименного селения (лист 424-Е, -F) и имеет штоковидную, несколько вытянутую форму и извилистые очертания контакта. Он прорывает пологозалегающие верхнетриасовые карбонатные толщи, в целом слабо эродирован, что подтверждается большим количеством содержащихся в нем мелких ксенолитов осадочных пород, а также широким распространением пород эндоконтактовой фации – диоритов и кварцевых диоритов. Массив сложен в основном породами первой фазы, лишь в его краевых частях встречаются штоки гранитов второй фазы.

К востоку от описанного интрузива расположен массив Пада, который имеет линзовидную форму протяженностью 25-27 км при ширине 8-10 км и ориентирован в широтном направлении. Он прорывает юрские и нижнемеловые карбонатно-терригенные толщи и сложен в основном гранитоидами второй фазы.

Массивы Саламак и Зарак, расположенные к северо-западу от г.Кандагара, приурочены к области широкого развития раннемеловых останцов, а также эоцен-олигоценых вулканитов. Они построены в основном гранитоидами второй фазы.

Кроме отмеченных выше массивов, в состав Аргандабского батолита включены еще целый ряд более мелких интрузивных тел. Они представлены мелкими штоками и телами линзовидной формы, располагающимися в экзоконтактовых участках более крупных плутонов, и, возможно, соединяются с ними на глубине.

Несколько обособленно стоит группа интрузивных тел, развитых к северо-востоку от Дашти-Навара. Она включает массивы Газни, Бадогак и Гаукуш (Стажило-Алексеев, 1972).

Массив Газни расположен к западу от одноименного города. Он имеет ширину 10-15 км и протяженность до 40 км. Северо-западный контакт с каменноугольно-нижнепермскими образованиями тектонический. На юго-востоке и юге граниты прорывают протерозойские метаморфические толщи. Контакт извилистый, часто инъекционного типа. В его строении преобладают гранодиориты и граниты первой фазы, прорванные мелкими редкими штоками гранитов второй фазы. В отдельных случаях (хр.Болокох) отмечаются жилы мусковитовых лейкократовых гранитов третьей фазы.

Массив Бадогак расположен к северо-востоку от водохранилища Банди-Султан в районе селений Бадогак, Мардола, Мору (листы 513-А, -В). Он имеет ширину 5-10 км, протяженность 30 км и обладает сложным извилистым очертанием, но в целом вытянут в северо-восточном направлении. В южной и юго-восточной своих частях он прорывает протерозойские метаморфические толщи. Вся остальная часть массива расположена среди каменноугольно-нижнепермских сланцевых толщ. Контакты с протерозойскими толщами расплывчатые инъекционного типа, со сланцами – резкие, секущие. В строении массива принимают участие породы всех трех фаз. В районе кишлака Сингал (лист 513-В) развиты следующие разновидности пород:

- крупнозернистые биотит-амфиболитовые гранодиориты с линзами и ксенолитами гнейсов, гнейсо-гранитов, амфиболитов;

- среднезернистые, иногда порфировидные биотитовые граниты, образующие крупные штоки и жилы, прорывающие с четким контактом породы первой группы;

- лейкократовые мелкозернистые биотитовые граниты, переходящие в кварц-мусковит-полевшпатовые пегматиты. Образуют жилы мощностью до 4-5 м и протяженностью в сотни метров. Жилы простираются в северо-восточном направлении и имеют пологое падение ($20-30^\circ$). Биотит-амфиболовые гранодиориты часто разгнейсованы. Любопытно, что во внутренних частях массива иногда наблюдается северо-западное ($320-330^\circ$) направление гнейсовидности и соответственно – ориентировка ксенолитов, что не вяжется с общим простиранием вмещающих гнейсов. На контакте с карбонатно-сланцевыми толщами отмечаются узловатые сланцы и интенсивная мраморизация известняков.

Массив Гаукуш расположен в районе одноименного перевала (лист 509-F). Представляет собой узкое (800-1000 м) пластинообразное тело протяженностью 20 км, которое приурочено к тектоническому контакту между протерозойскими метаморфическими толщами, слагающими его северо-западный контакт, и каменноугольно-нижнепермскими кварцито-сланцевыми толщами, расположенными на его юго-восточном контакте. Массив пересекался по автодороге Логар-Кабул в районе кишлака Бадкол. Западный контакт гранитов и гнейсов расплывчатый, гнейсы через полосу гранито-гнейсов переходят постепенно в амфиболовые серо-зелено-розовые гранодиориты, а те в свою очередь – в крупнозернистые, слабо порфировидные серо-розовые биотит-амфиболовые граниты. На восточном контакте граниты обрамляются мощной (20-60 м) грядой кварцитов, которые они прорывают. Контактного влияния на кварциты не обнаружено. Развитые далее сланцы подвержены гранитизации. Падение плоскости контакта вертикальное, простирание северо-восточное (40°).

В целом в составе массивов комплекса Аргандаб преобладают гранитоиды первой фазы. Заметно меньше, но в достаточно большом количестве (общая площадь 1000 км^2) распространены породы второй фазы. Гранитоиды третьей фазы имеют ограниченное развитие.

Среди пород *первой фазы* наибольшим распространением пользуются средне- и мелкозернистые амфибол-биотитовые, биотитовые, реже амфиболовые граниты и гранодиориты; встречаются также порфировидные крупнозернистые амфибол-биотитовые и биотитовые граниты. Эндоконтактовая фация представлена диоритами, кварцевыми диоритами и лейкократовыми гранитами.

Амфибол-биотитовые и амфиболовые граниты имеют светло-серый, серый и розово-серый цвета и обладают гранитовой, иногда с элементами аллотриоморфнозернистой структурой и следующим составом: плагиоклаз (№ 25-32) – 25-30%, микроклин – 30-35%, кварц – 25-30%, роговая обманка ($N_g = 1,688$; $N_r = 1,676$; $C: N_g = 13-23^\circ$) и биотит – 5-10%. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, шеелитом, магнетитом, пиритом; вторичные – серицитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом, альбитом, мусковитом, лимонитом.

В гранодиоритах преобладает аллотриоморфнозернистая структура, основность плагиоклаза повышена, его содержание составляет 45-50%. Соответственно уменьшено содержание микроклина (8-10%) и кварца (15-40%). Количество роговой обманки ($N_g = 1,676$; $N_r = 1,667$; $C : N_g = 12-14^\circ$) составляет 10-15%. Иногда появляется моноклинный пироксен (до 15%). Из акцессорных минералов, кроме отмеченных выше, встречаются сфен, гранат, ортит, рутил.

Порфировидные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты имеют светло-серый и серый цвета, крупнозернистое строение. Размер вкрапленников достигает 4 см. Структура пород порфировидная, основной массы – гранитная. Вкрапленники представлены плагиоклазом № 28, который составляет от 10 до 20% породы. Основная масса сложена плагиоклазом № 25-30 (30-45%), кварцем (20-30%), микроклином (25-30%), биотитом и роговой обманкой ($N_g = 1,676$; $N_r = 1,664$; $C : N_g = 13-16^\circ$) – 5-8%. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, торитом, магнетитом.

Диориты – массивные серые, темно-серые, зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые породы. Структура призматическизернистая, иногда с элементами аллотриоморфнозернистой. В их составе описаны плагиоклаз (№ 35) – 30-50%, биотит и роговая обманка – 20-35%, моноклинный пироксен – до 8%, кварц и калиевый полевой шпат – 2-3%. Содержание кварца в кварцевых диоритах повышается до 15%, а калишпата – до 5-10%. Из акцессорных минералов более характерны апатит, сфен, а также ортит, циркон, шеелит. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом, кальцитом, актинолитом, серпентином, биотитом, кварцем, лимонитом.

Эндоконтактовые изменения гранитоидов первой фазы в значительной степени зависят от состава вмещающих пород и характера контакта. При внедрении в карбонатные породы периферические части массивов преобразуются в диориты, кварцевые и кварцсодержащие диориты, иногда – в гранодиориты. Менее заметные преобразования происходят при прорывании ими терригенных пород. В этом случае появляются лейкократовые разности гранитов и гранодиоритов со слабо проявленной порфировидной структурой. Как правило, эндоконтактовая часть массивов насыщена угловатыми ксенолитами вмещающих пород и шпировыми обособлениями биотита. Площадь ксенолитов самая различная – от нескольких квадратных сантиметров до нескольких десятков квадратных метров. Мощность зоны эндоконтактовых изменений в случае пологих контактов достигает нескольких сот метров. Там, где контакты относительно крутые, ширина зоны измененных пород не превышает нескольких десятков сантиметров, редко достигая 10-15 м. В целом же как экзоконтактовые, так и эндоконтактовые изменения в породах первой фазы проявлены не настолько широко, как это можно было бы ожидать при столь внушительных размерах интрузивных тел.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород весьма разнообразны. Карбонатные породы мраморизованы и скарнированы, терригенные – ороговикованы и окварцованы. Роговики имеют кварц-плагиоклаз-биотитовый, кварц-плагиоклаз-биотит-амфиболовый составы, редко встречаются кордиеритовые

роговики. Мощность зон измененных терригенных пород в случае пологого контакта достигает 300, а иногда и 800 м. В случае крутого контакта мощность ороговикомованных и окварцованных пород не превышает 100 м, составляя обычно 5-20 м.

Ко второй фазе комплекса Аргандаб отнесены порфировидные биотитовые, реже амфибол-биотитовые граниты, аляскиты, лейкократовые граниты, граносиениты, сиениты. Преимущественным распространением среди этих пород пользуются порфировидные граниты и аляскиты, несколько менее распространены сиениты и граносиениты. Лейкократовые граниты слагают обычно апикальные части массивов.

Порфировидные граниты представляют собой крупнозернистые, участками гигантозернистые розовые, розово-серые, светло-серые породы. Размер порфировидных вкрапленников колеблется от 1 до 4 см. Структура порфировидная, основная масса гранитная. Вкрапленники составляют 25-30% породы и представлены микроклином и олигоклазом. Основная масса сложена микроклином (до 50%), олигоклазом (10-15%), кварцем (до 25%), биотитом и роговой обманкой (до 5%), мусковитом (до 3%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, гранатом, турмалином, топазом, ортитом, касситеритом, фергюсонитом; вторичные — кварцем, серицитом, хлоритом, эпидотом, альбитом.

Аляскиты представляют собой розовые и светло-розовые мелко-, средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные породы. Структура порфировидная, гранитовая. Аляскиты сложены олигоклазом (25-30%), микроклином (до 45%), кварцем (25-28%), биотитом и мусковитом (до 1%). Из акцессорных минералов отмечены: апатит, сфен, циркон, гранат, монацит, касситерит, шеелит. Набор вторичных минералов тот же, что и в гранитах.

Граносиениты — мелко- и среднезернистые розовые и мясокрасные породы. Структура гипидиоморфнозернистая. Сложены микроклином (50-60%), олигоклазом (10-15%), кварцем (1-15%), биотитом, роговой обманкой ($N_g = 1,676-1,695$; $N_r = 1,664-1,678$; $C : N_g = 11-14^\circ$). Набор акцессорных и вторичных минералов аналогичен описанным выше. В сиенитах содержание кварца не превышает 3%, количество темноцветных минералов достигает 10%.

Лейкократовые граниты имеют розово-серую окраску и мелко- и среднезернистое строение; структура гранитовая. Сложены микроклин-пертитом (35-40%), олигоклазом (20-25%), кварцем (до 30%), биотитом и роговой обманкой (до 6%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом; вторичные — серицитом, хлоритом, альбитом.

Результаты минералогического анализа протолочек пород первой и второй фаз комплекса Аргандаб приведены в табл. 39.

Эндоконтактовые преобразования в породах второй фазы весьма незначительны. Они сказываются на расстоянии нескольких десятков метров и лишь в редких случаях — первых сотен метров. Изменения выражаются в уменьшении зернистости пород, реже — в появлении гнейсовидной структуры и порфировидных неравномерно-зернистых структур. Состав пород зоны эндоконтакта

Таблица 39

**Содержание акцессорных минералов (в г/т)
в гранитоидах комплекса Аргандаб**
(по данным Ю.М.Довгаля, 1971)

Минерал	Первая фаза (18 проб)	Вторая фаза (10 проб)
Магнетит	0,5-4330,0	10,0-3450,0
Апатит	0,2-160,0	1,7-231,0
Циркон	0,1-100,0	2,3-161,0
Гранат	(0,2-10,0)	(2,8-178,3)
Сфен	0,3-5670,0	(1,3-6140,0)
Ортит	2,0-92,0	(20,0-67,0)
Пирит	(0,03-125,0)	5,4-249,0
Золото	(+)	—
Киноварь	(+)	(+)
Шеелит	(0,2)	(+)
Флюорит	(0,05-20,0)	(100,0)
Касситерит	(0,05-0,2)	(0,4)
Ильменит	(1,0-1100,0)	(0,1-75,0)
Рутил	(+)	(4,5)
Анатаз	(+)	(+)
Наэгит	(+)	—
Барит	(8,5)	—
Торит	(0,05-0,2)	—
Ураноторит	(+)	—
Уранинит	(+)	—

изменяется в зависимости от состава вмещающих пород: при внедрении в терригенные образования порфировидные граниты сменяются лейкократовыми гранитами; на контакте с карбонатными породами повышается количество темноцветных минералов (до 15-20%), часто встречаются их шлировые скопления. В эндоконтактовых частях массивов обычно присутствуют угловатые, слабо переработанные ксенолиты вмещающих пород, в том числе гранитов первой фазы, габбро и диоритов комплекса Ходжан. Ксенолиты имеют размеры до 2 м в поперечнике, реже встречаются крупные останцы площадью в несколько сот квадратных метров.

Породы *третьей фазы* слагают мелкие, не более нескольких десятков квадратных километров, штокообразные массивы и жилы протяженностью до первых километров и мощностью до 50 м (листы 514-Е, 520-В, 606-В). Наиболее крупный массив Зардкох (лист 520-В) имеет площадь около

100 км², несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму и извилистые сложные очертания контактов.

Массивы *третьей фазы*, как правило, располагаются среди пород первой, а их жилы пересекают и порфировидные граниты второй фазы.

Состав пород третьей фазы однообразен. Это мелко- и среднезернистые лейкократовые граниты. Они имеют массивную текстуру и розовый цвет. Структура пород обычно равномернозернистая гранитовая, реже встречается порфировидная с гранитной основной массой, а в мелкозернистых разностях пород — аплитовая. Минеральный состав гранитов: микроклин-пертит — 55-60%, плагиоклаз (№ 25) — 10-25%, кварц, темноцветные минералы — не более 5% (биотит, роговая обманка и редко моноклинный пироксен); акцессорные — апатит, циркон, магнетит, ортит; вторичные — серицит, биотит, альбит.

В эндоконтакте в лейкократовых гранитах наблюдается появление неравномернозернистой порфировидной структуры, общее уменьшение зернистости пород. Ширина зоны таких изменений не превышает нескольких десятков сан-

тиметров. Ксенолиты вмещающих пород очень редки и не велики по размерам. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород массивов гранитов третьей фазы выражены слабее, чем таковые при внедрении пород первой фазы. Ширина зоны не превышает обычно нескольких метров.

Карбонатные породы мраморизованы, реже скарнированы с образованием эпидотовых и гранат-эпидотовых скарнов, иногда содержащих магнетит, людовигит и сульфиды железа. Терригенные образования ороговикованы. Гранитоидные породы первой фазы, в которой наиболее часто внедрялись рассматриваемые образования, изменяются очень слабо, отмечается лишь незначительное окварцевание, калишпатизация и уменьшение количества темноцветных минералов в зоне контакта шириной не более нескольких десятков сантиметров.

Становление комплекса Аргандаб сопровождалось внедрением разнообразных по составу *жильных пород*. Более ранняя группа представлена диоритами, гранодиоритами, гранитами, пегматитами, аплитами, сиенитами и граносиенитами. В позднюю стадию внедрились сиенит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, андезитовые и диоритовые порфириты, диабазовые порфириты, спессартиты.

Дайки в какой-то степени распределены в зависимости от величины эрозионного среза интрузивных тел. Так, на северо-востоке района близ селений Санги-Маша, Даразгол (листы 514-Е, 520-А) в наиболее глубоко эродированных участках массивов дайки встречаются сравнительно редко. В южной и центральной частях массива севернее Аргандабского водохранилища у селения Елбак и др., где интрузивные породы эродированы в меньшей степени, дайки часто встречаются в виде серий, их поля занимают сотни квадратных километров. Наибольшее количество даек встречается в связи с гранитоидами первой фазы, тогда как образование второй и особенно третьей фазы редко сопровождается дайками.

Самыми ранними среди даек являются диориты. Они прорываются гранодиоритами, а последние – сиенитами и пегматитами. Размеры этих даек различные: мощность – от нескольких сантиметров до 50-60 м, протяженность – от первых метров до 500-800 м. Простирания тел также разнообразны: известны дайки северо-восточного, меридионального и широтного простирания с углами падения 70-85°, реже 5-15°.

Диориты и кварцевые диориты имеют мелкозернистое строение и зеленовато-серый цвет. Структура призматическозернистая, с элементами гипидиоморфнозернистой. Сложены плагиоклазом № 35 (70%), роговой обманкой (25%), кварцем (3-10%); акцессорные минералы – магнетит, сфен, апатит; вторичные – хлорит, эпидот, серицит, актимолит, кальцит, лимонит.

Гранодиориты – светло-серые мелкозернистые породы. Структура гипидиоморфнозернистая. В их составе описаны плагиоклаз № 25 (35-40%), кварц (20-30%), ортоклаз (до 18%), биотит и роговая обманка (до 15%).

Лейкократовые граниты – мелкозернистые породы светло-розового цвета. Структура гранитная, аллотриморфнозернистая, микропегматитовая. Сложены микроклином (40-55%), плагиоклазом № 20-25% (30%), кварцем (30-35%),

биотитом, мусковитом; акцессорные минералы – апатит, магнетит, циркон, сфен, ортит.

Аплиты – породы светло-серого цвета с аплитовой структурой, сложены микроклином (35-40%), кварцем (35-40%), плагиоклазом № 15-25 (15-20%).

Пегматиты – гигантозернистая порода светло-серого и розового цветов. Структура пегматитовая. Сложены микроклином (40-50%), кварцем (10-20%), альбит-олигоклазом (20-30%), мусковитом, биотитом (до 30%); акцессорные минералы – турмалин, гранат, касситерит, рутил.

Сиениты, граносиениты – мелкозернистые розовые и серо-розовые породы. Структура порфировая, микропойкилитовая. Сложены микроклином (60-72%), олигоклазом (10-15%), кварцем (до 10%), биотитом, роговой обманкой (до 10%).

Контактные изменения, связанные с внедрением даек первого этапа, весьма незначительны. Они выражены слабым ороговикованием (кварц-эпидот-биотит-олигоклаз) или скарнированием (амфибол-гранат-эпидот-кальцит). Ширина зон контактового изменения не превышает первых десятков сантиметров. В эндоконтактах наблюдается уменьшение крупности зерен породообразующих минералов, ширина зоны закалки не превышает нескольких сантиметров.

Среди *более поздних даек* наибольшим распространением пользуются диабазы, андезитовые порфириты, кварцевые- и гранит-порфиры.

Взаимоотношения между указанными выше породами не всегда определяются четко. Установлено только, что диабазы прорываются андезитовыми порфиритами и гранит-порфирами. Дайки второго этапа локализуются преимущественно в пределах интрузивных массивов и очень редко встречаются во вмещающих породах. Они приурочены главным образом к апикальным и эндоконтактовым участкам массивов, где встречаются в виде серий (листы 606-В, 519-Е, -С). Размеры даек изменяются в широких пределах: мощность – 0,2-30 м, протяженность – 3-10 м (до 7 км). Простираение даек северо-восточное, меридиональное и субширотное. Углы падения, как правило, крутые.

Кварцевые порфиры – мелкозернистые породы серого и розоватого цвета. Структура порфировая микрогранитовая, фельзитовая, сферолитовая. Сложены плагиоклазом № 25-25 (20%), ортоклазом (40%), кварцем (35%), биотитом (до 1%). Акцессорные минералы – магнетит, апатит.

Гранит-порфиры – серые, розовато-серые мелкозернистые породы. Обладают порфировой структурой, микрогранитовой, granoфировой основной массой. Во вкрапленниках (~ 15%) развиты олигоклаз и кварц. Основная масса сложена ортоклазом (30-35%), кварцем (30%), альбит-олигоклазом (до 20%), биотитом и роговой обманкой (до 8%). В гранодиоритах-порфирах во вкрапленниках отмечены плагиоклаз (№ 25-30), роговая обманка и изредка – моноклинный пироксен; акцессорные минералы – магнетит, апатит, циркон, сфен; вторичные – хлорит, серицит, биотит, эпидот, кальцит, лимонит.

Диоритовые порфириты – темно-серые, зеленоватые мелкозернистые породы. Структура порфировидная, основная масса призматическизернистая. Во вкрапленниках (~ 10-30%) развиты плагиоклаз № 40-50, роговая обманка.

Основная масса сложена плагиоклазом (30%) и роговой обманкой (30-40%), иногда кварцем; акцессорные минералы – апатит, магнетит, циркон, сфен; вторичные – хлорит, эпидот, серицит, кальцит.

Андезитовые порфириды – темно-серые мелкозернистые, часто афанитовые породы с порфировидной структурой. Основная масса гиалопилитовая, пилотакситовая. Во вкрапленниках (10-15%) – андезин; акцессорные минералы – апатит, магнетит, циркон; вторичные – актинолит, хлорит, эпидот, серицит, кальцит, альбит.

Спессартиты – черные, темно-серые мелкозернистые породы. Структура призматическизернистая. Сложены плагиоклазом № 30-40 (60%), роговой обманкой (30-35%), кварцем (до 1%); акцессорные минералы – магнетит; вторичные – серицит, хлорит, эпидот, лимонит.

Диабазовые порфириды – афанитовые темно-зеленые породы. Структура порфировидная, основная масса офитовая. Сложены плагиоклазом № 50 (60%), моноклинным пироксеном (30-35%); акцессорные минералы – магнетит, апатит, сфен; вторичные – хлорит, биотит, актинолит, эпидот, кальцит, кварц, альбит.

Контактные изменения даек весьма незначительны и наблюдаются редко. Они выражаются в появлении в эндоконтактах маломощной (2-5 см) зоны закалки и в слабом ороговиковании или мраморизации вмещающих пород; ширина зоны измененных пород не более 10-20 см.

Главные петрохимические особенности комплекса Аргандаб сводятся к следующему:

- гранитоиды характеризуются несколько повышенной щелочностью;
- от первой к третьей фазе увеличивается количество пород плюмазитового ряда;
- породы отличаются перенасыщенностью кремнеземом, причем количество кремнезема увеличивается от ранних к поздним образованиям;
- в составе пород щелочные полевые шпаты преобладают над кальциевыми, главную роль играют здесь калиевые алюмосиликаты. Максимальное количество последних отмечается в образованиях второй фазы, где довольно широко распространены породы, близкие по составу к сиенитам-граносиенитам, в которых плагиоклазы практически отсутствуют;
- от первой к третьей фазе уменьшается величина анортитовой составляющей;
- количество фемических компонентов уменьшается в том же направлении, их количество и одновременно количество кальция становится достаточно большим только в контаминированных породах эндоконтактной фации первой и реже второй фаз (табл. 40).

Возраст комплекса Аргандаб определен как олигоценый на основании следующих данных. Объединенные в него гранитоидные породы прорывают допалеозойские, палеозойские и мезозойские отложения, включая баррем-сеноманские свиты Анагай, а также вулканогенные породы эоцен-олигоценовой серии Тангай. Взаимоотношения с последней устанавливались неоднократно: вблизи селений Сара Ау и Калатаг. В первом случае андезиты нижней толщи

Средний химический состав (в %) пород комплексов Аргандаб и Гильменд

Окислы	Аргандаб						Гильменд			
	Первая фаза			Вторая фаза		Третья фаза	Первая фаза		Вторая фаза	Третья фаза
	Диориты (7)	Кварцевые диориты (4)	Гранодиориты (21)	Порфирировидные граниты (13)	Граниты (12)		Лейкократовые граниты (11)			
								Кварцевые диориты (6)		
SiO ₂	64,17	65,25	68,07	74,04	71,61	74,54	61,10	69,85	71,54	74,45
TiO ₂	0,70	0,72	0,53	0,17	0,29	0,10	0,52	0,32	0,10	0,07
Al ₂ O ₃	14,51	15,57	14,95	12,95	13,83	12,88	16,02	13,93	14,01	13,00
Fe ₂ O ₃	3,04	1,75	1,57	0,88	1,03	1,10	2,92	0,88	0,64	0,76
FeO	2,82	3,14	2,40	1,15	1,70	0,75	3,21	2,46	1,40	1,27
MnO	0,12	0,13	0,08	0,08	0,05	0,03	0,14	0,07	0,07	0,06
MgO	2,69	2,99	1,54	0,86	1,06	0,55	2,92	1,31	0,74	0,60
CaO	4,09	3,72	3,22	0,99	1,95	1,47	5,45	2,48	2,30	1,61
K ₂ O	3,70	2,36	3,17	4,33	4,12	4,53	3,61	3,62	3,92	4,24
Na ₂ O	3,29	2,59	3,06	3,69	3,28	3,19	2,80	3,54	3,65	2,82
P ₂ O ₅	0,17	0,32	0,15	0,05	0,07	0,04	0,37	0,16	0,16	0,15
Ппп	0,78	1,24	1,02	0,62	0,78	0,52	0,75	0,79	1,29	0,68
Сумма	100,0	99,8	99,8	99,8	99,8	99,7	99,8	99,6	99,8	100,2

Примечания:

1. По комплексу Аргандаб данные Ю.М.Довгая (1971), по комплексу Гильменд – К.Ф.Стажило-Алексеева, А.Я.Кочеткова (1970).

2. В скобках – количество анализов.

**Результаты определения абсолютного возраста пород
комплекса Аргандаб (К-Ar метод)**

Порода	Место взятия пробы	Характер пробы	Возраст, млн лет	Источник данных
Гранодиорит	515-С _{II} , Газни	Валовая	69,0 ± 1,5	Харре и др., 1966
Гранит	515-С _{II} , Газни	Биотит	89,0 ± 20,0	
Гранит			66,0 ± 10,0	Виттекинд, 1963
			61,0	Блезе и др., 1972
		Калишпат	53 ± 10	
		Биотит	66 ± 5	
Микрогранит	514-F, Хут		69,0 ± 2,0	Борде и др., 1976
Гранит	515-С _{II} , Газни	Калишпат	53,0 ± 10,0	Лаппаран, 1970
Гранит	514-Е _{III}		50,0	Кочетков, 1970
Гранит	519	Валовая	75,0	Чальян, 1973
			71,0	
Гранит	Аргандабский батолит	Валовая	78,0 ± 2,3	Демин, 1973
			83,0 ± 2,4	

серии Тангай прорываются среднезернистыми гранодиоритами первой фазы, которые слагают здесь шток площадью в несколько сот квадратных метров. Андезиты на контакте интенсивно ороговикованы, а в гранодиоритах устанавливается зона закалки шириной около 30 см, в ее пределах интрузивные породы имеют мелкозернистое строение. В другом случае, в районе селения Калатаг, андезиты и их туфы прорываются гранитами и аляскитами второй фазы, слагающими массив Хундиен. Интрузивный контакт прослежен здесь по простиранию примерно на 3 км. Он нарушен более поздним разрывом, одной из сопряженных трещин зоны разлома Таначой, но взаимоотношения устанавливаются здесь достоверно. Контакт между гранитами и андезитами крутой, прямолинейный. Жилообразные апофизы гранитов редки, мощность их не превышает 2 м, протяженность — несколько десятков метров. Как правило, они протягиваются параллельно контакту и встречаются на значительном (до нескольких десятков метров) расстоянии от него. Вулканогенные породы на контакте ороговикованы, а отдельные линзы известняков, встречающиеся в туфах, мраморизованы и скарнированы.

Взаимоотношения комплекса Аргандаб с верхней толщей серии Тангай в пределах изученного района не установлены. Однако в бассейне р. Логар эффузивы кислого состава, аналогичные образованиям верхней толщи, прорываются гранитоидами аргандабского типа. Этот факт, а также отсутствие несогласия и перерывов в осадконакоплении между двумя толщами серии Тангай по-

зволяет считать, что комплекс Аргандаб моложе верхней части серии Тангай и дает возможность ограничить нижнюю возрастную границу комплекса эоценом. Верхняя граница его устанавливается по наличию галек гранитоидных пород комплекса в конгломератах миоценового возраста. Таким образом, с большей долей уверенности можно считать, что формирование комплекса происходило в олигоцене.

Абсолютный возраст гранитоидов комплекса Аргандаб (табл. 41), определенный по 13 пробам, установлен в 50-89 млн лет.

Комплекс Гильменд. Массивы этого комплекса расположены в бассейне р.Гильменд, будучи приуроченными к северо-восточной части одноименной структурно-фациальной зоны. Впервые комплекс выделен А.Я.Кочетковым, затем изучался К.Ф.Стажило-Алексеевым (Карапетов и др., 1970) и Д.А.Старшининым (1975).

Интрузивные породы комплекса Гильменд образуют крупные батолитообразные тела (Бесуд, Гармоб, Шахристан, Гизао, Сангемум) и ряд мелких штоков, развитых преимущественно среди протерозойских карбонатно-сланцевых толщ серии Барманай в полосе от Гизао (лист 513-С) до Бесуда (лист 509-С). В отдельных случаях они на незначительных участках прорывают каменноугольно-пермские, триасовые карбонатно-терригенные отложения, а также эоцен-олигоценовые вулканиты. Массивы имеют в плане линзовидные и овальные формы. Они ориентированы удлинением в северо-восточном направлении согласно с общим простиранием структур района. В целом для комплекса характерно пологое залегание плоскости контакта, падающей в сторону от массивов. Исключение составляет массив Сангемум, в котором наблюдается иное взаимоотношение.

Массив Бесуд расположен в районе одноименного селения по левому борту р.Гильменд и частично в бассейне р.Логар. Состоит из двух выходов, разделенных небольшой перемычкой вмещающих пород. Общая протяженность массива составляет 50 км, максимальная ширина 15 км. В районе перевала Хырсахан (лист 509-С) южный контакт массива сложен верхнепермскими известняками, сравнительно полого падающими на юг-юго-восток. Интересно, что в зоне контакта среди мраморизованных известняков здесь содержатся мелкие линзы ультрабазитов. На северном контакте, который носит несколько расплывчатый характер, благодаря разгнейсованности гранитоидов развиты сланцево-гнейсо-мраморные толщи протерозоя. Контакт почти вертикальный со слабым наклоном на север. В районе селения Тезак (лист 509-С) гранитоиды прорывают эоцен-олигоценовые вулканиты, контакт нечеткий, в зоне контакта эффузивы весьма интенсивно гранитизированы, наблюдаются полого чередующиеся шлировидные обособления пород интрузивного облика и сильно измененные реликты вулканитов. В эффузивах проявлено окварцевание и турмалинизация. Контакт гранитоидов массива Бесуд с каменноугольно-пермскими кварцито-сланцевыми толщами наблюдался в районе кишлака Бом (лист 509-D). Он полого падает на юг (40-45%). На контакте с кварцитами в гранитах разви-

та полоса мощного окварцевания шириной 10-12 м. Между гранитами и кварцевыми песчаниками развиты кварц-андалузитовые породы. Сами кварциты внешне не несут следов контактного метаморфизма, зато залегающая выше контакта 60-70-метровая пачка аргиллитов превращена в черные узловатые кордиеритовые сланцы и роговики.

Массив Гармоб расположен в бассейне р.Гармоб, левого притока р.Гильменд (листы 508-Е, -F, 514-А), где приурочен к зоне разлома северо-восточного простирания. Он представляет собой тело длиной около 70 км и шириной 5-7 км. В центральной части массива наблюдается мощный раздув шириной 12,5 км и протяженностью около 20-25 км. Большая часть массива прорывает протерозойские сланцево-карбонатные толщи. В верховьях р.Гармоб (листы 508-Е, -D) массив прорывает также и каменноугольно-пермские песчано-сланцево-карбонатные толщи. Северо-западный контакт в этом районе – тектонический, юго-восточный – падает на юго-восток ($15-20^\circ$). Характерной особенностью юго-восточного контакта является образование мощных скарновых зон среди карбонатных пород протерозойского возраста.

Массив Шахристан расположен на площади листов 513-В, -D. Он имеет овальную форму и слегка вытянут по простиранию вмещающих пород к северо-востоку на 40 км при максимальной ширине до 16 км. Площадь массива около 500 км². Вмещающими породами массива Шахристан являются терригенные верхнепротерозойские толщи серии Барманай и в незначительной степени – каменноугольно-пермские отложения. Контакты гранитоидов с песчаниками и сланцами имеют явно секущий характер, хотя в плане линия контакта носит субсогласный характер. Падение контактов направлено от центра массива под углом $20-60^\circ$. Ширина зоны контактово-измененных пород колеблется от 30-50 до 250-300 м. Большой интерес с точки зрения обоснования возраста комплекса Гильменд имеют контакты гранитов и каменноугольно-пермских толщ. Они установлены к югу от селения Шахристан (Улукан) на площади листа 513-D и в восточной части массива в долинах Фолад и Чалунг (лист 513-В). Сильное контактовое воздействие на кварцевые песчаники свиты Бед оказывают граниты северо-восточнее Шахристана. Здесь песчаники и конгломераты превращены в монолитные массивные, неяснослоистые, пятнистые вторичные кварциты, а прослои алевролитов – в андалузитовые, биотитовые роговики. Южнее селения Шахристан граниты контактируют с кварцевыми песчаниками свиты Бед. На протяжении около 10 км контакт гранитов и кварцевых песчаников почти согласный, но неровный и, несомненно, интрузивный. Здесь кварцевые песчаники превращены в сливные кварциты, алевролиты, андалузитовые роговики, а карбонатные песчаники – в гранат-биотит-карбонатные породы. В северо-восточном окончании массива граниты образуют штоки среди кварцевых песчаников.

Массив Гизао расположен к юго-западу от массива Шахристан, являясь его непосредственным продолжением и отделяясь от него узкой (3-8 км) перемычкой вмещающих пород. Площадь массива 450 км². Он прорывает в основном протерозойские сланцевые толщи серии Барманай и лишь на крайнем юге –

каменноугольно-нижнепермские кварцевые песчаники и сланцы. Контакты резкие, как правило, секущие, но иногда субсогласные. Плоскость контакта падает от массива под углом 20-60°. Причем более пологие контакты характерны для юго-восточного окончания массива на участках соприкосновения с каменноугольно-пермскими отложениями.

Интересен фрагмент контакта в районе селения Гульпахаль. Граниты массива Гизао, по нашим и Д.А.Старшина (1975) наблюдениям, здесь четко прорывают каменноугольно-нижнепермские кварцевые песчаники. Если пройти вдоль отдельных пластов кварцитов по простиранию, они утыкаются в граниты. “Заливы” гранитов заходят в глубину кварцитов на 100-150 м. В том месте, где линия контакта сечет вкрест простирания слоистость кварцитов, в последних проявляются погребя с горным хрусталем, участками сливного кварца. Прослой сланцев в кварцевых песчаниках превращены в андалузитовые сланцы и роговики. Вблизи контакта в кварцитах встречаются своеобразные кварц-полевошпатовые обособления пегматоидного типа, содержащие кристаллы горного хрусталя.

Массив Нили (Сангемум) расположен в долинах рек Хурдак и Тамазан (лист 513-А, -С). В плане он имеет линзовидную форму и вытянут в восточно-северо-восточном направлении согласно с общим простиранием вмещающих пород на 27 км при максимальной ширине 13 км. Площадь массива составляет 240-250 км². Массив прорывает, главным образом, верхнепермские карбонатные отложения. Все его контакты, за исключением западного и юго-западного, падают под массив. Угол падения контакта иногда весьма пологий – 25-30°. Форма массива близка к лополиту. Интересно, что верхнепермские известняки образуют вокруг массива оторочку шириной от 10 м до 1 км. В юго-западной части массива эта оторочка прерывается, вмещающими породами здесь являются протерозойские песчаники и сланцы. Положение (и происхождение?) этой карбонатной оторочки вокруг массива трудно объяснимо. Она служит барьером между гранитоидным массивом и протерозойскими сланцами, однако карбонатные породы на контакте изменены сравнительно слабо – скарны здесь почти не наблюдаются. Зато в известняках фиксируется рассеянная минерализация – скопление кристаллов скаполита, амфибола, пироксена.

Кроме перечисленных выше крупных плутонов, в комплексе Гильменд существует еще целый ряд мелких (площадью 10-25 км²) массивов. Они имеют штокообразную или линзовидную форму и, как правило, ориентированы удлинением в северо-восточном направлении, располагаясь согласно с общим простиранием вмещающих протерозойских сланцевых толщ.

В строении массивов комплекса Гильменд участвуют *породы трех интрузивных фаз*. В первую фазу образовались крупнозернистые, часто порфировидные граниты, гранодиориты; во вторую – средне- и мелкозернистые граниты, в третью – лейкократовые и двуслюдяные аплитовидные, иногда пегматовидные граниты. Выделенные ранее (Карапетов и др., 1969) в ксенолитах в качестве самостоятельной фазы кварцевые диориты, диориты, монцониты, вероятнее всего, принадлежат к позднемеловому-палеоценовому комплексу Сурхабад.

Внутреннее строение массивов комплекса Гильменд сравнительно однообразное, в их составе преобладают граниты и гранодиориты первой фазы, среди которых наблюдаются линзовидные тела, штоки, жилы и дайки пород второй и третьей фаз. Своеобразно построен массив Нили. Он имеет кольцевое строение. Центральная часть массива площадью 40 км² сложена биотитовыми гранитами второй фазы, вся остальная его часть построена гранодиоритами первой фазы. Среди пород двух первых фаз наблюдаются мелкие тела (штоки, дайки, жилы) гранитов третьей фазы. Весь массив Нили (Сангемум) пронизан многочисленными меридиональными зонами дробления, милонитизации, окварцевания. Зоны окварцевания состоят из штокверковых прожилков кварца с шеелитом и вольфрамитом, имеющих протяженность от 1-5 до 20 м. Ширина зон 5-50 м, расстояние между ними 150-500 м. Массив Шахристан также подвержен одностороннему давлению, выразившемуся в образовании протяженных (длиной более 10 км), на всю ширину массива, меридиональных зон катаклаза и милонитизации шириной до 30-50 м, не выходящих за пределы массива. По ним часто происходит калишпатизация и метасоматоз с образованием бурых, мяско-красных метасиенитов и метаграносиенитов. В северной части массива очень хорошо выражены меридиональные зоны прокварцевания гранитов, несущие минерализацию шеелита, касситерита, минералов меди, висмута, сульфидов, молибдена. Отличием от Нили является лишь тип окварцевания в виде протяженных кварцевых жил мощностью 0,3-2,0 м и мощных (5-30 м) протяженных зон сильно прокварцованных и малахитизированных брекчий гранитов, а также более богатый набор рудных минералов.

Граниты и гранодиориты *первой интрузивной фазы* представляют собой серые, светло-серые, розоватые порфировидные крупнозернистые породы. В краевых частях массивов они среднезернистые, иногда сравнительно лейкократовые. В участках, насыщенных ксенолитами пород более ранних интрузивных комплексов, они становятся меланократовыми и переходят в кварцевые диориты.

Порфировидные граниты состоят из калишпата (30-45%), кварца (25-35%), плагиоклаза (15-25%), биотита (5-8%), роговой обманки (1-3%), акцессорных минералов — циркона, апатита, ортита, магнетита, рудного минерала, редко турмалина, сфена. Калишпат (микроклин) образует ксеноморфные кристаллы размером 2-3 мм и иногда содержит включения плагиоклаза, кварца, биотита, циркона. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином, образующим таблитчатые и призматические слабо зональные кристаллы. По периферии крупных зерен развиты каемки альбита. На контактах с калишпатом развиваются мирмекиты. Кварц образует крупные ксеноморфные выделения. Темно-цветные минералы представлены пластинчатым сильно хлоритизированным биотитом и удлиненными призматическими кристаллами зеленой роговой обманки (плеохроизм темно-зеленый с синеватым оттенком по Ng, светло-зеленый по Nr, $C : Ng = 10-15^\circ$). Биотит вместе с зернами магнетита нередко располагается субпараллельно, придавая слабую гнейсовидность породе. Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой, мирмекитовой и гранулитовой структур.

Вкрапленники микроклина составляют до 40% объема породы, размеры их колеблются от первых миллиметров до 10-15 см. Морфологические особенности вкрапленников и их взаимоотношения с другими породообразующими минералами позволяют предположить их метасоматический характер. Для темноцветных минералов характерно неравномерное распределение, причем скопления их вместе с зернами магнетита нередко располагаются субпараллельно, придавая слабую гнейсовидность текстуре пород.

Гранодиориты отличаются от описанных выше гранитов большим содержанием роговой обманки (до 10%), увеличением основности зонального плагиоклаза до андезина № 32-38 (50-70%) и меньшим количеством кварца (до 20%). Содержание калишпата в них понижается до 15%. Среди гранодиоритов часты переходы в граносиениты, имеющие гранитовую структуру и состав: кварц (15-17%), олигоклаз № 27-28 (20-25%), нерешетчатый, слабо пертитизированный калишпат (35-40%), биотит (10-15%), роговая обманка (5-8%), сфен, апатит, циркон. В сиенит-монцонитовых разностях содержание кварца уменьшается до 5-15%, а количество ортоклаза и плагиоклаза равно при содержании биотита 10-18%. Калишпат обычно представлен микроклином-пертитом, реже ортоклазом. Он всегда значительно преобладает над плагиоклазом.

В протоочках из гранитоидов первой фазы установлены ильменит, пирит, сфен, циркон, эпидот, ортит, монацит, торит, рутил, редко турмалин.

Метасоматические изменения в породах первой фазы проявились в образовании по меридиональным зонам катаклазированных пород своеобразных крупнозернистых мясокрасных и зеленовато-серых метасоматитов, по составу отвечающих кварцевым сиенитам-граносиенитам, реже плагиоклазитами.

Геохимический фон гранитоидов первой фазы, по данным спектрального анализа более 30 литохимических проб, показывает, что содержание элементов-примесей в них близки либо несколько занижены по отношению к кларковым, а олова и мышьяка — несколько выше кларковых. В зонах контактового воздействия гранитов отмечаются повышенные содержания вольфрама, олова, мышьяка, а в меридиональных зонах катаклаза и милонитизации — обычны малахитизация пород и бедная шеелитовая минерализация.

Биотитовые *граниты второй фазы* представляют собой светло-серые среднезернистые породы. Они слагают тела площадью 15-80 км², прорывающие гранитоиды первой фазы (массивы Шахристан, Гизао, Сангемум, Гармоб). Реже они контактируют с протерозойскими песчаниками и сланцами.

Под микроскопом в них определены калишпат (35-40%), плагиоклаз (15-40%), кварц (20-35%), биотит (3-7%), мусковит; акцессорные минералы — ортит, циркон, апатит, сфен, магнетит, иногда турмалин. Плагиоклаз призматический и таблитчатый, по составу соответствует альбит-олигоклазу № 12-24. Корродируется калишпатом, пелитизирован. Калишпат представлен микроклином, ксеноморфен. Пойкилитически включает иногда плагиоклаз и биотит. В массиве Нили среди пород второй фазы описаны гранодиориты и граносиениты. В них содержание кварца не превышает 10-15%, содержание плагиоклаза в гранодиоритах достигает 50-55%, его состав № 22-30. Повышается количество тем-

ноцветного минерала (до 19%). Структура гранитоидов второй фазы гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой.

Результаты минералогического анализа протолок пород первой и второй фаз комплекса приведены в табл. 42 [8].

По данным спектрального анализа более 20 литохимических проб в гранитах второй фазы в повышенных концентрациях содержится медь, мышьяк, хром, серебро, олово, вольфрам, реже литий и висмут.

К образованиям *третьей фазы* отнесены многочисленные мелкие штоки, дайки, жилы пегматоидных и аплитовидных мелкозернистых лейкократовых и двуслюдяных гранитов, которые составляют около 2-3% общей площади пород комплекса Гильменд. Они широко проявлены в массивах Шахристан, Гизао и в меньшем количестве, исключительно в виде даек и мощных жил, в остальных массивах. Наиболее крупные тела установлены в западной части массива Гизао (площадь выхода лейкогранитов 10-11 км²) и в северо-восточной части массива Шахристан (площадь тела до 10 км²). В остальных случаях площадь выходов обычно менее 0,1-0,5 км². Располагаясь повсеместно в массивах комплекса Гильменд, они концентрируются преимущественно в их краевых частях. Редко граниты третьей фазы образуют мелкие штоки, дайки, жилы во вмещающих песчаниках и сланцах серии Барманай вблизи массивов гранитоидов более ранних фаз.

Контакты их с вмещающими породами, в том числе и с гранитами второй фазы, обычно резкие интрузивные. К этой же третьей фазе отнесены двуслюдяные пегматоидные граниты комплекса Узмук (Старшинин и др., 1975). Эти породы составляют небольшие штоки (площадь от 0,1-0,8 до 7-9 км²) в юго-восточной части листа 513-А, образуя линейно-вытянутую в широтном направлении полосу. По нашим представлениям, граниты комплекса Узмук идентичны по вещественному составу пегматоидным гранитам третьей фазы комплекса Гильменд. Обоснованием для выделения их в самостоятельный комплекс для Д.А.Старшинина послужило прорывание этими гранитами жил кварц-полевошпат-мусковитовых пегматитов, относимых им к комплексу Гильменд, что весьма сомнительно, так как они могут принадлежать также и к протерозойским гранитоидам.

Содержание акцессорных минералов (в г/т) в гранитоидах комплекса Гильменд

Минерал	Первая фаза (11 проб)	Вторая фаза (3 пробы)
Магнетит	0,3-1220,0	480,0-550,0
Циркон	1,0-118,0	4,5
Апатит	0,3-26,0	+
Гранат	1,0	22,1
Сфен	(6,0-200,0)	+
Ортит	(3,2-65,0)	0,5-2,0
Ильменит	1,5-57,4	5,0-25,0
Пирит	1,7-2,0	+
Киноварь	(+)	(0,4)
Шеелит	(+)	(19,5)
Касситерит	(0,04)	(+)
Циртолит	(3,5)	3,6-10,5
Турмалин	(6,7-31,3)	(+)
Рутил	(+)	-
Анатаз	(+)	-
Торит	(2,5)	(+)

Макроскопически породы третьей фазы мелко- и среднезернистые, иногда аплитовидные или пегматоидные. Имеют светло-серую, белую, розоватую и желтовато-серую окраски.

Под микроскопом граниты третьей фазы имеют гранитовую, гипидиоморфнозернистую, пойкилитовую, аплитовую структуры. В их составе описаны калишпат (40-50%), плагиоклаз (15-35%), кварц (20-30%), биотит (1-5%), мусковит (1-8%); акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит, реже сфен, турмалин, иногда касситерит; вторичные – эпидот, хлорит, серицит, карбонат. Калишпат представлен решетчатым микроклином. Иногда отмечаются микропегматитовые срастания калишпата с кварцем. Плагиоклаз характеризуется четким идиоморфизмом; по составу колеблется от олигоклаза № 22-24 до олигоклаз-андезина № 30-35 и обычно слабо серицитизирован и пелитизирован. Наблюдаются мирмекитовые прорастания плагиоклаза кварцем на границе с калишпатом. Часто проявляется вторичный альбит. Кварц образует ксеноморфные зерна с волнистым погасанием. Биотит хлоритизирован и мусковитизирован. В краевых частях массива иногда граниты переходят в трондьемиты, состоящие из плагиоклаза (69%), калишпата (11%), кварца (14%), мусковита (5-6%) и акцессорных минералов – апатита, циркона, магнетита. В протолочке из гранитов установлены ильменит, циркон, сфен, апатит, ортит, торит, гранат, турмалин, пирит.

Спектральный анализ более 20 литохимических проб гранитов показал, что в них в повышенных содержаниях присутствует олово, вольфрам, медь, серебро, литий, висмут, мышьяк, а остальные элементы-примеси – в содержаниях, близких кларковым.

Химический состав гранитоидов комплекса Гильменд приведен в табл. 40. Большинство пород относится к нормальному ряду, реже они пересыщены глиноземом. Все породы пересыщены кремнеземом. Содержание щелочей увеличивается, а полевошпатовой извести и цветных силикатов уменьшается в породах от первой к третьей фазе.

Дайково-жильные образования развиты весьма широко. Наиболее ранние жилы и дайки сложены пегматитами, аплитами, лейкократовыми мелкозернистыми и аплитовидными гранитами. Они приурочены, как правило, к внутренней части интрузивных тел, за исключением жил редкометалльных пегматитов, развитых в экзоконтакте. Мощность жил от 0,1-3 до 10 м и более, протяженность – десятки-сотни метров. Простираение их северо-восточное и северо-западное, падение преимущественно крутое.

Среди этой серии жильных тел особенно интересны редкометалльные пегматиты Тагавлерского поля. Впервые они выявлены и описаны К.Ф.Стажило-Алексеевым (1970), а детально изучены Л.Н.Россовским (1974), О.Н.Кабаковым (1974) и Д.А.Старшининым (1975).

Тагавлерское поле редкометалльных пегматитов находится в северном экзоконтакте гранитоидного массива Гизао у селения Тагавлер. Они прослежены в широтном направлении от селения Заминрас (лист 513-В) на западе до селения Лапан (лист 513-А) непрерывно на 18 км, затем от сая Шаледж – еще

на 10-12 км. Ширина поля 1-1,5 км, редко до 2 км. Мощность пегматитовых тел колеблется от 1 до 27 м (в среднем 3-7 м) при протяженности от 50 до 1800 м, чаще 100-300 м.

подавляющее большинство жил залегает согласно с простиранием вмещающих пород. Однако по падению некоторые из них являются секущими. Форма жил плитообразная, пластинчатая.

По вещественному составу выделяются сподуменовые, а также микроклиново-шерлово-мусковитовые и циматолит-альбитовые пегматиты. В пространственном размещении жил пегматитов разных типов наблюдается определенная зональность; по простиранию зоны с востока на запад жилы сподуменовых пегматитов сменяются жилами циматолит-альбитового типа. Главным типом рудоносных пегматитов Тагавлерского поля являются сподуменовые пегматиты. По своему минеральному составу они относятся к сподумен-микроклин-альбитовому типу. Жилы сподуменовых пегматитов описываемого поля в целом однотипны. Их внутреннее строение полосчатое или массивное. Полосчатость, обусловленная отдельными минеральными комплексами, ориентирована параллельно контактам. Выделяются следующие минеральные комплексы (Россовский, 1974):

- сподумен-микроклин-кварц-альбитовый (50%);
- микроклин-псевдоморфозы сподумена и кварца по петалиту – кварц (30%);
- альбитовые агрегаты (20%).

Сподуменовые пегматиты Тагавлерского поля обладают рядом специфических особенностей: сподумен представлен тремя разновидностями, распространенными примерно в одинаковых количествах; длиннопризматический ранний сподумен; сподумен характерных параллельно шестоватых псевдоморфоз сподумена и кварца по петалиту; мелкокристаллический “переотложенный” сподумен в альбитовых агрегатах. Весьма широко распространены агрегаты клевеландита и мелкопластинчатого альбита, которые нередко образуют сплошные полосы и прожилки параллельно простиранию пегматитовых тел. Часто развиты явления перекристаллизации и переотложения раннего сподумена и сподумена из псевдоморфоз по петалиту. В жилах встречается колумбит-танталит, касситерит, иногда в заметных количествах.

Другое поле однотипных по морфологическим признакам и вещественному составу пегматитов установлено юго-восточнее селения Варзанг (лист 508-Е). Оно имеет ширину 0,5 км и протяженность 6,5 км (Старшинин и др., 1975).

Тагавлерское пегматитовое поле рассматривается как крупный литиевый объект.

Бесудское поле редкометалльных пегматитов расположено в 15 км к северо-западу от селения Бесуд. Оно изучено О.Н.Кабаковым (1974). Пегматитовые тела образуют систему субпараллельных жил в экзоконтакте массива гранитов комплекса Гильменд. По минеральному составу они подразделяются на альбитизированные сподумен-микроклиновые и интенсивно грейзонизированные альбитовые.

Пегматитовые жилы первого типа сложены агрегатами мелкопластинчатого альбита, реликтовыми блоками микроклина и кварца, а также выделениями кварц-мусковитового комплекса. В качестве второстепенных минералов присутствуют шерл и зеленовато-бурые фосфаты. Акцессорные минералы представлены касситеритами, колумбит-танталитом, ильменитом. Содержание в пегматитах 0,5% лития (по данным спектрального анализа) свидетельствует о присутствии литиевых минералов.

Грейзенизированные альбитовые пегматиты состоят из альбита, кварца, мусковита с неравномерной вкрапленностью касситерита и колумбит-танталита.

В протолочках редкометалльных пегматитов комплекса Гильменд (12 проб), по данным К.Ф.Стажило-Алексеева (1970), установлены акцессорные минералы (в г/т): касситерит (8,4-310,0), танталит-колумбит (4,0-40,0) магнетит (до 610), циркон, гранат (1,8-7,0), апатит (до 9,0), флюорит (0,4-5,6), сподумен, арсенопирит, галенит (0,5-0,6), циртолит (до 14,0), пирит, халькопирит, ванадинит, базовисмутит, турмалин, рутил, шпинель, сфен, барит, монацит, уранинит, фергюссонит (до 7,0), пироклор, пироморфит, топаз.

Более позднюю группу даек представляют гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты, плагиогранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые альбитофиры, лампрофиры. Они пользуются широким распространением, встречаясь в одиночку или образуя обособленные ареалы. Последние установлены у селения Тамазан (лист 513-С), в долине рек Эскан (лист 513-В), Сафед Гав (лист 508-Е) и др. Дайки имеют мощность 2-5 м, реже до 10-18 м и протяженность в сотни метров – первые километры. Ориентировка даек преимущественно субмеридиональная, но встречаются и дайки субширотного простирания (район Сафед Гав). Они приурочены как к гранитоидным массивам, так и к вмещающим разновозрастным толщам. Контакты даек всегда резкие, секущие. Контактные изменения выразились в слабом ороговиковании вмещающих пород.

Описываемые дайки сложены серыми, светло-серыми, слегка зеленоватыми породами, состоящими из микрозернистой основной массы и таблитчатых, хорошо ограненных вкрапленников кварца, биотита, полевых шпатов. В разных дайках преобладает обычно один из перечисленных минералов. Размер вкрапленников 2-5 мм, реже до 10 мм.

Гранит-порфиры обладают порфировой структурой и гипидиоморфнозернистой, пойкилоаплитовой, сферолитовой, гранитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены крупными (до 5 мм) кристаллами пелитизированного калишпата, плагиоклаза, кварца, биотита, редко амфибола. Основная масса состоит из зерен плагиоклаза (30-50%), калишпата (35-60%), кварца, биотита. Из акцессорных минералов развиты сфен, магнетит, циркон, турмалин, апатит. Иногда порода переходит в граносиенит-порфиры с микрогранитовой, микропегматитовой структурой основной массы, состоящие из кварца (10-20%), калиевого и калинатрового полевого шпата.

Гранодиорит-порфиры обладают порфировой структурой и микроаллотриоморфнозернистой, гранофириковой структурой основной массы. Порфировые

выделения (20-40%) представлены идиоморфными кристаллами и гломеропорфировыми скоплениями сильно сосюритизированного андезина (№ 33-38) и биотита. Основная масса сложена плагиоклазом (олигоклаз-андезин) (50%), кварцем (5-15%), калиевым полевым шпатом (5-15%), биотитом (8-15%), зеленой роговой обманкой, реже щелочным амфиболом (до 8%), $C : Ng = 40^\circ$. Из акцессорных минералов установлены сфен, магнетит, циркон, апатит, турмалин.

Кварцевые диоритовые порфиры состоят из крупных оплавленных зерен сосюритизированного и серицитизированного плагиоклаза, кварца, биотита. Микрогипидиоморфнозернистая основная масса состоит из плагиоклаза (до 65%) и биотита (до 30%), рудного минерала с включениями циркона и сфена.

Кварцевые альбитофиры обладают порфировой структурой и микролепидогранобластовой структурой основной массы, иногда со слабо сланцевой текстурой. Вкрапленники представлены кварцем и нацело мусковитизированным биотитом. Основная масса представляет собой тонкий серицит-альбитовый агрегат.

Плагиогранит-порфиры обладают порфировой структурой и гранофировой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены редкими зернами кварца и плагиоклаза, а основная масса состоит из сильно серицитизированного андезина (60-70%), кварца (15-20%), биотита (8-10%), рудного минерала (4-6%), сфена.

Граносиениты-порфиры содержат во вкрапленниках калинатровый полевой шпат (40-50%) и оплавленный кварц (50-60%). Основная масса сложена микролейстами калинатрового полевого шпата, кварца со сферолитами калишпата и серицита.

Микродиориты состоят из серицитизированного, эпидотизированного, карбонатизированного плагиоклаза (60-65%), нацело хлоритизированного, эпидотизированного цветного минерала (30%), ильменита (5-7%), акцессорных минералов – сфена, апатита.

Диоритовые порфиры обладают порфировой структурой и призматическзернистой структурой основной массы. Вкрапленники сложены пелитизированным плагиоклазом (андезин № 30-35). Основная масса сложена плагиоклазом, биотитом, амфиболом, хлоритом (10-15%), карбонатом (3-5%), цоизитом (2%), иногда кварцем (3-4%).

Андезитовые порфиры также имеют порфировую структуру пилотакситовую структуру основной массы. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (50-60%) и амфиболом (40-50%). Основная масса сложена тонкозернистым альбит-хлорит-карбонатным агрегатом.

Лампрофиры сильно изменены и представлены керсантитами, спессарти-тами либо промежуточными разностями от спессартитов к вогезитам. Первые состоят из вкрапленников биотита (30-35%), плагиоклаз-калишпатового агрегата основной массы. Вторые содержат вкрапленники амфибола (20-25%), редко плагиоклаза размером до 2,0 мм, погруженные в микрозернистый (0,2-0,3 мм) агрегат плагиоклаза, амфибола, кварца. Амфибол замещается хлоритом и актинолитом. Встречаются реликты красноватой роговой обманки баркевикитового типа. Лампрофиры, переходящие от спессартита к вогезиту, состоят

из роговой обманки, $C : Ng = 3-5^\circ$ (20-25%), плагиоклаза (30-35%), калишпата (30-35%), кварца (5-7%), пироксена (3-4%), пренита (2-3%).

Постмагматические образования комплекса представлены скарнами, кварцевыми и кварц-карбонатными жилами и прожилками. Скарны по составу везувиановые, гранатовые, пироксеновые.

Весьма интенсивное скарнирование протерозойских известняков наблюдается на южном контакте массива Гармоб в районе селения Гульбина (лист 508-F). Протяженность зоны скарнов достигает здесь сотен метров, мощность — около 30 м. В составе скарнов преобладает везувиан, реже встречаются гранат, пироксен, хлорит, эпидот, цоизит, кварц, флюорит, карбонат, шеелит (иногда до 5-8%). Присутствие значительного количества флюорита, ассоциирующего с кварцем, позволяет предполагать наложение на скарны поздних гидротермальных процессов. Видимо, с ними и следует связывать образование сульфидов меди и касситерита, обнаруженных в единичных знаках в искусственных шлихах скарновых пород.

Кроме скарнирования, в экзоконтактовых частях массивов отмечается ороговикование. Влияние гранитов на вмещающие породы сказывается везде, но масштаб проявления зависит от вещественного состава последних. Филлитовидные песчанистые породы верхнего протерозоя на контакте с гранитами превращены в кварц-плагиоклаз-биотитовые роговики. В кварцевых песчаниках карбона-перми псаммитовая структура на отдельных участках переходит в мозаичную гранобластовую. Цемент в песчаниках серицитизирован, мусковитизирован, появляются новообразования биотита, хлорита, турмалина, апатита, циркона, рудных минералов.

Иногда в контактовых участках встречаются мусковитизированные и скаполитизированные кварц-андалузитовые породы мощностью около 10 м. В прослоях углистых сланцев верхнего девона появляются кордиерит, хиастолит. Интересен контакт гранитов массива Бесуд и эоцен-олигоценых вулканитов, описанный юго-восточнее перевала Унай. В зоне контактов дациты и андезиты теряют свой краснокаменный облик и приобретают зеленую окраску, они ороговикованы и гранитизированы. В ороговикованных разностях эффузивов основная масса превращена в лепидогранобластовый агрегат кварца, плагиоклаза, биотита и амфибола. На отдельных участках эффузивы подвержены турмалинизации, кварцевому и калиевому метасоматозу с образованием в основной массе микрографических структур. Эндоконтактовые измерения выражены, в основном, в развитии мелкозернистых структур в гранитах без существенных изменений их состава.

Возраст комплекса Гильменд (табл. 43) принимается нами как олигоценый. Его массивы прорывают все отложения вплоть до эоцен-олигоценых вулканитов (юго-восточнее перевала Унай в районе селения Тезак). Верхняя возрастная граница определяется по аналогии с комплексом Аргандаб.

Полученные результаты определения абсолютного возраста пород комплекса Гильменд позволяют выделить в основном два цифровых рубежа. Для порфировидных гранитов первой фазы характерен возраст в 70-90 млн лет, дан-

**Результаты определения абсолютного возраста пород
комплекса Гильменд (К-Аг метод)**

(по данным К.Ф.Стажило-Алексеева, 1970; Д.А.Старшина, 1975; Ю.М.Щербины, 1975)

Место взятия пробы	Порода	Содержание калия, %	Содержание радиогенного аргона, нг/г	Возраст, млн лет
Первая фаза внедрения				
513-С _{IV} , Гизао	Порфирировидный гранит	3,65	17,6	71
513-В _{III} , Гильменд	То же	1,42	7,0	70
513-В, Шахристан	Гранит	—	—	97*
509-С _{IV} , Бесуд	"-	3,68	21,0	79
То же	"-	4,13	22,6	79
Вторая фаза внедрения				
513-В _{II} , Шахристан	Гранит биотитовый	—	—	77±5*
То же	"-	4,05	22,2	78,0
513-А _{IV} , Нили	"-	2,63	7,3	40,0
Третья фаза внедрения				
513-В _{III} , Гильменд	Гранит	0,70	15,0	59,0
513-А _{III} , Нили	"-	2,98	8,0	38,0
513-А _{III} , Узмук	"-	3,66	8,4	33,0
513-Д, Гильменд	"-	4,94	9,9	29,0
513-В _{III} , Ионг	"-	3,51	10,0	42,0
509-Д, Майдан	Гранодиорит	2,79	5,94	30±5**

Абсолютный возраст пород определен в лабораториях:

*УГ ТаджССР;

**ВАГГА; остальные — Мингео СССР.

ные возраста гранитоидов последующих второй и третьей фаз — 30-50 млн лет. В целом они соответствуют широкому возрастному интервалу от верхов мел-палеогена до миоцена. Представляется, что при становлении комплекса Гильменд эволюция магматических очагов могла быть растянута во времени, начиная с мелового периода до олигоцена, синхронно с магматическими событиями Аргандаба. Об этом свидетельствуют и выявленные в гранитоидах первой фазы ксенолиты более ранних кварцевых диоритов, диоритов и монцонитов, природа которых достоверно не определена.

Комплекс Лагман. Выделен В.П.Феоктистовым в Нуристан-Памирском срединном массиве в блоке Нуристан (Ш.Ш.Деникаев, В.П.Феоктистов и др., 1971). Эти гранитоиды изучались В.М.Народным и С.Л.Шварковым (1965)

в процессе геолого-разведочных работ на бериллий по месторождению Дарай-Пич, а в 1971-1973 гг. и Л.Н.Россовским при проведении поисково-оценочных работ на редкометалльные пегматиты в Нуристане. Сведения о гранитах комплекса имеются также в работах О.Н.Кабакова (1973).

В комплекс Лагман В.П.Феоктистов, в первом своем варианте магматической схемы данного региона, включал довольно обширную группу гранитоидов блока Нуристан, левого борта р.Кунар и бассейна р.Пяндж (массив Багорак).

Оставляя в целом понятие комплекса Лагман, предложенное В.П.Феоктистовым, мы отнесли массив Багорак к самостоятельному комплексу Багорак (Стажило-Алексеев, 1972; 1973). Кроме того, массивы левого борта р.Кунар, по мнению А.Х.Кафарского (1975), который считал эту территорию областью герцинской складчатости ("восточная ветвь"), следует сопоставить с раннетриасовым комплексом Гиндукуш. Впоследствии эта точка зрения получила отражение и на геологической карте Афганистана масштаба 1:500 000 (1978). Соответственно она условно принята и в составленной в 1976 г. схеме магматических комплексов масштаба 1:2 000 000.

Гранитоиды комплекса Лагман слагают несколько крупных и множество мелких массивов, локализующихся среди протерозойских метаморфических толщ и верхнетриасовых сланцевых отложений Нуристана.

Наиболее крупным массивом этого комплекса является батолит Алингар. Он имеет характер огромной сильно вытянутой межформационной залежи, которая протягивается с юго-запада на северо-восток от р.Кабул до селения Зебак почти на 250 км. Ширина его южной части составляет 20-30 км, средней – до 50 км и северной – 10-20 км. Массив разделяет в северной своей части площади, сложенные архейскими толщами на западе от него, и площади, сложенные кварцито-сланцевыми толщами верхнего триаса на востоке.

В южной части он прорывает в основном верхнетриасовые сланцевые толщи. Контуры массива весьма сложные, извилистые. Его западный контакт в целом рвущий, прямолинейный или извилистый. В северной половине массива северо-западный контакт тектонический на протяжении более 70 км. Восточный контакт с вмещающими породами нечеткий инъекционный с многочисленными апофизами, послойными и секущими телами. Плоскости контакта в целом падают в сторону от массива под углом 50-70°. Но иногда наблюдаются и обратные отношения. Особенно это характерно для его южной части, расположенной в бассейне р.Алингар, где верхнетриасовые сланцы падают под массив под углом 50-60°.

К северо-востоку от плутона Алингар вскрываются еще два достаточно крупных массива комплекса Лагман – Зебак и Лангар.

Массив Зебак имеет площадь около 400 км². Он отделен от Алингарского плутона довольно узкой перемычкой сланцев верхнего триаса. Ширина перемычки колеблется от 5 до 7 км. Массив залегает почти полностью среди кварцито-сланцевых толщ верхнего триаса(?), только в северной части в районе селения Ишкашим по взбросу надвинут на архейские образования. Форма мас-

сива неправильная, близкая к изометричной. Контакты очень извилистые, особенно восточный, с многочисленными апофизами.

Массив Лангар располагается в левобережье р.Пяндж в 7-15 км к востоку от массива Зебак. Он имеет неправильную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Площадь массива около 500 км². Контакты его сильно извилистые, особенно в западной части. Массив локализуется среди сланцевой толщи верхнего триаса(?). В северной части по разлому вдоль р.Пяндж надвинут на гнейсовые толщи Юго-Западного Памира. В промежутке между массивами Зебак и Лангар сланцевые толщи насыщены многочисленными мелкими телами гранитов и жилами пегматитов.

В южной части зоны Нуристан к западу от плутона Алингар в правобережье р.Алингар вскрывается массив Чомар площадью около 500 км². Он вытянут в северо-восточном направлении на 60 км при ширине от 5 до 15 км. Залегают массив среди гнейсов серии Нуристан и гнейсо-гранитов комплекса Панджшер.

На правобережье р.Кабул на крайнем юге зоны Нуристан к комплексу Лагман отнесен массив Тор-Гар площадью около 350 км². Он вытянут в субширотном направлении на 50 км при ширине 5-10 км. Вмещающие породы представлены сланцевыми толщами верхнего триаса и гнейсами серии Нуристан.

Кроме крупных массивов встречается большое количество мелких тел гранитоидов комплекса Лагман, площадь которых колеблется от нескольких до 50-60 км². Среди них по форме и структурному положению выделяется три типа:

- массивы удлиненной линзовидной формы, залечивающие тектонический шов в левобережье р.Панджшер, по которому контактируют карбонатно-сланцевые толщи нижнего среднего палеозоя с кварцито-гнейсовыми толщами серии Нуристан;

- массивы штокообразной изометричной формы;

- тела плитообразные, жилообразные резко вытянутой формы, согласные с простираем вмещающих толщ, длиной от первых километров до 20-30 км при сильно изменяющейся ширине от первых десятков метров до 1-2, иногда до 5 км. Они группируются в крупные инъекционные зоны, вплоть до образования местами гигантомигматитов. Простираем большинства подобных зон северо-восточное. Развиваются они преимущественно среди сланцевых и кварцито-гнейсовых толщ серии Нуристан, а также кварцито-сланцевых толщ верхнего триаса(?). Размещение этих тел, по-видимому, контролируется крупными разломами северо-восточного простираем.

В составе комплекса Лагман выделяются образования *трех интрузивных фаз*:

- первая – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты;
- вторая – порфировидные биотитовые, амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты, плагиограниты;
- третья – двуслюдяные и биотитовые граниты, гранит-порфиры, аплитовидные и пегматоидные граниты.

Породы первой фазы составляют большую часть северной половины плутона Алингар. По своим особенностям они резко отличаются от пород второй и третьей фаз. Большая их часть сформировалась в результате наложения на первичные породы, по-видимому, преимущественно среднего состава, интенсивных процессов калишпатизации. Калишпатизация проявлена в северной половине массива почти на всей его площади, но интенсивность ее весьма неравномерна. В результате этого в составе северной части массива фиксируются породы, отвечающие по составу диоритам, кварцевым диоритам, тоналитам, гранодиоритам, плагиогранитам, гранитам и граносиенитам. Отмечается большее развитие диоритов и кварцевых диоритов в самой северной части массива в правобережье р.Санглич к северу от перевала Санглич. В бассейне р.Муджан и в правобережье р.Анджуман преобладают гранодиориты. Вдоль восточного, юго-восточного контакта широко развиты метасоматические граниты и гранодиориты, возникшие, вероятно, за счет гранитизации вмещающих пород. Породы первой фазы в контурах плутона Алингар прорываются многочисленными различного размера телами средне- и крупнозернистых порфировидных гранитов второй фазы и мелко- и среднезернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов и гранит-порфиров третьей фазы.

Диориты, кварцевые диориты первой фазы представляют собой средне- и крупнозернистые зеленовато-серые породы. Структура их призматическизернистая, текстура массивная. Сложены плагиоклазом (60-70%), роговой обманкой (10-30%), биотитом (5-20%), кварцем (5-20%). Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом, апатитом, реже цирконом. В заметном количестве отмечается титаномагнетит.

Плагиоклаз образует крупные (длиной 1-2 мм) призматические и таблитчатые зерна, большей частью зональные, сдвойникованные. В центральных частях по составу – основной андезин (№ 40-50), в периферических – олигоклаз (№ 20-35) нередко обрастает каемками альбита. Центральная часть оконтуривается цепочками мелких зерен эпидота и клиноцоизота. Плагиоклаз заметно серицитизирован и сосюритизирован, особенно сильно в центральных частях зерен.

Роговая обманка представлена крупными и мелкими шестоватыми кристаллами, иногда образующими отдельные скопления. Плеохроирует от серовато-зеленого по Ng до бледно-зеленоватого по Nr ($C : Ng = 17-22^\circ$), часто с простыми двойниками. Обычно содержание роговой обманки незначительное (5-10%), только в слабо измененных разностях ее количество достигает 30%. Биотит образует крупные чешуйки, плеохроирует от красно-коричневого или зеленовато-бурого по Ng до светло-желтого по Nr. Часто хлоритизирован, вокруг чешуек биотита отмечаются каемки лейкоксена. К биотиту нередко тяготеют мелкие зерна эпидота и клиноцоизита.

Кварц присутствует в породах почти постоянно, количество его колеблется от 1-2 до 20%. В зависимости от содержания кварца микроскопически выделяются диориты, кварцевые диориты и тоналиты.

Характерным акцессорным минералом является ортит. Он встречается в виде округлых и неправильных зерен и скоплений зерен размером до 0,1-0,2 мм,

окрашен в коричневый, зеленовато-бурый цвета, плеохроирует до светло-желтого, иногда сдвойникован. Часто встречается также сфен в виде неправильных зерен.

Гранодиориты представляют собой светло-серые, зеленовато-серые мелко-, среднезернистые породы, часто порфировидные. Порфировидность обуславливается наличием среди основной массы призмочек плагиоклаза длиной 1,0-1,5 см. Структура пород гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Состав: плагиоклаз – 50-60%, кварц – 15-20%, калиевый полевой шпат – 10-15%, биотит – 10-15%, роговая обманка – 5-10, редко до 30%. Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом, цирконом, апатитом, касситеритом. Плагиоклаз (№ 25-40) образует призматические, реже таблитчатые кристаллы, большей частью зональные, сдвойникованные, нередко обрастает каемками альбита, в заметной степени серицитизирован. Кварц образует округлые и субидiomорфные зерна. Калиевый полевой шпат – микроклин наблюдается в виде резко ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки между зернами плагиоклаза и кварца, содержит вроски призмочек плагиоклаза, чешуек биотита и зерен кварца. Нерешетчатый или с нечеткой решеткой, нередко пертитизирован, слабо пелитизирован. Биотит образует чешуйки длиной до 2 мм, плеохроирует от красно-коричневого по Ng до светло-желтого по Nr, содержит включения циркона, вокруг которых наблюдаются плеохроичные дворники. Местами биотит интенсивно хлоритизирован вплоть до полного замещения хлоритом. Роговая обманка встречается в незначительном количестве, лишь иногда содержание ее достигает 30%, плеохроирует в буро-зеленых тонах.

Как отмечалось выше, породы, слагающие северную часть плутона Алингар, почти повсеместно интенсивно микроклинизированы и в различной степени окварцованы. Микроклин развивается в виде крупных порфиробластов таблитчатой формы, решетчатый, свежий, содержит многочисленные включения мелких зерен кварца, чешуек биотита и призмочек плагиоклаза, что приводит к появлению пород с пойкилитовой структурой. Количество микроклина в породах достигает 30-40%, в связи с чем по составу они отвечают, в зависимости от состава плагиоклаза и содержания кварца, гранитам, граносиенитам или монцонитам.

Породы первой фазы часто интенсивно катаклазированы. Ширина отдельных зон катаклаза достигает 1-2 км. Вдоль этих зон породы приобретают катакластическую или бластокатакластическую структуру. Катаклаз сопровождается интенсивной хлоритизацией цветных минералов, серицитизацией и сосюритизацией плагиоклаза, местами карбонатизацией, эпидотизацией, окварцеванием, альбитизацией. В породах наблюдаются прожилки кальцита, хлорита, эпидота, встречаются прожилки микроклина. Альбит развивается в виде самостоятельных призматических зерен и в виде оторочек вокруг кристаллов плагиоклаза, часто с характерными двойниками.

Породы второй фазы слагают большую часть южной половины плутона Алингар, а также многочисленные сравнительно небольшие тела в его северной половине, прорывающие образования первой фазы. Ими почти полностью сло-

жены массивы Зебак, Лангар, Тор-Гар. Представлены они серыми, реже зеленовато-серыми крупно-, среднезернистыми, часто порфировидными биотитовыми и реже амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, плагиогранитами.

Граниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру, порфировидную, а по периферии массивов часто гнейсовидную текстуру. Состоят из кварца (25-30%), калиевого полевого шпата (30-40%), плагиоклаза (20-30%), биотита (5-15%). В амфиболсодержащих разностях наблюдается роговая обманка (до 5%). Акцессорные минералы представлены ортитом, сфеном, цирконом, апатитом, касситеритом, титаномagnetитом.

Плагиоклаз образует идиоморфные призматические, реже таблитчатые зерна, сдвойникованные, иногда зональные, представлены олигоклазом (№ 15-25). Зональность прямая, выражена нечетко. Слабо серицитизирован. Кварц наблюдается в виде крупных (до 2 мм) округлых и субидиоморфных зерен. Калиевый полевой шпат образует ксеноморфные, иногда таблитчатые зерна. Обычно нерешетчатый, пертитизирован. Встречаются разности с решетчатым микроклином, часто содержит включения капельного кварца и призмочек плагиоклаза, слабо пелитизирован. В порфировидных разностях калиевый полевой шпат образует крупные от 1×2 до 5×10 см таблитчатые зерна, обычно решетчатые. Количество вкрапленников составляет около 10% объема породы, иногда достигая 20-30%. Биотит образует крупные чешуйки, плеохроирует от коричневого, красно-коричневого по Ng до светло-желтого по Nr, нередко заметно хлоритизирован. Роговая обманка встречается в виде редких призматических зерен, иногда отдельных скоплений, плеохроирует от темно-зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Nr, $C : Ng = 15-20^\circ$.

Гранодиориты отличаются от гранитов меньшим количеством калиевого полевого шпата и кварца, более основным составом плагиоклаза, несколько большим содержанием биотита и амфибола.

Плагиограниты слагают главным образом мелкие массивы в левобережье р.Панджшер в ее верховьях. Они имеют гипидиоморфнозернистую структуру с резко выраженным идиоморфизмом зерен плагиоклаза. Состоят из плагиоклаза (50-60%), кварца (30-40%), биотита (10-15%). Акцессорные минералы представлены сфеном и апатитом, реже цирконом. Плагиоклаз (олигоклаз) слагает крупные таблитчатые и призматические зерна, обычно с хорошо выраженным зональным строением. Кварц образует среднезернистые агрегаты. Биотит чаще окрашен в бурые тона, реже встречается буро-зеленый биотит.

Породы второй фазы интенсивно катаклазируются вдоль зон разломов. Они приобретают цементную, катакластическую и бластокластическую структуру, очково-сланцеватую, иногда крупноочковую сланцевую текстуру, подвергаются окварцеванию, хлоритизации и серицитизации.

Породами третьей фазы сложена основная масса мелких инъекционных тел в пределах зоны Нуристана, небольшие штокообразные тела среди верхнетриасовых сланцев в левобережье р.Пяндж, а также мелкие тела в составе крупных массивов, прорывающие образования первой и второй фазы.

Инъекционные зоны, сложенные двуслюдяными гранитами третьей фазы, имеют различное соотношение субстрата и инъекционного материала. Л.Н.Россовский (1974) описывает три морфогенетических типа интрузий третьей фазы. При интенсивном проявлении инъекционной гранитизации наблюдаются сплошные тела гранитоидов протяженностью 10-15 км и шириной до 2 км. При этом в гранитоидах наблюдается масса ксенолитов, останцев, вмещающих толщ, в различной степени метасоматически измененных. Широко развиты также участки тeneвых мигматитов с отчетливыми следами метасоматического преобразования кристаллических сланцев и гнейсов. Сравнительно небольшие – $(0,5-2) \times (1,5-10)$ км – куполовидные массивы второго типа гранитов третьей фазы, залегающие среди верхнетриасовых сланцев, имеют с последними резкие интрузивные контакты и являются, по-видимому, апикальными частями или апофизами более крупных массивов, недостаточно вскрытых эрозией. Третий тип массивов двуслюдяных гранитов – это межформационные интрузии. Они приурочены к зонам контакта между протерозойскими метаморфическими толщами и более молодыми (каменноугольно-нижнепермскими, верхнетриасовыми) сланцево-карбонатными отложениями.

Двуслюдяные и биотитовые граниты третьей фазы представляют собой светло-серые, серые мелко- и среднезернистые породы. Для них характерны структуры, переходные от гранобластовой к гранитной, часто встречаются структуры метасоматические, близкие к аплитовой или пойкилитовой. Текстуры массивные или гнейсовидные. В составе пород преобладают калиевый полевой шпат (30-50%) и кварц (25-30%), плагиоклаз (до 20%), биотит и мусковит (5-10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом, ортитом, касситеритом, турмалином. В некоторых случаях встречаются граниты, существенно обогащенные турмалином. Иногда в заметном количестве присутствует гранат.

Основная масса породы представляет собой мелко- и среднезернистый агрегат зерен кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Кварц образует округлые зерна или развит в виде агрегата, слагающего обособленные скопления, нередко линзовидной формы. Плагиоклаз наблюдается в виде мелких таблитчатых или призматических зерен, по составу отвечает альбит-олигоклазу, слабо серицитизирован, замещен альбитом. Часто по периферии зерен отмечаются мирмекитовые каемки. Калиевый полевой шпат представлен обычно решетчатым микроклином. Биотит и мусковит содержатся в незначительных количествах, равномерно распределяясь в основной массе породы. Биотит плеохроирует от красно-коричневого по Ng до светло-желтого, почти бесцветного по Nr; замещается мусковитом. Кроме двуслюдяных и биотитовых гранитов, среди пород третьей фазы встречаются пегматоидные граниты, гранит-порфиры.

Пегматоидные граниты имеют неравномерно-зернистое, полосчатое строение. Полосчатость обуславливается чередованием полос шириной 1-10 до 20-40 см, сложенных мелко-, средне- и крупнозернистым агрегатом кварца и полевых шпатов. В пегматоидных гранитах почти постоянно в большом количестве содержатся шерл, нередко гранат, иногда берилл.

Гранит-порфиры представляют собой голубовато-серые породы с порфировой структурой и микрогранитовой, местами сферолитовой и микрографической структурой основной массы. Фенокристаллы представлены крупными от 0,6 до 2,0 мм таблитчатыми зернами плагиоклаза, часто зональными, обычно сильно серицитизированы и сосюритизированы. Реже в виде фенокристаллов отмечаются округлые зерна кварца размером до 1,0 мм, иногда до 2,0 мм и чешуйки биотита. Основная масса состоит из кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза с чешуйками хлорита, мелкими зернами эпидота и клиноцоизита. Структура основной массы микрогранитовая или микроаплитовая, часто с большим количеством сферолитовых образований. Отмечаются участки с микрографической структурой. Породы обычно сильно хлоритизированы, серицитизированы.

Граниты третьей фазы подверглись интенсивному катаклазу, калиевому метасоматозу, окварцеванию и мусковитизации. Гнейсовидность в породах обусловлена процессами дислокационного метаморфизма.

Анализ искусственных шлихов из пород комплекса Лагман (табл. 44) показывает, что в них постоянно в заметных количествах присутствует циркон,

Таблица 44

**Содержание акцессорных минералов (в г/т)
в протолочках гранитоидов комплекса Лагман**
(по данным В.П.Феоктистова и Ш.Ш.Даникаева, 1972, 1973)

Минерал	Первая фаза (1 проба)	Вторая фаза (14 проб)	Третья фаза (2 пробы)
Магнетит	10,0	2,0-216,0	+
Апатит	+	2,0-200,0	1,0-63,0
Ортит	+	(12,0-114,0)	(79,0)
Циркон	+	0,7-18,0	(4,4)
Гранат	+	7,0-56,0	37,0
Ильменит	—	(2,4-36,0)	+
Касситерит	+	(+)	+
Галенит	+	(+)	+
Сфалерит	+	(+)	+
Пирит	+	1,3-110,0	+
Танталит-колумбит	—	(+)	—
Пирротин	—	(45,0-66,0)	—
Рутил	—	(+)	—
Сфен	—	(+)	(+)
Барит	+	(0,7-9,0)	1,0-7,0
Силлиманит	+	(4,0-17,0)	(7,0)
Монацит	+	(+)	(+)

апатит, ильменит и ортит. В большинстве проб встречается силлиманит, что указывает на повышенное содержание глинозема в породах комплекса. Во всех пробах присутствует касситерит.

Жильные образования комплекса Лагман представлены жилами пегматитов, дайками аплитов, спессартитов и диоритовых порфиритов.

Дайки спессартитов и диоритовых порфиритов пространственно тяготеют к площадям развития пород первой фазы в пределах северной части Алингаро-Мунджанского плутона. Вероятно, они являются жильными дериватами первой фазы. Они описаны в правобережье рек Мунджан и Санглич, простирающиеся преимущественно северо-западное до северо-северо-восточного, падают под различным углом, чаще круто, реже под углом 45-50°. Мощность от 3-5 до 20 м. Структура спессартитов лампрофировая, текстура массивная. На фоне мелкозернистого призматическизернистого агрегата, состоящего из плагиоклаза, роговой обманки и кварца, выделяются крупные фенокристаллы роговой обманки. Породы интенсивно хлоритизированы, эпидотизированы, заметно альбитизированы. Диоритовые порфириты состоят из призматическизернистого агрегата, сильно хлоритизированного плагиоклаза и роговой обманки. По всей массе породы обычно отмечаются пятнистые скопления биотита, хлорита, актинолита.

Дайки аплитов встречаются довольно часто, мощность их 0,2-5,0 м. Какой-либо закономерности в их размещении не наблюдается.

Чрезвычайно характерной особенностью комплекса Лагман является связь с ним многочисленных пегматитовых жил, часть из которых несет редкометалльную минерализацию. Редкометалльные пегматиты генетически связаны с гранитами третьей интрузивной фазы. Эта связь выражена довольно отчетливо: прослеживается непрерывный ряд от пегматитов, имеющих расплывчатые контакты с гранитами через шлирово-секущие пегматиты в секущие пегматитовые тела, выходящие в породы кровли гранитных массивов.

Жилы редкометалльных пегматитов обычно образуют пегматитовые поля, которые группируются в пояса. Выделяются Нуристанский и Гиндукушский пегматитовые пояса, сопровождающие гранитный массив Алингар соответственно вдоль юго-восточного и северо-западных его контактов. Жилы редкометалльных пегматитов в области экзоконтакта массива распространены в гнейсовых, сланцевых толщах и в габбро-диоритах комплекса Нилау. Основная масса жил залегает в кварц-гранатовых и кварц-биотит-гранат-ставролитовых сланцах.

По характеру залегания пегматитовых жил, связанных с комплексом Лагман, выделяются три основных структурных типа полей: крупных крутопадающих жил; крупных пологопадающих жил; мелких межпластовых жил.

Первый тип располагается в сланцевых толщах с крутым моноклинальным падением пород. Поля второго типа распространены среди массивов габброидов комплекса Нилау. Третий тип приурочен к пологозалегающим участкам кровли куполовидных массивов.

Морфология пегматических тел разнообразная. Наблюдаются следующие формы жил пегматитов: жилы простые и ветвящиеся, с раздувами и линзовид-

ной формы, линзы, плитообразные тела и т.д. В целом преобладают обычные жильные тела, жилы с раздувами и плитообразной формы. Они, как правило, располагаются кулисообразно. Размеры пегматитовых тел варьируют в чрезвычайно широких пределах: мощность от 0,5 до 60 м, протяженность от 5-10 до 2000-5000 м. По падению они прослеживаются до 600 м. В соответствии с принципами классификации Н.А.Солодова (1971) пегматиты подразделены Л.Н.Россовским (1974) на следующие основные типы:

- олигоклаз-микроклиновы́й биотит-мусковитовый с шерлом и редким бериллом (безрудный);
- шерлово-мусковит-микроклиновы́й с крупнокристаллическим бериллом;
- альбитизированны́й микроклиновы́й с крупнокристаллическим бериллом;
- альбитизированны́й микроклиновы́й с гнездами голубого клевеландита, лепидолита, белого сподумена, полихромного турмалина, кунцита;
- альбитовый с мелковкрапленным бериллом, колумбит-танталитом, касситеритом и с лепидолитом, танталитом, сподуменом, поллуцитом;
- сподумен-микроклин-альбитовый и сподумен-альбитовый (сподуменовые пегматиты);
- сподумен-микроклин-клевеландитовый с танталитом и поллуцитом;
- лепидолит-сподумен-альбитовый с полихромным турмалином, танталитом, поллуцитом.

Наиболее широко распространены пегматиты олигоклаз-микроклинового биотит-мусковитового типа, а также альбитизированные микроклиновые пегматиты, часто содержащие крупнокристаллический берилл. Следующие по масштабу распространения являются сподуменовые а затем альбитовые пегматиты. Другие типы пегматитов встречаются сравнительно редко, а иногда только в единичных случаях.

В расположении жил пегматитов разных типов относительно массивов гранитов наблюдается определенная зональность: по мере удаления от гранитов жилы существенно микроклиновых пегматитов последовательно сменяются альбитовыми, сподумен-альбитовыми, лепидолит-сподумен-альбитовыми пегматитами.

В редкометалльных пегматитах комплекса Лагман обнаружены промышленно-ценные концентрации минералов лития, тантала, цезия, бериллия, олова, драгоценных камней и пьезооптического сырья.

Средний химический состав пород комплексов Лагман и Багорак приведен в табл. 45.

Большинство пород первой фазы (13 проб) по химическим свойствам относятся к нормальному ряду и лишь отдельные из них пересыщены глиноземом. Отмечаются значительные колебания содержания кремнезема и соотношения щелочей, что, по-видимому, связано с наложенной гранитизацией. По своему составу они близки к диоритам, кварцевым диоритам и гранодиоритам Р.Дэли, отличаясь от них меньшим количеством “анортита” и несколько повышенным содержанием магния в составе цветных силикатов. Из имеющихся 23 химических анализов пород второй фазы примерно равное количество отно-

Результаты химического анализа пород комплексов Лагман и Багорак

Окислы	Лагман					Багорак			
	Первая фаза		Вторая фаза		Третья фаза	Первая фаза	Вторая фаза	Третья фаза	
	Диориты (9)	Гранодиориты (4)	Гранодиориты (4)	Граниты (19)	Граниты (15)	Диориты (1)	Гранодиориты (5)	Граниты (4)	Жильные граниты (6)
SiO ₂	60,80	68,02	68,60	69,53	70,78	58,89	68,01	72,12	73,38
TiO ₂	0,98	0,58	0,67	0,55	0,38	1,44	0,44	0,42	0,16
Al ₂ O ₃	13,57	15,58	16,60	14,32	14,36	15,32	14,65	13,74	14,26
Fe ₂ O ₃	2,88	0,99	0,69	0,61	0,46	1,38	2,43	0,06	0,51
FeO	4,54	2,72	3,11	2,86	2,43	5,32	2,72	2,05	0,91
MnO	0,13	0,09	0,06	0,08	0,06	0,15	0,06	0,03	0,02
MgO	4,15	1,94	1,11	1,35	1,43	4,80	1,08	1,15	0,40
CaO	4,54	3,77	3,37	2,46	2,12	6,72	2,88	1,80	1,14
K ₂ O	2,69	3,34	1,94	3,70	3,72	1,92	4,04	4,43	4,85
Na ₂ O	2,99	2,81	2,12	3,28	3,34	2,64	3,32	3,14	3,87
P ₂ O ₅	0,22	0,12	0,82	0,22	0,20	0,02	0,12	0,09	0,05
Ппп	2,30	1,02	0,75	0,50	0,62	0,76	1,208	0,42	0,47
Сумма	99,79	99,48	99,84	99,5	99,9	99,30	99,75	99,45	100,02

Примечания:

1. По комплексу Лагман данные Ш.Ш.Деникаева, В.П.Феоктистова и др. (1972, 1973); по комплексу Багорак – Ш.Ш.Деникаева, И.М.Сборщикова (1973).

2. В скобках – количество анализов.

сится к нормальному ряду или пересыщены глиноземом. Породы характеризуются значительными колебаниями соотношений калия и натрия, преобладанием железа над магнием в составе цветных силикатов и постоянной пересыщенностью кремнеземом. Породы третьей фазы (15 анализов) в своем большинстве пересыщены глиноземом и кремнеземом, а среди щелочей преобладает калий.

Экзоконтактовые изменения проявляются по-разному в зависимости от характера вмещающих пород. Кварцито-гнейсовые толщи нижних частей серии Нуристан подвергаются интенсивной микроклинизации, окварцеванию, мусковитизации, мигматизации вплоть до возникновения местами метасоматических пород гранитного состава. Карбонатно-терригенно-сланцевые толщи пермотриаса и карбонатно-сланцевые толщи верхних частей серии Нуристан интенсивно ороговикованы. В непосредственной близости от массивов развиваются узловатые сланцы и роговики с андалузитом, гранатом, ставролитом. По мере удаления от массивов они сменяются гранат-биотитовыми, биотит-мусковитовыми роговиками. По известковистым песчаникам и кварцитам развиваются роговики с эпидотом, альбитом, роговой обманкой, гранатом. Карбонатные породы интенсивно мраморизованы и скарнированы. Местами отмечается интенсивная турмалинизация пород. В эндоконтактовых, а часто и в центральных частях крупных массивов встречаются многочисленные ксенолиты и провесы кровли вмещающих пород.

С гранитоидами комплекса пространственно связаны ореолы шлихового рассеивания касситерита, шеелита, местами с тантало-ниобатами.

По мнению В.П.Феоктистова, сопоставление комплекса Лагман с каким-либо определенным комплексом Южного Памира в настоящее время в какой-то степени затруднено. Это обусловлено в основном слабой изученностью комплекса, а также сложностью расчленения и отсутствием единой точки зрения на возраст интрузивных комплексов Южного Памира. Более или менее уверенно можно считать, пожалуй, только то, что граниты третьей фазы комплекса Лагман сопоставляются с гранитами Памирско-Шугнанского комплекса. Сходство их подчеркивается тесной связью с теми и другими редкометалльными пегматитов.

Результаты определения абсолютного возраста пород комплекса приведены в табл. 46.

Палеогеновый (в большинстве случаев эоцен-олигоценый и олигоценый) возраст получен по результатам исследования пород третьей фазы и многочисленных проб (слюды, полевые шпаты) из редкометалльных пегматитов. По породам первой фазы, а изредка также и по редкометалльным пегматитам определен более древний, чем палеоген, возраст. Относительно пород первой фазы необходимо отметить, что они были включены в комплекс Лагман условно и действительно могут оказаться более древними, возможно, даже раннемеловыми, как и гранитоиды комплекса Вахан.

Существующая точка зрения о меловом возрасте комплекса Лагман (Феоктистов и др., 1976) обосновывается авторами фактом находки галек гранитоидов в меловых (возможно, в неогеновых) конгломератах в бассейне р.Анджуман у селения Сказер (Деникаев и др., 1973). По этому поводу можно сказать,

Результаты определения абсолютного возраста пород комплекса Лагман

Место взятия пробы (номер тополиста масштаба 1:250 000)	Порода	Проба	Содержание калия, %	Содержание радиогенного аргона, нг/г	Возраст, млн лет	Источник данных
1	2	3	4	5	6	7
224-С	Гранодиорит	Валовая	—	—	86,0	А.Дезио, 1965
511-С	Гранит	Биотит	—	—	30,7	Андрицкий, 1971
	Пегматит	Микроклин	—	—	26,4	
	Гранит	Биотит	—	—	33,0	
	Пегматит	Мусковит	—	—	39,3	
510-С	Пегматит	Мусковит	—	—	21,0	
			—	—	24,5	
			—	—	26,6	
		Биотит	—	—	119,0	
319-А	Гранит	Валовая	4,24	14,6	50,0	А.Х.Кафарский, спецлаборатория Мингео СССР
224-Д	Пегматит	Мусковит	8,46	45,2	75,0	
			8,59	57,0	95,0	
			8,45	47,8	81,0	
504-В	Пегматит	Мусковит	8,57	13,6	23,0	Б.К.Любимов, лаборатория ВСЕГЕИ
511-А	Грейзен	Мусковит	8,11	31,8	57,0	
510-Д	Пегматит	Мусковит	8,31	19,6	35,0	
511-С	Пегматит	Мусковит	5,02	10,25	29,0	
505-А	Пегматит	Мусковит	4,86	9,09	27,0	
505-В	Пегматит	Микроклин	10,5	17,2	23,0	
511-В	Пегматит	Лепидолит	7,98	11,1	21,0	
505-В	Пегматит	Лепидолит	5,12	5,71	16,5	
505-А	Пегматит	Лепидолит, альбит	4,08	7,8	28,0	Л.Н.Россовский, спецлаборатория Мингео СССР
			3,78	11,9	46,0	
511	Пегматит	Микроклин	9,69	40,5	60,0	
511-В	Пегматит	Лепидолит	8,74	16,0	26,0	
511-С	Пегматит	Лепидолит	5,0	20,0	57,0	
505-Е	Пегматит	Микроклин	11,65	21,4	26,0	

1	2	3	4	5	6	7
505-Е	Пегматит	Лепидолит	7,54	27,4	52,0	Л.Н.Россовский, спецлаборатория Мингео СССР
		Валовая	2,63	18,7	102,0	
224	Пегматит	Валовая	0,57	6,3	153,0	
511-А	Пегматит	Валовая	1,83	51,7	375,0	
	Грейзен	Валовая	5,66	31,2	91,0	
510-D	Пегматит	Мусковит	8,0	33,5	60,0	
505-С	Пегматит	Сподумен, альбит	0,29	3,79	183,0	
505-А	Гранит	Валовая	3,21	9,0	40,0	

Примечание. Анализы А.Дезио выполнены методом Rb-Sr, все остальные методом K-Ar.

что конгломераты находятся в зоне сочленения Нуристан-Памирского срединного массива и герцинской складчатой области, в пределах которой здесь имеют весьма широкое развитие гранитоиды раннетриасовой батолитовой формации, в общей массе трудно отличимых от второй фазы комплекса Лагман.

О меловом возрасте свидетельствуют и цифры абсолютного возраста 86 и 93 млн лет, полученные А.Дезио (1965) рубидий-стронциевым методом по биотитам из гранодиоритов массива Зебак. Помимо этих датировок, был получен ряд существенно более молодых значений возраста. Такие датировки отражают последующие тектонические и магматические процессы, воздействовавшие на породы комплекса.

Возраст гранитов комплекса Лагман был принят как олигоценый по аналогии с гранитами Памирско-Шугнанского комплекса и с учетом результатов определения абсолютного возраста. Мы связываем его образование с олигоценовыми периодами тектоно-магматической активизации Нуристан-Памирского срединного массива. Гранитоиды комплекса прорывают отложения пермотриаса, верхнего триаса, а их верхняя возрастная граница неизвестна.

Комплекс Багорак. К этому комплексу относится батолит Багорак, расположенный в блоке Южный Бадахшан, в бассейнах рек Кокча, Зардев, Шева, Нахчипар, Крюнч-Дарах (листы 217, 218, 223). Массив изучался В.М.Моралевым (1967), В.П.Феоктистовым и Ш.Ш.Деникаевым (1973), И.М.Сборщиковым и др. (1974), Л.Н.Россовским и др. (1974).

Батолит вытянут в северо-восточном направлении на 110-120 км при ширине 10-30 км. В структурном плане он приурочен к зоне разлома, разделяющей верхнетриасовые-среднеюрские сланцевые толщи зоны Нахчипар от метаморфических архей-протерозойских образований Нуристан-Памирского срединного массива, представляя собой межформационный плутон. Северо-западный контакт имеет резкий рвущий характер. Он падает на юго-восток под массив (угол 55-60° в бассейне рек Пило и Шах-Дара и 45° у селения Багорак). Юго-

восточный контакт — инъекционного типа. В составе массива Багорак участвуют *породы трех фаз*: первая — габбро, габбро-диориты, диориты; вторая — граниты, гранодиориты; третья — двуслюдяные граниты.

Породы первой фазы слагают несколько линзообразных тел, вытянутых в северо-восточном направлении согласно с общим простираанием массива Багорак. Протяженность до 7 км, ширина 150-700 м. Падение контактов тел сравнительно крутое южное, юго-восточное согласно с гнейсоватостью, развитой во вмещающих гранитоидах. Контакты основных пород и гранитов четкие, иногда расплывчатые.

Габбро и габбро-диориты представляют собой серые и темно-серые среднезернистые массивные породы. Сложены пироксеном и плагиоклазом, содержание которых не постоянное. Акцессорные минералы представлены ильменитом, титаномagnetитом, апатитом. Структура аллотриоморфнозернистая, габбровая. Пироксен моноклинный диопсидового ряда, слабозеленоватого цвета. Обычно замещается актинолитом, реже бурым биотитом, $2V = 48^\circ$. Плагиоклаз-андезин (№ 34-43) сдвойникован по альбитовому и альбит-эстерельскому законам. Кристаллы таблитчатые и короткопризматические. Замещен соссюритом и серцитом. В составе диоритов описаны плагиоклаз № 30 (45%), амфибол (40%) биотит (10%); акцессорные минералы — сфен, апатит, вторичные — хлорит, эпидот, кальцит, серицит. Структура гипидиоморфно- и призматическзернистая.

Породы второй фазы слагают значительную часть массива Багорак, представлены в основном гранитами и гранодиоритами. Это средне- и крупнозернистые порфировидные породы серого цвета, часто разгнейсованные. Вкрапленники представлены полевыми шпатами, кристаллы которых имеют размеры до 5-7 см. Под микроскопом в породах наблюдаются гранитовая, порфировая структура. Часто устанавливается, что они испытали милонитизацию и бластез. Характерно также образование очковой структуры. В этом случае вкрапленники представлены округлыми выделениями калишпата, а основная масса состоит из бластированного раздробленного агрегата полевых шпатов, кварца, слюды. Структура основной массы цементная, бластомилонитовая, бластогранитовая. Плагиоклаз (15-45%) образует таблитчатые и призматические кристаллы. Представлен олигоклазом (№ 18) и андезином (№ 37-38). Замещается серицитом, соссюритом, цоизитом, эпидотом, карбонатом. Микроклин (35-40%) образует во вкрапленниках крупные таблитчатые кристаллы. В основной массе развит в виде мелких неправильной формы зерен. Иногда находится в микропегматитовых срастаниях с кварцем. Кварца в породе 20-30%. Биотит (1-10%) образует пластинчатые кристаллы, окрашенные в зеленовато-коричневых тонах, замещается хлоритом, реже — эпидотом и цоизитом. Иногда встречается зеленая роговая обманка.

Породы третьей фазы, представленные двуслюдяными, мелкозернистыми биотитовыми и пегматоидными гранитами, развиты в виде штоков и массивов неправильной формы, преимущественно в северной части массива, а также вдоль его юго-восточного и восточного контактов. Их площадь достигает 30-40 км².

Содержание акцессорных минералов (в г/т) в гранитоидах комплекса Багорак
(по данным В.П.Феоктистова, Ш.Ш.Деникаева и др., 1973)

Минерал	Первая фаза (1 проба)	Вторая фаза (3 пробы)	Третья фаза (1 проба)
Ильменит	230,0	3,0-110,0	2,6-200,0
Циркон	20,0	4,0-38,0	1,0
Апатит	5,0	7,0-38,0	2,0
Ортит	+	4,0-322,0	—
Касситерит	+	+	4,0
Магнетит	—	+	+
Галенит	+	+	+
Сфалерит	—	(+)	+
Пирит	+	+	1,0
Турмалин	—	—	+
Гранат	+	(+)	+
Рутил	+	(+)	—
Сфен	20,0	(+)	—
Силлиманит	5,0	2,0	(+)
Ураноторит	+	+	—

Двуслюдяные граниты имеют незначительное распространение. Макроскопически представляют собой слабо разгнейсованные или массивные породы лейкократового облика. От биотитовых гранитов они отличаются несколько повышенным содержанием калиевого полевого шпата (40-45%), появлением крупных (до 4 мм) чешуек мусковита (6-11%) и уменьшением количества биотита (до 4-5%). Для них характерна микропертитовая структура и мирмекитовые вроски кварца в плагиоклаз.

Результаты минералогического анализа протолок гранитоидов комплекса Багорак приведены в табл. 47.

По химическим особенностям породы комплекса Багорак (особенно второй и третьей фазы) имеют много общего с породами комплекса Лагман (см. табл. 45).

С двуслюдяными гранитами третьей фазы комплекса связаны Кокчинское и Шивинское *поля редкометалльных пегматитов* (Россовский и др., 1974).

Кокчинское поле расположено в долине одноименной реки, выше ее слияния с р. Ватрудж. Протяженность поля достигает 50 км, ширина его неизвестна. Оно ассоциирует с массивом двуслюдяных гранитов шириной в 2-3 км и длиной более 20 км. Пегматиты представлены слабозональными жилами альбитового типа. Мощность 1,5-3,0 м, протяженность десятки метров. Жилы сложены агрегатами клевеландита, мелкопластинчатого альбита, блокового кварца и микроклина. В агрегатах клевелиндита встречаются таблитчатые кристаллы

колумбит-танталита до 2 см в поперечнике, а в грейзенизированных участках жил – зерна черно-коричневого касситерита. Возможно, среди пегматитовых жил присутствуют литиевые пегматиты с танталовой минерализацией.

Шивинское поле расположено в долине р. Дарай-Арахт, вытекающей из оз. Шева, приурочено к северной части массива Багорак, где также ассоциирует с двуслюдяными гранитами третьей фазы. Пегматитовые жилы этого поля, по-видимому, содержат измененные фосфаты лития, касситерит и тантало-ниобаты.

Кроме этих редкометалльных пегматитов, с комплексом Багорак ассоциируют жилы *аплитов, пегматитов, гранодиорит-порфиров*. Они имеют мощность 0,3-0,5 м, протяженность их составляет несколько десятков метров. Обычно жилы приурочены к экзоконтакту гранитоидов с верхнетриасовыми-среднеюрскими отложениями.

Пегматиты и аплиты образуют жилы мощностью до 10-20 см, не выдержанные по простиранию. Иногда наблюдаются небольшие тела пегматитов. Так, около селения Ним-Дех среди верхнетриасовых-среднеюрских биотит-ставролитовых и гранат-биотитовых сланцев и песчаников прослежено тело турмалиновых пегматитов, вытянутое в субмеридиональном направлении согласно с простиранием вмещающих пород. Его строение отчетливо полосчатое. Отмечается чередование участков, сложенных крупно- и мелкокристаллическими пегматитами. Мощность отдельных полос, представленных крупнокристаллическими пегматитами, составляет 15-20 см, а более мелкокристаллическими – 3-5 см. В крупнокристаллических разностях наблюдаются многочисленные крупные кристаллы мусковита и черного турмалина. Последний ориентирован перпендикулярно полосчатости. Размер кристаллов до 5-7 см в длину и около 1 см в ширину. Пегматиты обладают паналлотриоморфнозернистой, участками – микропегматитовой структурой. Они состоят из ксеноморфных зерен микроклина (25-28%), плагиоклаза (10-14%), кварца (35%), мелких скоплений мусковита, турмалина (13-15%) и акцессорных минералов – циркона, апатита (до 1%). Участками отмечается прорастание калиевого полевого шпата кварцем. Плагиоклаз относится к олигоклазу (№ 20-22).

В аплитах наблюдаются пелитизированный микроклин (55-60%), зерна кварца (20-22%), серицитизированный плагиоклаз (10-14%), мелкие чешуйчатые кристаллы биотита и мусковита (3%). Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом.

Гранодиорит-порфиры имеют порфировую структуру с микрогранитовой основной массой. Вкрапленники плагиоклаза обрастают микроклином. В основной массе наблюдается кварц, полевой шпат и биотит. В микродиоритах структура призматическизернистая порфировидная. Во вкрапленниках развит зональный плагиоклаз (андезин-лабрадор). Основная масса состоит из плагиоклаза, биотита, роговой обманки, небольшого количества кварца; акцессорные минералы – апатит, магнетит; вторичные – эпидот, хлорит, актинолит.

Экзоконтактовые изменения вмещающих верхнетриасовых-среднеюрских пород проявились в образовании углистых ставролит-биотитовых и кварц-хлоритовых сланцев. В приконтактовых частях массивов с протерозойскими обра-

зованиями установлены биотитовые, мусковит-биотитовые, гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты.

Структурно-геологическое положение батолита Багорак, особенности его петрографического и химического состава позволяют сравнивать данные породы с гранитоидами Памиро-Шугнанского комплекса (Хорогский массив), развитыми на стыке зон Центрального и Юго-Западного Памира.

Образование гранитоидов комплекса Багорак связывается нами во времени с олигоценowym периодом тектоно-магматической активизации. Результаты определения Rb-Sr методом абсолютного возраста пород комплекса (19,5; 23,0 и 32,0 млн лет) говорят о его олигоценowym или, возможно, даже миоценowym возрасте (Дезио и др., 1964). Геохронологическое изучение гранитов Памиро-Шугнанского массива Юго-Западного Памира, с которыми сопоставляются багоракские граниты, по данным Л.Л.Шанина и др. (1971), указывает на их молодой возраст. Все результаты, полученные им как K-Ar, так и Rb-Sr методом, укладываются в пределах 10-20 млн лет.

Комплекс Мустаг. Гранитоиды этого комплекса слагают ряд интрузивных массивов (рис. 17), расположенных в зоне Вахан Нуристан-Памирского срединного массива, в верховьях р.Вахан и по левому борту р.Памир. Они описаны А.Х.Кафарским и др. (1975).

Наиболее крупный массив этого комплекса занимает западные отроги хр.Мустаг, расположенные между реками Вахджир и Аксу (листы 314-Е, -F, 315-Е). Он представляет собой западное окончание более крупного плутона, расположенного на территории Китая. На севере массивом прорываются гранитоиды комплекса Вахан и карбонатно-терригенные каменноугольно-нижнепермские толщи.

Контакты рвущие, крутые, местами согласные, сравнительно пологие (угол 60°). Южный и юго-западный контакт в целом согласный падает от массива под углом в 40° . Здесь граниты прорывают крыло синклинальной складки северо-западного простирания, сложенной терригенно-карбонатными отложениями карбона-нижней перми. Северо-западный контакт массива почти целиком скрыт под четвертичными отложениями. Сравнительно мелкие (площадью до 25 км^2) плутоны линзовидной формы находятся по левому борту рек Вахджир, Вахан-Дарья и Памир.

Интрузивные тела сложены крупно- и среднезернистыми порфировидными светло-серыми и серыми гранитами, гранодиоритами. Размер метакристаллов полевого шпата достигает 10 см.

Граниты и гранодиориты обладают гипидиоморфнозернистой, бластогранитовой порфировидной структурой. В их составе описаны калишпат (25-35%), плагиоклаз (25-35%), кварц (20-30%), биотит (7-10%), мусковит (2-3%); акцессорные минералы — апатит, сфен. Калишпат представлен микроклин-пертитом и образует крупные метакристаллы, пойкилитически включая зерна плагиоклаза. Плагиоклаз-олигоклаз-андезин (№ 23-33) замещается калишпатом, серицитом. Биотит окрашен в красно-коричневый цвет, заметно хлоритизирован.

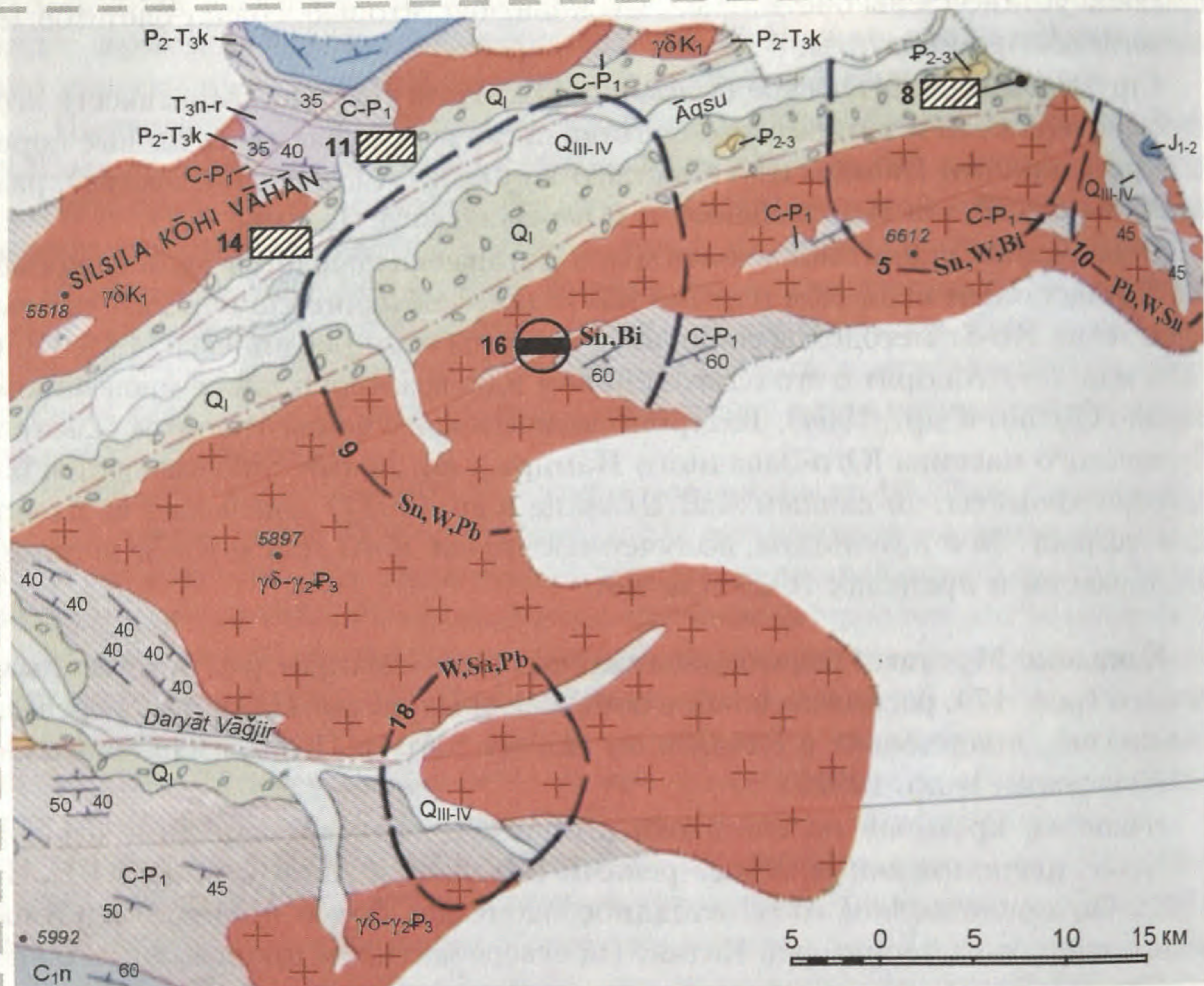


Рис. 17. Массив гранитоидов комплекса Мустаг в верховьях р.Вахан [118]

Граносиениты, кварцевые сиениты и монцониты имеют бластогранитовую структуру и содержат в своем составе калишпат (55-60%), плагиоклаз (10-15%), кварц (12-20%), биотит (5-8%), мусковит (3-5%); акцессорные минералы – апатит, монацит, циркон, турмалин. Характерно, что породы этого типа приурочены к зонам интенсивного катаклаза.

Жильные породы представлены гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, пегматитами, аплитами, приуроченными преимущественно к экзоконтактовым зонам массива. По результатам минералогического анализа протолок комплекса Мустаг (3 пробы, данные А.Х.Кафарского) в гранитах установлены акцессорные минералы: апатит, магнетит, сфен, циркон, гранат, пирит.

Химический состав пород комплекса Мустаг приведен в табл. 48. Гранитоиды комплекса относятся к нормальному ряду, реже они пересыщены глиноземом. Большинство пород пересыщено кремнеземом, умеренно богатые, иногда бедные щелочами.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород выражаются в образовании роговиков, узловатых сланцев.

Средний химический состав (в %) пород комплексов Мустаг и Шева

Окислы	Мустаг				Шева	
	Граниты (3)	Гранодиориты (4)	Граниты (5)	Монцониты (1)	Сиено-диориты (2)	Граниты (4)
SiO ₂	73,48	68,40	70,8	53,37	53,91	70,75
TiO ₂	0,15	0,63	0,32	1,2	0,85	0,35
Al ₂ O ₃	13,19	14,11	13,48	14,26	17,5	14,4
Fe ₂ O ₃	0,77	0,95	0,53	7,49	7,37	1,82
FeO	1,36	3,1	2,29	1,92	0,6	1,06
MnO	0,01	0,02	0,01	0,1	0,07	0,02
MgO	0,78	1,27	1,11	5,88	2,40	0,72
CaO	1,74	4,58	2,96	9,55	1,7	2,55
K ₂ O	4,45	2,50	4,40	2,00	5,35	2,91
Na ₂ O	3,08	2,39	3,05	2,55	2,89	4,81
P ₂ O ₅	0,67	0,43	0,52	0,76	0,45	0,12
Ппп	0,56	1,61	0,67	1,06	6,65	0,52
Сумма	100,2	99,9	100,1	100,1	99,8	100,0

Примечания:

1. По комплексу Мустаг данные А.Х.Кафарского и др. (1975); по комплексу Шева – В.М.Моралева (1967) и И.М.Сборщикова (1973).

2. В скобках – количество анализов.

Возраст комплекса Мустаг условно определяется как олигоценый по аналогии с комплексом Лагман. Абсолютный возраст гранитов комплекса, определенный калий-аргоновым методом по трем пробам (данные А.Х.Кафарского; лаборатория Мингео СССР), составляет 39 млн лет (олигоцен), 63 и 64 млн лет (палеоцен).

Комплекс Шева. Массивы, принадлежащие к этому комплексу, развиты в бассейне р.Шева в пределах одноименной структурно-фациальной зоны киммерид. Отдельные из них были описаны Г.Г.Семеновым (1967) в качестве позднемелового комплекса Сияхджар, другие включались В.М.Моралевым (1967) в четвертую фазу позднемелового-палеогенового Ванч-Язгулемского комплекса (по аналогии с Западным Памиром). Впоследствии массивы этого комплекса относились к третьей фазе “палеогенового интрузивного комплекса” (Сборщиков и др., 1974). Комплекс Шева почти в том же понимании и под тем же названием, что и в настоящее время, был впервые выделен К.Ф.Стажило-Алексеевым и др. (1972, 1973).

В составе комплекса Шева выделяются две пространственно разобщенные группы массивов. Одна из них представлена массивом Сияхджар, который рас-

положен на юге зоны Шева в водораздельной части рек Шева, Сияхджар, Паин Шар. Массив имеет штокообразную форму, площадь его более 50 км². В другую группу входит трещинный плутон Абуабдал, который слагает водораздел рек Сумдара и Вурнель и имеет площадь 10 км². Еще один массив расположен в бассейне р. Шева в районе селения Тагарча (217-D). Он имеет удлиненную линзообразную форму, ориентирован в меридиональном направлении. Протяженность массива 12 км, ширина 2,5-3,0 км. Интрузивные тела Сияхджарской группы прорывают карбонатные толщи кембрия и ордовика, перми-среднего триаса, а также терригенные отложения верхнего триаса-средней юры.

В составе рассмотренных массивов принимают участие *породы двух фаз*.

В первую фазу внедрились диориты, кварцевые диориты и гранодиориты Тагарчинского массива. Это средне-, иногда крупнозернистые светло-серые массивные породы. Они сложены плагиоклазом (40-65%), калиевым полевым шпатом (5-18%), кварцем (5-25%), биотитом (8-15%), роговой обманкой (5-15%); акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом.

Ко второй фазе условно относятся гранитоиды массивов Сияхджар и Абуабдал. По данным Г.Г.Семенова (1967), в их составе принимают участие преимущественно порфировидные амфиболовые граниты, а также среднезернистые биотитовые граниты и гранодиориты. Взаимоотношения между ними не ясны. Амфиболовые граниты представляют собой серые среднезернистые порфировидные породы. Во вкрапленниках развиты кристаллы плагиоклаза, кварца и реже микроклина. Основная масса гипидиоморфнозернистая, состоит из микроклин-пертита (до 45%), кварца (до 30%), альбит-олигоклаза (до 35%) и роговой обманки (до 8%); акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон, титаномagnetит; вторичные – серицит, эпидот, хлорит, карбонат. Биотитовые граниты, скорее всего, представляют собой эндоконтактовую фацию массива – в них вместо роговой обманки развит биотит, отсутствует порфировидность.

Другая группа интрузивных тел комплекса, развитая в нижнем течении и устьевой части р. Шева, описана В.М.Моралевым (1967) в качестве четвертой фазы Ванч-Язгулемского, а И.М.Сборщиковым – третьей фазы “палеогенового интрузивного” комплексов. Они прорывают протерозойские метаморфические и нижнепалеозойские терригенно-карбонатные толщи. В составе массивов преобладают граниты. Нами они условно относятся ко второй фазе комплекса Шева, учитывая общие особенности развития гранитоидных комплексов олигоценового возраста. Не исключено, что в составе этих массивов имеют место и породы третьей интрузивной фазы, к которым, возможно, по аналогии с комплексом Лагман, следует относить аплитовидные двуслюдистые граниты.

Массивы гранитов второй фазы вытянуты, как правило, в северо-восточном направлении, согласно с общими геологическими структурами района, имея протяженность от первых сотен метров до нескольких километров. Наибольшее количество массивов выявлено вблизи долины р.Пяндж. Контакты их с окружающими образованиями согласные, извилистые или прямолинейные.

Биотитовые граниты представляют собой средне- и мелкозернистые породы серого цвета. Они сложены калиевым полевым шпатом (40-45%), плагио-

клазом (15-25%), кварцем (25-30%), биотитом (4-5%); акцессорные минералы – апатит, циркон. Структура гипидиоморфнозернистая.

Двуслюдяные граниты – мелкозернистые, иногда аплитовидные породы светло-серого цвета с массивной, реже гнейсовидной текстурой. Они состоят из калиевого полевого шпата (30-35%), кварца (30%), плагиоклаза (20-25%), биотита (3-4%), мусковита (2-3%). Калиевый полевой шпат представлен анортотоклазом, замещенным шахматным и струйчатым альбитом. Образует таблитчатые кристаллы, иногда с простыми двойниками. Плагиоклаз-олигоклаз, реже андезин (№ 29-37) слабо серицитизирован. Сдвойникован по альбит-эстерельскому закону. Из акцессорных минералов наиболее характерными являются сфен и апатит.

В протолочках гранитов второй фазы комплекса Шева (5 проб), по данным В.М. Моралева, отмечены следующие акцессорные минералы (в г/т): магнетит (62,6-1630,4), апатит (40,9-116,4), циркон (13,9-19,1), гранат (12,5), сфен (12,5), а также торит (до 8,1), ортит (до 524,5), рутил (24,5-226,4), ильменит, турмалин, монацит.

Химический состав пород комплекса Шева приведен в табл. 48.

Породы первой фазы характеризуются высокими содержаниями щелочей, цветных силикатов и низкими – полевошпатовой извести. Они близки к щелочным основным породам, содержащим калиевый полевой шпат. Породы второй фазы принадлежат к нормальному ряду, пересыщены кремнеземом, богаты или умеренно богаты щелочами, среди которых преобладает натрий.

Жилы и дайки представлены аплитами, пегматитами, гранит-порфирами, мелкозернистыми гранитами.

Аплиты, аплитовидные граниты – светло-серые мелкозернистые породы. Структура аплитовая, переходящая в гипидиоморфнозернистую. Состоят из микролина (до 40%), альбит-олигоклаза (25%), кварца (до 35%), незначительного количества амфибола; акцессорные минералы – сфен, апатит, вторичные – карбонат, серицит, эпидот.

Пегматиты развиты по левому борту р. Шева, в экзоконтактовых частях массивов гранитов. Здесь они слагают целое поле площадью около 5 км². Мощность отдельных пегматитовых жил колеблется от сантиметров до 5 м, протяженность 200-300 м. Пегматитовые жилы имеют сложное, иногда зональное строение. В их составе установлено значительное количество черного турмалина, мусковита.

Широко развиты дайки гранит-порфиров. Они, кулисообразно чередуясь, иногда слагают свиты шириной 800 м и протяженностью 2 км. Гранит-порфиры имеют порфировую структуру с гранофировой основной массой, состоящей из кварца и калиевого полевого шпата. Во вкрапленниках развиты кварц и плагиоклаз; акцессорный минерал – апатит.

Экзоконтактовые изменения выразились в мощном ороговиковании терригенных пород и скарнировании известняков. Среди терригенных пород появляются кварц-биотит-андалузитовые и кварц-биотит-кордиеритовые роговики. Скарновые тела имеют мощность до 3 м и протяженность до 100 м. Мощ-

ность скарновых зон достигает нескольких десятков метров. Состав скарнов – гранат, актинолит, плагиоклаз, пироксен, кварц, магнетит, карбонат, хлорит, гидрослюда. Часто встречаются чисто гранатовые или магнетитовые скарны.

Олигоценый возраст гранитов комплекса Шева принимается на основании того, что в бассейне р.Пяндж в районе селения Часнуд эти граниты прорывают эоцен-олигоценые вулканогенные породы, а также сопоставляются по составу с некоторыми палеогеновыми гранитами бассейна р.Ванч в Центральном Памире в Таджикистане. Возраст последних, по данным В.И.Буданова (1964), колеблется в интервале 35-52 млн лет.

Комплекс Бараки. Гранитоиды комплекса Бараки выделены в блоке Кабул. Они пространственно ассоциируют с выступами древнего основания, слагая куполовидную структуру в юго-западной части данного блока.

Массивы этого комплекса ранее описывались в составе комплекса Аргандаб (Деникаев, 1971; Щербина, 1975). Нами они условно выделяются в качестве самостоятельного комплекса Бараки, в связи с принятой на тектонической схеме Афганистана масштаба 1:2 500 000 (1976) новой трактовки тектонического районирования этой территории – отнесение блока Кабул к области альпийской складчатости (Дронов и др., 1976). Описание комплекса приводится по материалам Ш.Ш.Деникаева (1971) и Ю.И.Щербины (1975).

Массивы комплекса Бараки прорывают протерозойские, камменноугольно-пермские и среднепалеогеновые толщи, будучи ориентированными в северо-восточном направлении.

Наиболее крупный массив Авдарах расположен в излучине р.Майдан, южнее селения Авдарах (лист 515-В). Он имеет протяженность 11 км при ширине 1,7 км.

Вмещающие породы часто насыщены маломощными согласными, редко секущими телами гранитов и пегматитов. Мощность этих тел колеблется в широких пределах от 0,2-2,0 до 15-20 м и более, протяженность – от нескольких десятков метров до нескольких километров. На отдельных участках гранитный материал превышает количественно вмещающие породы и такие участки выглядят как поле мигматитов.

В эндоконтакте массива встречаются ксенолиты вмещающих гнейсов. Внутреннее строение массивов однообразное – они сложены в основном биотитовыми гранитами и гранодиоритами, среди которых изредка встречаются ксенолиты кварцевых диоритов.

Граниты и гранодиориты – средне- и крупнозернистые порфировидные породы, иногда с гнейсовидной текстурой. Структура порфировидная, основная масса гипидиоморфнозернистая, бластокатакластическая. Вкрапленники (0,5-7,0 мм) представлены плагиоклазом, микроклином, реже кварцем. Основная масса состоит из плагиоклаза (30-40%), кварца (20-40%), микроклина (до 39%), биотита (10-15%), мусковита (до 5%). Плагиоклаз (№ 8-25) замещается карбонатом, соссюритом, серицитом. Микроклин пойкилитически включает плагиоклаз. Биотит замещается мусковитом. Акцессорные минералы – сфен, апатит,

ксенотим. В шлифах иногда отмечаются кордиерит, гранат и карбонат. В целом для пород комплекса характерно проявление катаклаза и бластеза вплоть до образования бластомилионитов. Породы интенсивно альбитизированы, микроклинизированы, отмечаются эпидотизация и хлоритизация. Жильная серия представлена маломощными, сравнительно редкими жилами и дайками гранит-порфиров, аплитов, пегматитов, лампрофиров. Экзоконтактовые изменения выражены в ороговиковании вмещающих сланцевых пород.

Возраст гранитоидов комплекса Бараки считается нами как олигоценый, учитывая факты прорывания ими эоценовых отложений. Верхняя возрастная граница принимается условно, по аналогии с олигоцеными гранитоидами комплекса Аргандаб, галька которых найдена в миоценовых конгломератах.

3.3.4.

НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Этот тектоно-магматический этап представлен миоценовыми эффузивной оливин-базальтовой формацией и комплексами малых интрузий, а также ранне-среднечетвертичными эффузивно-туфовыми и субвулканическими образованиями. Последние включают раннечетвертичные фонолит-карбонатитовую и андезит-дацитовую формации и среднечетвертичные трахибазальт-базанитовую и андезибазальтовую формации.

Магматические образования этого этапа связаны с процессами тектоно-магматической активизации, синхронно охватывающей блоки разновозрастной консолидации на всей территории Афганистана.

Вулканогенная формация оливиновых базальтов

Комплекс Тайвара. Образования оливин-базальтовой формации развиты в зоне Харут-руд прогиба Фарахруд Центрально-Афганского срединного массива. Впервые описаны К.Ф.Стажило-Алексеевым во впадине Тайвара в разрезе красноцветной моллассы, где эффузивно-туфовые образования чередуются с пластами красных туфоконгломератов, красноцветных песчаников, конгломератов, гравелитов и аргиллитов. Они представлены оливиновыми базальтами, андезибазальтовыми порфиритами, андезитами, реже кислыми вулканитами, слагающими пласты и линзы мощностью от 7 до 95 м и выделены в комплекс Тайвара [8].

Эффузивно-терригенные образования этого комплекса залегают на размытой поверхности эоцен-олигоценых вулканогенных толщ. В разрезе различаются две толщи [117].

В нижней толще на размытой поверхности вулканитов эоцен-олигоцена залегают:

туфоконгломераты красные с гальками нижнемеловых орбитолино-рудистовых известняков и эоцен-олигоценых вулканитов	200 м;
туфопесчаники с прослоями туфогравелитов и туфоконгломератов	50 м;
песчаники и конгломераты красные	30 м;
андезиты сиреневые	10 м;
песчаники и гравелиты красноцветные параллельно-и косослоистые с пластами и пачками разногалечных конгломератов	1000 м.
Общая мощность	1290 м.

Выше со стратиграфическим перерывом залегают конгломераты, песчаники и вулканиты верхней толщи:

конгломераты красно-бурые разногалечные	20 м;
оливиновые базальты	95 м;
песчаники красноцветные	20 м;
андезибазальтовые порфириты	7 м;
песчаники красноцветные	5 м;
андезибазальтовые порфириты	8 м;
песчаники красноцветные	12 м;
трахибазальты	5 м;
песчаники красноцветные	10 м;
андезибазальтовые порфириты	8 м;
песчаники красноцветные	10 м;
андезибазальтовые порфириты	10 м;
песчаники красноцветные	15 м;
андезибазальтовые порфириты	15 м;
песчаники красноцветные	15 м;
андезибазальтовые порфириты	30 м.
Общая мощность	285 м.

Выше несогласно залегают отложения плиоценового возраста. Общая мощность серии Тайвара – 1575 м.

К миоцену серия Тайвара отнесена по положению в разрезе. Толщи оливиновых базальтов залегают с размывом на эоцен-олигоценых вулканитах серии Харутруд и перекрываются несогласно плиоценовыми отложениями.

Комплексы малых интрузий

Миоценовые комплексы малых интрузий развиты по всей территории Афганистана, независимо от существующей блоковой зональности. В большинстве случаев они связаны с процессами синхронной тектоно-магматической активизации блоков разновозрастной консолидации и только в области альпийской складчатости их можно отнести к категории позднеорогенных интрузий. Представлены мелки-

ми штоками и дайками, имеющими различный состав в разных блоках. С учетом вещественного состава и структурно-геологических позиций среди миоценовых интрузий выделены комплексы: Фарахруд, Баркар, Шаре-Арман, Добанди, Лораруд, Насрку. Миоценовый возраст этих комплексов устанавливается условно по прорыванию разновозрастных толщ вплоть до олигоценовых и отсутствию их среди плиоценовых отложений.

Дайковый комплекс Фарахруд. Представлен обширными полями дайковых образований среднего и основного состава, развитых широко в Центрально-Афганском срединном массиве, особенно в прогибе Фарахруд. Впервые дайки были здесь изучены и выделены в самостоятельный комплекс К.Ф.Стажило-Алексеевым и А.Я.Кочетковым [20]. В бассейне р.Гильменд в пределах одноименной структурно-фациальной зоны дайки этого комплекса описаны в качестве самостоятельного “дайково-жильного комплекса” Д.А.Старшининым и др. (1975). Нами под названием “дайковый комплекс Фарахруд” понимается обширная группа дайковых пород среднего-основного состава, развитых вне намеченной блоковой зональности в пределах Центрально-Афганского срединного массива и, возможно, также за его пределами. Они образовались синхронно с комплексами Шаре-Арман, Лораруд, Насрку, Добанди, вероятно, в результате одних и тех же тектоно-магматических процессов, охвативших в миоцене всю территорию страны. Исходя из этих соображений ранее (Стажило-Алексеев, 1972) комплекс Фарахруд описывался в составе единого для всех в Афганистане комплекса Шаре-Арман миоценового возраста.

В пределах прогиба Фарахруд большая часть даек этого комплекса приурочена к полям развития терригенных отложений валанжин-готеривского возраста, меньшая часть — к баррем-аптским известнякам и эоцен-олигоценовым вулканитам. При мощности даек до 30 м некоторые из них тянутся на десятки километров. Простираение большинства даек преимущественно меридиональное и субмеридиональное, состав их довольно пестрый. Различаются андезитовые и диоритовые порфириты, долериты, диабазы. Преобладают андезитовые и диоритовые порфириты. Это мелко- и среднезернистые породы зеленовато-серого цвета. Структура порфировая. Во вкрапленниках развиты плагиоклаз и диопсид-авгит. Основная масса сложена плагиоклазом, роговой обманкой и моноклинным пироксеном с примесью кварца и стекла. Структура пилотакситовая и призматическизернистая. Акцессорные минералы — апатит, сфен, магнетит, вторичные — биотит, эпидот, хлорит, серицит, кальцит.

В блоке Гильменд-Аргандаб дайки и жилы комплекса развиты повсеместно среди разновозрастных магматических, метаморфических и осадочных образований. Они образуют сплошные поля или реже встречаются в одиночку и так же, как и в Фарахрудской зоне, имеют в основном субмеридиональное и меридиональное простираение, сравнительно малую мощность (до 10-20 м) при значительной протяженности (несколько километров). В составе даек преобладают диабазовые порфириты, а также встречаются габбро-диабазы, долериты, эссексит-порфиры. Макроскопически они представляют собой плотные афани-

Химический состав (в %) пород дайкового комплекса Фарахруд
(по данным К.Ф.Стажило-Алексеева, 1973)

Окислы	Диабазовый порфирит	Диоритовый порфирит	Гранодиорит порфир	Эссекситовый порфирит
SiO ₂	50,30	59,75	64,91	51,74
TiO ₂	0,90	0,90	0,63	1,20
Al ₂ O ₃	14,7	18,24	16,93	14,84
Fe ₂ O ₃	1,48	1,84	0,54	3,68
FeO	6,20	3,53	2,02	5,68
MnO	0,17	0,18	0,09	0,07
MgO	7,90	3,82	1,58	6,11
CaO	8,91	6,42	3,35	6,79
K ₂ O	1,52	0,80	3,14	4,70
Na ₂ O	2,72	3,12	4,00	3,30
P ₂ O ₅	0,23	0,18	0,14	0,28
Ппп	4,60	0,96	2,42	1,11
Сумма	99,6	99,6	99,7	99,5

товые или мелкозернистые породы серо- и темно-зеленого цветов. Диабазовые порфириты имеют порфировую структуру и офитовую или микроофитовую структуру основной массы. Состоят из плагиоклаза (№ 35-38), моноклинного пироксена и вторичных минералов (хлорит, серицит, карбонат, лейкоксен). Отдельные крупнозернистые разности диабазовых порфиритов состоят из плагиоклаза, состав которого (45-50%) колеблется от андезина (№ 38-42) до лабрадора (№ 50-55), моноклинного и ромбического пироксена или оливина, полностью замещенных хлоритом и серпентином. Габбро-диабазы обладают габбровой структурой с элементами офитовой и состоят из плагиоклаза (№ 40-44) и моноклинного пироксена (40-45%), замещенного уралитовой роговой обманкой. Эссексит-порфиры имеют порфировую структуру. Порфировые выделения (50%) представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. В основной массе, кроме этих минералов, отмечены калишпат (15-20%), баркевикит (8-9%) и магнетит. Вторичные минералы – соссюрит, серицит, хлорит.

Химический состав некоторых пород комплекса Фарахруд приведен в табл. 49.

Комплекс Баркар. Выделен А.Я.Кочетковым и С.С.Карапетовым (1969), позже изучался Д.А.Старшининым и др. (1975), а также Г.К.Еременко и Б.Я.Вихтером. Представлен штокообразными массивами сиенитов в блоке Гильменд Центрально-Афганского срединного массива. Условно к комплексу Баркар относятся также щелочные и нефелиновые сиениты района селения Заркашан, а также эгириновые сиенит-порфиры района Сурхабада (листы 514-F, 513-B).

Наиболее крупным массивом этого комплекса является Баркарский, имеющий площадь 50 км². С ним пространственно ассоциируют мелкие тела площадью 0,8-1,5 км² в районе селений Барманай и Себзарю.

Массив Баркар расположен на водоразделе рек Нурхсай и Баркар (лист 514-А). Он был описан Д.А.Старшининым и др. (1975). Массив двухфазный, имеет изометричную штокообразную форму, прорывает алевропесчаники протерозоя и кварцевые песчаники нижней перми. Наиболее широко распространены породы первой фазы – груботрахитоидные среднезернистые роговообманковые и биотит-роговообманковые сиениты. Для этих пород характерна полосчатая текстура. Распределение темноцветных минералов неравномерное: в лейкократовых разностях их до 3-5%, а в меланократовых – до 10-15%. Последние развиты в краевой приконтактной части массива или встречаются в дайкоподобных телах в экзоконтактах.

В составе сиенитов описаны микроклин-пертит, кислый плагиоклаз, биотит, щелочной амфибол, гранат, в меланократовых разностях – также и пироксен типа эгирин-авгита. Вторичные минералы – канкринит, цеолиты, эпидот; акцессорные – магнетит апатит, циркон, сфен, арсенопирит. В виде шлироподобных выделений в сиенитах встречаются среднезернистые меланократовые породы, близкие по составу к габбро-сиенитам или шонкинитам. Они имеют габбровую структуру и состав: плагиоклаз (40-45%), калишпат (40-45%), полущелочная роговая обманка (4-5%), титан-авгит, переходный к эгирин-авгиту (6-8%), обрастающий каемкой эгирина, и сфен (2-4%).

Описанные выше породы сиенитового ряда прорываются нефелиновыми сиенитами второй фазы, это среднезернистые трахитоидные полосчатые или массивные породы, состоящие из микроклинпертита (70%), альбита (10%), нефелина (10%), граната (10%), иногда амфибола и биотита; вторичные минералы – канкринит, анальцим; акцессорные (в г/т) – магнетит (4500), сфен (17000), флюорит, апатит (1700), уранинит (10). Среди пород второй фазы встречаются также крупнозернистые пегматоидные нефелиновые сиениты, заметно канкринитизированные; акцессорные минералы этих пород (в г/т): магнетит (1350), циркон (875), апатит (75), ортит (400), торит (100).

Контактовое воздействие – перекристаллизация и ороговикование (биотит-кордиеритовые роговики) – наблюдается на расстоянии до 700-800 м от контакта.

Химический состав щелочных пород комплекса Баркар приведен в табл. 50.

В петрохимическом отношении рассматриваемые щелочные сиениты (нефелиновые сиениты) находятся в миаскитовом ряду и, по-видимому, являются производной габброидной магмы.

Возрастное положение массива Баркар остается неясным. Можно лишь уверенно говорить о послераннепермском возрасте, так как имеются активные контакты с нижнепермскими песчаниками. Условно принимается миоценовый возраст комплекса, поскольку в соседнем Таджикистане на Центральном Памире интрузии близких по составу щелочных и нефелиновых пород приходятся на границу палеогена и неогена (Буданов и др., 1961).

Химический состав щелочных пород комплекса Баркар
(по данным Д.А.Старшинина, Б.Я.Вихтера, 1975)

Окислы	Щелочные амфиболовые сиениты		Нефелиновые сиениты		Лейцитовый сиенит
SiO ₂	56,02	51,64	63,10	58,02	52,80
TiO ₂	0,30	0,50	0,12	0,18	0,16
Al ₂ O ₃	18,70	13,26	19,72	19,72	18,70
Fe ₂ O ₃	4,48	8,36	1,43	3,26	1,84
FeO	2,12	3,56	0,29	1,44	0,32
MnO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03
MgO	0,50	3,11	0,10	0,60	0,10
CaO	5,95	12,09	1,34	4,22	9,02
K ₂ O	5,68	3,34	7,76	7,20	7,48
Na ₂ O	4,70	3,28	5,00	3,54	3,00
P ₂ O ₅	0,05	0,15	0,01	0,02	0,03
Ппп	0,96	0,50	2,16	1,05	4,75
Сумма	99,5	99,8	101,4	99,6	99,3

К комплексу Баркар мы относим также псевдолейцитовые нефелиновые сиениты, обнаруженные Г.К.Еременко и Б.Я.Вихтером в районе золоторудного месторождения Заркашан (зона Аргандаб). Здесь эти породы образуют небольшой шток диаметром 1,0-1,5 км с крутыми вертикальными контактами. Макроскопически – это серые массивные мелкозернистые породы с фенокристаллами псевдолейцита. Белые фенокристалльные выделения округлой формы диаметром от 1,0 до 3-4 см составляют до 25-30% объема породы и состоят из псевдолейцитового агрегата (калишпат + альбит + нефелин). Они погружены в серую мелкозернистую основную массу из калишпата (50%), альбита (25%), нефелина (5-10%) и коричневого граната (до 15%). Второстепенные минералы – биотит, канкринит; акцессорные – сфен (17 кг/т) апатит (1,7 кг/т), циркон, флюорит, монацит, пирит. Содержание щелочей в шаровидных псевдолейцитовых образованиях составляет: K₂O – 8,2-8,65%; NaO – 2,50-2,75%.

Выход псевдолейцитовой породы является изолированным штоком и расположен в нескольких километрах к западу от крупного массива сиенитов Заркашан. Хотя взаимные пересечения не наблюдались, можно предположить, что сиениты – образования более ранние, чем псевдолейцитовые нефелиновые сиениты, и в целом это единая серия, близкая к описанной для массива Баркар. Возможно, часть щелочных пород комплекса Заркашан может войти в комплекс Баркар.

К комплексу Баркар, по-видимому, также следует относить отдельные разновидности щелочных сиенитов массива Кундалян и породы массивов района

Сурхабад, где известны *эгириновые сиенит-порфиры*. В настоящее время геологически и петрографически эти породы изучены очень плохо, что затрудняет их корректное сопоставление, отсутствуют абсолютные датировки. Не исключено, что под комплексом Баркар следовало бы объединять все дифференциаты единой габбро-монцонит-сиенит-нефелин-сиенитовой формации, образовавшейся в ходе альпийской активизации Центрально-Афганского срединного массива. Контролирующими магматизм структурами могут быть трансформные разломы север-северо-западного направления (см. рис. 25) или тектонические узлы с участием разнонаправленных разломов.

Полезные ископаемые, связанные с комплексом Баркар – золото-скарновые проявления, шеелитоносные и меденосные скарны. Следует обратить внимание на возможность нахождения урановой (акцессорный уранинит!) и редкометалльной минерализации в нефелиновых сиенитах и зонах постмагматического щелочного метасоматоза.

Комплекс Шаре-Арман. Массивы этого комплекса впервые описаны и выделены в самостоятельный комплекс в 1972 г. С.М.Калимулиным и В.И.Дроновым в пределах эпигерцинской платформы Северного Афганистана (листы 410-D, 411-A, -B, -C). Изучались они также Ю.М.Щербиной (1974).

В состав комплекса Шаре-Арман включена группа мелких интрузивных массивов, прорывающих как образования фундамента платформы, так и отложения платформенного чехла. Они группируются в неширокой полосе протяженностью около 150 км, вытянутой в направлении с юго-запада на северо-восток. Структурно эта серия интрузивов приурочена к пологому валообразному поднятию в теле платформы, диагонально рассекающему блок Мургаб-Герируд от системы Герирудского разлома на юге до системы Банди-Туркестанских разломов на севере.

В поле развития платформенных отложений интрузии представлены небольшими 3-6 км² (редко до 30 км²) штоками изометричной, иногда правильно округлой в плане формы. В результате их внедрения в платформенных толщах образуются очень характерные магматогенные складки-купола. Горизонтально лежащие слои на контакте с интрузивными телами в зоне шириной до 1 км приобретают углы падения до 30-40°. В единичном случае (массив вблизи селения Маргузор, лист 411-C) наблюдалось опрокидывание слоев вдоль западного контакта массива, что указывает, очевидно, на грибообразную его форму.

Среди пород фундамента платформы, в частности, в песчаниках и алевролитах триаса к югу от селения Шаре-Арман (лист 410-D) морфология интрузивных тел более разнообразна. Здесь, наряду со штоками, широко развиты пластовые и субпластовые слабо секущие тела мощностью до первых десятков метров, а также дайки. Нередко можно наблюдать взаимопереходы штоков в пластовые тела. К югу от селения Шаре-Арман поле выхода триасовых отложений насыщено интрузивными телами и представляет собой огромный купол диаметром 25-30 км.

Интрузивное тело, вскрывающееся в междуречье Герируд и Дарай-Тахт, представляет собой крупную пластообразную залежь протяженностью около 30 км, внедрившуюся вдоль северного контакта массива позднеэоценовых гранитоидов, и может быть отнесено к типу межформационных залежей.

Помимо описанных интрузивных тел к миоценовому комплексу отнесены и дайки диабазового состава, спорадически встречающиеся среди отложений платформенного чехла. Обычно это единичные тела мощностью в первые метры и протяженностью в десятки либо первые сотни метров. Структурно они связаны с интенсивно проявляющейся местами трещиноватостью пород субширотного запад-северо-западного направления. Лишь южнее селения Маргузор (лист 411-С) в поле развития эоценовых аргиллитов и эоцен-олигоценых вулканитов наблюдалось относительное сгущение даек.

Массивы комплекса состоят из пород, сформировавшихся в течение *двух фаз*. Первая фаза представлена диоритовыми порфиритами, кварц-диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами, монцонит-порфирами, сиенит-порфирами, граносиенитами и кварцевыми сиенитами. Во вторую фазу внедрились гранит-порфиры, кварцевые порфиры, которые иногда переходят в гранодиорит-порфиры и плагиогранит-порфиры.

Контакты между породами второй и первой фаз чаще всего нечеткие, расплывчатые, в то же время почти везде в диоритовых порфиритах первой фазы вблизи контакта с гранит-порфирами второй фазы наблюдается биотитизация и интенсивное окварцевание, что и послужило основанием для выделения пород в самостоятельную фазу. Нечеткий характер между породами первой и второй фаз объясняется, по-видимому, очень незначительным разрывом во времени их формирования.

Наиболее хорошо изученным в этом комплексе является массив Аханкашан. Он расположен в бассейне одноименной реки и состоит из двух частей, соединенных узкой перемычкой. Кровельные участки массива залегают полого, в то время как боковые контакты имеют крутое падение. На южном контакте отмечается падение контактовых поверхностей (60-70°) под массив, что характеризует его как вогнутый к северу лакколит, имеющий относительно небольшую вертикальную мощность.

Внутреннее строение массива Аханкашан неоднородное. В его северной части преобладают диоритовые порфириты и гранодиорит-порфиры первой фазы, прорванные местами мелкими штоками гранит-порфиров и кварцевых порфиров второй фазы. В южной части последние преобладают.

Характерной особенностью пород, слагающих южную часть массива Аханкашан, является проявление в них процессов альбитизации, окварцевания, хлоритизации, серицитизации, каолинизации и др. Распространены также гематитизация и, в особенности, пиритизация. Вблизи экзоконтактов этой части массива контактовый метаморфизм вмещающих пород проявлен весьма слабо и выражен в ороговиковании, слабой биотитизации, окварцевании песчаников и конгломератов, мраморизации известняков. Осадочные породы ксенолитов

останцов и провесов кровли превращены в кварцевые биотитовые роговики, эпидотовые, гранат-эпидотовые, магнетит-гематитовые скарны.

В пределах южной части массива, а по существу в породах второй фазы комплекса, локализуются практически все проявления золотой и медной минерализации. Золотое оруденение в большинстве случаев связано с мелкими зонами дробления и прожилкового окварцевания в гранит-порфирах и кварцевых порфирах, но устанавливается также и рассеянная минерализация в связи с участками каолинизации, серицитизации и окварцевания. Отмечается наличие золота и в скарнированных, и в ороговикованных породах.

В составе массивов комплекса Шаре-Арман преобладают *породы первой фазы*. Они представлены диоритовыми и кварц-диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами, а также монцонитами и сиенит-порфирами, связанными между собой постепенными переходами.

Диоритовые порфириты – это породы порфировой структуры с микропризматической, иногда микроаллотриоморфнозернистой структурой основной массы. Порфировые вкрапленники составляют от 20-25 до 60% объема породы и представлены плагиоклазом и амфиболом, реже пироксеном. Плагиоклаз (№ 35-40) замещен серицитом, кальцитом, эпидотом, альбитом. Роговая обманка сильно или полностью замещена хлоритом, карбонатом. Основная масса состоит из плагиоклаза (до 60-79%), темноцветных минералов, кварца и калиевого полевого шпата. Вторичные минералы – карбонат, хлорит, эпидот, шеллит; акцессорные – сфен, апатит, циркон.

Гранодиорит-порфиры по своим особенностям близки к описанным диоритовым порфиритам. В отличие от последних в них в большем количестве присутствует калиевый полевой шпат, плагиоклаз (№ 20-35), кварц, а из темноцветных преобладает либо биотит, либо амфибол. Комплексы акцессорных и вторичных минералов такие же, что и для диоритовых порфиритов. Кроме того, характерными особенностями гранодиоритов являются опацификация роговой обманки, образование псевдоморфоз опала по плагиоклазу и роговой обманке, альбитизация, развивающаяся как по основной массе, так и по вкрапленникам плагиоклаза.

Для экдоконтактовых разностей характерна очень слабая раскристаллизация основной массы с образованием микрофельзитовых и сферолитовых структур. Такие породы близки к кварцевым порфирам.

На контакте с породами второй фазы описываемые образования претерпевают интенсивное окварцевание и, в значительно меньшей мере, биотитизацию. Вторичный кварц в таких случаях образует крупные скопления (до 1,0-1,5 мм), состоящие из мелких гранобластических зерен, а также прожилки и каемки вокруг порфировых выделений плагиоклаза и амфибола. Содержание вторичного кварца может достигать 10-20% объема породы. Вторичный биотит образует мелкие чешуйки, рассеянные по всей породе. Ширина таких зон окварцевания достигает 200-500 м, биотитизация – первых десятков метров.

Гранодиорит-порфиры постепенными переходами связаны с граносиенит-порфирами, в которых кварц (до 10-15%) присутствует только в основной массе существенно плагиоклаз-калишпатового состава.

Граносиениты, кварцевые сиениты слагают крупное пластообразное тело в междуречье Герируд и Дарай-Тахт и несколько более мелких штокообразных тел в бассейне последней. Это среднезернистые, иногда слабо порфировидные породы розовато-серого цвета, сложенные преимущественно плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, а также кварцем (5-15%), моноклинным пироксеном, обыкновенной роговой обманкой и биотитом. Суммарное содержание темноцветных составляет 15-20%, иногда до 30-35%. Калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом либо находится с ним в равных количествах. Акцессорные минералы – сфен, апатит. Структура этих пород гипидиоморфнозернистая.

Монцонит-порфиры и сиенит-порфиры – среднезернистые порфировидные породы серо-розового цвета. Для них характерно наличие калинатровых полевых шпатов во вкрапленниках, преобладание буроватой роговой обманки над зеленой.

В эндоконтактных участках отмечена очень слабая раскристаллизация основной массы с образованием микрофельзитовых и сферолитовых структур. Они близки к кварцевым порфирам. Экзоконтактные изменения вмещающих пород в связи с интрузиями первой фазы выражены довольно слабо и проявлены в образовании кварц-биотитовых и кварц-роговообманковых роговиков, мраморизации и скарнировании известняков (эпидот-гематитовые скарны). Ширина зоны контактового метаморфизма колеблется от первых метров до 80-150 м.

Акцессорные минералы пород первой фазы комплекса по результатам анализа трех протолок включают (в г/т) магнетит (23-143,3), апатит (0,3), сфен (2,6-4,3), ортит (2,4) пирит (до 85,0), а также циркон, колумбит, рутил, монацит.

Породы второй фазы слагают южную часть массива Аханкашан, а также небольшие дайкообразные и пластовые тела в массивах Рахна Хафтодчашма и юго-западнее массива Аханкашан. Среди них широко распространены гранит-порфиры и кварцевые порфиры, реже в наиболее глубоко эродированных частях массивов встречаются плагиогранит-порфиры и гранодиорит-порфиры. Все они связаны между собой постепенными переходами.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры макроскопически представляют собой светло-серые плотные породы порфировой структуры. Структура основной массы микрофельзитовая, микроаллотриоморфнозернистая. В гранит-порфирах во вкрапленниках содержится плагиоклаз (до 65%), калишпат (до 15%) и кварц (до 30%), а в кварцевых порфирах вкрапленники кварца обычно составляют до 50-60% общего количества порфировых выделений. Плагиоклаз (№ 10-12 до № 28) сосюритизирован и серицитизирован. Калишпат почти полностью замещен каолином, кварц образует округлые или шестигранные сильно оплавленные зерна. Очень редко во вкрапленниках присутствует амфибол, замещенный карбонатом, хлоритом и серицитом. Основная масса представляет собой микрозернистый агрегат кварца, плагиоклаза, калиевого поле-

вого шпата и вторичных – карбоната, эпидота, хлорита, часто она подвергается интенсивной каолинизации, серицитизации. Из рудных минералов широко распространен пирит, реже гематит и магнетит.

Гранодиорит- и плагиогранит-порфиры по составу сходны с кварцевыми порфирами и гранит-порфирами, отличаясь от них меньшим содержанием кварца и калиевых полевых шпатов и увеличением количества плагиоклаза (№ 25-30). Из темноцветных чаще встречается амфибол, обычно замещенный эпидотом, хлоритом, серицитом и карбонатом. Характерной особенностью пород второй фазы является широкое развитие альбитизации, окварцевания, хлоритизации, серицитизации, каолинизации, а также гематитизации и пиритизации.

Контактовый метаморфизм вмещающих пород проявлен весьма слабо и выражен в ороговиковании, слабой биотитизации, окварцевании песчаников и конгломератов, мраморизации и слабым окварцеванием известняков. Осадочные породы ксенолитов, останцов и провесов кровли метаморфизованы очень сильно и превращены в кварцевые, биотитовые и другие роговики, эпидотовые, гранат-эпидотовые, магнетит-гематитовые скарны.

Состав *жилых пород* неотличим от состава пород первой и второй фаз комплекса: диоритовые порфириты, гранодиорит- и граносиенит-порфиры. Мощность жил – от 0,5-1,0 до 10 м, протяженность – от первых десятков метров до 600 м.

Кроме перечисленных выше, встречаются также диабазы и лампрофиры, слагающие плитообразные тела и дайки в терригенной толще триаса. Диабазы состоят из андезина, моноклинного пироксена и рудного минерала, равномерно рассеянного по всей массе породы. В интерстициях местами присутствует бурое полуразложившееся стекло. Структура пород офитовая, интерсерральная.

Лампрофиры – это меланократовые четко порфировидные породы с микрокристаллической основной массой. Среди них определены керсантиты, спессартиты и кузелиты. Все эти породы очень близки по текстуро-структурным особенностям, характеризуются большим содержанием цветных минералов (до 30-40% от общей массы породы) и преобладанием последних в фенокристаллах. В керсантитах вкрапленники представлены биотитом, иногда нацело замещенным хлоритом. В единичных выделениях присутствуют также моноклинный пироксен и кварц. Основная масса биотит-плагиоклазовая с примесью рудного минерала и кварца. Во вкрапленниках спессартитов развиты кристаллы роговой обманки и иногда моноклинного пироксена и олигоклаз-андезина. Пироксен замещен эпидотом и карбонатом. Кузелиты представляют собой промежуточные породы, содержащие в фенокристаллах примерно в равных количествах биотит, роговую обманку и моноклинный пироксен. Все породы лампрофировой группы отличаются призматическизернистой структурой основной массы, иногда переходящей в трахитоидную, и интенсивным проявлением вторичных изменений, особенно карбонатизации.

По химическому составу породы комплекса принадлежат к нормальному ряду, пересыщены и слабо пересыщены кремнеземом, умеренно богаты или богаты щелочами. Иногда, особенно среди пород второй фазы и в дайках, отмечает-

Химический состав (в %) пород комплекса Шаре-Арман
(по данным В.Н.Дронова, 1972; Ю.М.Щербины, 1972)

Окислы	Гранодиорит- порфиры (11)*	Эссексит-габбровые порфириты (2)	Диоритовые порфириты (1)	Граносиенит порфиры (2)	Сиенит-порфиры (1)	Сиенит-порфиры (дайки) (1)	Моноцит- порфиры (1)
SiO ₂	62,35	54,00	59,1	62,7	66,55	60,58	53,02
TiO ₂	0,50	0,92	0,42	0,48	0,27	0,66	0,60
Al ₂ O ₃	16,22	15,25	12,50	16,50	15,01	15,85	15,01
Fe ₂ O ₃	1,44	2,28	1,98	1,70	1,62	1,43	5,20
FeO	2,73	4,83	2,07	2,70	0,42	1,19	2,82
MnO	0,21	0,23	0,13	0,19	0,03	0,21	0,21
MgO	2,19	5,15	8,00	1,50	0,04	1,40	2,82
CaO	4,51	7,27	3,82	3,80	0,76	4,46	6,47
K ₂ O	3,57	4,02	2,75	3,40	11,88	3,12	3,98
Na ₂ O	3,66	3,80	2,35	4,80	1,58	7,36	3,44
P ₂ O ₅	0,24	0,51	0,22	0,19	0,81	0,23	0,44
Ппп	2,05	1,35	6,19	1,90	0,65	3,10	5,53
Сумма	99,40	99,60	99,50	99,80	99,60	99,60	99,60

*В скобках – количество анализов.

ся повышение концентрации щелочей и уменьшение содержания кремнезема (табл. 51).

Охарактеризованные выше массивы комплекса Шаре-Арман по своему составу, морфологии тел, структурному положению и металлогенической специализации могут быть отнесены к комплексам малых интрузий (Шаталов, 1963). Для подобных комплексов характерны пестрота и изменчивость состава, колеблющегося в широких пределах – от кислого до основного с меняющейся щелочностью, при гипабиссальном облике пород, штокообразных и дайковых формах проявления и приуроченности к разрывным секущим нарушениям. В частности, линейное расположение интрузивных тел комплекса Шаре-Арман свидетельствует, по-видимому, об их приуроченности к ослабленной зоне в фундаменте платформы, обладающей повышенной проницаемостью.

Миоценовый возраст интрузий определяется на основании того, что они прорывают все образования платформенного чехла, включая и эоцен-олигоценые вулканиты. При этом не совсем ясен их верхний возрастной предел, поскольку отсутствуют перекрывающие отложения. Мы склонны считать, что становление этих интрузий связано с началом тектонического оживления территории на неотектоническом этапе.

Комплекс Добанди. Комплекс представлен дайками, линзовидными телами и мелкими штоками диоритов, диабазов, габбро-диабазов, диоритовых и диабазовых порфиритов, развитых в юго-восточной части блока Кабул вблизи зоны разлома Гардез. К комплексу Добанди условно отнесены и некоторые дайки габбро-диабазов и диабазовых порфиритов в пределах гипербазитового массива Логар, а также тела диоритов и диоритовых порфиритов на левобережье р. Кабул. Вмещающими породами являются разновозрастные образования от каменноугольного до палеогенового возраста.

Комплекс описан В.П. Феоктистовым, Ш.Ш. Деникаевым (1971), Ю.М. Щербиной и др. (1975). Массивы имеют небольшие размеры (до 0,3×0,7 км). Мощность даек – до 8-10 м, протяженность – десятки метров, редко 150 м и более.

Контакты интрузий, как правило, крутые, близкие к вертикальным, и лишь на северо-западных склонах хр. Кандав-Гар, в районе кишлака Дарк, отмечен неровный, более пологий (40-60°) контакт. Дайки тоже преимущественно крутопадающие, редко встречаются углы падения меньше 60°.

Диориты и диоритовые порфириты представлены зеленовато-серыми, среднезернистыми, иногда порфировидными породами. Структура призматически-зернистая с элементами пойкилитовой, порфировая (в диоритовых порфиритах). Сложены они плагиоклазом (60-70%), моноклинным пироксеном (20%), соссюритом, хлоритом, эпидотом, лейкоксеном. Вкрапленники в диоритовых порфиритах представлены андезином, составляющим 15-20% от объема породы.

Габбро-диориты – зеленовато-серые, средне- и крупнозернистые породы. Структура габбровая с элементами призматически-зернистой. Диориты состоят из олигоклаз-андезина (50-65%), реликтов моноклинного пироксена и вторичных минералов – хлорита, соссюрита, карбоната; акцессорные – апатит, ильме-

нит. Габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты представляют собой мелкозернистые и афанитовые породы, иногда с нечетким порфировидным строением. Структура габбровая, офитовая, пойкилоофитовая, порфировидная. Породы сложены андезином (60-70%) и реликтами моноклинного пироксена (25-30%), ильменитом (до 15%), вторичными минералами – хлоритом, карбонатом, лейкоксенном.

Мощность зон контактовых изменений жил и даек не превышает первых метров. В эндоконтакте породы более мелкозернисты, окрашены в темные тона. В экзоконтакте отмечаются окварцевание, серицитизация, эпидотизация и хлоритизация.

Возраст интрузий комплекса Добанди установлен Ш.Ш. Деникаевым (1971) и относится к олигоцену на основании прорывания габбро-диоритами нижне- и среднепалеогеновых осадочных вулканогенных образований. По данным Ю.М.Щербины (1975), интрузии комплекса Добанди в бассейне р.Тизин прорывают отложения палеогена и с размывом перекрываются неогеновыми толщами серии Латабанд. На этом основании возраст интрузий принимается им как позднепалеогеновый, возможно, миоценовый. Нами для комплекса принимается миоценовый возраст.

Комплекс Лораруд. Интрузивные тела этого комплекса расположены в бассейне одноименной реки в зоне Катаваз будучи сконцентрированными на юго-восточном склоне хр. Сур-Гар и в районе юго-западного окончания хр.Шинкай Гор (листы 520-Е, -F, 702-В). Они изучались Ю.М.Кошелевым (1972) и И.М.Сборщиковым (1974).

Комплекс сложен в основном плагиопорфирами, развитыми в виде многочисленных мелких штокообразных и дайковых жильных тел, прорывающих палеоцен-эоценовые терригенные толщи. Массивы имеют куполовидную, изометричную в плане форму. Они вытягиваются в виде цепочек северо-восточного и юго-западного простирания, приуроченных, вероятно, к зонам разрывных нарушений. Диаметр массивов колеблется от 0,4 до 3 км. Контактные плоскости падают в сторону массивов сравнительно полого (30-50°). Жилы и дайки наблюдаются как в тесной пространственной связи с массивами, так и на большом от них удалении. Они согласные или секущие, преимущественно крутопадающие. Мощность – 3-50 м, протяженность – несколько километров.

Плагиопорфиры макроскопически представляют собой светло-серые, серые мелко- и среднезернистые породы с порфировой структурой и микрогранитовой с элементами микропризматическизернистой структурой основной массы. Порфировые выделения составляют обычно 40-60% объема породы и представлены плагиоклазом (60-95%), реже кварцем и хлоритизированным биотитом. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) слабо серицитизирован и карбонатизирован. Основная масса состоит из полевого шпата (40-60%), кварца (20-30%) и биотита.

Петрохимические особенности плагиопорфиров позволяют сопоставлять их с диоритами Р.Дэли. Отличаются от последних резким преобладанием натрия среди щелочей.

Химический состав плагиопорфиров (%): SiO_2 – 68,22; TiO_2 – 0,18; Al_2O_3 – 15,42; Fe_2O_3 – 1,65; FeO – 2,01; MnO – 0,02; MgO – 1,88; CaO – 2,88; K_2O – 1,08; Na_2O – 4,44; P_2O_5 – 0,07; ппп – 1,65; сумма – 99,4 (Кошелев и др., 1972).

Гранодиорит-порфиры имеют порфировую структуру и микро-аллотриоморфнозернистую структуру основной массы. Порфировые вкрапленники представлены альбит-олигоклазом и реже кварцем. В основной массе развиты кварц (40-50%), альбит-олигоклаз (10-20%), калиевый полевой шпат (до 30%) и биотит (2-5%), а также карбонат, серицит, хлорит. Возраст комплекса Лораруд принят миоценовым.

Комплекс Насрку. Расположен в западной части Афганистана в зоне Аспаран. Впервые описан В.И. Дроновым (1976). Породы этого комплекса представлены граносиенит-порфирами, габбро-диабазами, диабазовыми порфиритами, слагающими небольшие штоки, дайки, силлы среди позднемеловых вулканогенных и терригенно-карбонатных толщ. Площадь массивов – до 2-3 км².

Граносиенит-порфиры развиты на левом борту р.Пири-Сабз в пределах г.Насрку в системе хр.Аспаран. Макроскопически они представляют собой серые, темно-серые порфировидные породы. Структура порфировая. Основная масса гипидиоморфнозернистая, сложена альбитом, кварцем, биотитом. Порфировые выделения (около 40% объема породы) представлены плагиоклазом (65-75%) и биотитом (25-30%). Плагиоклаз замещен серицитом, эпидотом, а биотит – хлоритом.

По химическому составу граносиенит-порфиры относятся к породам сиенитового ряда, слабо пересыщенным кремнеземом, богатым щелочами, в которых натрия заметно преобладает над калием. Они содержат (%): SiO_2 – 63,96; TiO_2 – 0,85; Al_2O_3 – 14,09; Fe_2O_3 – 0,08; FeO – 3,58; MnO – 0,07; MgO – 2,35; CaO – 3,52; K_2O – 2,96; Na_2O – 5,6; P_2O_5 – 0,02; ппп – 2,42; сумма – 99,5 (Дронов, 1975).

Габбро-диабазы описаны на правом борту р.Карро, где слагают небольшое изометричное тело (50×50 м) среди андезитов позднего мела. Они темно-зеленого цвета, мелко- и среднезернистые. Структура офитовая, местами с элементами габбровой. Состоят из плагиоклаза № 40-43 (55%), моноклинного пироксена (40-43%), титано-магнетита (2%).

Дайки комплекса приурочены к зонам субширотного, реже субмеридионального простирания. Их мощность – от 1 до 20 м, протяженность – от первых десятков до первых сотен метров. В составе даек преобладают диабазовые порфириты. Они представляют собой серо-зеленые, мелкозернистые, иногда порфировидные породы. Структура офитовая, долеритовая. Состоят из плагиоклаза № 30-43 (40-50%), моноклинного, реже ромбического пироксена (10-15%), хлорита (25-35%). Акцессорные минералы – сфен, апатит, ильменит. Среди даек встречаются конгадиабазы, содержащие до 7-10% кварца.

Химический состав диабазовых порфиритов (%): SiO_2 – 47,84; TiO_2 – 1,24; Al_2O_3 – 11,45; Fe_2O_3 – 2,58; FeO – 7,17; MnO – 0,14; MgO – 15,95; CaO – 5,83; K_2O – 2,3; Na_2O – 0,72; P_2O_5 – 0,21; ппп – 4,07; сумма – 99,5 (Дронов, 1975).

Диоритовые порфириды представлены дайками субширотного, реже – субмеридионального простирания. Мощность даек 1-20 м, протяженность – от первых десятков метров до первых сотен метров.

Экзоконтактовые изменения выражаются в ороговикании вмещающих пород. Ширина контактового ореола достигает 50 м.

По вещественному составу и структурно-геологическим позициям комплекс Насрку имеет много общего с комплексами Лораруд и Шаре-Арман. На этом основании его возраст можно условно считать миоценовым.

Фонолит-карбонатитовая формация

Комплекс Ханнешин. Вулканический комплекс карбонатитового состава наблюдается в южной части Центрального Афганского срединного массива на левом склоне долины р. Гильменд юго-западнее селения Багат. Проводившие здесь ранее геологические исследования немецкие геологи Г. Гибдрат (1965) и Г. Ланг (1967) считали, что горы Ханнешин сложены базальтами. В 1974 г. Г. К. Еременко, Б. Я. Вихтером и В. М. Чмыревым был закартирован и описан вулканический комплекс гор Ханнешин, установлен его карбонатитовый состав. Описание комплекса приводится по их данным.

Вулкан Ханнешин представляет собой обособленный массив с отметками до 1419 м, поднимающийся над окружающей местностью на 700-750 м. Это сильно эродированная полигенная постройка, изометричная в плане, с диаметром основания 6,5-7 км. Она прорывает отложения неогена и расположена, возможно, на пересечении субширотных и субмеридиональных разломов. В центре постройки (рис. 18) четко выражен магмовыводящий аппарат диаметром до 4 км, в ядре которого расположено штокообразное тело севитов сечением 2×3 км². Оно окружено прерывистым кольцом анкерит-баритовых карбонатитов с включениями ксенолитов севитов. В южной части аппарата на границе севитов и карбонатитов отмечены штоки альвикитов площадью до 0,5 км². С ними связаны остатки потоков альвикитов, отмеченные в 4 км западнее постройки. Вблизи альвикитовых штоков сохранились грубослоистые кратерные туфы и агломератовые лавы, связанные с альвикитовой фазой извержения. Породы магмовыводящего аппарата окружены карбонатитовыми пирокластолитами, слагающими сильно эродированный насыпной конус, сменяющийся к периферии туффито-осадочным плащом, образовавшимся за счет разрушения постройки. Мощность пирокластических образований 700-800 м. В разрезе (фрагментарно) вулкана различаются три пачки.

Первую (нижнюю) пачку слагают кирпично-красные грубослоистые туфы, падающие под углом 40-50°. Их сменяет полого залегающая средняя пачка, представленная оранжевыми карбонатитовыми туфами и туффитами. Верхняя пачка состоит из разнообломочных зеленых карбонатитовых туфов и туфо-конгломератов. На северном склоне конуса встречены лахаровые брекчии, состоящие из обломков анкерит-баритовых карбонатитов. Все перечисленные

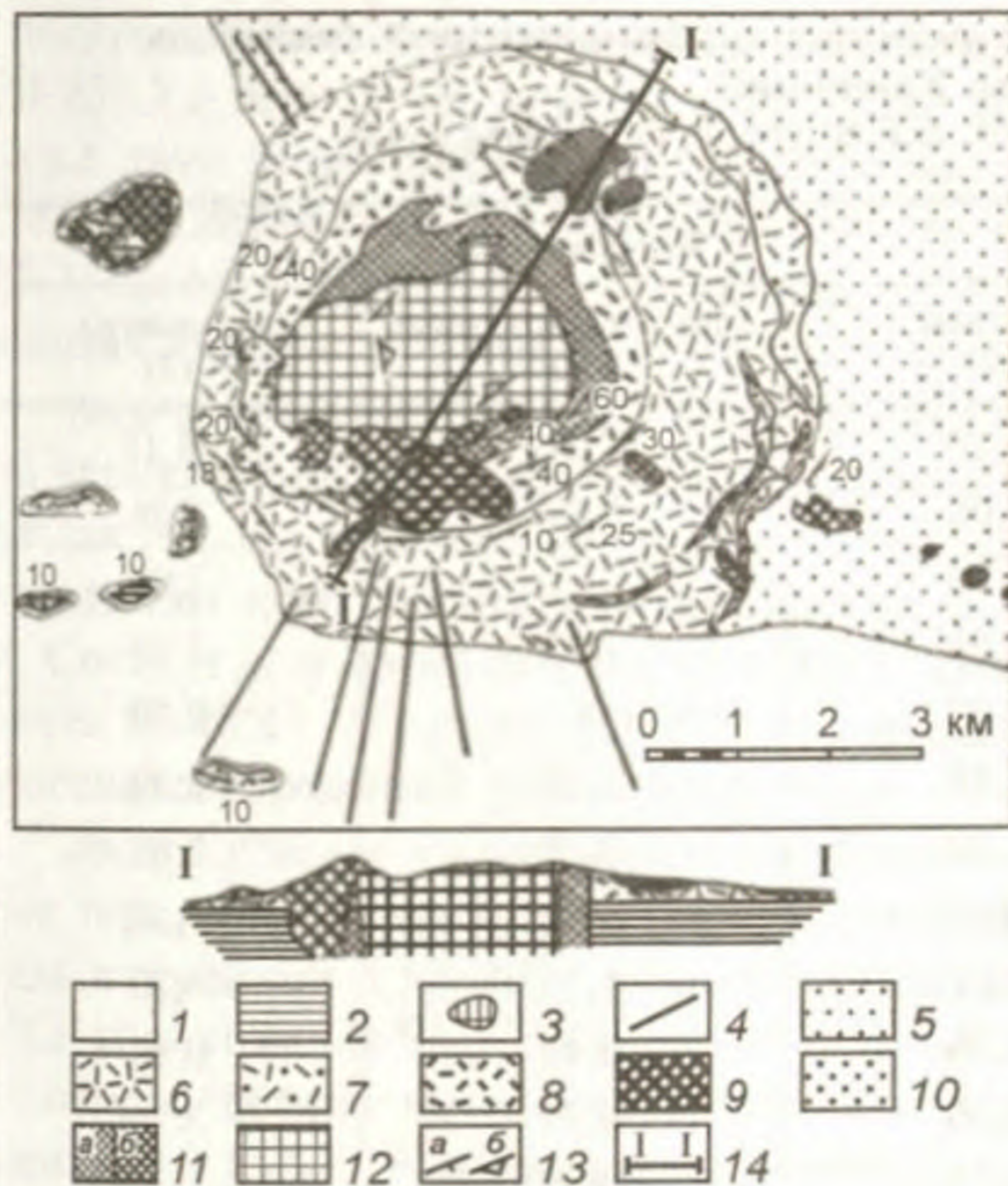


Рис. 18. Схематическая геологическая карта и разрез карбонатного вулкана Ханнешин

(по Г.К.Еременко, Б.Я.Вихтеру, В.М.Чмыреву, 1975 г. [1])

1 – современные рыхлые отложения; 2 – неогеновые конгломераты; 3 – лейцитовые фонолиты; 4 – дайки кальцитовых карбонатов; 5 – туфогенные песчаники; 6 – оранжевые карбонатитовые туфы; 7 – зеленые грубообломочные карбонатитовые туфы; 8 – кирпично-красные карбонатитовые туфы; 9 – альвикиты; 10 – грубослоистые разнообломочные карбонатитовые туфы; 11 – анкерит-баритовые карбонаты: а – жерловая фация, б – лахаровые туфобрекчии; 12 – севиты; 13 – элементы слоистости (а) и флюидальной полчатости (б) пород; 14 – линии геологических разрезов

разности пород прорваны карбонатитовыми дайками, ориентированными радиально от центра. Юго-восточнее постройки Ханнешин есть остатки лавовых покровов лейцитовых фонолитов площадью до 0,01 км², с одним из которых ассоциирует штокообразное тело этих же пород. Мощность покрова 10-130 м. Здесь же есть перемытые туфы и туффиты.

Западнее и юго-западнее основного массива Ханнешин обнажены отдельные тела альвикитовых лавобрекчий и зеленых туфов. По южной периферии вулкана Ханнешин хорошо видно, как лава, стекая по склону палеорельефа, перекрыла косослоистые золотые пески и галечники верхней террасы р.Гильменд. В нижних слоях постройки встречены обломки неогеновых песчаников и апт-альбских известняков с орбитолинами, вынесенными, по-видимому, при извержении из складчатого основания впадины Сейстан.

Время образования вулкана Ханнешин, учитывая его многофазность, растянуто. Первый туфовый материал фиксируется в верхнеплиоценовых отложениях, последние потоки туфолав фонолитов и севитов залегают на галечниках верхней среднеплейстоценовой террасы р.Гильменд.

Химический состав вулканитов Ханнешин приведен в табл. 52.

Среди вулканогенных пород комплекса Ханнешин можно выделить образования жерловой, экструзивной и субвулканической фаций.

Породы жерловой фации принимают участие в строении вулканического конуса, имеющего довольно пологие склоны (10-15°).

Экструзивные образования заполняют центральную часть вулканического аппарата. Среди них выделяются севиты, образующие шток размером в плане

**Химический состав (в %) пород фонолит-карбонатитовой формации
массива Ханнешин**

(по данным Г.К.Еременко, Б.Е.Вихтера, В.М.Чмырева)

Окислы	Фонолит-лейциты (3)*	Карбонатиты		
		Севиты (2)	Анкерит-баритовые (3)	Альвикиты (2)
SiO ₂	52,69	1,28	1,76	18,17
TiO ₂	0,12	0,08	0,06	0,28
Al ₂ O ₃	17,40	0,30	—	2,99
Fe ₂ O ₃	6,04	2,66	7,57	5,70
FeO	0,13	0,92	—	3,20
MnO	0,28	1,16	2,27	0,30
MgO	—	5,22	3,69	2,83
CaO	4,69	42,60	27,93	34,92
Na ₂ O	4,66	0,07	1,18	0,25
K ₂ O	10,83	0,26	0,17	0,80
P ₂ O ₅	0,14	0,35	0,77	3,25
BaO + SO ₂	Нет свед.	3,75	19,83	—
SO ₃	—	2,06	9,63	—
TR ₂ O ₃	—	0,80	0,37	0,05

*В скобках — число анализов.

3×2 км в средней части аппарата и анкерит-баритовые карбонатиты, которые в виде кольцеобразной экструзии шириной 0,8-1,5 км окружают севитовый шток. В южной части аппарата наблюдаются три отдельных штокообразных тела альвикитов, имеющих в поперечнике 0,3; 0,5 и 1 км. К югу и северо-западу от этих штоков сохранились реликты потоков альвикитовой лавобрекчии, а к востоку и югу — агломераты этих же пород. Штоки альвикитов структурно приурочены к контакту севитов и анкерит-баритовым карбонатитам и имеют с ними активные взаимоотношения.

Среди пород экструзивной фации преобладающим развитием пользуются севиты. Они неоднородны по составу и структурно-текстурным особенностям. В количественном отношении преобладают среднезернистые севиты. В них в виде крупных эндогенных включений содержатся гигантозернистые и крупнозернистые севиты, биотитовые и флогопитовые слюдиты, фениты. Среднезернистые севиты — светло-серые полосчатые или пятнистые породы бластокристаллической структуры. Состоят в основном из кальцита и в некоторых разностях — из анкерита с примесью биотита (3-10%), тетрафлогопита (до 10%), магнетита (3-5%), акмита (0-3%), апатита (0-3%). Акцессорные минералы: пироклор, циркон, барит, стронцианит. В крупно- и гигантозернистых севитах встречаются, кроме того, резко плеохроирующий амфибол (0-7%) и магнетит (0-5%).

Слюдиты образуют включения в севиты размером до нескольких метров в поперечнике. Структура их гранолепидобластовая, состоят они из кальцита (20-25%) и агрегатов чешуй флогопита или биотита. Фенитовые включения также двух разновидностей: альбитовые и калишпатовые. Это меланократовые мелкозернистые породы, состоящие из альбита (50-60%), амфибола (15-20%), биотита (20-25%). Структура их порфиробластовая. В калишпатовых фенитах вместо альбита присутствует ортоклаз.

Анкерит-баритовые карбонатиты экструзивного кольца представляют собой черную мелкозернистую флюидално-полосчатую породу. В них также наблюдаются эндогенные включения слюдистого характера. Анкерит-карбонатиты имеют кристаллическизернистую, местами кристаллобластовую структуру. Состоят они из кальцита (10-50%), анкерита (5-20%), барита (5-50%), магнетита (5-40%), эгирина (0-2%), флогопита (0-5%). Слюдиты представлены флогопитсодержащей разновидностью.

Экструзивные силикатные карбонатиты представляют собой тонкозернистые темно-серые породы с порфировой структурой. Вкрапленники представлены кальцитом (15-20%), моноклинным пироксеном (20-50%), биотитом (5-15%), гранатом (0-5%), апатитом (7-15%), магнетитом (5-15%). Основная масса породы состоит из мелкозернистого кальцита и небольшого количества доломита (10-15%). Карбонатиты лавовых потоков отличаются от вышеописанных миндалекаменной текстурой. Жерловые агломераты характеризуются наличием различных по размеру (до 2 м) округлых обломков или глыб альвикитов, сцементированных альвикитовой же основной массой.

Жерловые и экструзивные образования прорываются *инъекционными карбонатитовыми дайками*. Их мощность колеблется от 2 до 5 м, протяженность – до 3 км, редко более. Падение крутое, часто вертикальное. Выделяются две группы карбонатитовых даек: массивных альвикитов, аналогичных породам экструзивной фации, и мелкозернистых кальцитовых карбонатитов. Дайки второй группы являются одним из поздних образований комплекса Ханнешин. Они состоят из ромбовидных вкрапленников кальцита, погруженных в мелкозернистую кальцитовую массу, содержащую мельчайшие зерна тонкораспыленного магнетита, иногда мелкоигльчатого эгирина и тонкочешуйчатого хлоритоподобного минерала.

К юго-востоку от вулкана Ханнешин имеется несколько небольших выходов лейцитовых фонолитов, образующих реликты маломощного (до 30 м) покрова, с одним из которых связано небольшое штокообразное тело этих же пород. Отмечается также дайкообразное тело лейцитовых фонолитов, прорывающее кирпично-красные туфы. Лейцитовые фонолиты являются наиболее поздними изверженными породами комплекса. Они представляют собой плотные зеленовато-серые породы, имеющие тонкополосчатую, мелкопятнистую текстуру, массивное сложение и местами шаровую отдельность. Структура их порфировая. Порфировые выделения, составляющие 50-70% объема породы, представлены кристаллами лейцита размером 0,2-0,5 мм. Основная масса сложена санидином и агрегатом тонкоигльчатого эгирина, а также мелкими кристаллами нефелина, лейцита и карбоната.

Формирование вулканогенной структуры Ханнешин происходило в несколько этапов. Начальный этап ознаменовался интенсивной эксплозивной деятельностью из аппарата центрального жерла. Состав пирокластического материала отвечал анкеритовым севитам. Пирокластическая деятельность сменилась внедрением экструзивной севитовой пробки. Происходило выдавливание вверх по жерлу в основном закристаллизовавшейся кашеобразной магмы. Наличие в ее составе слюдитов, фенитов и крупнозернистых севитов свидетельствует о мощных процессах карбонатизации на глубине. Этот этап завершился внедрением кольцевой экструзии анкерит-баритовых карбонатитов и формированием мощного покрова грубых пирокластолитов такого же состава. Затем наступил сравнительно длительный период прекращения вулканической деятельности, в течение которого произошла значительная эрозия вулканической постройки.

Следующий этап начался с эксплозивной деятельности из нескольких спутных жерл. Извергался материал второй карбонатитовой ассоциации – силикатные карбонатиты. Закончился этап излиянием и экструзиями силикатно-карбонатитовой магмы, проникающей по нескольким каналам, расположенным в южной части аппарата по границе севитовой пробки и пород кольцевой экструзии.

В завершающий этап вулканической деятельности происходило внедрение даек карбонатитов и мелкие извержения фонолитовой магмы.

В геохимическом отношении карбонатитовая вулканическая серия Ханнешин сходна с большинством вулканогенных карбонатитовых ассоциаций мира. Для нее характерно повышенное содержание многих типоморфных элементов карбонатитов: редких земель цериевой группы, тория, стронция, бария, ниобия, фтора, свинца – для ранних карбонатитов серии, фосфора и железа – для поздних карбонатитов.

Интересной особенностью вулканогенного карбонатитового комплекса Ханнешин является существенное преобладание в его составе карбонатитов и совершенно ничтожная роль силикатных эффузивных пород, появляющихся лишь на заключительной стадии (фонолиты).

Возраст карбонатитового вулканического комплекса Ханнешин определяется как ранечетвертичный на основании прорывания карбонатитами неогеновых красцветных отложений и находок их ксенолитов в карбонатитах. Абсолютный возраст лейцитовых фонолитов, определенный К-Аг методом, составляет 5 млн лет.

Дацит-андезитовая формация

Дацит-андезитовая формация развита в пределах Центрально-Афганского срединного массива, будучи приуроченной в основном к его краевым частям, где связана с зонами трансрегиональных меридиональных разломов. Отмечены два крупных ареала пород дацит-андезитовой формации: первый – в районе депрессии Дашти-Навар, второй – в Регистанской пустыне у северных предгорий хр. Чагаи. Они

соответственно выделены в комплексы Дашти-Навар и Малик-Дукан. Кроме того, известны отдельные вулканы и небольшие покровы лав и туфов этой формации в районе селений Пасабанда, Панджао, Кундуза, Дай Чапана, Малестинаф, Кохе Кафтархан, Юлхар, Наяк.

Вулканогены дацит-андезитовой формации изучали Ж.Барту (1933), О.Ганс (1964), А.Лаппаран и П.Борде (1963), С.С.Карапетов и др. (1970), Ю.М.Довгаль и др. (1971), Д.Н.Демин, В.И.Славин и др. (1972), П.Борде (1972, 1973), И.М.Сборщиков и др. (1974), Г.К.Еременко, Б.Я.Вихтер, В.М.Чмырев (1975), А.К.Кафарский и Г.К.Еременко (1975) и др.

Комплекс Дашти-Навар. Ареал комплекса приурочен к субмеридиональной грабенообразной вулкано-тектонической структуре, пересекающей краевую часть Центрально-Афганского срединного массива и область альпийской складчатости к западу от г.Газни (листы 514, 515, 521 и др.) Его площадь около 400 км². Начинаясь у оз.Оби-Истода на юге, он полосой шириной 15-20 км протягивается почти на 200 км к северу до впадины Каджао. Представлен чередующимися лавовыми потоками биотит-амфиболовых дацитов, реже андезитов и их пирокластическими разностями, туфами. Преимущественное развитие в комплексе Дашти-Навар имеет центральный тип извержений, с которыми связаны образования вулканической, жерловой, экструзивной и субвулканической фаций. Их описание приводится в основном по материалам сводки А.Н.Демина, В.И.Славина, Ю.М.Довгаля и др. [25], и А.Лаппарана [156, 157].

По литологическому составу серия Дашти-Навар разделена на две толщи: нижнюю, преимущественно дацитового и риодацитового состава, и верхнюю — с преобладающими вулканитами андезитового состава. В обеих толщах выделяются эффузивно-туфовая, экструзивная, субвулканическая и жерловая фации.

Нижняя толща обнажается в районах Сарсадег, Нока, Сахкох на площади более 280 км². Здесь развиты литокристалловитрокластические туфы дацитов и риодацитов, лавы и туфолавы дацитового состава. Общая мощность толщи 450 м.

Разрез нижней толщи описан севернее селения Сарсадег:

туфы дацитового состава литокристалловитрокластические	7 м;
лавобрекчия риодацитового состава	65 м;
туфы риодацитового состава литовитрокластические	4 м;
лавобрекчия дацитового состава	4 м;
туф риодацитового и дацитового составов литокристалловитрокластический	5 м;
туфолава дацитового состава	20 м;
лавобрекчия дацитового состава	8 м;
дациты массивные	84 м.
Общая мощность	197 м.

Отложения нижней толщи широко распространены и в северной части вулканического ареала Дашти-Навар. Здесь к северу от селения Вакак, по данным А.Лаппарана и др. (1965), располагается значительное количество небольших вулканических конусов, хорошо сохранивших форму. Дацинты содержат олигоклаз-андезин (№ 20-35), реже кристаллы кварца, много биотита и амфибола. Наряду с лавами здесь фиксируется значительное количество дацитовых туфов.

Лавобрекчии андезитов верхней толщи обнажаются в районе Сарсадег и Сахкох на площади более 50 км². Большую часть верхней толщи составляет эффузивная фация, представленная лавовыми образованиями андезитового и андезито-дацитового составов. Ее общая мощность 185 м. Наиболее полный разрез описан в районе селения Дехбадай. Здесь на вулканитах нижней толщи согласно залегают лавобрекчии андезитов, андезитовые литовитрокристаллокластические туфы и андезиты. Общая мощность разреза 150 м.

На южном склоне вулкана, расположенного к северо-востоку от Кох-и-Пушта (высота вершины 3300 м), описан лавовый поток андезитового состава. Лава, по данным А.Лаппарана и др. (1965), представлена лампрофировым порфиритом с микролитами фельдшпатита, бурой роговой обманкой, авгитом и гиперстеном.

О.Ганс (1964) у г.Мукур и севернее в горах Гарвала, описал туфы и лавы, заполнившие долины, врезанные в гранодиориты, а также туфы, лежащие на галечниках террасы р.Газни.

Химический состав вулканитов серии Дашти-Навар приведен в табл. 53, 54.

Таблица 53

Химический состав вулканических пород андезит-дацитовой формации [117]

Ареалы	Дашти-Навар			Пасабанд	Панджао	Чаган
Окислы	Дацинты (3)*	Андезит- дациты (15)	Андезиты (15)	Андезиты (3)	Андези- базальты (1)	Андезиты (4)
SiO ₂	68,00	63,03	57,63	55,52	52,09	54,41
TiO ₂	0,35	0,53	0,67	1,48	0,55	0,79
Al ₂ O ₃	17,35	16,49	15,47	16,47	14,92	15,52
Fe ₂ O ₃	2,90	4,20	4,92	3,11	8,44	8,90
MnO	0,07	0,08	0,13	1,76	0,17	0,18
MgO	0,96	2,18	3,84	4,97	8,40	4,63
CaO	3,18	4,86	6,64	6,35	9,30	7,56
Na ₂ O	3,00	3,20	3,56	2,93	2,44	4,18
K ₂ O	3,00	2,90	3,00	2,00	2,20	1,27
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,32	0,29	0,34	0,33
Ппп	0,94	2,29	3,42	4,35	1,13	2,25
Сумма	99,90	99,94	99,60	99,23	99,98	100,02

*В скобках – количество анализов.

Химический состав (в %) вулканических пород серии Дашти-Навар
(по данным А.И.Демина и др., 1972 [25])

Окислы	Дациты		Туфолава дацитовая	Вулканическая брекчия дацитовая	Туф дацитовый	Андезиты	Дациты (экструзив)
SiO ₂	67,59	62,80	64,06	65,26	66,58	59,66	62,09
TiO ₂	0,28	0,52	0,40	0,45	0,40	0,57	0,90
Al ₂ O ₃	17,87	16,85	17,25	16,16	16,58	15,10	16,32
Fe ₂ O ₃	1,54	1,92	2,26	1,63	2,00	3,30	4,23
FeO	0,96	2,04	1,26	0,89	1,03	0,81	0,87
MnO	0,05	0,08	0,07	0,05	0,05	0,08	0,12
MgO	1,37	2,42	5,38	1,35	1,69	3,60	2,72
CaO	3,38	6,17	3,97	4,16	3,53	6,19	5,00
Na ₂ O	3,00	3,15	3,10	3,10	3,10	3,60	3,83
K ₂ O	2,25	1,85	2,10	2,10	2,90	4,36	2,24
H ₂ O	2,46	1,82	0,22	3,24	1,58	2,20	1,85
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,13	0,12	0,14	0,17	0,12
Сумма	99,84	99,73	100,10	99,46	99,58	99,72	100,22

**Результаты определения абсолютного возраста пород комплекса Дашти-Навар
(K-Ar метод)**

Порода	Место взятия	Содержание калия, %	Содержание радиогенного аргона, нг/г	Возраст, млн лет	Источник данных
Трахиандезит	515-Е, Дабар	2,59	3,1	17,0	И.М.Сборщиков, 1975
Риодацит	616-BIV, Тарусбаб	1,65	2,66	24,0	
Дацит	514-FII, Дашти-Навар	Нет свед.	Нет свед.	2,7	Борде, 1976
	514-FII, Сирбозу	"-	"-	2,8	
	514-FII, Бургур	"-	"-	2,06	
	514-FII, Заркадах	"-	"-	1,68	
				1,59	
Андезит	514-FII, Каргуста	"-	"-	1,87	
Андезитодацит	514-FII, Булгоргар	"-	"-	1,97	
				1,40	

Возраст вулканитов раннеплейстоценовый. Они залегают горизонтально на дислоцированных породах плиоцена и, в свою очередь, пересечены средне- и верхнечетвертичными врезами, заполненными отложениями, содержащими перемытую гальку этих вулканитов. Раннеплейстоценовый возраст серии Дашти-Навар подтвержден определениями абсолютного возраста (табл. 55).

Как уже отмечалось, с эффузивно-туфовыми фациями комплекса Дашти-Навар пространственно и генетически связаны вулканиты жерловой, экструживной и субвулканической фаций умеренно-кислого и среднего составов.

Жерловая фация. Многие вулканические аппараты, расположенные в районе Дашти-Навар, четко дешифрируются на аэрофотоснимках. Они обычно имеют характерную куполовидную и конусовидную формы с относительно крутыми (25-45°) склонами, диаметром от 100 до 500 м (реже до 1500 м). Относительная высота колеблется от 70 до 250 м, абсолютные отметки – от 2800 до 3540 м. Выделяются два этапа образований жерловой фации, генетически связанной с верхней и нижней толщами серии Дашти-Навар.

Для жерловой фации первого этапа характерны вулканические сооружения, склоны которых сложены плохо отсортированными, от средне- до грубообломочных, литокристаллокластическими туфами и потоками лав андезитодацитового состава. Типичным представителем вулканических аппаратов этого этапа является вулкан Сар-Тала. Абсолютная высота его 3618 м, относительно окружающего вулканического плато он возвышается на 250 м. Венчается вулкан экструживным обелиском типа Пеле. Высота обелиска 70 м при диаметре до 100 м. Вблизи западной и юго-западной стенок обелиска наблюдаются при-

купольные брекчии с размером отдельных глыб до 1,5 м. В восточной части они перекрыты андезитовыми лавами второго этапа.

Для жерловой фации второго этапа характерны аналогичные формы и размеры с вулканами первого этапа. Их абсолютные отметки достигают 3540 м. В составе жерловых и прижерловых образований преобладают продукты одноактных лавовых извержений андезитового и андезито-дацитового составов. Подчиненную роль играет пирокластический материал.

В качестве примера вулканогенных аппаратов этого типа можно привести вулкан Бараки. Абсолютная высота его 3336 м, относительная – 300 м. Вулкан имеет форму неправильного купола с крутыми (35-50°) склонами, диаметр основания достигает 1600 м. В юго-восточной и западной частях основания вулкана встречены продукты вулканического выброса, представленные несортированными туфами андезитового состава. Текстура породы массивная, часто флюидальная. Структура порфировая с гиалокристаллической основной массой. В основной стекловатой массе присутствуют мелкие (около 0,2 мм) выделения плагиоклаза № 38-42. В целом для пород жерловой фации характерным является изменение породы вторичными процессами: опакитизация, серицитизация, появление вторичного кальцита.

Экструзивная фация. Все экструзивные купола и обелиски приурочены к центральной части вулканических аппаратов и образовались в завершающие этапы их формирования. Обычно они имеют небольшие размеры и представляют изометричные эллипсоидальные в плане тела от 100 до 500 м в диаметре. Склоны куполов крутые и превышают 45°.

Для экструзивных образований характерна столбчатая, реже – глыбовая отдельность и веерообразная флюидальность. Вблизи экструзии часто наблюдаются прикупольные брекчии. Они сложены дацитами серого цвета с мелкозернистой основной массой. Структура пород порфировая с микропойкилитовой основной массой. В составе вкрапленников – зональный плагиоклаз (№ 25-38), опакитизированная роговая обманка, кварц, чешуйки биотита. Основная масса состоит из кварца, плагиоклаза и акцессорных минералов (апатита и магнетита). От пород жерловой фации описываемые образования отличаются большей степенью раскристаллизации основной массы и присутствием роговой обманки.

Субвулканическая фация. Породы субвулканической фации представлены дайками дацитового и андезит-дацитового составов, пространственно связанными соответственно с нижней и верхней толщами серии Дашти-Навар.

Дайки дацитов распространены ограничено вблизи селения Сарсадег. Мощность их достигает 0,4 м, протяженность – 40 м. Макроскопически они практически не отличаются от соответствующих лав. Структура порфировая с мелкозернистой основной массой. Вкрапленники представлены андезином и единичными зернами кварца. Основная масса состоит из кварца, плагиоклаза, иногда присутствует калиевый полевой шпат; из акцессорных минералов отмечены апатит и магнетит; вторичные минералы представлены хлоритом, биотитом, серицитом и кварцем.

**Средний химический состав (в %) субвулканических пород
комплексов Дашти-Навар и Малик-Дукан**

(по данным Ю.М.Довгаля и др., 1971; И.М.Сборщикова, 1974)

Окислы	Дашти-Навар			Малик-Дукан		
	Андезитовые порфириты (7)*	Дацитовые порфиры (8)	Липариты (4)	Андезито- дациты (5)	Дацитовые порфириты (3)	Риолиты (1)
SiO ₂	56,47	62,49	69,13	61,93	64,80	68,50
TiO ₂	0,88	0,50	0,29	0,46	0,40	0,43
Al ₂ O ₃	16,25	16,30	14,60	15,98	16,31	15,23
Fe ₂ O ₃	4,46	2,72	1,19	3,31	2,29	2,86
FeO	2,31	1,55	0,96	1,24	1,13	1,02
MnO	0,34	0,11	0,10	0,02	0,07	0,08
MgO	3,75	1,47	0,98	4,17	1,95	2,32
CaO	6,78	5,20	3,35	3,52	3,93	6,35
K ₂ O	3,25	3,11	3,70	1,70	3,29	1,60
Na ₂ O	3,23	3,73	3,27	4,05	3,51	3,86
P ₂ O ₅	0,41	0,22	0,18	0,12	0,07	0,10
Ппп	1,87	1,90	1,70	3,36	2,21	5,10
Сумма	100	99,3	99,5	99,9	100	99,9

*В скобках – количество анализов.

Дайки андезито-дацитов распространены на 1,5 км северо-западнее селения Бараки (лист 514-С). Во вкрапленниках присутствуют биотит, роговая обманка и отсутствует кварц.

По данным Б.Я.Вихтера, в андезитовых и дацитовых порфиритах комплекса Дашти-Навар содержатся акцессорные минералы (г/т): магнетит (42-1125), киноварь (до 11,6), гранат (1,5), циркон (2,8), а также ильменит, пирит, малахит, борнит, рутил, корунд, сфен (результаты анализа 8 проб).

По химическому составу субвулканические породы комплекса Дашти-Навар (табл. 56) относятся к нормальному ряду. Меньшая их часть пересыщена глиноземом. Они принадлежат к классу слабо пересыщенных или пересыщенных кремнеземом пород, группа бедных или умеренно богатых щелочами. Среди щелочей наблюдается тенденция к преобладанию натрия над калием. Характерны изменчивые содержания цветных силикатов. По своему химическому составу большинство пород близки соответствующим типовым разновидностям Р.Дэли – андезитам, дацитам, липаритам. По сравнению с субвулканическими породами в эффузивах комплекса Дашти-Навар отмечается повышенные концентрации кремнезема и глинозема.

Комплекс Малик-Дукан. Раннечетвертичные вулканиты комплекса развиты в самой южной части Центрально-Афганского срединного массива в пустыне Регистан у северных отрогов хр. Чагаи. Они представляют собой часть протяженного вулканического пояса, прослеживающегося в Иран, где он поперечно накладывается на южное окончание глыбы Лут. Описание комплекса приводится по материалам И.М.Сборщикова и др. (1974).

В Афганской части этого пояса вулканиты прослеживаются в северо-восточном направлении на 100 км при ширине полосы до 20 км. В пределах этой полосы они сосредоточены на трех участках. На крайнем северо-востоке располагается Арбу-Зардагский участок, где на площади 5×15 км развиты небольшие покровы андезитовых лав, дацитовых туфов и экструзивные тела дацитов. В центральной части ареала выделяется участок Малик-Дукан с наиболее крупными покровами андезитов. Площадь его 20×40 км. Участок Чочо расположен на юго-западе ареала. На площади 5×20 км здесь развиты лавы андезитового состава.

Комплекс Малик-Дукан в сравнении с Дашти-Навар имеет ряд отличных особенностей. Здесь отсутствуют вулканические постройки типа стратовулканов. Изредка отмечаются слабо выраженные конусы (вулкан Сиадех на участке Малик-Дукан), возвышающиеся над цоколем на 150-200 м. Обычны пластообразные покровы и щитовые вулканы. Наиболее крупные покровы занимают площадь 30-50 км², их мощность достигает 100 м, но чаще составляет первые десятки метров. В составе этих покровов преобладают лавы андезитов с подчиненным развитием туфобрекчий и шлаков того же состава.

В целом вулканиты предгорий Чагаи делятся на три толщи: *нижнюю* слагают дацитовые туфы, *среднюю* – андезитовые лавы, *верхнюю* – андезибазальтовые лавы.

В районе массива Золдаг развиты дацитовые туфы и андезиты; в массивах Сиадех и Торусбаб – андезитовые и трахиандезитовые порфириты. На горе Каро на породах неогена залегают туфы с прослоями пепла и включениями (2-3 см) лапиллей. Выше их сменяют шаровые лавы среднего состава с прослоями грубого туфа, включающего вулканические бомбы диаметром до 0,6 м. Верхние 10-15 м сложены грубыми туфами и туфолавами с вулканическими бомбами диаметром 1-2 м. Общая мощность толщи 120 м.

Следы маломощных мелкообломочных туфов с лапиллями размером до 0,5 см известны в долине р. Налапруд севернее массивов Арбу и Торусбаб.

В комплексе Малик-Дукан выделяются жерловые, экструзивные и субвулканические образования, ассоциирующие с описанными выше вулканитами.

Жерловые образования встречаются как в виде одиночных конусообразных вулканических построек, так и в виде неправильных по форме сложных вулканических массивов. Диаметр их колеблется от 0,5 до 3,5 км, высота вулканов обычно не превышает первых сотен метров, лишь некоторые из них (Айнак, Малик-Дукан) возвышаются над окружающей местностью на 500-800 м. В плане вулканические аппараты имеют округлую или овальную форму, в поперечнике – вид усеченных конусов с довольно крутыми (25-45°) склонами.

Склоны вулканических сооружений жерловой фации сложены лавами риодацитового и риолитового составов, реже наблюдаются лавы андезитов и трахиандезитов.

Макроскопически лавы представляют собой серые, зеленовато-желтовато-серые массивные порфировые породы с параллельно-столбчатой или, чаще, овально-глыбовой отдельностью, местами флюидалные. В краевых частях вулканических сооружений породы обычно более темные, обогащенные темноцветными минералами. В большинстве вулканических сооружений районов Арбу и Малик-Дукан наблюдаются признаки одноактных извержений центрального типа, однако имеются примеры и многостадийных извержений.

В составе пород жерловой фации описаны диоритовые порфириты, риодациты, андезитовые порфириты, трахидацитовые порфиры; преобладают дацитовые порфиры. Макроскопически это плотные массивные породы фиолетово-серого цвета. Структура порфировая с микрогипидиоморфнозернистой или микроаллотриоморфнозернистой основной массой. Порфировые вкрапленники, составляющие около 60% объема породы, представлены зональным плагиоклазом № 34-35, кварцем, реже амфиболом и ромбическим пироксеном. Основная масса состоит из плагиоклаза, кварца и рудного минерала; вторичные минералы – кальцит, хлорит, альбит, лейкоксен.

Риодациты и риолиты от описанных выше дацитовых порфиров отличаются более кислым составом плагиоклаза (андезин-олигоклаз, олигоклаз), большим количеством кварца во вкрапленниках (до 60%), сферолитовой и микрофельзитовой структурой основной массы.

Андезитовые порфириты имеют порфировую структуру с микропризматическизернистой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (60-70%), роговой обманкой (20-30%), пироксеном (2-5%), биотитом и кварцем. В основной массе резко преобладают плагиоклаз, встречаются редкие зерна кварца, рудный минерал.

Трахидацитовые порфиры представляют собой крупнозернистые породы с порфировой структурой и ортофировой с элементами микропризматическизернистой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (№ 34-38) и роговой обманкой. В основной массе преобладают калишпат и плагиоклаз, а также амфибол и кварц.

Экструзивные образования довольно широко распространены. Они тесно связаны с породами жерловой фации и наблюдаются обычно в виде крутосклонных (50-800), отвесных куполов и обелисков, приуроченных к центральным частям вулканических аппаратов. Форма экструзивных куполов в плане – округлая или овальная, в поперечнике они имеют вид усеченных крутосклонных конусов или пирамид. Диаметр наиболее крупных из них (г.Малик-Дукан, Айнак, Торусбаб) достигает 4 км, относительная высота – 500-800 м. Для экструзивных образований характерна вертикально-столбчатая или, реже, овально-глыбовая отдельность, изредка наблюдается веерообразная флюидалность.

В строении большинства экструзивных куполов преобладающим развитием пользуются дацитовые, риодацитовые и риолитовые порфиры. От аналогич-

ных пород жерловой фации они отличаются большим размером вкрапленников, лучшей раскристаллизацией основной массы, почти полным отсутствием вторичных изменений породы и, часто, более светлой окраской.

Субвулканические дайковые комплексы встречаются очень редко. Мощность даек колеблется от 1-2 до 10 м, протяженность 100-200 м, редко более, падение их вертикальное, направление субмеридиональное. Вблизи небольшого вулкана, в 1 км восточнее г. Золдаг, наблюдается несколько даек, кольцеобразно расположенных у подножья вулкана. По петрографическим особенностям породы субвулканической фации аналогичны жерловым породам. Для них характерен лишь несколько более основной состав, обогащенность темноцветными минералами, значительные эндоконтактовые изменения, выраженные в хлоритизации, серицитизации, карбонатизации и пелитизации.

По своим петрохимическим особенностям (см. табл. 56) субвулканические породы комплекса Малик-Дукан отличаются от комплекса Дашти-Навар переизбытком глиноземом и постоянно заметным преобладанием натрия над калием. В то же время породы эффузивных фаций комплекса относятся к нормальному ряду и по сравнению с субвулканическими породами обладают несколько повышенными концентрациями полевошпатовой извести и цветных силикатов.

Другие вулканические ареалы дацит-андезитовой формации. Кроме описанных выше ареалов вулканизма в Дашти-Наваре и предгорья хр. Чагаи, в Афганистане выявлено еще несколько мелких площадей развития вулканитов, условно относимых к раннечетвертичной дацит-андезитовой формации. Они расположены в Кундузе, Наяке, Юлхаре, Кохе Кафтархане и Пасабанде [117].

Ареал Кундуз расположен на севере Афганистана у г. Кундуз, где в раннечетвертичных слоях толщи Мазаришериф описана (Браташ и др., 1975) пачка дацитовых туфов мощностью до 5 м.

Ареал Наяк изучен слабо. По материалам А. Лаппарана (1963), к югу от селения Наяк расположено несколько хорошо сохранившихся вулканических построек, возвышающихся над докембрийским цоколем.

Ареал Юлхар находится в Западном Афганистане в горах, вблизи селения Рабатурк. Над конгломератами неогена здесь возвышается крупная полуразрушенная вулканическая постройка (Дронов и др., 1973), сложенная светлосерыми лавобрекчиями, агломератовыми лавами и лавами риолитов и дацитов.

Ареал Кохе Кафтархан расположен в Среднем Афганистане на северном склоне одноименного хребта. Представлен одной небольшой постройкой из кислых туфоконгломератов.

Ареал Пасабанд расположен вблизи селения Пасабанд, где описаны три вулканических конуса диаметром до 500 м и высотой до 200 м. Склоны и центры вулканов сложены андезитовыми лавами, перекрывающими конгломераты плиоцена (Орлов и др., 1972).

Базальт-андезитовая формация

Комплекс Аспаран. Породы базальт-андезитовой формации установлены в западной части Афганистана в районах хр. Аспаран, а также в других районах страны (ареалы Кохе Мазар, Рабати-Джали, Панджао). Комплекс изучался В.И. Дроновым, Б.Я. Вихтером (1974).

Ареал комплекса Аспаран представляет собой часть крупного ареала, приуроченного к Восточно-Иранскому позднеальпийскому прогибу.

Здесь наблюдается несколько вулканических построек типа щитовых вулканов диаметром до 3-4 км, лавовые покровы площадью до 10-15 км², связанные с трещинными излияниями, многочисленные субвулканические тела типа штоков и даек. Кроме того, в южной части ареала над слабо эродированными субвулканическими телами отмечено несколько куполовидных структур (диаметром от 3,0 км). Размещение вулканических образований контролируется разломами, группирующимися в две системы – северо-западную (310-330°) и субмеридиональную (350-0°).

Выделяются две стадии вулканизма. Для ранней характерны оливиновые базальты, для поздней – андезибазальты. Породы, соответствующие этим стадиям, встречаются по всей площади ареала. Иногда они совмещены в одном аппарате. Так, в покрове Западный Гакаб оливиновые базальты перекрываются андезибазальтами, а в вулканическом аппарате Чехрет андезибазальты прорывают оливиновые базальты и заключают глыбообразные ксенолиты этих пород.

Оливиновые базальты образуют покров в составе грубообломочных отложений серо-цветной молассы. Мощность покровов достигает 40 м, площадь 1 км², иногда 8 км². В ассоциации с этими покровами отмечаются штоки и дайки оливиновых базальтов, являющиеся, видимо, корнями эродированных покровов. Размеры этих субвулканических тел не превышают первых десятков метров, чаще – первых метров. Макроскопически породы имеют черный цвет, плотные. Содержат вкрапленники оливина размером до 2 мм (до 15% объема породы). Основная масса микрофитовая либо пилотакситовая, состоящая из микролитов плагиоклаза, зерен авгита (15-30%) и тонкорассеянного магнетита (5-8%).

Оливиновые базальты по химическому составу соответствуют породам нормального ряда, богатым анортитом и магнезиально-железистыми цветными силикатами, недонасыщенным кремнеземом и бедными щелочами. Натрий в них резко преобладает над калием.

Андезибазальты образуют щитовидные вулканы, наиболее крупные из которых имеют площадь 10 км² (вулканы Атгун и Чакаб). Извержение базальт-андезитовой магмы в пределах одного вулкана осуществлялось из нескольких каналов центрального трещинного типа. На щитовом вулкане Чакаб наблюдался плоховыраженный карьер диаметром 250 м и высотой 20 м, на дне которого сохранился купол Соммы. Мощность покровов андезибазальтов достигает 80 м. Штоки и дайки этого состава отмечаются реже, чем для оливиновых базальтов. Андезибазальты имеют серый, серо-коричневый, зеленовато-серый цвета. Породы обычно афанитовые, лишь в субвулканических телах наблюдаются вкрап-

Химический состав (в %) пород комплексов Аспаран и Сарлуг [117]

Окислы	Базальт-андезитовая формация; ареал Аспаран		Базанит-трахибазальтовая формация; поток Сарлуг	
	Андезибазальты (8)*	Оливиновые базальты (9)	Базаниты (6)	Трахибазальты (5)
SiO ₂	53,62	50,91	47,35	51,07
TiO ₂	1,65	1,80	0,93	1,02
Al ₂ O ₃	8,23	12,55	8,27	7,62
Fe ₂ O ₃	8,23	12,55	8,27	7,62
MnO	0,10	0,13	0,29	0,24
MgO	3,75	6,02	5,83	4,98
CaO	8,35	8,05	8,81	7,14
Na ₂ O	3,96	3,27	5,52	4,41
K ₂ O	1,00	0,68	4,33	3,93
P ₂ O ₅	1,21	0,53	1,16	0,94
Сумма	98,29	99,09	98,59	97,94

*В скобках – количество анализов.

ленники амфибола. Структура андезитовая или пилотакситовая. Амфибол представлен бурой базальтической роговой обманкой, интенсивно опацизированной (10%). Пироксена (авгита) в породе до 5%. Остальная часть сложена микролитами плагиоклаза с небольшой долей стекла, рудного минерала и апатита.

Андезибазальты по своим петрохимическим особенностям (8 анализов, данные Б.Я.Вихтера) принадлежат к породам нормального ряда, насыщенным или слабо пересыщенным кремнеземом и бедным щелочами. Среди базальтов, по результатам семи анализов (материалы В.И.Дронова, 1974) отмечена группа пород, близких к щелочным базальтам и сопоставимых в общих чертах с трахибазальтами комплекса Сарлуг (табл. 57).

Ареал Кохе Мазар расположен в Западном Афганистане в системе одноименного хребта. Известен по материалам Х.Бергмана, описавшего здесь покров зелено-черной диабазовой лавы.

Ареал Рабати-Джали расположен в Южном Афганистане вблизи одноименного селения. Выявлен и описан в 1973 г. О.В.Черкесовым и П.Г.Череповым. У северо-западного подножия г.Малик-Сиах ими отмечен поток (2-5 м) черных базальтов, залегающий поверх плиоценовых конгломератов.

Ареал Панджао представлен двумя вулканическими постройками на правом борту р.Сиахдара в 10 км восточнее селения Панджао, которые выявлены и описаны Д.А.Старшининым. Разрез построек двучленный: на условно нижнечетвертичных(?) галечниках залегают лавобрекчии оливиновых базальтов (1,5-2 м), а выше – потоки миндалекаменных оливиновых базальтов, шлакообразных пузыристых лав оливиновых базальтов и лавобрекчий (60-70 м).

Базанит-трахибазальтовая формация

Комплекс Сарлуг. Породы этого комплекса расположены в 30-40 км к северу от селения Яковланг на площади около 60 км² и приурочены к южной окраине Северо-Афганской эпигерцинской платформы. Изучены наиболее крупный покров базальтоидов в районе селения Сарлуг, а также небольшой останец покрова к югу от этого селения. Описание комплекса приводится по материалам Б.Я.Вихтера, Г.К.Еременко, А.Х.Кафарского (1974).

Сарлугский покров перекрывает палеодолину р.Сарлуг, протянувшись на 15 км и имея ширину от 1 до 2-5 км. Мощность покрова колеблется от 20 до 30 м. В его юго-западной части установлены магмовыводящие аппараты трещинного типа, ориентированные в направлении 70-80°. Излияние лав рассматриваемой серии было одноактным. В их составе выделяются трахибазальты, лейцитовые базаниты, имеющие между собой постепенные переходы. Макроскопически все породы черного цвета. Трахибазальты обладают порфировой структурой и интерсертальной основной массой. Порфировые выделения представлены пироксеном и оливином, очень редко плагиоклазом. Оливин замещается илдингситом. Основная масса сложена полевым шпатом, пироксеном, магнетитом, санидином. Иногда отмечаются редкие кристаллы (до 5%) лейцита, минерала из группы нефелина, содалита.

Лейцитовые базаниты слагают Сарлугский покров вблизи магмовыводящего аппарата. Они отличаются постоянным присутствием лейцита в количестве от 10 до 20% объема породы, повышенным (до 8-10%) количеством минерала из группы содалита. Содержание темноцветных минералов 60-80%. Количество оливина при этом не превышает 7-8%.

Характерной особенностью пород комплекса Сарлуг является наличие большого количества глубинных ксенолитов размером до 10 см. Среди них, кроме пород фундамента и чехла платформы, установлены плагиоклазовые гипербазиты, габброиды, шпинельсодержащие лерцолиты, ортопироксениты, гранатовые перидотиты. По существующим оценкам (Кутолин, 1974; Добрецов, 1973; Грин и Рингвуд, 1968), выплавка базальтоидов, несущих нодули гранатовых перидотитов, должна происходить на глубинах не меньше 45-50 км. Большое количество глубинных нодулей и отсутствие разнодифференцированных членов серии, очевидно, свидетельствует о быстром подъеме магмы из генерирующего очага.

Возраст пород серии определяется тем, что они перекрывают суглинки и галечники древней долины р.Сарлуг, формировавшиеся не ранее плиоцена.

лении в высокогорную область Бадахшана и Гиндукуша. Таким образом, территория провинции охватывает горную страну Хазараджат, Южно-Афганскую равнину, Западно- и Южно-Афганские горы, горные области юго-восточного Афганистана, Нуристана, Вахана, Бадахшана и Гиндукуша.

Все указанные выше региональные структуры характеризуются ареалами магматических пород, образование которых связано с эволюцией мезо-кайнозойской тектоно-магматической эпохи. Это стало основанием для объединения описываемых структур в единую провинцию Центрального – Восточного Афганистана.

Анализируя характер проявления в пределах данной провинции тектоно-магматических процессов в мезо-кайнозойское время, следует отметить, что они синхронно охватывали области разновозрастной консолидации независимо от структурных особенностей и этапов развития последних. Выделяются раннемеловой, позднемеловой-палеоценовый, эоцен-олигоценый и неоген-четвертичный этапы тектоно-магматической активизации, общие для областей байкальской и альпийской консолидации.

Отмеченные этапы тектоно-магматической активизации были в целом тесно связаны с геологическим развитием этой территории. Однако тип и форма проявления магматических формаций отдельных периодов активизации зависели от этапов развития и структурных особенностей конкретных складчатых областей и зон. Например, в одно и то же время (ранний мел) в морских прогибах и зонах краевых глубинных разломов образовалась группа формаций островодужного типа (прогибы Фарахруд, Тарнак, Чагаи), а в консолидированных областях, выступающих в качестве поднятий (блоки Нуристан, Вахан, Пагман, Спингар) внедрились орогенные интрузии гранитоидной и габбро-монцонитовой формаций.

Наиболее примечательной особенностью данной провинции является синхронное внедрение в связи с горообразовательными процессами олигоценых гранитоидов батолитовой формации в системе устойчивых поднятий (Гильменд-Аргандаб, Нуристан-Памир и др.). Эти поднятия группируются в единую структуру северо-восточного простирания, представляющую собой линейно вытянутый сводово-глыбовый пояс протянувшийся через всю восточную часть Афганистана и переходящую на севере в систему структур Южного Памира.

4.2.1.

ЦЕНТРАЛЬНО-АФГАНСКАЯ СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Центрально-Афганский срединный массив, выделенный в качестве магмоконтролирующей структуры первого порядка, представляет собой стабильный “жесткий” блок байкальской консолидации в пределах областей альпийской и киммерийской складчатостей. Он обладает сложным внутренним строением и состоит из системы структурно-магматических зон и блоков:

1. Сводово-глыбовое поднятие Гильменд-Аргандаб с преобладающим гранитоидным магматизмом олигоценового возраста;
2. Раннемеловые вулканические пояса складчатых зон:
 - а) в системе глубинных разломов, обрамляющих поднятие Гильменд-Аргандаб и прогиб Фарахруд (пояса Хашруд, Зури, Ходжан – “внутренние”);
 - б) в краевых прогибах, развитых в зоне сочленения Центрально-Афганского срединного массива с Сулейман-Киртарской областью альпийской складчатости – “внешние”.
3. Область устойчивых поднятий Западного Афганистана с мегакольцевыми и линейными ареалами эоцен-олигоценовых континентальных вулкано-плутонических формаций в палеогеновых наложенных впадинах.
4. Зоны субмеридиональных (поперечных) разломов, контролирующие ареалы позднемеловых-палеоценовых, миоценовых и четвертичных магматических образований.

Выделенные зоны и блоки в свою очередь подразделяются на ряд соподчиненных структурных блоков с интравегиональными магматическими ареалами.

СВОДОВО-ГЛЫБОВОЕ ПОДНЯТИЕ ГИЛЬМЕНД-АРГАНДАБ

Блок Гильменд-Аргандаб (структурно-магматический блок второго регионального порядка IV-1) занимает восточную часть Центрально-Афганского срединного массива. Располагается на территории горной области Хазараджат в бассейнах рек Гильменд и Аргандаб. Он имеет форму огромной линзы северо-восточного простирания протяженностью ~450 км и шириной до 200 км. Ему отвечает сводово-глыбовое поднятие, ограниченное системами краевых разломов. На северо-западе – это разлом Гильменд, на юго-востоке – Тарнак, отделяющие его соответственно от прогибов Фарахруд и Тарнак. К северу от г.Газни поднятие Гильменд-Аргандаб граничит с блоком Кабул по зоне разлома Мукур-Чаман. На юго-западе он погружается под неоген-четвертичные отложения впадины Сеистан.

Блок выклинивается в северном направлении в зоне пересечения обрамляющих его краевых разломов западнее Кабула в верховьях р.Гильменд и бассейна р.Майдан.

Структурно-формационные комплексы блока Гильменд-Аргандаб представлены протерозойскими (AR-PR?) толщами складчатого основания, перекрытыми осадочным чехлом венд-палеозойского и мезозойского возраста. На ограниченных площадях отмечены наложенные палеогеновые впадины, включающие континентальные вулканогенно-терригенные отложения.

Магматизм связан с докембрийской и мезо-кайнозойской тектоно-магматическими эпохами. Магматические формации докембрийской эпохи ассоциируют пространственно с выступами древнего складчатого основания, а мезо-кайнозойской – контролируются разнотипными структурными блоками и зонами разломов.

Характер магматизма мезо-кайнозойской эпохи определяется целым рядом факторов, среди которых немаловажную роль играют структурно-геологические особенности отдельных участков территорий и разломная тектоника. Последняя в пределах поднятия Гильменд-Аргандаб контролирует во многом формирование ареалов магматизма в структурах подчиненных категорий.

Система северо-восточных разломов, параллельная краевым швам и согласная с общим простиранием структур блока Гильменд-Аргандаб, определяет его продольную структурно-фациальную и, частично, магматическую зональность. Весьма важной представляется роль субширотных (запад-северо-запад) и меридиональных разломов, для формирования более мелких интравегиональных и очаговых структур. Эти зоны разломов не всегда четко обозначены сплошной линией, но хорошо прослеживаются по системе "просвечивающих" факторов, использование которых общепринято в таких случаях в практике геологического картирования. Мы относим их к категории скрытых разломов фундамента сквозного типа. Субширотные разломы делят его на систему поперечных структур, ступенчато погружающихся на юго-запад.

Значительную роль в определении магматической блоковой зональности играют также системы меридиональных разломов. На общем фоне их широкого здесь проявления выделяются несколько крупных меридиональных структур, связанных, по нашему мнению, с системой скрытых разломов фундамента и имеющих характер сквозных магмоконтролирующих для комплексов малых интрузий.

Ниже приводится описание выделенных в поднятии Гильменд-Аргандаб структурно-магматических зон Аргандаб и Гильменд, а также отдельных подчиненных им магматических блоков и ареалов.

Структурно-магматическая зона Аргандаб

Занимает большую часть структурно-фациальной зоны Аргандаб (в понимании Довгала, 1972 г.). Эта зона представляет собой удлиненную в плане линзу протяженностью ~450 км и шириной до 70 км. Общее ее простирание северо-восточное. Границы тектонические: на северо-западе – с Тиринской зоной, на юго-востоке с прогибом Тарнак. Она включает блоки Газни (409), Кандагар (410) и вулканический пояс Ходжан (Канкала) (411)*.

В геологическом строении зоны участвуют выступы древнего основания, перекрытые в значительной степени (особенно в юго-восточной его части) платформенным чехлом, включающим отложения от венда до нижнего мела в карбонатно-терригенных и молассоидных фациях. В отдельных случаях отмечены кайнозойские континентальные вулканогенно-терригенные отложения. В комплексе основания развиты интенсивные складчато-разрывные дис-

* Пояс Ходжан рассматривается в разделе "Раннемеловые вулканические пояса складчатых зон Центрально-Афганской области".

локации. Осадочный чехол построен довольно просто – угол наклона слоев не превышает 20-30°.

Протерозойские магматические образования относятся к мигматит-гранитовой (комплекс Вараз) и габбро-плагиогранитовой (комплекс Чаканак) формациям.

Массивы гранитоидов комплекса Вараз ассоциируют с метаморфическими архей-раннепротерозойскими толщами в северо-восточной части зоны Аргандаб в районе Майдана и Банди-Султана. Позднепротерозойский габбро-плагиогранитовый комплекс Чаканак развит среди сланцевых толщ серии Чаман (верхний протерозой) в бассейнах рек Аргандаб и Тирин. В связи с мезо-кайнозойской тектоно-магматической эпохой образовались раннемеловые, позднемеловые-палеоценовые, эоцен-олигоценовые, олигоценовые, миоценовые и четвертичные магматические формации и комплексы.

Раннемеловые магматические образования в составе складчатых структур представлены спилит-диабазовой эффузивной серией Канкала, габбро-плагиогранитным комплексом Ходжан и гипербазитовым комплексом Тугай. Все эти породы приурочены к зоне сочленения поднятия Гильменд-Аргандаб и наложенного прогиба Тарнак. В зоне Аргандаб эти породы имеют преимущественное развитие вблизи г.Кандагар, где слагают мелкие линзообразные массивы или встречаются в виде ксенолитов в гранитоидах олигоценового комплекса Аргандаб. Несомненно, что все они приурочены к зоне глубинного разлома, большая часть которого впоследствии была залечена при внедрении олигоценовых гранитоидов.

Интрузивные образования позднемеловой-палеоценовой габбро-монцонит-сиенитовой формации (комплекс Заркашан) слагают небольшие штокообразные тела, приуроченные к зонам поперечных субмеридиональных тектонических нарушений в районах Кундаляна и Заркашана. Площадь массивов до 60-90 км². Сложены породами двух фаз, включающих габбро, диориты (первая фаза), гранодиориты монцониты, сиениты и кварцевые сиениты (вторая фаза).

Следует отметить наличие в пространственной ассоциации с массивами комплекса Заркашан псевдолейцитовых сиенитов (район Заркашана) и эгириновых сиенит-порфиров (район Кундаляна). Они слагают мелкие штоки, условно отнесенные к миоценовому комплексу Баркар. Не исключено, что часть и других массивов сиенитовых пород комплекса Заркашан являются более поздними миоценовыми образованиями (по аналогии с комплексом Баркар).

Эоцен-олигоценовая вулкано-плутоническая ассоциация в данном блоке проявилась в весьма редуцированном виде и преимущественно в эффузивной форме. Представлена лавами и туфами среднекислого состава серии Тангай, среди которых местами сохранились вулканические аппараты, субвулканы. Они развиты в основном в юго-западной части блока (северо-западнее г.Кандагар), где приурочены к палеогеновым впадинам в зонах разломов северо-восточного простирания (в районе селения Карез Салим) и субширотного – в районе селения Сароб. В целом общее простирание полосы развития этих небольших впадин северо-восточное. Характерна их пространственная ассоциация в зонах разломов с раннемеловыми вулканитами, плагиогранитами, гипербазитами.

Олигоценые гранитоиды батолитовой формации пользуются наиболее широким распространением в зоне Аргандаб. Они представлены крупными многофазными плутонами комплекса Аргандаб.

Здесь выделяются два типа ареалов гранитов этого комплекса, отличающихся своим структурным положением, формой тел и, в какой-то степени, вещественным составом. Эти ареалы принадлежат к самостоятельным структурно-магматическим блокам подчиненной (IV) категории: Газни на северо-востоке и Кандагар на юго-западе, которые разделены зоной субширотного разлома Гизао-Малестан, с одной стороны, и Дашти-Наварской меридиональной структурой, с другой.

Магматический блок Кандагар

В пределах блока имеют преимущественное развитие осадочные толщи платформенного чехла, и только в его восточной части отмечены выступы (Малахель и др.) верхнепротерозойских толщ.

Граниты комплекса Аргандаб слагают здесь крупный батолит, приуроченный, по мнению Ю.М. Довгаля, к зоне длительного развивающегося глубинного магмоконтролирующего разлома северо-восточного простирания. Принято считать, что эта глубинная структура в свое время достигала мантийных слоев и контролировала формирование раннемеловых базитовых комплексов, о чем говорят многочисленные ксенолиты этих пород в батолите Аргандаб.

Батолит Аргандаб состоит из системы более мелких массивов, разделенных перемычками вмещающих пород. Самым крупным из них является плутон Даразгол – $250 \times (30-40)$ км. Массивы трехфазные, преобладают граниты и гранодиориты первой фазы.

Системы субширотных (запад-северо-западных) и субмеридиональных (север-северо-восточных) разломов делят гранитоидный массив, а также вмещающие его толщи на ряд более мелких блоков. Создается впечатление, что эти блоки смещены сдвиговыми процессами по отношению друг к другу в западном направлении на 5-20 км.

Один из наиболее крупных широтных разломов (линия Гизао-Малестан) ограничивает распространение плутона Даразгол на северо-восток (севернее 33° параллели). Северное окончание массива имеет здесь, как следствие, широтную ориентировку и почти прямолинейное очертание на протяжении ~40 км.

Определенную магмоконтролирующую роль для аргандабских гранитоидов имеют также зоны субширотных разломов севернее г. Кандагар. Они контролируют линейно-вытянутые в широтном направлении (необычного для северо-восточного простирания батолита) массивы олигоценых гранитов (протяженностью 30 км, шириной 5-10 км). Характерно, что в зонах этих разломов широтные распространения имеют также толщи вмещающих пород и неогеновые впадины (рис. 24). Субмеридиональные зоны поперечных разломов, пересекающие батолит Аргандаб в отдельных случаях также являются магмоконтролирующими или служат своеобразными барьерами в распространении массивов других магматических формаций. К ним относятся зоны меридиональных

Среди метаморфических толщ развита группа олигоценых интрузивных тел, условно отнесенных к комплексу Аргандаб. Она включает Газнийский, Бадогакский и Гаукушский массивы размером соответственно $(10-15) \times 40$, $(5-10) \times 30$ и 1×20 км. Форма массивов – штоки, линзы или пластинообразные тела в зонах разломов. В их составе отмечены преимущественно граниты и гранодиориты первой фазы, прорванные штоками и линзами средне- и мелкозернистых гранитов последующих фаз.

Характерны контакты инъекционного типа с метаморфическими породами. Гранодиориты часто разгнейсованы. Пространственная ассоциация массивов газнийских гранитоидов с выступами древнего основания, штокообразная форма тел и взаимоотношения с вмещающими толщами, вещественный состав позволяют ставить их на несколько обособленное место по отношению к батолиту Аргандаб.

По своим структурно-магматическим особенностям олигоценые граниты блока Газни сопоставимы в большей степени с гранитоидами комплекса Гильменд в блоке Бесуд-Шахристан и комплекса Бараки в блоке Кабул.

В пределах зоны Аргандаб южнее блока Газни находится область наиболее интенсивного развития четвертичного вулканизма в Афганистане. Раннечетвертичный комплекс Дашти-Навар приурочен к зоне трансрегионального субмеридионального разлома. Представлен покровами лав и туфов, их субвулканическими фациями андезито-дацитов, дацитов, риолитов.

Структурно-магматическая зона Гильменд

Занимает северо-западную часть поднятия Гильменд-Аргандаб, совпадая по площади с одноименной структурно-фациальной зоной, и объединяет систему блоков подчиненной (IV) категории: Башланг (405), Вараз (406), Бесуд-Шахристан (408). Условно к этой категории структур отнесен и блок Пагман (407), развитый далее по простиранию на северо-восток от блока Гильменд. Географически все эти структуры приурочены к бассейну р. Гильменд и, частично, р. Логар. Структурно-формационные комплексы зоны Гильменд схожи в какой-то степени с таковыми зоны Аргандаб.

Наиболее древний комплекс кристаллического основания представлен протерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами в блоках Вараз, Башланг, Пагман. В небольших количествах породы этого комплекса встречаются также в пределах блока Бесуд-Шахристан, однако здесь преимущественным распространением пользуются слабометаморфизованные вулканогенно-сланцево-карбонатные толщи байкалид (мощностью до 6000 м). Породы этого комплекса смяты в узкие линейные, часто изоклинальные, складки.

Платформенный палеозойско-юрский структурно-формационный комплекс развит преимущественно в юго-западной части зоны Гильменд. Он начинается с карбона, а в большинстве случаев даже с перми и практически целиком сложен карбонатными отложениями мощностью до 3000 м. Чехол слабо деформирован, слагая пологую моноклиналию.

В зоне Гильменд интенсивно развита разломная тектоника. Преобладают разломы северо-восточного и субмеридионального простирания. Система субширотных разломов здесь проявлена нечетко и дешифрируется в основном в его северо-восточной части.

По своим структурно-магматическим особенностям площадь зоны Гильменд, как и зоны Аргандаб делится на две части. Первая, северо-восточная его половина (блок IV порядка – Бесуд-Шахристан), сложена преимущественно протерозойскими толщами с мощно проявленным олигоценным гранитоидным магматизмом. Вторая, юго-западная его часть, куда входит главным образом блок Кежеран, представлена полого залегающими толщами осадочного чехла и практически лишена магматических образований. Границами между этими структурами служат на западе зона меридионального разлома Гизао-Кандагар, а на юге – зона скрытого субширотного разлома Гизао-Малестан. Возможно, системы этих разломов в данном случае являются ступенчатым барьером для распространения олигоценных гранитов блока Бесуд-Шахристан на юго-запад в район Кежерана.

Учитывая изложенные выше структурно-магматические особенности зоны Гильменд, представляется целесообразным выделить в ее пределах три категории подчиненных мамоконструирующих структур:

- *краевые горст-антиклинории Башланг и Вараз* с ведущими ареалами мигматит-гранитовой и метагаббро-диабазовой формаций протерозоя (AR-PR?);
- *антиклинорную структуру Бесуд-Шахристана* с интенсивно проявленным олигоценным завершающим гранитоидным магматизмом комплекса Гильменд;
- *амагматичный блок Кежеран*.

Структурно-магматические блоки Башланг и Вараз

Приурочены к северо-западной краевой части зоны Гильменд. Представляется, что эти блоки контролируются единой горстообразной структурой линзовидной формы, четко простирающейся вдоль зоны разлома Гильменд. Блок Вараз (406) имеет протяженность 250 км и ширину до 30 км, а Башланг (405) – соответственно 100 и 20 км. Складчатое основание блоков представлено протерозойскими (AR-PR?) метаморфическими толщами. Осадочный чехол сложен терригенно-карбонатными отложениями мела, но он развит лишь местами и практически не сохранился.

Магматические образования принадлежат к мигматит-гранитовой и метагаббро-диабазовой формациям протерозоя. В блоке Вараз отмечены массивы раннемеловых гипербазитов, а в блоке Башланг встречаются дайки миоценовых диабазов. Гипербазиты комплекса Муллоякуб приурочены главным образом к зоне разлома Кунак. Образуют небольшие линзовидные тела (0,3×0,8; 0,4×5,0 км и др.).

Структурно-магматический блок Бесуд-Шахристан

Блок (408) занимает северо-восточную часть зоны Гильменд, простираясь от района г. Шахристан в северо-восточном направлении до г. Бесуд при общей протяженности 220 км и ширине до 50 км (рис. 25).

Территория блока имеет клиновидную форму, направленную острым углом на северо-восток. Его контакты с сопредельными территориями везде тектонические, структура антиклинорная. Складчатое основание представлено верхнепротерозойскими метаморфическими толщами серии Барманай. Осадочный чехол сохранился лишь частично в юго-восточной части блока. Магматические образования представлены главным образом массивами олигоценовой формации батолитовых гранитов (комплекс Гильменд). Кроме того, отмечены небольшие тела позднемеловой-палеоценовой габбро-монцонит-сиенитовой формации (комплекс Сурхабад) и миоценового комплекса щелочных пород Баркар. Их описание проводится в возрастном порядке.

Позднемеловой-палеоценовый комплекс Сурхабад, представляющий габбро-монцонит-сиенитовую формацию, развит в северном и северо-восточной части блока Бесуд-Шахристан в бассейне р. Гильменд и верховьях р. Логар.

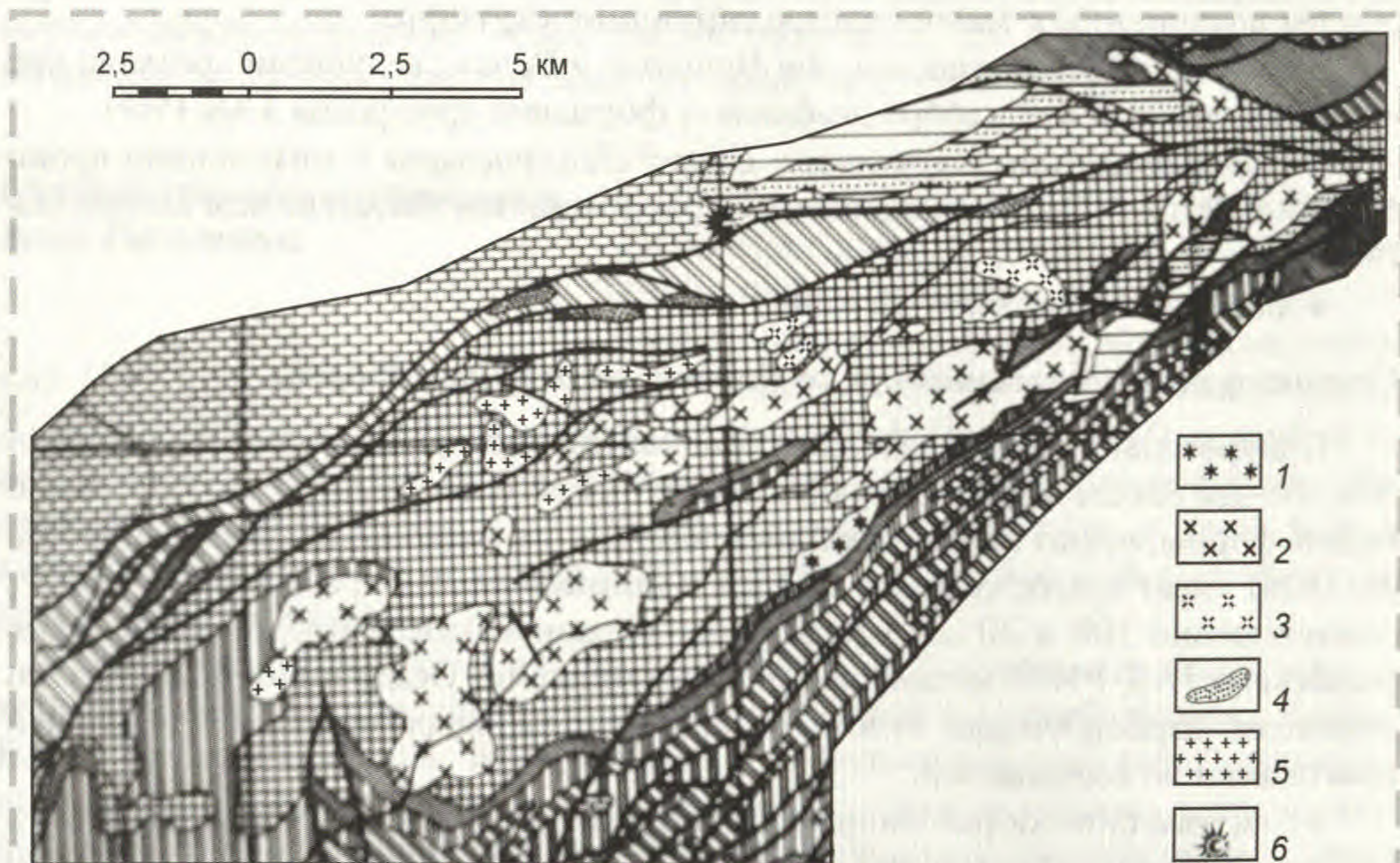


Рис. 25. Структурно-магматический блок Бесуд-Шахристан
(фрагмент геологической карты Афганистана масштаба 1: 2 500 000 [39])

1 – миоценовые гранодиорит-порфиры, монцониты, сиенит-порфиры, нефелиновые сиениты; 2 – олигоценовые граниты, гранодиориты, диориты; 3 – позднемеловые-палеоценовые габбро, диориты, граносиениты, сиениты; 4 – раннемеловые гипербазиты, габбро, диориты; 5 – протерозойские гнейсо-граниты, мигматит-граниты, плагиограниты, габбро-диориты; 6 – вулканические аппараты

Массивы этого комплекса отмечены вблизи селений Сурхабад, Карез, Бармак среди протерозойских терригенно-карбонатных толщ, иногда среди каменноугольно-нижнепермских отложений. Они приурочены к зоне северо-западных разломов (поперечных к общим северо-восточным структурам блока) в месте ее пересечения с меридиональной зоной разломов Дашти-Навар – Хаджигек. Площадь массивов от 10-15 до 100 км² и более.

Самым широким распространением в блоке Бесуд-Шахристан пользуются батолитовые олигоценовые гранитоиды комплекса Гильменд. Они представлены крупными интрузивными телами, развитыми преимущественно среди протерозойских карбонатно-сланцевых толщ в полосе от г. Гизао на юго-западе до г. Бесуд на северо-востоке. Массивы имеют в плане линзовидную и овальную формы, ориентированы в северо-восточном направлении. Общая протяженность полосы развития этих массивов – 220 км при ширине 40-50 км.

Выделяются три главных, разобобщенных пространственно в продольном направлении ареала гранитоидных тел: Шахристан (юго-западный), Сафетоб (центральный) и Бесуд (северо-восточный). Их разделение, по-видимому, обусловлено наличием поперечных структур Бесуд-Шахристанского антиклинория. Возможно, что эти ареалы представляют собой в каждом конкретном случае продукты самостоятельных сближенных магматических очагов. Расстояние между ареалами с юго-запада на северо-восток составляет соответственно 40 и 25 км. Их площади равны 80×40, 60×30, 50×15 км.

Массивы ареала Шахристан имеют овальную, близкую к изометричной форму. В ареале Сафетоб интрузивные тела – линзовидные, более удлиненной формы, а ареал Бесуд представлен в основном уже линейными плутонами, иногда трещинного типа. Все массивы трехфазные, преимущественно гранитоидного состава.

Миоценовый комплекс малых щелочных интрузий Баркар в пределах блока Бесуд-Шахристан представлен одним штокообразным массивом площадью до 50 км² и рядом более мелких тел (0,8-1,5 км²). Они сложены щелочными сиенитами (первая фаза), прорванные нефелиновыми сиенитами (вторая фаза). Комплекс слабо изучен. Условно эти породы относятся к габбро-монцонит-сиенит-нефелин-сиенитовой формации(?).

Структурно-магматический блок Пагман

Блок Пагман (407) условно отнесен к зоне Гильменд. По площади совпадает с одноименной структурно-фациальной зоной, представляя собой продолжение на северо-восток структур протерозойского складчатого основания поднятия Гильменд-Аргандаб. Блок Пагман имеет клиновидную форму при протяженности ~90 км и ширине до 30 км в своей южной части. Он приурочен к хр. Пагман. Его восточная граница проходит по разлому Мукур-Чаман (Пагман?), южная – по разлому Унай. На западе с зоной Туркман граница также тектоническая. Блок упирается своей острой вершиной в разлом Главный Бадахшан (Панджшер?).

Магматические образования представлены линзовидными телами протерозойской мигматит-гранитовой формации и массивами пород, условно отнесен-

ных к габбро-монцонит-диоритовой формации раннемелового возраста (комплекс Пагман). Последний датирован по аналогии с комплексом Нилау, развитым в Нуристане исходя из предположений синхронной активизации этих структур в раннемеловое время.

Выводы по структурно-магматическому блоку Гильменд-Аргандаб

1. В целом структурно-магматические особенности зон Гильменд и Аргандаб имеют много общего, однако между ними отмечен ряд существенных различий. Они в основном касаются вещественного состава и формы интрузивных тел, вызванных различными структурно-геологическими позициями гранитоидных массивов, характером и глубиной магматических очагов.

Так, в блоке Бесуд-Шахристан гранитоиды комплекса Гильменд приурочены к сиалическому по составу древнему структурно-формационному комплексу кристаллического основания и байкальскому терригенно-карбонатному комплексу, что сказалось на форме интрузивных тел (штокообразные и линзовидные массивы) и повышенной кислотности состава. Образование гранитоидов этого блока, по-видимому, контролировалось системой сближенных коровых очагов в пределах локальных структур.

Интрузивные массивы комплекса Аргандаб в блоке Кандагар развиты среди весьма пестрого по составу структурно-формационного комплекса палеозойского-мезозойского платформенного чехла. Кроме того, путем внедрения гранитоидной магмы служил краевой глубинный разлом в юго-восточной части блока Аргандаб, который до этого, в раннемеловое время, контролировал также образование эффузивных и интрузивных комплексов Канкала, Ходжан, Тугай (диабаз-андезитовая, габбро-плагиогранитовая и гипербазитовая формации). Вещественный состав вмещающих пород, наличие на путях внедрения гранитной магмы основных эффузивов и габбро-диоритов, при интенсивно проявленных ассимиляционных процессах, привели к повышенной основанности ранних фаз комплекса Аргандаб, а также более разнообразных по характеру контактовых новообразований, а приуроченность к краевому разлому обусловила линейно вытянутую форму батолита Аргандаб.

В то же время другой Газнийский ареал гранитоидных массивов комплекса Аргандаб по своим условиям формирования (приуроченность к протерозойскому структурно-формационному комплексу), вещественному составу и форме интрузивных тел находится ближе к комплексу Гильменд.

2. В пределах поднятия Гильменд-Аргандаб, кроме известной продольной структурно-магматической зональности, обусловленной линейными формами блока Гильменд и Аргандаб, выявляется также и определенная поперечная зональность, характерная в основном для завершающих олигоценых батолитовых гранитов.

3. Большую роль в формировании этой поперечной структурно-магматической зональности играют зоны субширотных разломов (запад-северо-запад), в том числе и сквозные скрытые разломы фундамента.

4. Одна из наиболее четко проявленных субширотных зон тектонических нарушений сквозного типа проходит по линии Гизао–Малестан–Дафтани и разделяет поднятие Гильменд-Аргандаб на две поперечные, примерно равные части. Северная, включающая структурно-магматические блоки Бесуд-Шахристан и Газни, представляет наиболее приподнятую его часть. Сложена в основном крупными выходами архей-протерозойского складчатого основания, являющимися вмещающими породами для штокообразных и линзовидных массивов олигоценых батолитовых гранитоидов. К этой же структуре, вероятно, можно было бы отнести и южную часть Кабульской области с гранитоидами комплекса Бараки, сходными по форме массивов и составу с гранитами Газнийской группы.

Развитый к югу от Гизао-Малестанской субширотной зоны разломов более опущенный блок поднятия Гильменд-Аргандаб включает две гетерогенные площади. Одна из них представлена блоком Кандагар в зоне Аргандаб, другая – блоком Кежеран в зоне Гильменд.

Блок Кандагар характеризуется узкими линейными структурами пород палеозойского-мезозойского осадочного чехла и весьма пестрым по составу и возрасту магматизмом, включающим практически весь набор магматических формаций и комплексов мезо-кайнозойского периода тектоно-магматической активизации данного региона.

Значительная часть магматических образований этого блока (в том числе и олигоценые батолитовые интрузии комплекса Аргандаб), как уже отмечалось, связана с эволюцией длительно развивающейся линейной сквозной магмоконтролирующей структуры северо-восточного простирания, приуроченной к зоне глубинного разлома краевого типа.

Блок Кежеран сложен в основном терригенно-карбонатными толщами осадочного чехла, без каких-либо значительных магматических образований. В качестве структурно-магматического блока не рассматривается.

5. Большую магмоконтролирующую роль в поднятии Гильменд-Аргандаб играет также система субмеридиональных разломов, в том числе и скрытых разломов фундамента сквозного типа. Они, как правило, контролируют ареалы комплексов малых интрузий: позднемеловой-палеоценовой габбро-монцонит-сиенитовой формации, миоценовых щелочных интрузий и полей даек средне-основного состава, а также раннечетвертичных вулканогенных образований.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА СКЛАДЧАТЫХ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНО-АФГАНСКОЙ ОБЛАСТИ

В пределах Центрально-Афганской области нами выделяются две группы (системы) вулканических поясов (в наложенных прогибах второго регионального порядка, IV-2) (табл. 59).

Первая включает вулканические пояса, приуроченные к зонам разломов, обрамляющих поднятие Гильменд-Аргандаб и прогиб Фарахруд. Они относят-

Раннемеловые базитовые вулканические пояса Центрально-Афганской области

Тип вулканических поясов	Пояс, его основные параметры, км	Структурный контроль	Магматическая формация
Внутренние	Хашруд, 450×(до 65)	Зона разлома Гильменд на границе поднятия Гильменд-Аргандаб и прогиба Фарахруд	Спилит-диабазовая серии Навзод. Габбро-плагиогранитовая комплекса Карабах. Гипербазитовая комплекса Муллоякуб
	Зури, 110×(5-20)	Зоны разломов Карганау и Кишмаран на северо-западной границе прогиба Фарахруд	Андезит-дацитовая серий Пировули и Зури
	Ходжан, 150×30	Зона глубинного разлома в юго-восточной части блока Аргандаб на границе с прогибом Тарнак	Спилит-диабаз-андезитовая серии Канкала. Габбро-плагиогранитовая комплекса Ходжан. Гипербазитовая комплекса Тугай
		Наложенные палеогеновые континентальные впадины в блоке Аргандаб; зоны разломов	Андезит-риолитовая серии Тангай (P ₂₋₃)
Внешние	Тарнак	Наложенный раннемеловой прогиб северо-восточного простираения на границе Центрально-Афганского блока и области альпийской складчатости (зона глубинных разломов Тарнак и Мукур-Чаман).	Андезитовая серии Шуравак. Гипербазитовая комплекса Тугай
		Наложенные континентальные впадины Зоны меридиональных поперечных разломов	Андезит-риолитовая комплекса Тангай (P ₂₋₃) Субвулканических гранитов комплекса Спинбулдак (P ₃). Дациит-андезитовые эффузивно-туфовые образования серии Дашти-Навар (Q ₁)
	Чагаи	Зона широтного краевого разлома. Фрагмент Восточно-Иранского вулканического пояса. Широтный наложенный раннемеловой прогиб. Зоны поперечных разломов	Андезитовая серии Шуравак. Габбро-диоритовая комплекса Чаган (K ₂ -P ₁). Андезит-риолитовая серии Регистан (P ₂₋₃). Субвулканических гранитов комплекса Спинбулдак (P ₃). Эффузивно-туфовые образования (Q ₁): дацит-андезитовой комплекса Малик-Ду-кан; фонолит-карбонатитовой комплекса Ханнешин

ся к категории “внутренних” вулканических поясов для Центрально-Афганской области – Хашруд (404), Зури (401), Ходжан (411). Пояса Хашруд и Зури приурочены соответственно к одноименным структурно-фациальным зонам прогиба Фарахруд. Пояс Ходжан развит в зоне сочленения поднятия с прогибом Тарнак.

Вторая группа вулканических поясов (“внешних”) связана с магмоконтролирующими структурами краевых прогибов, обрамляющих с юго-востока (прогиб Тарнак) и юга (прогиб Чагаи) Центрально-Афганский срединный массив на границе его с Сулейман-Киртарской областью альпийской складчатости. Условно вулканические пояса Тарнак и Чагаи считаются фрагментами единого вулканического пояса, хотя их взаимоотношения не определены. Не исключено, что вулканический пояс Чагаи, как это считал А.Д.Щеглов [133], является фрагментом другого трансрегионального пояса субширотного простирания, прослеживающегося из Ирана (вдоль юга глыбы Лут), через Афганистан (прогиб Чагаи) в Пакистан (вторая ветвь?).

Вулканический пояс Хашруд

Приурочен к зоне краевого разлома Гильменд, разделяющего прогиб Фарахруд и поднятие Гильменд-Аргандаб. Он протягивается в северо-восточном направлении вдоль

границы этих структур на расстояние ~450 км при ширине до 65 км. Представлен эффузивами диабазовой серии Навзод и пространственно ассоциирующими с ними массивами габбро-плагиогранитовой (комплекс Карабах) и гипербазитовой (комплекс Муллоякуб) формациями.

Эффузивы образуют потоки лав пестрого состава от спилитов и диабазов до андезитов и дацитов в разрезах нижнемеловых кремнистых и песчано-сланцевых толщ структурно-фациальной зоны Хашруд. Мощность эффузивов достигает 1500 м. Субвулканические образования представлены дайками и силлами габбро-диабазов, диабазовых и андезитовых порфиритов.

Массивы пород гипербазитовой формации развиты преимущественно в северо-восточной части разлома Гильменд среди вулканогенных толщ (районы перевала Мулло-Якуб у селения Вараз и др.). Они отмечены также среди метаморфических толщ протерозоя в зоне разлома Кунак. Гипербазиты образуют линейно-вытянутые вдоль зоны разломов прерывистые пояса шириной 0,5-1,5 км и протяженностью 25-60 км.

Интрузивные образования габбро-плагиогранитовой формации комплекса Карабах также слагают линейный пояс, прослеживающийся от селения Навзод на юго-западе до селения Пуштируг на северо-востоке. Комплекс представлен сложно-дифференцированными массивами пород основного состава, переходящих постепенно в диориты и плагиограниты.

Вулканический пояс Зури

Расположен в северо-западной части прогиба Фарахруд. Он приурочен к системе краевых разломов Карганау и Кишмаран, отделяющих прогиб соответственно от структуры Среднего Афганистана на севере и альпид блока Кишмаран на северо-западе. Протяженность вулканического пояса Зури составляет 110 км при максимальной ширине до 20 км (средняя (5-10 км)).

Общее простирание пояса северо-восточное в соответствии с простиранием разлома Кишмаран. Пояс выклинивается на северо-восток в системе узких тектонических чешуй, перекрытых неоген-четвертичными отложениями в 30 км к югу от г.Герат. На юго-западе в районе неогеновой впадины Дашти-Атишан вулканиды также уходят под четвертичные отложения.

В составе пояса объединены раннемеловые вулканиды серий Пировули и Зури, слагающие несколько пространственно разобщенных линейных ареалов, приуроченных к зонам северо-восточных разломов. Они представлены зеленокаменно измененными плагиопорфирами, андезитами, дацитовыми и кварцевыми порфирами. Эффузивы переслаиваются со сланцами, алевролитами, кремнями, известняками и конгломератами. В отличие от вулканического пояса Хашруд, в данном районе в ассоциации с вулканидами неизвестны гипербазиты и габбро-плагиограниты.

В зоне разлома Рудитак эффузивы прорываются небольшим массивом гранодиоритов. Он практически не изучен и эти гранитоиды условно отнесены В.И.Дроновым к группе массивов раннемелового комплекса Калаярак, развитого в соседнем к северо-западу блоке киммерид складчатого основания альпийской области. По нашему мнению, эти гранитоиды скорее всего могут оказаться аналогами характерных для прогиба Фарахруд комплексов Фарах (K_2-P_1) или Булгоджа (P_3).

Вулканический пояс Ходжан

Пояс приурочен к зоне глубинного разлома в юго-восточной краевой части поднятия Гильменд-Аргандаб вблизи его границы с прогибом Тарнак. В раннемеловое время разлом являлся магмоконтролирующим для образований базитовой группы формаций. Однако в олигоцене он был полностью залечен гранитоидами батолита Аргандаб. При этом образовавшиеся ранее базитовые комплексы были частично ассимилированы или сохранились в качестве крупных ксенолитов и останцов кровли среди гранитоидов. Так, в юго-западной части Даразгольского батолита в районе г.Кандагар наблюдается линейно-вытянутая система крупных останцов-ксенолитов раннемелового габбро-плагиогранитового комплекса Ходжан. Они ориентированы параллельно с общим простиранием батолита и структур данного региона в северо-восточном направлении. Здесь же, в тесной пространственной ассоциации с гранитоидами комплекса Аргандаб отмечены поля раннемеловых вулканидов серии Канкала, массивы габбро-плагиогранитов и гипербазитов (комплексы Ходжан и Тугай).

Следует отметить проявление в этой же зоне выходов эоцен-олигоценовых вулканических и субвулканических образований базальт-андезит-риолитовой группы формаций (комплекс Тангай). Представляется, что данная шовная структура, связанная с краевой частью поднятия Гильменд-Аргандаб, начиная по крайней мере с раннего мела, многократно затем в эоцене и олигоцене являлась магмоконтролирующей для разноглубинных очагов. Любопытно также, что распространение ксенолитов раннемеловых базитов в гранитоидах олигоцена на северо-восток довольно резко обрывается меридиональной поперечной структурой, развитой к западу от г. Калат и пересекающей практически все поднятие Гильменд-Аргандаб.

Вулканические образования серии Канкала представлены зеленокаменно измененными спилитами, диабазами, андезитами и их туфами, кварцевыми альбитофирами. Они переслаиваются с песчаниками, известняками в составе вулканогенно-терригенных толщ. Встречаются и преимущественно вулканогенные толщи общей мощностью до 1000 м. Субвулканические образования представлены небольшими штоками, жилами и дайками габбро-диабазов и диабазов.

Гипербазиты комплекса Тугай описаны в зоне Аргандаб среди вулканогенно-терригенных нижнемеловых толщ. Они слагают линзовидные тела размером до 2×12 км и представлены серпентинизированными перидотитами и дунитами.

Связанные пространственно с блоком Кандагар образования эоцен-олигоценовой эффузивно-туфовой серии Тангай представлены дацитами и их туфами, лавобрекчиями. Общая мощность описанного сводного разреза этих пород достигает 750 м. Они залегают несогласно на нижнемеловых слоях в виде обособленных выходов. Широким распространением пользуются субвулканические, жерловые и экструзивные фации этих пород.

Общая протяженность площади распространения пород пояса Ходжан к западу от Калатской поперечной структуры составляет 150 км, максимальная ширина ~30 км.

Вулканический пояс Тарнак-Чагаи

Этот вулканический пояс приурочен к зоне сочленения Центрально-Афганского срединного массива и Сулейман-Киртарской области альпийской складчатости. Он развит вдоль юго-восточной и южной границ срединного массива в пределах наложенных раннемеловых прогибов краевого типа и условно объединяет два пространственно обособленных пояса магматических образований – Тарнак (412) и Чагаи (413). Они нигде не соприкасаются, поскольку район их возможного контакта скрыт Сейстанской неоген-четвертичной впадиной. Указанные фрагменты вулканического пояса совпадают по площади со структурно-фациальными зонами Тарнак и Чагаи.

В целом магматические образования вулканического пояса Тарнак-Чагаи представлены различными эффузивными и интрузивными формациями раннемелового, поздне мелового-палеоценового, эоцен-олигоценового и четвертичного

возрастов, что характеризует его как полициклическую магмоконтролирующую структуру сквозного типа. К этим разновозрастным образованиям относятся:

- раннемеловые вулканогенная диабаз-андезитовая (комплекс Шуравак) и гипербазитовая (комплекс Тугай) формации;
- позднемеловая-палеоценовая габбро-диоритовая формация (комплекс Чагаи);
- эоцен-олигоценая наземная вулканоплутоническая ассоциация, включающая эоцен-олигоценую вулканогенную андезит-риолитовую формацию (комплексы Тангай и Регистан) и олигоценую формацию субвулканических гранитов (комплекс Спинбулдак);
- раннечетвертичные эффузивно-туфовые и субвулканические образования (комплексы Ханнешин, Малик-Дукан, Дашти-Навар).

Географически структурно-фациальная зона Тарнак приурочена к бассейнам рек Тарнак, Аргестан, Лораруд и Дарируд. От блока Гильменд-Аргандаб она отделена на северо-западе глубинным разломом Тарнак, на юго-востоке от альпийского прогиба Катаваз ее отделяет краевой разлом Мукур-Чаман. Зона имеет клиновидную форму, расширяясь от нескольких километров в районе г.Мукур на северо-востоке до 90 км на юго-западе. Общая ее протяженность ~400 км. Складчатые структуры зоны Тарнак имеют северо-восточное простирание, в то время как в зоне Чагаи эти структуры ориентированы в широтном направлении.

В пределах пояса Тарнак в тектонических клиньях отмечен среднепротерозойский структурно-формационный комплекс (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты). Он перекрывается резко несогласно нижнемеловыми вулканогенно-терригенно-карбонатными отложениями. Встречаются также континентальные эоцен-олигоценые вулканогенно-терригенные толщи. В составе раннемеловых вулканогенно-терригенных толщ преобладают андезитовые порфириты, дацитовые и риолитовые порфиры, кератофиры, их туфы и туфолавы. Общая мощность этих толщ до 1800 м. Встречаются также вулканогенные образования эоцен-олигоценовой базальт-андезит-риолитовой формации, они развиты в небольших тектонических клиньях к юго-востоку от селения Ешхокзи в зоне разлома Тарнак и представлены комплексом Тангай.

Раннемеловые (эоценовые?) гипербазиты приурочены в основном к зоне разлома Тарнак. Образуют линзовидные удлиненные тела среди вулканогенно-терригенных толщ нижнего мела, а также среди протерозойских метаморфических толщ (районы Даман Дашт, Шахри Сафа). По нашему мнению, эти гипербазитовые массивы являются частью вулканического пояса, обрамляющего с востока и юго-востока блок Кабул.

Олигоценая формация субвулканических гранитов комплекса Спинбулдак образуют полосу их трех небольших ареалов, сложенных штоками и линзовидными массивами. Общее простирание этой полосы — меридиональное. Ее ширина 20-30 км, протяженность 100-120 км. По нашему мнению, она приурочена к меридиональной поперечной структуре, пересекающей не только прогиб Тарнак, но и весь Центрально-Афганский срединный массив.

Вещественный состав интрузивных тел комплекса Спинбулдак в прогибе Тарнак – граниты, гранодиориты, диориты, кварцевые диориты.

Пояс Чагаи развит в самой южной части Сеистанской впадины в районе одноименного горного хребта. Его протяженность ~200 км при ширине в пределах Афганистана до 55 км.

Пояс включает преимущественно меловые вулканогенные толщи в составе складчатых комплексов и орогенные эоцен-олигоценовые континентальные вулканоплутонические образования. Вулканиды представлены в основном диабазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Мощность ~1000 м. По наблюдениям В.И.Славина, мощность вулканидов в юго-западном направлении может значительно увеличиваться. Пространственную связь с основными вулканидами северных склонов хр. Чагаи обнаруживают мелкие интрузивные тела позднемеловой-палеоценовой габбро-диоритовой формации (комплекс Чагаи). В их составе описаны габбро-порфириты, диоритовые и кварцевые диорит-порфириты.

В поясе Чагаи вулканиды этой формации отнесены к серии Регистан. По материалам А.Д.Щеглова (1969, 1971), здесь развиты толщи наземно-вулканогенных образований. Они являются частью вулканического пояса континентальных эффузивов мелового и палеогенового возраста. Этот вулканический пояс протягивается вдоль юго-западного обрамления глыбы Лут в Иране, через массив Чагаи в Пакистан. Вулканические толщи, отнесенные нами к серии Регистан и описанные А.Д.Щегловым в западной части массива Чагаи (условно эоценового возраста), состоят из перемежающихся горизонтов кислых и основных эффузивов, прорванных небольшими телами гранодиорит-порфиров, образующих цепочку трещинных интрузий. По материалам В.И.Славина, И.М.Сборщикова, В.И.Дранникова, эти интрузивные тела регистанской группы отнесены нами к ранее выделенному в прогибе Тарнак комплексу Спинбулдак. Линейно-вытянутая полоса развития гранитных массивов имеет субширотное простирание и протяженность более 100 км.

Раннечетвертичные вулканические образования вулканического пояса Тарнак-Чагаи представлены дацит-андезитовой (комплекс Дашти-Навар, Малик-Дукан) и фонолит-карбонатитовой (комплекс Ханнешин) формациями. Большая часть раннечетвертичных вулканидов развиты в пределах пояса Чагаи, где представлены комплексами Малик-Дукан и Ханнешин. В прогибе Тарнак они выявлены лишь в ее крайне северо-восточной части (к северо-востоку от селения Мукур) в месте пересечения разлома Тарнак и поперечной Дашти-Наварской структуры. Здесь отмечен выход вулканидов комплекса Дашти-Навар протяженностью в 30 км и шириной в 25 км.

Раннечетвертичные вулканические и субвулканические образования района Чагаи приурочены главным образом к субмеридиональным (север-северо-запад) поперечным структурам, пересекающим субширотные (восток-северо-восток) общие структуры мел-палеогеновых толщ. Фонолит – карбонатитовый вулкан Ханнешин развит в северной части пояса Чагаи на левом склоне долины р.Гильменд. Дациит-андезитовый вулканический комплекс Малик-Дукан

приурочен к северным предгорьям хр. Чагаи. Ширина выходов изолированных обнажений пород этого комплекса ~20 км, протяженность ~100 км. Они сосредоточены в трех участках (5×15, 20×40 и 5×20 км). Для комплекса Малик-Дукан характерны пластообразные покровы и щитовые вулканы. Мощность покровов до 100 м, чаще – первые десятки метров.

Выделяются три толщи вулканитов, образующие антидромную серию: нижняя – дацитовая, средняя – андезитовая и верхняя – андезибазальтовая. С вулканитами связаны жерловые, экструзивные и субвулканические образования. Жерловые фации представлены диоритовыми и андезитовыми порфритами, липарит-дацитами, дацитовыми порфирами, образующими одиночные постройки или сложные массивы. Экструзивные породы образуют купола и обелиски, сложенные дацитовыми, риодацитовыми и риолитовыми порфирами. Субвулканические дайки основного состава имеют мощность 1-2 до 10 м, протяженность 100-200 м, направление субмеридиональное и северо-западное.

Вулкано-плутонические кольцевые структуры палеогеновых наложенных впадин блока Шинданд

К блоку Шинданд (402) отнесена территория западной части прогиба Фарахруд, в пределах которой в эоцен-олигоцене проявилась мощная наземная вулкано-плутоническая деятельность. Он состоит из группы магмоконтролирующих наложенных палеогеновых впадин, включающих континентальные вулканогенно-терригенные образования орогенного типа, которые налегают резко несогласно на нижнемеловые структурно-формационные комплексы осадочного чехла. Последние характеризуются относительно простыми пологими складчатыми формами в сочетании с широко развитыми разрывными нарушениями северо-восточного, меридионального и северо-западного простираний. Субширотные разломы встречаются реже.

Необычным для этого участка прогиба Фарахруд является неглубокое залегание древнего кристаллического основания, которое, по данным немецких геологов, находится уже на глубине 2000 м. В то же время, по этим же данным, мощность осадочных пород в восточной части прогиба превышает 10 км. Этот факт позволяет относить блок Шинданд к несколько своеобразной для данного прогиба структуре. Он может оказаться в какой-то степени сходным по своему строению с глыбой Лут, развитой западнее на смежной приграничной территории Ирана.

Магматизм блока Шинданд целиком связан с процессами мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации.

Раннемеловой структурно-формационный комплекс представлен толщами андезибазальтовых лав. Позднемеловой-палеоценовый интрузивный комплекс Фарах развит в южной части блока в районе г. Фарах. Сложен мелкими массивами габброидов, монцонитов, граносиенитов, гранодиоритов, прорывающими нижнемеловые отложения.

Наибольшее распространение имеет эоцен-олигocenовая вулкано-плутоническая ассоциация орогенного типа. Она объединяет вулканогенную базальт-

андезит-риолитовую группу формаций комплекса Харутруд и интрузивную формацию субвулканических гранитов (комплекс Булгоджа). Эффузивы переслаиваются с краснокаменными молассоидными осадками, достигая мощности более 1100 м. Широким развитием пользуются субвулканические образования, слагающие дайки, штоки, силлообразные тела, преимущественно среднекислого состава. Комагматический с эффузивами комплекс субвулканических гранитов Булгоджа представлен мелкими многофазными плутонами. В составе как эффузивных, так и интрузивных комплексов устанавливается повышенная щелочность пород. Миоценовый этап активизации в блоке Шинданд представлен комплексом даек диабазовых и диоритовых порфиритов, слагающих протяженные пояса меридионального простирания (комплекс Фарахруд).

Весьма интересными являются, по нашему мнению, структурно-магматические особенности ареалов эоцен-олигоценовой вулкано-плутонической ассоциации. Как уже отмечалось, большая часть этих ареалов связана с развитием наложенных палеогеновых впадин, приуроченных пространственно к системе куполовидных поднятий складчатого основания блока Шинданд. Стадия прогибания этих впадин вызвала образование в эоцен-олигоцене переслаивающихся континентальных молассоидных и мощных вулканогенных толщ базальт-андезит-риолитовой группы формаций комплекса Харутруд. Дальнейшая эволюция магматических очагов этих структур и привела к внедрению мелких интрузий субвулканических гранитов (комплекс Булгоджа).

Формирование ареалов данной вулкано-плутонической ассоциации контролировалось системой крупных сопряженных мегакольцевых и полигональных структур, обрамляющих куполовидные поднятия складчатого основания. При этом значительную роль играла также существующая сеть разноориентированных разломов – меридиональных, северо-восточных, северо-западных, субширотных.

Как результат, на данной территории образовалось несколько групп кольцевых и полигональных вулкано-плутонических ареалов, в том числе *Шинданд-Адрескан*, *Тахи-Гази*, *Гурзанак* и другие более мелкие линейные ареалы (рис. 26).

Адрескан-Шиндандское Большое кольцо. Эта мегакольцевая магмоконтролирующая структура обрамляет периферийную часть палеогеновых наложенных впадин Адрескан и Шинданд, занимающих общую площадь около 11 тыс. км². Меридиональная линия диаметра этого кольца совпадает с отрезком национальной автодороги Кандагар – Герат, протягиваясь от 34 параллели на севере, до 33 – на юге. Ширина выходов эоцен-олигеновых эффузивно-интрузивных комплексов по “кольцу” составляет 15-25 км. Складчатое основание впадин представлено нижнемеловыми терригенно-карбонатными отложениями. На них залегают резко несогласно континентальные вулканогенно-терригенные толщи. В основании этого структурно-формационного комплекса наложенных впадин, как правило, преобладают вулканиты среднекислого состава. Они перекрываются с размывом, но без угловых несогласий красно-

**Рис. 26. Вулкано-плутонические кольцевые структуры
палеогеновых наложенных впадин Западного Афганистана**

А – мегакольцевые и полигональные вулкано-плутонические ареалы Тахи-Гази (I),
Адрескан-Шиндандское Большое кольцо (II), Гурзанак (III)

Б – те же ареалы и кольцевая структура Калай-Нау (IV) северо-восточнее Герата

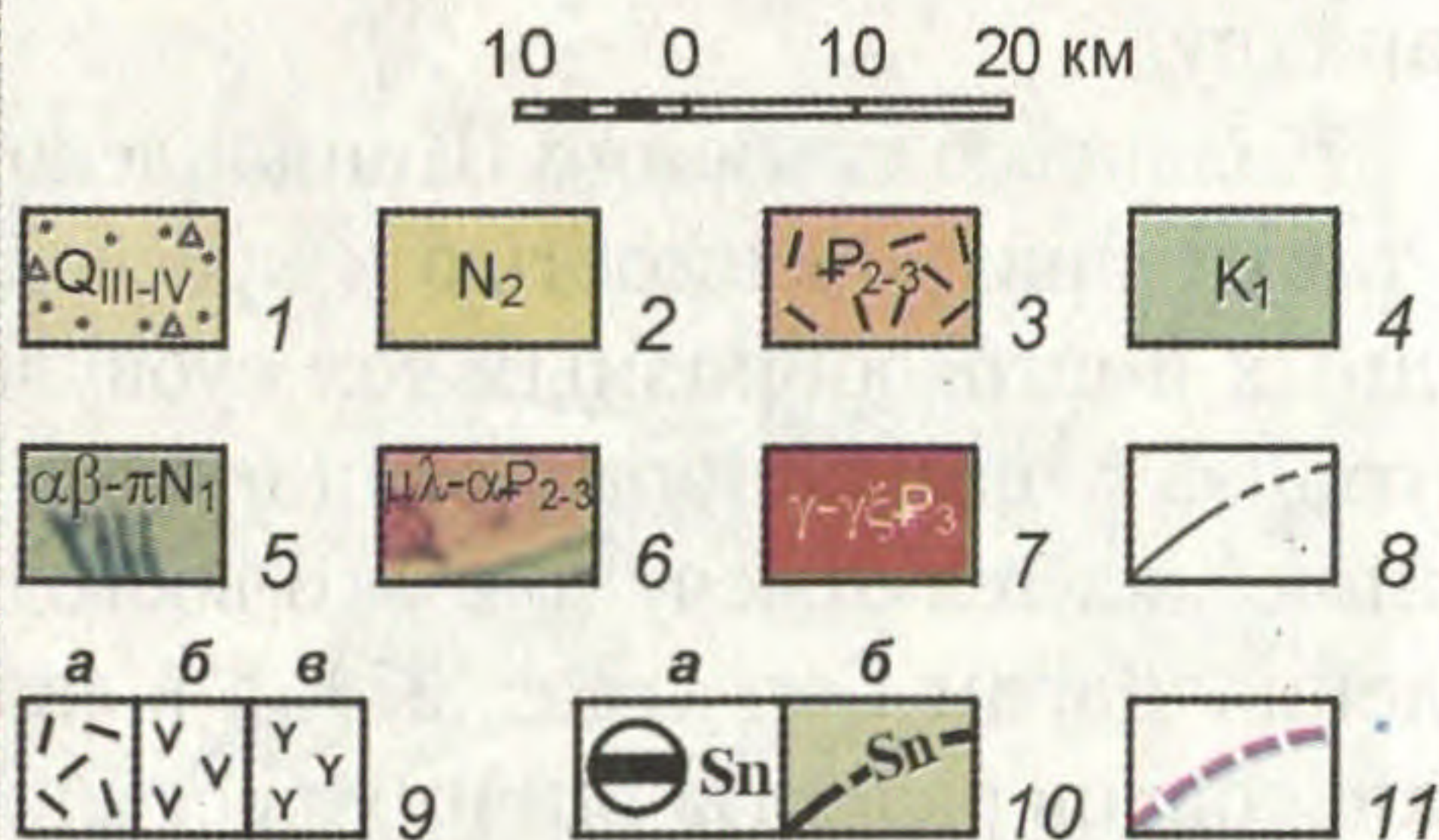
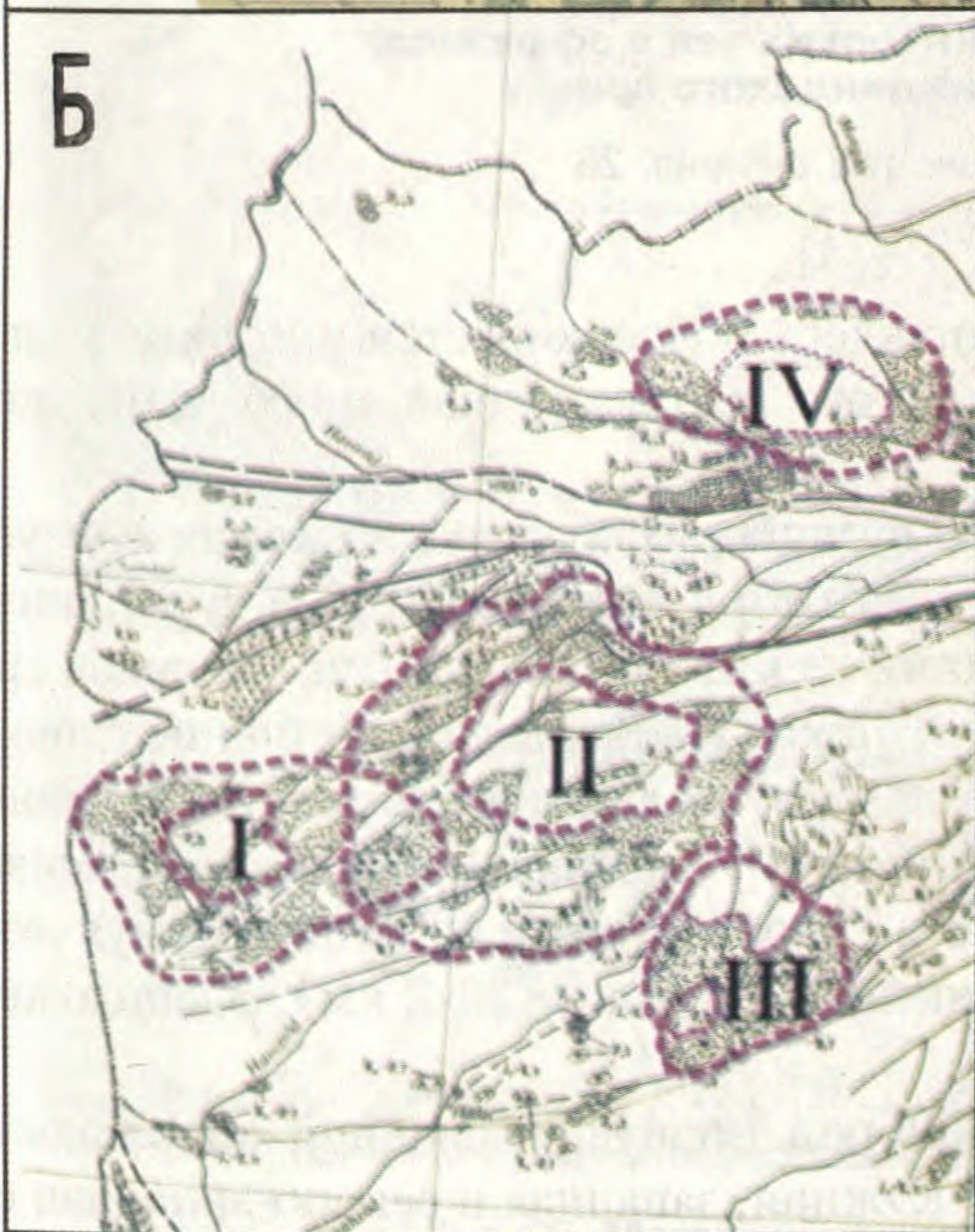
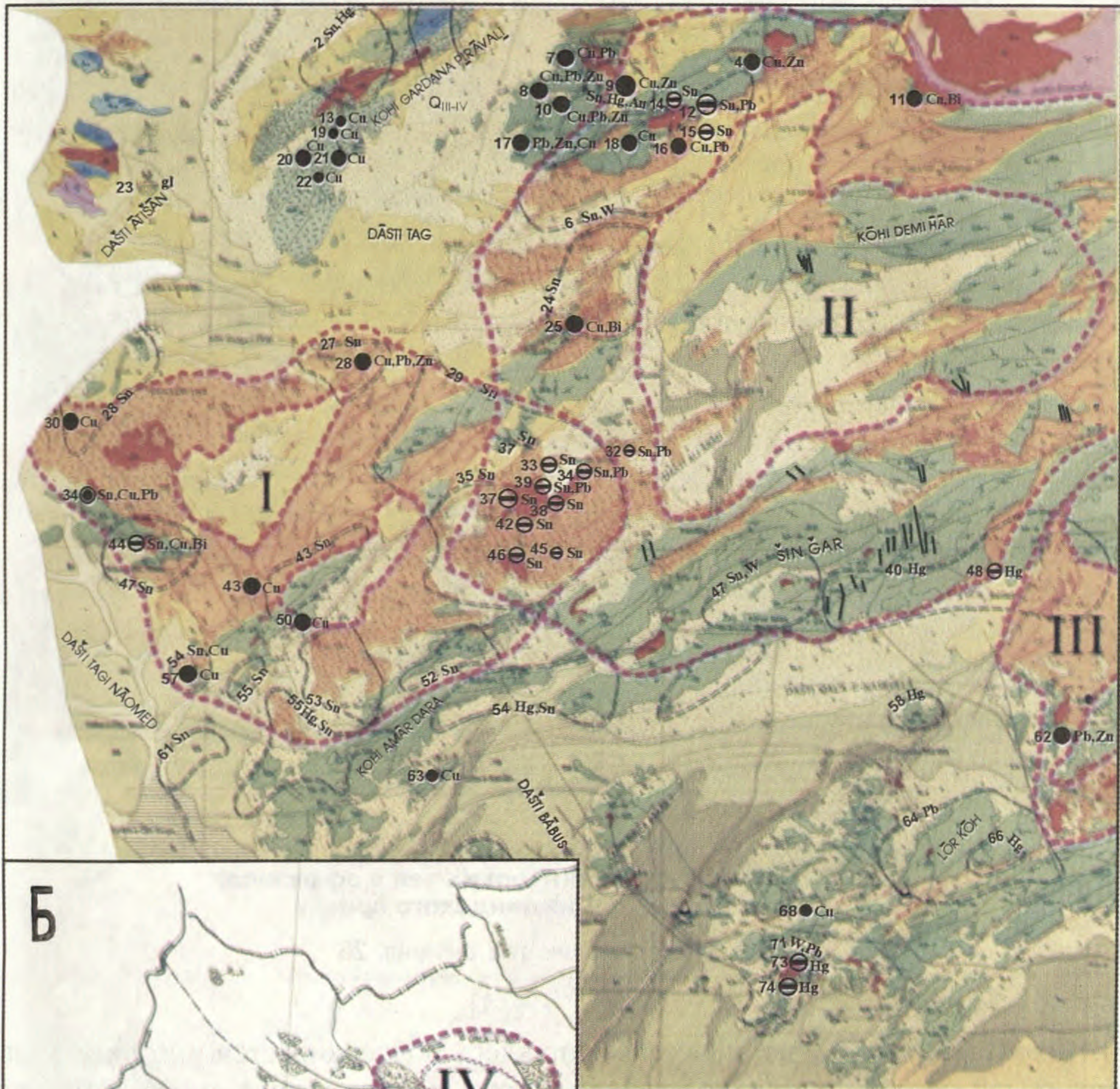
1 – верхнечетвертичные – современные отложения; 2 – плиоценовые отложения нерасчлененные – конгломераты, гравеллиты, песчаники, глины, известняки; 3 – эоцен-олигоценные краснокаменно измененные вулканиты андезит-дацитового состава, туфы, песчаники, алевролиты, известняки; 4 – нижнемеловые терригенно-карбонатные отложения с прослоями зеленокаменно измененных эффузивов; 5 – миоценовые жилы и дайки андезитов и диабазов комплекса Фарахруд; 6 – эоцен-олигоценные субвулканические образования: риолиты, дациты, гранит-порфиры; 7 – олигоценные граниты, граносиениты комплекса Булгоджа; 8 – тектонические контакты: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – вулканические породы*: а – кислого состава, б – среднего состава, в – смешанного состава; 10 – месторождения и проявления полезных ископаемых: а – коренные, б – шлиховые ореолы; 11 – условный контур кольцевых и полигональных вулкано-плутонических ареалов

*На схеме Б эффузивы показаны одним знаком (а) как нерасчлененные.

цветными песчаниками и алевролитами. Мощность вулканитов достигает 2000 м. Характерно, что вулканиты приурочены к краевой части впадин, а красноцветные терригенные толщи – к середине впадин. Палеогеновые толщи перекрыты в центральных частях впадин неоген-четвертичными отложениями. Причем в депрессиях впадины Адрескан преобладают неогеновые толщи, а впадины Шинданд – четвертичные отложения (Q_{III-IV}). Площадь развития неогеновой депрессии в центре впадины Адрескан – 20×45 км, а четвертичной во впадине Шинданд – 60×120 км. Представляется, что в палеогеновое время обе впадины составляли единую структуру, но были разделены впоследствии в результате неотектонических процессов. Разделяющая их зона крупного разлома, названного нами Адрескан, простирается в северо-восточном направлении от депрессии Дашти-Таги-Моамед у юго-западной границы Афганистана через селение Адрескан на северо-восток до селения Алижан, где сливается с краевым разломом Карганау. Разлом Адрескан, по нашему мнению, является внутренним для прогиба Фарахруд, определяя в какой-то степени блоковое строение складчатого фундамента данного региона. В частности, он служит довольно резким барьером распространения на юго-восток широких площадей неогеновых толщ, развитых во всей западной части прогиба Фарахруд.

Несомненно, что разлом Адрескан играет и определенную магмоконтролирующую роль, как это будет видно из дальнейших материалов.

Тектонические нарушения, пересекающие наложенную впадину, имеют преимущественно северо-восточное простирание. Однако в северной части Большого кольца они повторяют ундуляцию разлома Карганау. Простирание вулканогенного пояса меняется здесь от северо-западного на юго-восточное и субширотное. В восточной части мегакольцевая структура ограничена зоной меридионального разлома, секущего вкрест простирания нижнемеловые толщи



A

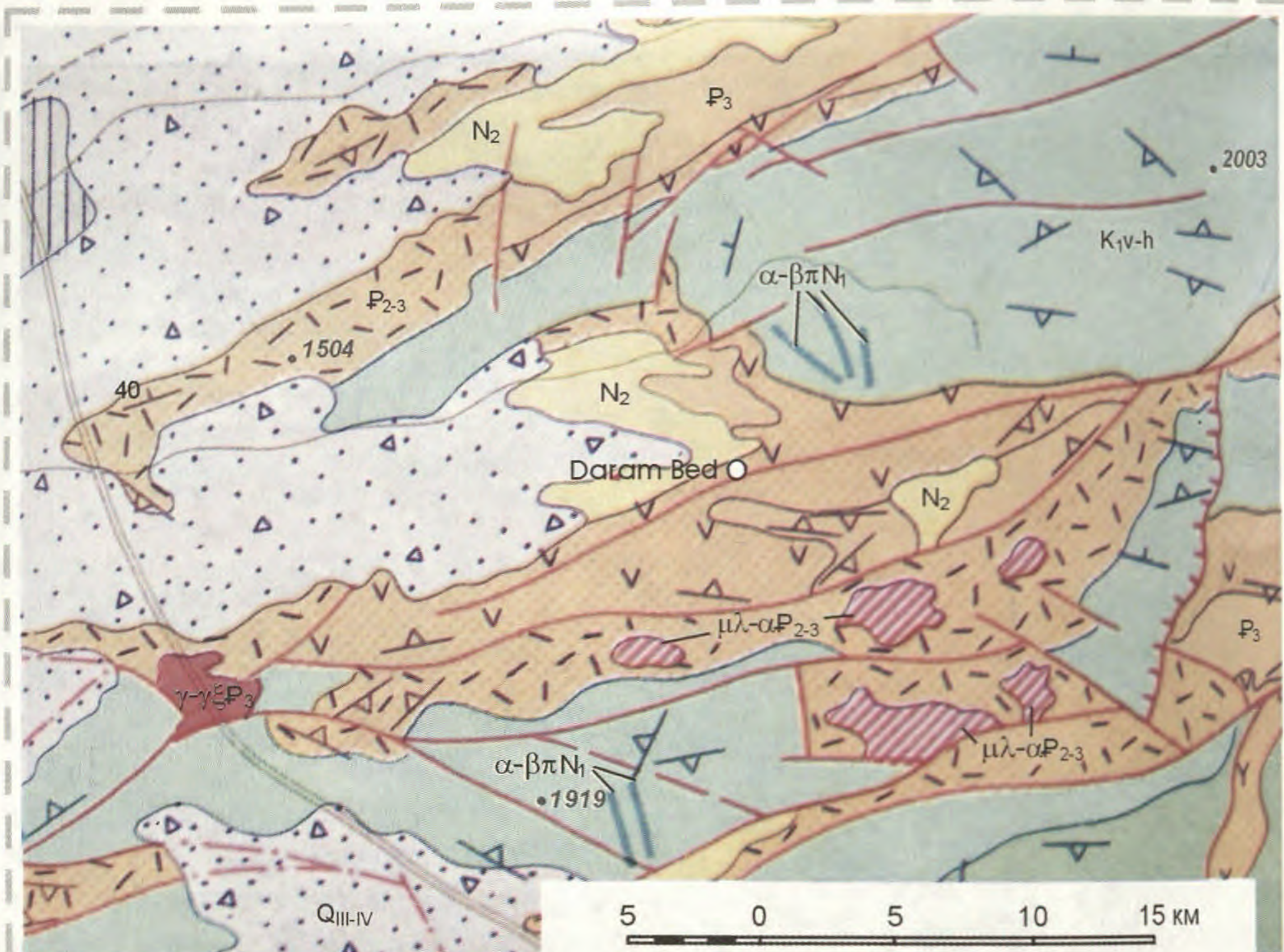


Рис. 27. Группа субвулканических тел в эффузивах
серии Харутруд Шиндандского ареала

Условные обозначения см. рис. 26

хр.Кохе Сари Боло. Тектоническая зона здесь подчеркивается широким развитием полей меридиональных даек основного состава миоценового комплекса Фарахруд.

Кольцевое строение Шиндандского вулканического ареала характеризуется также приуроченностью к краевой части этой кольцевой структуры линзовидных и штокообразных тел субвулканических образований и массивов гранитоидов олигоценового комплекса Булгоджа. Наибольшее скопление субвулканических тел отмечено в юго-восточной части кольцевой структуры в районе селения Дарам Бед (рис. 27), а в западной – у селения Аропошта. Массивы гранитоидов развиты преимущественно в северной части кольца, образуя штоки и линзы (5×5, 10×5 км), иногда трещинные плутоны (20×2 км), расположенные вдоль его внешней части.

В составе вулканогенных толщ наблюдается определенная зональность, поперечная для кольцевой структуры. Южная, западная и северо-западная ее части сложены преимущественно эффузивными образованиями кислого состава, а восточная и северо-восточная – средними породами. Характерно, что кис-

Система разломов в восточной части впадины имеет северо-восточное простираание, а в западной – северо-западное. Эти системы сходятся почти под прямым углом веерообразно к южной границе центральной части впадины.

Из крупных тектонических нарушений этой структуры следует отметить разломы Пешинжан и Адрескан, пересекающие ее в северо-восточном направлении вплоть до их слияния с краевым разломом Карганау.

Эти тектонические нарушения в какой-то степени определяют поперечную зональность вещественного состава вулканитов кольцевого ареала впадины Тахи-Гази. Как следствие, вся западная часть кольцевой структуры сложена кислыми вулканитами вплоть до разлома Пешинжан, отделяющего их от полей эффузивов средне-основного состава центральной части впадины.

Последние по линии разлома Адрескан в свою очередь граничат далее на востоке вновь с полями кислых вулканитов, слагающих всю восточную и юго-восточную часть впадины.

Таким образом, по грубой схеме кольцевая структура Тахи-Гази разделена по вещественному составу вулканогенных толщ на три поперечные части (зоны) – западную и восточную с преимущественно кислыми вулканитами и центральную, занимающую площадь между разломами Пешинжан и Адрескан и сложенную комплексами пород средне-основного состава. Общее простираание тектонических границ этих поперечных зон северо-восточное.

Кольцевое строение вулканической структуры впадины Тахи-Гази подчеркивается соответствующим простираанием вулканогенных толщ, особенно, как и в блоках Адрескан и Шинданд, размещением субвулканических образований и массивов субвулканических гранитов комплекса Булгоджа по периферийной (внешней) части вулканического кольца. Причем характерно, что массивы гранитоидов комплекса Булгоджа развиты только среди полей кислых эффузивов или подстилающих их нижнемеловых карбонатно-терригенных толщ и практически не встречаются на площадях, занятых вулканитами средне-основного состава. Наиболее широкое распространение эти гранитоиды имеют, таким образом, в восточной и западной частях кольцевой структуры.

Кольцевой характер вулканических ареалов впадины Тахи-Гази, как и в других случаях в пределах блока Шинданд, подчеркивается весьма убедительно и расположением по периферийной части вулканического кольца месторождений и проявлений цветных и редких металлов, а также шлиховых ореолов этих металлов, парагенетически связанных с вулкано-плутоническими образованиями.

Полигональная магмоконтролирующая структура Гурзанак (Тавданак?). Вулканогенная магмоконтролирующая структура Гурзанак связана с наложенной палеогеновой впадиной в бассейне р. Фарахруд, занимая практически весь широтный отрезок ее долины к востоку от селения Бохшабад и субмеридиональную часть в районе селения Гурзанак. Описываемая магмоконтролирующая структура имеет форму изометричного многоугольника, максимальные параметры которого составляют в широтном направлении 70 км,

в субмеридиональном (северо-северо-восточная) – 65 км. Полигональная конфигурация этой структуры обусловлена системами разноориентированных разломов. На юго-востоке на протяжении ~50 км граница впадины совпадает с разломом Кохи Малмонд (название наше), который протягивается вдоль одноименного хребта далеко на северо-восток через весь прогиб Фарахруд. Восточная и западная границы описываемой структуры обусловлены системами субмеридиональных (север-северо-восточных) параллельных разломов. Северная граница впадины весьма извилистая. Ее контуры подчиняются частично геологической границе палеогеновых и подстилающих меловых отложений, но в большей части она обусловлена пересекающимися меридиональными, северо-восточными и северо-западными разломами.

Вещественный состав вулканогенных толщ, в отличие от предыдущих впадин, – смешанного средне-кислого состава. Кислые вулканиты развиты на сравнительно небольшой площади только в юго-западной части впадины в районе селения Чакаб (20×25 км). Простираание вулканогенных толщ изменчивое – в северной и центральной частях оно субширотное, на западе и востоке – субмеридиональное и северо-восточное. Мощность вулканитов 800 м. Они перекрываются красноцветными песчаниками и алевролитами. Субвулканические образования отмечены в западной и центральной частях в виде изометричных и линзовидных мелких массивов.

Интрузивные тела субвулканических гранитов комплекса Булгоджа развиты в южной части впадины в ассоциации с вулканитами кислого состава, однако они отмечены также и среди толщ смешанного средне-кислого состава. Внутренняя структура падьи Гурзанак слабо изучена. С большой долей условности можно говорить о кольцевом размещении гранитов в ее южной части (диаметр “кольца” 30 км) и образовании их линейно-вытянутых ареалов вдоль юго-восточной границы (протяженность ~50 км) и далее за ее пределами на северо-восток в район селения Тайвара.

Наиболее характерные разломы – север-северо-восточные, хотя заметную роль играют и север-северо-западные.

Из других особенностей этой структуры следует отметить наличие основных вулканитов в составе подстилающих нижнемеловых толщ и широкое распространение в ее восточной части миоценовых даек диабазов комплекса Фарахруд.

Магматический ареал Фарах. Находится в южной части блока Шинданд. Здесь, среди верхнечетвертичных и современных отложений наблюдаются останцы и более широкие поля пологопадающих (10-20°) нижнемеловых толщ, прорванных в районе г. Фарах мелкими интрузивными телами позднемеловой-палеоценовой габбро-диорит-сиенитовой формации (комплекс Фарах).

Ареал этих интрузивных массивов имеет форму овала, ориентированного удлинением в широтном направлении (размеры 70×40 км). Характер пространственного расположения интрузивных тел ареала Фарах позволяет с большой долей условности говорить о наличии здесь еще одной кольцевой магмоконтролирующей структуры. Предполагается, что центральная часть ареала совпадает

по площади с куполовидной структурой кристаллического основания, что вытекает из характера адекватного залегания здесь нижнемеловых отложений. В таком случае, возможно, что магмоконтролирующей структурой этого ареала явились зоны кольцевых разломов, обрамляющих эту куполовидную структуру.

Интересно, что в восточной части этого кольца выявлены также выходы эоцен-олигоценовых вулканитов, представляющих скорее всего реликты эродированных вулканогенных толщ, занимающих ранее более широкие площади. В пределах “кольца” южнее г.Фарах отмечены также небольшие поля раннемеловых вулканитов основного состава.

Вулкано-плутонический блок Тайвара

Блок Тайвара (403) выделен в зоне Харутруд прогиба Фарахруд. Представляет собой линейно-вытянутую наложенную структуру, сложенную раннемеловыми, эоцен-олигоценовыми и миоценовым магматическими образованиями. Их ареалы контролируются параллельными зонами разломов северо-восточного простирания Рудитаг и Гулистон (Кохи Мальмонд) в антиклинорной центральной части прогиба. На юго-западе блок Тайвара примыкает к полигональной впадине Гурзанак и обладает сходными с ней особенностями эоцен-олигоценового магматизма.

Миоценовые эффузивные образования комплекса Тайвара залегают на размытой поверхности эоцен-олигоценовых вулканогенных толщ. Они описаны в разрезе красной молласы, где эффузивно-туфовые образования чередуются с пластами красных туфоконгломератов, красных песчаников, конгломератов, гравеллитов и аргиллитов. Представлены оливковыми базальтами, андезибазальтовыми порфиритами, андезитами, реже кислыми вулканитами. В районе селения Панджао, далее на северо-восток в зонах отмеченных выше разломов А.Д.Старшининым описаны две вулканические постройки оливковых базальтов и лавобрекчий мощностью 60-70 м. Их возраст, по его мнению, среднечетвертичный(?).

Выводы

1. Блок Шинданд состоит из группы магмоконтролирующих наложенных палеогеновых впадин, сложенных континентальными вулканогенными – терригенными образованиями, налегающими несогласно на нижнемеловые толщи осадочного чехла прогиба Фарахруд.

2. Эволюция магматизма этих впадин контролировалась системой куполовидных поднятий, связанных со стабильной, более глубинной структурой основания блока Шинданд.

3. Вулкано-плутонический магматизм эоцен-олигоценового возраста обусловлен в основном зонами облекающих куполовидных поднятий разломов, что привело к образованию кольцевых и полигональных вулканических ареалов.

4. Кроме кольцевых разломов, важную роль в формировании этих ареалов играли продольные и поперечные разломы, с которыми связана определенная поперечная зональность вулканических кольцевых структур.

5. Массивы комагматичных интрузивных и субвулканических эоцен-олигоценых пород приурочены к периферийным частям вулканических кольцевых структур.

6. Интрузивные тела гранитоидов комплекса Булгоджа пространственно и генетически связаны главным образом с вулканитами кислого состава.

7. Кольцевой характер эоцен-олигоценых вулканогенных структур подчеркивается расположенном по контуру кольца коренных месторождений и проявлений, а также шлиховых ореолов полезных ископаемых, парагенетически связанных с интрузивными и субвулканическими образованиями.

8. Распространение эоцен-олигоценовой вулканно-плутонической ассоциации в данном регионе выходит за пределы прогиба Фарахруд на северо-запад в соседний альпийский блок Кишмаран, на север – в Средний Афганистан и платформу Северного Афганистана, на юго-запад – в альпийскую зону Аспаран и на юге – в зону Чагаи. Это позволяет считать магмоконтролирующую структуру блока Шинданд лишь фрагментом крупной трансрегиональной глубинной структуры сквозного типа.

4.2.2.

КАБУЛЬСКАЯ СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Кабульская структурно-магматическая область (VII) находится в центральной части Восточного Афганистана и совпадает по площади с территорией Кабульского массива. Последний имеет форму асимметричной линзы с более выпуклой восточной стороной. Ориентировка меридиональная, протяженность ~190 км при ширине до 70 км.

Массив обладает весьма сложным внутренним строением, благодаря своему структурному положению. По существу, он находится на главном “тектоническом перекрестке” Афганистана, располагаясь в месте сочленения структур с разнообразными геологическими и тектоническими особенностями своего развития. Это место так называемого стыка основной широтной структуры Среднего Афганистана, жестких стабильных блоков Центрально-Афганского и Нуристан-Памирского срединных массивов, прогиба Катаваз Сулейман-Киртарской области альпийской складчатости и широтного горстообразного блока Спингар. На самом севере, в районе Джубель-Сараджа, Кабульский массив “упирается” в зону разлома Панджшер, обрамляющего герцинскую складчатую систему с юго-востока.

Близкое географическое положение территории Кабульского региона к афганской столице сделало его предметом внимания многих исследователей, в том числе Г.Менесье [158], А.Лаппарана [156], Г.Андрицкого [136], В.И.Славина [84, 85], Н.М.Феруза [109] и др. В процессе геолого-съёмочных работ последних лет он изучался Ш.Ш.Деникаевым, В.П.Феоктистовым, Ю.И.Щербиной, И.М.Сборщиковым и др. Однако трактовка структурно-геологических позиций Кабульского массива, в том числе и советскими геологами, остается спор-

ставимых, по его мнению, с нижнекаменноугольными вулканогенными толщами Афгано-Северопамирской области герцинской складчатости. Как следствие — по аналогии с этими герцинидами были условно выделены для данного региона и соответствующие структурно-формационные комплексы (ордовик-девонский, нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-пермский и олигоценый в поясе Ташкупрук; в поясе Кунар выделены нижнепротерозойский, ордовик-девонский, нижнекаменноугольный, верхнепермско-триасовый и неогеновый комплексы). По данным А.Х.Кафарского и Ш.Абдулы, магматические образования представлены раннекаменноугольными спилит-диабазовой (комплекс Ташкупрук) и гипербазитовой (комплекс Вадуд) формациями, а также орогенным раннетриасовым гранитоидным комплексом Кунар. Такая интерпретация была принята и в изданной монографии [117] и отражена на всех картах геологического содержания, прилагаемых к ней.

По нашему мнению, кунарские граниты скорее всего, относятся, как это считал В.П.Феоктистов, к комплексу Лагман, а их образование связано с олигоценовым периодом тектоно-магматической активизации.

4.2.6.

СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В пределах структурно-магматической провинции Центрального и Восточного Афганистана выделяются два типа областей альпийской складчатости: Сулейман-Киртарская (IX-1) и Афгано-Восточноиранская (IX-2). Они представляют собой фрагменты региональных складчатых структур, большая часть которых находится за пределами Афганистана — в Пакистане и Иране.

Третья (Туркмен-Хоросанская область альпид) развита к северу от Герата и Чахчарана, в структурном плане связана с блоками Северо-Западного и Среднего Афганистана и в данном разделе не рассматривается.

СУЛЕЙМАН-КИРТАРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Сулейман-Киртарская область альпийской складчатости развита вдоль восточного обрамления Центрально-Афганского срединного массива. Ее территория занимает всю юго-восточную часть Афганистана. Западной границей этой структуры является зона Мукур-Чаманского разлома, восточной — контуры государственной границы страны. В ее пределах в Афганистане выделяются прогиб Катаваз и поднятие Хост-Матун. Кроме этого, согласно принятой в 1976 г. схеме тектонического районирования (А.Х.Кафарский и др.) к этой области альпийской складчатости условно были отнесены блоки Кабул и Спингар в качестве структур древнего основания. Эта схема была использована в качестве рабочего варианта в изданной в 1980 г. монографии [117], в том чис-

ле и при изложении раздела "Интрузивные породы". Однако в настоящей работе они описываются в группе стабильных массивов байкальской консолидации, магматизм которых имеет сходный характер.

Блок Катаваз

Блок (901) пространственно совпадает по площади с палеогеновым флишевым прогибом Катаваз. Это крупный синклиорий северо-восточного простирания, выполненный миогеосинклинальными терригенными отложениями большой мощности (более 5000-7500 м). Они интенсивно дислоцированы, но встречаются также и пологие брахиформные складки, которые характерны для центральной части прогиба. Среди тектонических нарушений преобладают разломы северо-восточного простирания. На космических снимках отчетливо фиксируется система субширотных (СЗЗ) разломов. Магматизм в указанном блоке весьма слабо развит, поскольку в целом это терригенный прогиб. Он представлен позднемиоценовыми-палеоценовыми маломощными эффузивными толщами, массивами эоценовых гипербазитов комплекса Матун, миоценовым комплексом малых интрузий Лораруд. К востоку от г.Газни отмечены раннечетвертичные вулканы комплекса Дашти-Навар.

В качестве структурно-магматического блока прогиб Катаваз не рассматривается ввиду незначительных масштабов проявления указанных магматических комплексов. Общая протяженность блока 600 км, ширина до 160 км.

Базитовый пояс Хост-Матун

Пояс Хост-Матун (902) расположен в восточной части страны в провинции Пактия. С севера граничит с протерозойским блоком Спингар широтного простирания, с запада – с блоком Катаваз. Восточная конфигурация пояса обусловлена границей страны.

Пояс приурочен к западной части крупного Сулейманова мегантиклинория меридиональной ориентировки, развитого главным образом на территории Пакистана. В строении этой территории наблюдается непрерывный, лишенный заметных несогласий, разрез известняково-сланцевых толщ от перми (возможно, карбона) до мела включительно. По мощности и составу этот разрез напоминает платформенный чехол блока Гильменд-Аргандаб. На различных пермских горизонтах и мезозойских толщах с резким угловым несогласием залегает геосинклинальный флишевый комплекс палеогена. Магматические образования этого пояса представлены массивами эоценовых гипербазитов комплекса Матун, внедрение которых связано с ранним этапом развития позднеальпийской складчатой области. Южнее г.Хост у самой границы с Пакистаном известен небольшой шток гранитоидов условно олигоценового возраста. А.Х.Кафарский (1976) выделил в западной части блока раннекаменноугольные вулканы в зонах тектонических чешуй.

Наиболее характерными для данного региона являются эоценовые гипербазиты Хост-Матунской группы. Гипербазитовые массивы располагаются в восточной части Пактийской провинции, представляя небольшую северную часть Восточно-Белуджистанского гипербазитового пояса (Моралев, 1970), протягивающегося сюда из района Кветты. В отличие от других аналогичных поясов на территории Афганистана эта зона не приурочена к границе крупных блоков, а осложняет осевую часть Сулейманова мегаантиклинория.

Гипербазитовые массивы района Матуна (Хоста) имеют штокообразную или линзовидную в плане форму шириной 3-6 и протяженностью 8-10 км. Пластообразные тела иногда достигают протяженности 25 км при ширине 2,5-3 км. Гипербазиты развиты среди вулканогенно-терригенно-карбонатных толщ палеозойского и мезо-кайнозойского возраста. Характерны тектонические контакты с вмещающими толщами и образование зон милонитизации и катаклаза типа меланжа(?).

АФГАНО-ВОСТОЧНОИРАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

В ее составе описаны лишь два небольших блока – вулканический пояс Аспаран (903) и блок Кишмаран (904), представляющие собой фрагменты Восточно-Иранского позднемелового вулканического пояса, расположенного большей частью за пределами западной границы Афганистана.

Вулканический пояс Аспаран

Находится у самой западной границы Афганистана, слагая клиновидную в плане структуру южнее 32-й параллели у оз. Хамуни Сабери. С востока пояс ограничен разломом

Аспаран северо-западного простирания. Магматизм вулканического пояса слабо изучен. Доорогенный комплекс представлен здесь верхнемеловыми вулканитами средне-основного состава, отнесенными к сериям Дорбанд и Карро. Они описаны в составе терригенно-карбонатных толщ. Вдоль зоны разлома развита полоса раннечетвертичных вулканов, а в западной части пояса известен небольшой массив миоценового гранодиоритового комплекса Насрку.

Блок Кишмаран

Связан с клиновидным в плане поднятием, расположенным в западной части Афганистана между структурами Среднего Афганистана и прогибом Фарахруд. Его границы

составляют соответственно разломы Карганау на севере и Кишмаран на юго-востоке. Складчатый комплекс представлен верхнемеловыми карбонатно-терригенными толщами, трансгрессивно залегающими на триас-нижнемеловых отложениях основания. Простирание структуры основания субширотное, верхне-

меловых толщ – субмеридиональное и северо-восточное. С выходами комплексов основания ассоциируют массивы гранитоидов, условно отнесенных к раннему мелу (комплекс Калаярак), по аналогии с развитым восточнее в Среднем Афганистане раннемеловым комплексом Хазорсанг. В палеогеновых впадинах развиты краснокаменные вулканиты эоцен-олигоценового возраста, андезитбазальтового состава. По своему структурному положению и вещественному составу они аналогичны вулканитам базальт-андезит-риолитовой группы формаций блока Шинданд, что позволило нам отнести их к продуктам единой магмоконтролирующей структуры сквозного типа (1972).

4.3. ГЕРИРУД-ЦЕНТРАЛЬНО-БАДАХШАНСКАЯ СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Герируд-Центрально-Бадахшанская шовная структура приурочена к системе трансрегиональных разломов, разделяющих провинции Северо-Западного Афганистана и Центрального – Восточного Афганистана. Она простирается от западной границы Афганистана в широтном направлении через бассейны рек Герируд и Горбанд до района Бамиан-Чорикара. Далее простирается северо-восточным и она описывает плавную дугу через бассейны рек Панджшер и Кокча, после чего приобретает меридиональную ориентировку в Центральном Бадахшане.

Отмеченные разноориентированные поперечные фрагменты этой шовной провинции отличаются своими магматическими и тектоническими особенностями и в принципе выделяются в качестве отдельных линейных структурно-магматических областей:

Герируд-Горбандская (широтная);

Панджшер-Кокчинская (северо-восточная);

Центрально-Бадахшанская (Шева-Нахчипарская, меридиональная).

Герируд-Центрально-Бадахшанская трансрегиональная структура считается В.И.Дроновым [71] и И.М.Сборщиковым [82] продолжением на территорию Афганистана киммерид Южного Памира.

В.М.Чмырев и К.Ф.Стажило-Алексеев (1975) отнесли ее к категории унаследовано-наложенных вулканических поясов сквозного типа, уходящих на северо-восток в Памирские структуры Таджикистана.

берегу р.Пяндж развита среди протерозойских метаморфических толщ, а в районе селения Часнуд они прорывают эоцен-олигоценовые вулканиты.

Еще одна группа гранитоидных тел развита на юге зоны Шева, в основном среди кембрийских отложений. Гранитоиды комплекса Шева сопоставлялись В.М.Моралевым с Ванч-Язгулемским комплексом Центрального Памира.

Гранитоиды комплекса Багорак развиты вдоль сочленения зоны Нахичпар и Южный Бадахшан. Они имеют характер межформационного плутона и сопоставимы с гранитами Памирско-Шугнанского комплекса Южного Памира (Месхи, 1963). Их описание приведено в составе зоны Южный Бадахшан. Миоценовые дайки диабазовых порфиритов описаны в бассейне р.Кокча среди эоцен-олигоценовых вулканогенных толщ.

4.4. МАГМАТИЗМ ОБЛАСТЕЙ ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВОЙ АВТОНОМНОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Ведущую роль в образовании магматических формаций значительной части территории Афганистана играет период тектоно-магматической активизации, связанный с мощными горообразовательными движениями, охватившими данный регион в конце палеогена-неогена. Орогенические и сопутствующие им магматические процессы привели к образованию ряда новых типов структурно-магматических областей, которые, как правило, имеют трансрегиональный сквозной характер. Наиболее мощное проявление магматизма в связи с орогеническими процессами имело место в эоцен-олигоцене.

Выделяются две стадии развития этого периода тектоно-магматической активизации:

эоцен-олигоценовая, с которой связано образование наземной вулкано-плутонической ассоциации, включающей вулканогенную базальт-андезит-риолитовую группу формаций и комагматичную с ней олигоценовую формацию субвулканических гранитов. Ареалы этих магматических образований контролируются системами наложенных палеогеновых впадин;

олигоценовая, во время которой произошло формирование главной завершающей гранитоидной фазы батолитовой формации Центрального и Восточного Афганистана.

Синхронное проявление тектоно-магматических процессов в гетерогенных блоках земной коры, сопровождающихся образованием однотипных магматических формаций, указывает, по мнению М.А.Фаворской (1969), на принадлежность этих блоков к единым, объединяющих их глубинным структурам сквозного типа. Для их выявления на территории Афганистана нами были отдельно оконтурены площади, включающие крупные ареалы эоцен-олигоценовой наземной вулкано-плутонической ассоциации и олигоценовой формации батолитовых гранитов. В результате выделены две крупные структуры сквозного типа (рис. 31), представляющие области автономной активизации:

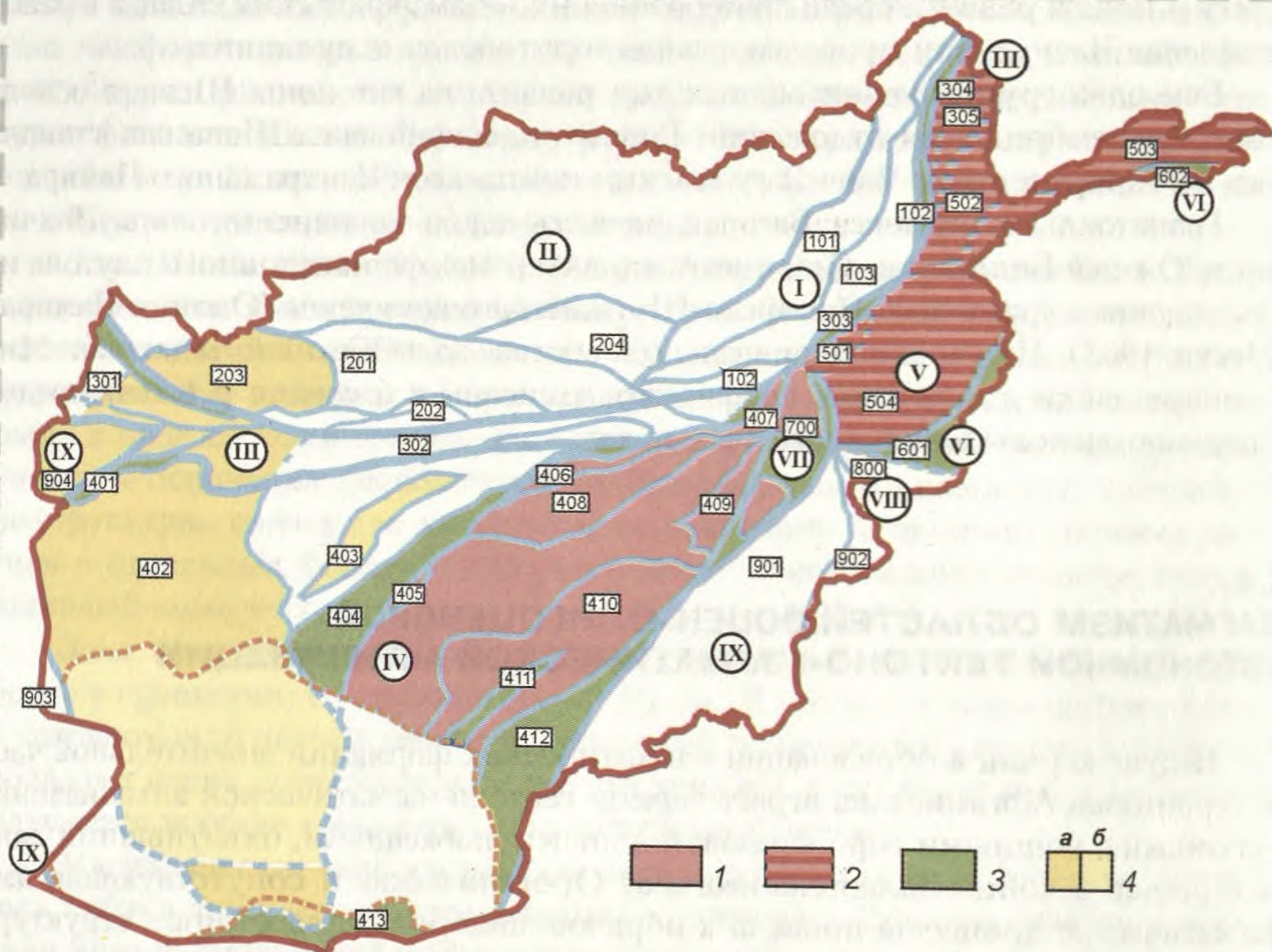


Рис. 31. Восточно-Афганская и Западно-Афганская области автономной активизации

1-2 – **Восточно-Афганская область** с ареалами олигоценовых гранитоидных комплексов батолитовой формации; региональные блоки поперечной зональности: 1 – Южный (поднятие Гильменд-Аргандаб и часть Кабульского массива), 2 – Северный (Нуристан-Памирский срединный массив и шовный блок Центрального Бадахшана); 3 – **вулканические пояса обрамления Восточно-Афганского мегаблока**: вдоль северо-западного контура – Хашруд (404), Хаджигек (фрагмент 302), Панджшер (303), Хазрет-Султан (102); вдоль юго-восточного контура – Тарнак (412), Альтимур (фрагмент 700), Кунар – Ташкупрук (601, 602); 4 – **Западно-Афганская область** эоцен-олигоценых вулканоплутонических образований наложенных континентальных впадин; площадь области: а – достоверная, б – предполагаемая; блоки подчиненных категорий и их номера на схеме блоковой зональности: Калай-Нау (203); Хазорсанг-Герат (фрагмент блока 302); Шинданд (402); Чагаи (фрагмент блока 413); Кишмаран (904).

Остальные усл. обозначения см. рис. 19

Западно-Афганская, контролирующая эоцен-олигоценые вулканоплутонические образования наложенных впадин;

Восточно-Афганская с ареалами олигоценых батолитовых гранитов в системе сводовых поднятий.

4.4.1.

ЗАПАДНО-АФГАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ НАЛОЖЕННЫХ ВПАДИН

Эоцен-олигоценые наземные вулканогенные образования и связанные с ними в отдельных случаях комплексы субвулканических гранитов развиты в основном в Центрально-Афганском срединном массиве. В меньшей степени они отмечены в Среднем Афганистане, Бадахшане, Северо-Афганской платформе, в Нуристан-Памирском блоке и др.

Наиболее крупная площадь трансрегиональных ареалов эоцен-олигоценых вулканогенных образований выделена в западной части Афганистана. Пространственно и генетически эти ареалы связаны с системой наложенных континентальных палеогеновых впадин, терригенно-вулканогенного типа. Их распространение охватывает в основном всю западную часть прогиба Фарахруд (блоки Шинданд, Анордара, Фарах), выходит за пределы этих блоков на север в структурах блока Герируд-Горбанд Среднего Афганистана в районе г. Герат и хр. Хазор Санг и продолжается далее в блоке Мургаб-Герируд Северо-Афганской платформы (район Сабзак-Калай-Нау). Проведенные условно линейные контуры, объединяющие все эти ареалы площади, вырисовывают крупную вытянутую в меридиональном направлении полигональную структуру, выделенную нами как Западно-Афганская область. Она протягивается вдоль западной границы страны, занимая территорию, ограниченную по горизонтали (в грубом варианте) параллелью $35^{\circ}20'$ на севере. Вопрос о проведении южной границы области окончательно не решен, однако мы считаем возможным в эту структуру условно включить и ареалы развития вулканогенных образований Регистанской эоцен-олигоценовой серии района хр. Чагаи, на самом юге страны. Восточная ее граница условно проводится между меридианами 63 и 64° на разных участках, а на западе ее контуры очерчены государственной границей Афганистана, либо системой разломов северо-западного и северо-восточного простирания, граничащих с областью альпийской складчатости Восточного Ирана. Общая площадь этой трансрегиональной области составляет около $11\ 000\text{ км}^2$ (см. рис. 31).

Континентальные вулканогенно-терригенные впадины Западно-Афганской области приурочены к системе неглубоко залегающих (в прогибе Фарахруд, по данным немецких геологов, до 2000 м) куполовидных структур древнего фундамента, имеющих тенденцию к поднятию (блоки Шинданд, Анордара в Фарахруде и Калай-Нау в блоке Мургаб-Герируд) и др.

Формирование вулканогенных толщ контролировалось на данной территории в основном облекающими куполовидные поднятия разломами, что привело к образованию мегакольцевых и полигональных вулканических ареалов. Они характерны для блоков Шинданд, Анордара, Гурзанак и Калай-Нау. Кроме кольцевых разломов, важную роль в формировании вулканических ареалов играли широтные и северо-восточные разломы. С последними связана

определенная поперечная зональность состава кольцевых и образование линейных вулканических ареалов. Массивы субвулканических гранитов (комплекса Булгоджа) пространственно и генетически связаны с вулканитами кислого состава. Встречаются в пределах этой сквозной структуры лишь в блоках Анордара и Шинданд, прогиба Фарахруд. Для мегакольцевого ареала Калай-Нау (Мургаб-Герирудского блока) они не характерны.

Массивы интрузивных и субвулканических пород приурочены, как правило, к периферийным частям кольцевых структур. Кольцевой характер эоцен-олигоценых вулкано-плутонических структур подчеркивается также расположением по их контуру коренных месторождений и проявлений, а также шлиховых ореолов полезных ископаемых, парагенетически связанных с интрузивными и субвулканическими образованиями.

Внутреннее строение Западно-Афганского сквозного мегаблока обусловлено структурно-геологическими особенностями включенных в его состав тектонических структур земной коры.

В целом магматическую область Западного Афганистана можно разделить на ряд поперечных блоков подчиненных категорий. Один (Шинданд) охватывает область неглубокого залегания кристаллического основания в прогибе Фарахруд. Другой представлен обнажающимися на поверхности куполовидными структурами протерозоя горст-антиклинория Среднего Афганистана (районы г.Герата, хр.Хазор Санг). Третий – это сложно построенная структура, включающая систему куполов герцинского основания платформы и область наметившегося поднятия в верхнемеловых-палеоценовых платформенных отложениях блока Мургаб-Герируд в районе г.Калай-Нау.

Характер эоцен-олигоценовой магматической деятельности этих подчиненных структур при своей синхронности отличается в той или иной степени вещественным составом и формой проявления.

Учитывая наличие в самой южной части Афганистана в районе хр.Чагаи эоцен-олигоценых континентальных вулканических формаций (вулканогенная серия Регистан и субвулканические граниты комплекса Спинбулдак), можно предположить продолжение мегаблока на юг до северных склонов хр.Чагаи (четвертый поперечный блок?).

Подобная интерпретация была принята ранее (Чмырев, Стажило-Алексеев, 1976) при металлогегическом районировании. Мы считаем возможным сохранить этот вариант трактовки контуров Западно-Афганской области и в настоящее время, хотя отдаем себе отчет в некоторой спорности этого решения.

Данная область в целом во многом схожа по своим геологическим и структурно-магматическим особенностям (главным образом в своей Шинданд-Чагайской южной части) с глыбой Лут в Иране или, что вполне возможно, является одним из ее фрагментов.

Структурные особенности площадей Западно-Афганской области и глыбы Лут в какой-то степени просматриваются на цветных орографических картах Среднего Востока масштаба 1:10 000 000 (карты составлены на основе космических съемок и представлены в ГИС-системе Карта-2000).

С учетом цветовых и фототональных различий отдельных элементов этих территорий здесь выделяется целая группа соподчиненных блоковых структур изометричных очертаний, имеющих в плане виды округлых куполов или кольцевых систем различного диаметра (от 40-50 до 100 км). Они группируются иногда в крупные изометричные сводово-глыбовые поднятия локального порядка диаметром до 300 км.

На площади Западно-Афганской области вырисовываются описанные выше мегакольцевые вулканоплутонические структуры Шинданда. В то же время в южной части, в Сеистанской впадине, сквозь выполняющие ее неоген-четвертичные отложения отчетливо "просвечивает" ряд пространственно сопряженных концентрических структур купольного типа, среди которых и магматогенный купол вулкана Ханнешин. Последний характеризуется на карте наличием в своей центральной части выступа вулканического аппарата. Подобные же выступы (иногда едва заметные) отмечены и в других наблюдаемых на карте купольных (кольцевых?) структурах этого района.

Интересно, что на иранской стороне в сопредельных районах глыбы Лут выделяются такого же типа купольные (кольцевые?) структуры и также, зачастую, с наличием своеобразных центральных выступов, напоминающих вулканические аппараты. По-видимому, генетические особенности этих купольных структур весьма сложные и они связаны с различными многоэтапными тектоно-магматическими процессами. Первичная природа куполов, по нашему мнению, в той или иной степени обусловлена реликтовыми структурами древнего основания, однако, впоследствии в их формировании большую роль сыграли вулканоплутонические процессы мезо-кайнозойской активизации. Следует отметить, что наблюдаемая в настоящее время форма (и, вероятно, также и внутреннее строение) купольных и кольцевых структур во многом обусловлена уровнем их эрозионного среза, который кажется значительным. Вероятно, при более детальном анализе этих структур (особенно с помощью компьютерного дешифрирования космических снимков более крупного масштаба) могут быть получены интересные данные для решения коррелятивных задач и вопросов картирования, определения природы и строения наблюдаемых купольных структур.

Примечательно, что контуры Западно-Афганской области являются трансрегиональными и охватывают площади, относящиеся ко всем трем выделенным нами главным мегаструктурам – Центрального и Восточного Афганистана, Северо-Западного Афганистана и шовной Герируд-Центрально-Бадахшанской. По нашему мнению, область, с одной стороны, включает в себя реликты жесткой структуры древней консолидации, подобные глыбе Лут, а с другой – представляет структуру иного типа, образование которой связано с орогенными движениями мезо-кайнозоя и сопутствующими им процессами автономной тектоно-магматической активизации конца палеогена и неогена.

Данная структура является поперечной для широтных простираний альпийского Евро-Азиатского пояса в целом и по А.Д.Щеглову [132] может быть выделена в качестве особого типа области автономной тектоно-магматической

активизации. По своей природе она не вписывается в систему выделенных соподчиненных региональных структур Афганистана.

Здесь хотелось бы отметить только ряд ее главных отличительных особенностей:

- вулкано-плутоническая область представляет собой поперечную субмеридиональную тектоно-магматическую структуру сквозного типа, образование которой связано с процессами эоцен-олигоценовой автономной активизации;

- ее формирование контролировалось системой наложенных континентальных впадин, приуроченных к областям относительных поднятий в гетерогенных блоках;

- характерной особенностью вулкано-плутонической области Западного Афганистана является наличие мегакольцевых и полигональных ареалов эффузивно-интрузивных пород, контролируемых конфигурацией разломной и блоковой тектоники купольных структур древнего основания и более молодых подстилающих отложений;

- кольцевой характер вулканогенных ареалов подчеркивается приуроченностью к их периферийным частям комагматичных интрузивных и субвулканических образований, а также, связанных с ними месторождений и проявлений полезных ископаемых;

- выделенная вулкано-плутоническая область Западного Афганистана, по мнению В.М. Чмырева (1980), является аналогом (или восточным продолжением) вулкано-плутонического пояса Урмия-Духтар Восточного Ирана, что в целом определяет перспективы данной территории на поиски медно-порфировых и медно-молибденовых месторождений иранского типа.

4.4.2.

ВОСТОЧНО-АФГАНСКАЯ ОБЛАСТЬ АВТОНОМНОЙ АКТИВИЗАЦИИ С АРЕАЛАМИ ОЛИГОЦЕНОВОЙ БАТОЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Восточно-Афганская область представляет собой сводово-глыбовое поднятие, состоящее из системы сопряженных пространственно гетерогенных блоков байкальской консолидации (Гильменд-Аргандабское поднятие, Нуристан-Памирский срединный массив, блоки Пагман, Кабул и др.), а также блоков Шева-Нахчипар киммерийской консолидации.

Общими для всех этих структур является их синхронная автономная тектоно-магматическая активизация в олигоцене в связи с мощными горообразовательными процессами, охватившими всю территорию Афганистана с образованием крупных ареалов гранитоидов батолитовой формации.

Восточно-Афганская область пересекает всю страну в северо-восточном направлении от Сеистанской пустыни на юге через бассейны рек Гильменд и Аргандаб, районы Кабула, Нуристана, Бадахшана и Вахана до северо-восточ-

ных границ Афганистана, затем уходит на территорию Таджикского Памира и далее на восток в горные системы Кара-Корума. Общая протяженность области в пределах Афганистана ~1000 км, при ширине 120-180 км (см. рис. 31).

В целом эта область автономной тектоно-магматической активизации имеет диагонально-поперечный характер для широтного Средиземноморского альпийского пояса.

Продольные контуры области обусловлены системами краевых глубинных разломов, обрамляющих включенные в его состав региональные блоки соответственно с запада-северо-запада и востока-юго-востока. Южная ее граница скрыта под неоген-четвертичными отложениями Сеистанской пустыни южнее Кандагара. Некоторые исследователи (В.И.Славин, И.М.Сборщиков) допускают продолжение этой структуры на юго-запад вплоть до района хр.Чагаи.

Внутреннее строение Восточно-Афганской области обусловлено тектоническими и геологическими особенностями, а также характером магматизма составляющих его блоков региональных категорий и, во многом, системами пересекающихся разноориентированных тектонических нарушений.

Описание магматических и структурных особенностей этих региональных блоков приведено в предыдущих разделах. Ведущую маγμαконтролирующую роль в образовании комплексов олигоценых батолитовых гранитов в целом играют структуры (блоковые и разломные) северо-восточного и меридионального простирания за исключением зоны Вахан, где такое же значение имеют субширотные линейные блоки и разломы. Как следствие, общее простирание гранитоидных ареалов в основном север-северо-восточное (в Вахане – субширотное).

Структурно-морфологические типы ареалов интрузивных тел в принципе представлены двумя основными группами.

Первая – характеризуется наиболее распространенными линейно-вытянутыми (как правило межформационными) плутонами в зонах разломов (в том числе и краевых) северо-восточного и субмеридионального простирания (батолиты Даразгол, Алингар, Багорак и др.).

Вторая группа представлена штокообразными изометричными и овальными в плане массивами древних куполов и антиклинорных структур (массивы Гильменда, Газнийско-Кабульской группы и др.).

В продольном направлении для Восточно-Афганской области устанавливается довольно четко выраженная поперечная зональность. Она обусловлена различным ступенчатым уровнем воздымания слагающих ее региональных блоков, которая увеличивается с юго-запада на север-северо-восток. Эти блоки отличаются соответственно различным уровнем выведенных на дневную поверхность структурно-формационных комплексов (как древнего основания, так и осадочного чехла), а также характером магматизма и метаморфизма.

Важными для формирования поперечной структурно-магматической блоковой зональности поднятия Восточного Афганистана являются системы широтных и субширотных разломов, которые зачастую представляют собой скрытые разломы фундамента сквозного типа.

Особую роль в формировании поперечных блоков играет Главная широтная структура Афганистана, проходящая по линии Герируд–Горбанд–Кабул–Спингар. Это трансрегиональная шовная зона делит описываемое сводово-глыбовое поднятие на два крупных поперечных блока.

Южный – представлен поднятием Гильменд-Аргандаб (включая часть блока Кабул); относится по общепринятой в свое время схеме тектонического районирования данного региона (В.Е.Хаин, В.И.Славин, И.М.Сборщиков) к Афгано-Пакистанскому сектору.

Северный – большая часть мегаструктуры, включающий блоки Нуристан, Южный Бадахшан, Вахан и др., принадлежит (по этой же схеме) к Памиро-Гималайскому сектору. Он характеризуется резким уровнем воздымания по сравнению с южным блоком.

Развитые параллельно с Центральной шовной зоной региональные системы субширотных разломов делят эти две выделенные структурные части на более мелкие поперечные блоки третьего регионального порядка, которые имеют тенденцию к ступенчатому погружению с север-северо-востока на юг-юго-запад. Возможно, это указывает на длительный период постоянно развивающихся с севера на юг процессов воздымания, начавшихся в более ранние эпохи (на рубеже перми и триаса?) в северной, Бадахшан-Памирской, части данной мегаантиклинорной структуры.

Характерной особенностью зон краевых разломов, обрамляющих сводово-глыбовое поднятие Восточного Афганистана, является приуроченность к ним вулканических поясов. Они связаны с палеозойскими складчатыми поясами (на севере) и раннемеловыми наложенными прогибами (на юге). Типы и возрасты вулканических поясов обусловлены существующей поперечной блоковой зональностью сводово-глыбового поднятия, хотя линейно как в северо-западных, так и в юго-восточных границах они образуют единые пояса.

4.5.

ТРАНСРЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОЛИЦИКЛИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В настоящем разделе сделана попытка с учетом установленной структурно-магматической зональности систематизировать полученную информацию по трансрегиональным вулканическим поясам складчатых областей Афганистана. Слагающие их системы соподчиненных вулканических поясов более мелкого порядка описаны в предыдущих главах.

Вопросы, касающиеся в той или иной степени вулканических поясов Афганистана, служили предметом внимания многих исследователей. Чаще всего, определенные данные о них содержатся в обобщающих сводках по геологии и тектонике восточной части Евразийского альпийского пояса, но в ряде случаев эти сведения относятся только к нашему афганскому региону. Информацию по вулканическим поясам Афганистана можно почерпнуть в работах В.Е.Хаина,

4.5.2.

СКЛАДЧАТЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА КРАЕВЫХ РАЗЛОМОВ, ОБРАМЛЯЮЩИЕ СВОДОВО-ГЛЫБОВОЕ ПОДНЯТИЕ ВОСТОЧНОГО АФГАНИСТАНА

К системе краевых разломов приурочены наиболее характерные представители этой категории вулканических поясов, обрамляющих сводово-глыбовое поднятие Восточного Афганистана с запад-северо-запада и восток-юго-востока. В северной, Нуристан-Памирской части этого поднятия они связаны с палеозойскими прогибами. В южной Гильменд-Аргандабской части вулканические пояса приурочены к раннемеловым наложенным прогибам. Такая поперечная зональность этих поясов связана с дифференцированными по времени и интенсивности вертикальными движениями структур. Типы и возрасты вулканических поясов обусловлены существующей поперечной блоковой зональностью сводово-глыбового поднятия, хотя совпадая линейно как в северо-западных, так и в юго-восточных границах они образуют единые пояса.

Система трансрегионального пояса, развитого вдоль запад-северо-западной границы поднятия состоит из нескольких поперечных фрагментов (с юго-запада на северо-восток) – Хашрудского, Хаджигекского, Панджшерского и Хазрет-Султан-Бамианского. В большей своей части они являются региональными поясами. Вулканический пояс Хашруд приурочен к зоне разлома Гильменд, разделяющего поднятие Гильменд-Аргандаб и наложенный прогиб Фарахруд. Протяженность пояса ~450 км, ширина – до 65 км. Сложен он раннемеловыми эффузивами серии Навзод, массивами гипербазитовой и габбро-платиогранитовой формаций. Хаджигекский фрагмент представлен позднепротерозойскими метадиабазами серии Калу. Панджшер-Пянджский отрезок включает герцинские каменноугольно-пермские вулканогенные и интрузивные формации. Они представляют региональный вулканический пояс Хазрет-Султан-Бамиан, приуроченный к зоне Центрально-Бадахшанского глубинного разлома.

Другой, вулканический трансрегиональный пояс, протягивающийся в зонах краевых разломов вдоль восточно-юго-восточной границы сводово-глыбового поднятия также сложен из нескольких поперечных звеньев. Он объединяет Тарнакский, Альтимурский и Кунар-Ташкупрукский (отрезки). Пояс Тарнак приурочен к раннемеловому наложенному прогибу в зоне стыка поднятия Гильменд-Аргандаб и блока Катаваз (область альпийской складчатости). Протяженность его 400 км, ширина – до 90 км. Магматические образования пояса Тарнак представлены преимущественно раннемеловыми диабаз-андезитовой и гипербазитовой формациями. Отмечены эоценовые гипербазиты, эоцен-олигоценные вулканические и субвулканические образования наземных базальт-андезит-дипаритовой группы формаций, а также раннечетвертичные эффузивно-туфовые породы Дашти-Наварской серии.

Альтимурский фрагмент приурочен к зоне одноименного разлома, развитого вдоль юго-восточной границы блока Кабул. Представлен поздне триасовыми, раннемеловыми и эоценовыми офиолитами.

Вулканический пояс Кунар-Ташкупрук развит вдоль восточной границы Нуристан-Памирского блока. Сложен раннекаменноугольными (?) вулканогенными диабазовой формации и массивами серпентинитов, характеризующими палеозойский (герцинский?) этап развития этой структуры. В этом фрагменте не исключено наличие и меловых магматических комплексов тарнакского типа.

Пояс Кунар-Ташкупрук может иметь в южном направлении и другое продолжение – вдоль восточной части прогиба Катаваз. Здесь в Пактийской провинции в районе Хост-Матуна (альпийская складчатая область) отмечены эоценовые гипербазиты, представляющие северную часть трансрегионального Восточно-Белуджистанского пояса, протягивающегося сюда, по данным В.М. Моралева, из района Кветты. В структурном плане он приурочен к осевой части Сулейманового мегаантиклинория и в северо-восточном направлении совпадает по простиранию с поясом Кунар-Ташкупрук, хотя они и разделены блоком Спингар.

Таким образом, шовные вулканические пояса в какой-то степени пространственно повторяют (подчеркивают?) поперечную зональность сводово-глыбового поднятия Восточного Афганистана. Это, вероятно, свидетельствует о зависимости времени их формирования (их возраста) от времени становления отдельных поперечных фрагментов поднятия.

Формирование этих трансрегиональных магматических поясов в условиях растяжения на границах региональных поднятий и прогибов происходило с палеозоя в связи с началом воздымания сводово-глыбовой Восточно-Афганской структуры в северной части Афганского Бадахшана и на Памире. Оно продолжалось в мезо-кайнозое с развитием в южном направлении процессов воздымания, что и обусловило скользящее омоложение (от карбона до эоцена-олигоцена) возраста вулканических поясов подчиненных категорий, обрамляющих региональные блоки этой области автономной активизации.

5.3.3.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ С МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ АВТОНОМНОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ОБЛАСТЕЙ РАЗНОВОЗРАСТНОЙ КОНСОЛИДАЦИИ

Учитывая закономерности временного и пространственного размещения эндогенной минерализации, связанной в той или иной степени с процессами тектоно-магматической активности в Афганистане, можно выделить две подгруппы металлогенических зон этой группы с минерализацией, связанной:

- с мел-палеогеновым периодом активизации;
- с неоген-четвертичным периодом активизации.

Вторая подгруппа выделяется только в тех местах, где неогеновая минерализация играет ведущую роль, так как во многих случаях наблюдается ее наложение на зоны, для которых типична минерализация более древнего возраста.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ С МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОГО ПЕРИОДА АКТИВИЗАЦИИ

Металлогенические зоны этого типа образуют две пространственно разобщённые группы в области байкальской складчатости. Одна из них приурочена к стабильным блокам, выступающим в качестве поднятий почти на протяжении всей своей геологической истории. Другая группа ассоциируется с наложенными вулканогенными впадинами в районах неглубокого залегания фундамента раннемеловых прогибов Западного Афганистана.

Металлогенические зоны стабильных блоков группируются в линейно-вытянутую полосу шириной 150-170 км и протяженностью более 1000 км, слагая единый Хазараджат – Нуристан – Южнопамирский пояс. Он простирается в северо-восточном направлении через всю территорию страны от районов Сейстанской пустыни, Кандагара и Аргандаба на юге, в Нуристан и Южный Бадахшан на северо-востоке, уходя далее за пределами Афганистана на территорию Памира в Таджикистане. Пространственно этот металлогенический пояс совпадает с Восточно-Афганской областью автономной активизации с ареалами гранитоидов олигоценовой батолитовой формации.

Выделяются Аргандабская, Гильмендская, Нуристанская, Южно-Бадахшанская, Ваханская металлогенические зоны. К этой группе относится и Центральнo-Бадахшанская металлогеническая зона, минерализация которой связаны в основном с олигоценовыми гранитами, в том числе и с батолитом комплекса Багорак (в его западной экзоконтактовой зоне).

Металлогенические зоны наложенных впадин характеризуют область автономной активизации Западного Афганистана, где связаны с площадями развития эоцен-олигоценовых вулкано-плутонических образований. Они представлены Шинданд-Кишмаранской зоной (в прогибе Фарахруд) и зоной Шуравак-Чагаи (в прогибе Дарируд).

Аргандабская металлогеническая зона

Занимает юго-восточную часть поднятия Гильменд-Аргандаб и представляет собой удлиненную в плане линзу протяженностью ~450 км и шириной до 70 км. Общее прости-

рание блока северо-восточное. Его границы тектонические – на северо-западе с Тиринской зоной, на юго-востоке с прогибом Тарнак.

В геологическом строении блока участвуют выступы древнего основания, значительно перекрытые (особенно в юго-восточной части) платформенным чехлом, включающим отложения от венда до нижнего мела в карбонатно-терригенных и малассоидных фациях. Отмечены кайнозойские континентальные вулканогенно-терригенные отложения. В блоке развиты интенсивные складчато-разрывные дислокации. Угол наклона слоев осадочного чехла не превышает 20-30°. В связи с мезо-кайнозойской тектоно-магматической эпохой образовались раннемеловые, позднемеловые-палеоценовые, эоцен-олигоценовые, олигоценовые, миоценовые и четвертичные магматические формации и комплексы.

Зона обладает весьма своеобразными особенностями эндогенной минерализации, благодаря контролируемому оруденению, сложному многоэтапному магматизму, мощной разломной и блоковой тектонике, литологической пестроты вмещающих интрузивные массивы толщ, различного уровня эродированности отдельных блоков, что, вероятно, связано в некоторой степени с краевым положением блока Аргандаб в системе Центрально-Афганского срединного массива. Выделяется несколько этапов минерализации, связанных с основными этапами мезо-кайнозойской (главным образом кайнозойской) активизации. Рудная минерализация накладывалась многократно в пределах одних и тех же рудоконтролирующих структур (блоков, разломов), что во многом затрудняет выделение генетических типов и рудных формаций, их привязку к конкретному магматическому комплексу или этапу рудообразования.

С некоторой условностью можно говорить о следующих общих закономерностях формирования и распространения эндогенной минерализации в пределах Аргандабской металлогенической зоны. Оруденение в зоне связано с процессами тектоно-магматической активизации, находясь во многих случаях в парагенетическом родстве с известными в данном блоке магматическими комплексами. На особом месте стоит группа телетермальных флюорит-полиметаллических месторождений (Бахуд и др.), которые не обнаруживают связи с магматизмом.

Минерализация различных этапов тектоно-магматической активизации представлена комплексными скарновыми, скарново-гидротермальными, гидротермальными рудами, содержащими олово, вольфрам, висмут, железо, медь, свинец, цинк, золото, бор и носит в целом сквозной характер. Притом олово, вольфрам, висмут, особенно грейзенового и жильного кварц-касситеритового и кварц-вольфрамитового типов, характерны только для олигоценового периода активизации.

Оруденение скарнового и гидротермального типов ассоциирует главным образом с экзоконтактовыми зонами интрузивных массивов позднемелового-палеоценового и олигоценового возраста.

Важную рудоконтролирующую роль играют системы субмеридиональных и субширотных разломов и особенно места их пересечений, которые часто могут рассматриваться в качестве рудных узлов. Кроме того, интенсивность наблюдаемого оруденения различных генетических типов и рудных формаций зависит от вещественного состава и условия залегания вмещающих пород, а также уровня эрозионной проработки интрузивных массивов. Все это вместе взятое создает в Аргандабской металлогенической зоне сложную мозаику в распределении эндогенной минерализации. В то же время при более детальном анализе в этой же зоне установлены рудоносные площади подчиненных категорий (подзоны, рудные районы). Выделяются Газнийская и Кандагарская металлогенические подзоны, которые охватывают площади соответствующих им структурно-магматических блоков и в пределах которых определены рудные районы.

Вардакский редкометалльный рудный район

Рудный район (20) расположен к северо-востоку от впадины Дашти-Навар в составе Газнийской подзоны. Его площадь сложена протерозойскими и палеозойскими толщами, прорванными массивами олигоценых гранитов комплекса Аргандаб. Большинство тектонических нарушений здесь имеют северо-восточное простирание. Район относится к категории со сложной разновозрастной минерализацией.

Выделяются две разновозрастные группы проявлений. Одна из них древняя (байкальская) представлена проявлениями мусковита (55/500-III) (*формация мусковитовых пегматитов*) и графита (183/501-III) (*метаморфогенная графитовая формация*). Они пространственно ассоциируют с протерозойскими толщами.

Проявление мусковита не представляют интереса из-за низкого качества и незначительного количества сырья.

Проявление графита связано с протерозойскими мраморами. Полоса графитосодержащих мраморов имеет ширину 200-250 м и протяженность 500-600 м. Содержание графита на отдельных участках составляет 3-8%.

Вторая группа проявлений (вольфрам, молибден, бериллий) связана с массивами олигоценых гранитоидов. Проявления относятся к скарново-шеелитовой и гидротермальной кварц-шеелитовой формациям.

Скарново-шеелитовая формация представлена мелким проявлением (69/500-III). Скарны кварц-гранатового состава несут вкрапленность и гнезда шеелита. Размер линз 70×(3-6) и 18×2 м. Содержание трехокси вольфрама в пробах составляет 0,11-0,46%.

Кварц-шеелитовая формация (проявление 70/500-III) представлена системой кварцевых жил и прожилков среди гранитов на площади 1×(0,2-0,06) км с вкрапленностью и гнездами шеелита. Содержание трехокси вольфрама составляет 0,06-0,46%.

Проявление молибдена (188/500-I) и бериллия (176/500-I) связаны с редкометалльными пегматитами. Содержание молибдена в пегматитах колеблется

от 0,2 до 1-2%. Кристаллы берилла в пегматитах (176/500-I) встречаются в единичных случаях.

Необходимо отметить широкое развитие шеелита и висмута в аллювиальных отложениях данного района.

В целом Вардакский район может оказаться перспективным на вольфрам. Более интересными здесь кажутся проявления скарново-шеелитовой формации.

Урузганский оловянно-вольфрамовый рудный район (21)

Рудный район (21) расположен в верховьях р. Аргандаб и сложен преимущественно олигоценowymi гранитоидами комплекса Аргандаб, прорывающими палеозойские и триасово-юрские терригенно-карбонатные толщи. Отмечены массивы позднемелового-палеогенового комплекса малых интрузий габбро-диоритов, граносиенитов, сиенитов.

Мощно развита разломная тектоника. Разломы имеют северо-восточное, меридиональное и близширотное с тенденцией к северо-западному простираению. Рудный район относится к категории сложных с разновозрастной минерализацией.

Ведущую роль в нем играет вольфрамовая и оловянная минерализация, второстепенную – висмутовая, медная, полиметаллическая и железорудная.

Проявления вольфрама относятся к скарновому и гидротермальному генетическому типу. Скарновый генетический тип объединяет проявления скарново-шеелитовой и скарново-зейригитовой формаций (рис. 37).

Вольфрамовая минерализация *скарново-шеелитовой формации* связана с экзоконтактовыми зонами массивов раннемеловых габбро-диоритов (130/500-III) и олигоценowych гранитов (176, 191, 192, 199/500-III). В первом случае повышенные концентрации вольфрама (0,08-0,12%) приурочены к зонам скарнов мощностью от 10-15 до 100-120 м и протяженностью 4,5 км. Состав скарнов – эпидот-гранатовый, волластонит-гранат-эпидотовый. Кроме вольфрама в скарнах отмечено 0,4-4,45% меди, 0,12% висмута и 0,5% цинка.

Скарновые зоны с шеелитовой минерализацией в экзоконтакте массива олигоценowych гранитов имеют иногда протяженность 1 км и мощность 30-96 м (176/500-III). Содержание триоксида вольфрама колеблется от 0,1 до 3,6%. Среднее содержание – 0,14% установлено для зоны мощностью 71 м и протяженностью 240 м. Шеелит встречается также в кварцевых прожилках. Прогнозные запасы триоксида вольфрама – 1,9 тыс. т при среднем содержании 0,14% [117].

Проявления *скарново-зейригитовой формации* (149, 273/500-III) развиты на контакте диоритов позднемелового-палеогенового возраста с мраморами средней-верхней юры и гранитоидов олигоцена с известняками верхнего триаса-нижней юры.

В гранатовых, пироксен-гранатовых скарнах (273/500-III) мощностью 1-10 м, протяженностью 500 м установлен зейригит в ассоциации с пиритом и халькопиритом. Содержание триоксида вольфрама достигает 0,5%.

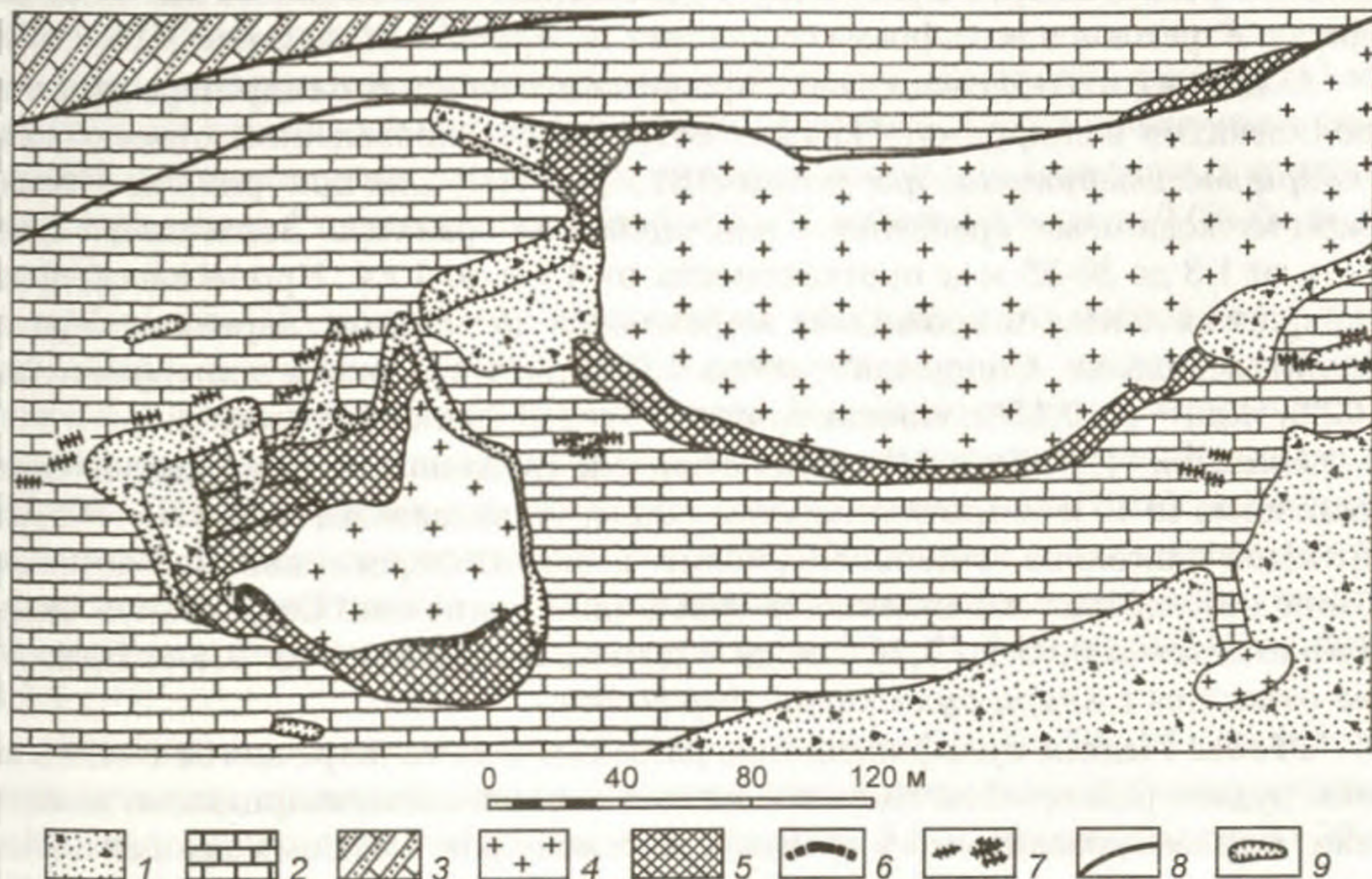


Рис. 37. Схематическая геологическая карта
месторождения вольфрама Урузган (по В.Н.Ефименко, 1975)

1 – делювиальные и аллювиальные отложения; 2 – мраморы, мраморизованные известняки; 3 – известняки, песчаники, алевролиты; 4 – гранодиориты; 5-7 – гранатосодержащие минерализованные скарны: 5 – с вольфрам-медно-свинцово-цинковой минерализацией, 6 – с вольфрамовой минерализацией, 7 – с медной минерализацией; 8 – тектонические нарушения; 9 – древние выработки

В гранатовых скарнах проявления Урузган (149/500-III) мощностью до 40 м отмечены зейригит, шеелит, халькопирит, сфалерит и висмутин. Содержание трехокси вольфрама на мощность 16 м – 0,48%, молибдена – 0,04%, висмута и цинка – 0,3%.

Гидротермальные проявления вольфрама относятся к кварц-вольфрамитовой и кварц-шеелитовой формациям.

Кварц-вольфрамитовая формация (проявления 33, 179, 188/500-III) связана с зонами окварцевания, грейзенизации и кварцевыми жилами, развитыми среди олигоценовых гранитов. В зонах и жилах – вкрапленность вольфрамита, а также иногда берилла, касситерита, молибденита. Содержание трехокси вольфрама в зонах мощностью 75 м и протяженностью 100 м составляет 0,41%, в кварцевых жилах протяженностью 300 м – 1,33%. Содержание бериллия составляет соответственно 0,53 и 1,95%.

Проявления *кварц-шеелитовой формации* (152, 153 / 500-III и др.) развиты в олигоценовых гранитоидах комплекса Аргандаб. Они приурочены к зонам дробления, окварцевания и грейзенизации мощностью 3-20 м и протяжен-

ностью 2-3 км. В кварце присутствует рассеянная вкрапленность шеелита. Содержание триоксида вольфрама составляет по отдельным участкам 0,03-0,1%.

Олово в сотых-десятых долях процента ассоциирует с гидротермальными проявлениями вольфрама. Изредка встречаются проявления, относящиеся к *кварц-касситеритовой формации* (181/500-III). Они приурочены к зонам кварц-мусковитовых грейзенов в олигоценовых гранитах. Зоны имеют мощность от 1-3 до 30-55 м и протяженность от 15 м до 1 км. Кроме касситерита, в кварцевых линзах и прожилках встречаются вольфрамит, изредка – берилл, шеелит, лепидолит. Содержание олова 0,07-0,33%, триоксида вольфрама – до 0,02%, меди – до 0,15%, свинца и лития – сотые доли процента.

Висмут (150/500-III) связан с зонами трещиноватости и окварцевания мощностью 10-40 м и протяженностью 700 м, установленными на контакте гранитоидов олигоцена и верхнепермских доломитизированных известняков. В зоне наблюдается вкрапленность сульфидов, магнезита. Содержание висмута колеблется от 0,05 до 0,56%, меди – до 1%, вольфрама – до 0,1%. Проявление относится к *кварц-сульфидной формации*.

Медь. Медная сульфидная минерализация часто встречается в описываемом рудном районе. Она связана с зонами окварцевания, кварцевыми жилами, реже скарнами, развитыми в пределах массивов олигоценовых гранитов и их экзоконтактовых зон, реже среди раннемеловых диоритов (119/500-III). Содержание меди непостоянное и колеблется от сотых-десятых до одного и более процентов. Кроме того, установлены повышенные концентрации свинца, цинка, иногда золота, олова, вольфрама, висмута.

Проявления меди (72, 86, 143, 207/500-III и др.) связаны с олигоценовыми гранитоидами и принадлежат к различным формациям.

Проявления *кварц-сульфидной формации* представлены зонами окварцевания, дробления мощностью 15 м и протяженностью до 600 м, развитыми среди массивов олигоценовых гранитов, реже в их экзоконтактах среди протерозойских сланцев и песчаников. Рудная минерализация прожилково-вкрапленного типа – халькопирит, пирит, малахит. Содержание меди колеблется от 0,03 до 1,64%. Иногда встречается золото.

Медные проявления *скарновой пирит-халькопиритовой формации* (143) представлены линзами волластонит-гранат-эпидотовых скарнов мощностью от первых метров до 50-70 м и протяженностью 1,5 км, развитых на контакте олигоценовых гранитов и верхнетриасовых-нижнеюрских терригенно-карбонатных толщ. В скарнах установлены содержания: меди (0,1-3,6%), висмута (до 0,42%), олова (0,01%), молибдена (0,05%).

Полиметаллическая минерализация встречена в скарнах и в кварцевых жилах, связанных с олигоценовыми гранитами.

Проявления *скарновых медно-полиметаллических и полиметаллических формаций* (118, 123/500-III) представлены телами эпидот-гранатовых и диопсид-тремолитовых скарнов мощностью до 1-2 м и протяженностью до 80-100 м, развитых в экзоконтакте массивов олигоценовых гранитов. Рудная минерализация представлена пиритом, магнетитом, галенитом, халькопиритом. Содерж-

жание цинка колеблется от 0,92 до 5,27%, также встречаются свинец (0,38%), медь (до 0,5%), висмут (0,05%).

Знаки проявления полиметаллической (преимущественно свинцовой) минерализации относятся к *кварц-сульфидной формации*. Они ассоциируют с кварцевыми жилами, зонами дробления, окварцевания и эпидотизации, в олигоценовых гранитах. Содержание свинца 0,2-3,2%, цинка 0,1%, меди 0,03-5%, золота до 3,4 г/т.

Железо. Железорудные проявления описываемого района относятся к *формации магнетит-пирит-халькопиритовых скарнов, скарново-магнетитовой формации и экзогенной гематитовой формации* в морских отложениях.

Проявление *магнетит-пирит-халькопиритовых скарнов* Кваликуши (77/500-III) приурочено к контакту девонских известняков с габбро-сиенитами позднемелового-палеоценового возраста. Скарновые зоны мощностью до 60 м и протяженностью 275 и 500 м содержат вкрапленность магнетита, гематита, пиротина, халькопирита. Содержание железа до 21,89%, меди 0,2%, золота 0,2-1 г/т.

Проявление *скарново-магнетитовых формаций* (79/500-III) установлено на контакте каменноугольно-раннепермских известняков и позднемеловых-палеоценовых диоритов. Скарны имеют мощность 3,5 м, протяженность до 20 м. Кроме магнетита, в скарнах отмечен людвигит.

Экзогенное проявление железа (101/500-III) связано с горизонтом верхнедевонских кварцевых песчаников мощностью до 15 м и протяженностью до 6 км. Содержание гематита в цементе песчаников составляет 15-40%.

Мукурский золото-оловорудный район

Район (22) расположен в Газнийской провинции в районе селения Мукур. Площадь его приурочена к экзоконтакту Аргандабского массива олигоценовых гранитов в зоне субмеридиональной Дашти-Навар-Бамианской системы поперечных разломов сквозного типа. Здесь развиты палеозойские и триасово-нижнеюрские карбонатно-терригенные отложения, прорванные небольшими массивами габбро-диоритов, граносиенитов, сиенитов Заркашанского поздне-мелового-палеоценового комплекса.

Мукурский рудный район характеризуется ведущей золоторудной и оловянной минерализацией. Кроме того, здесь встречаются медь, свинец, цинк, железо, алюминий.

Золото. Проявления золота относятся к *скарновой медно-золоторудной* (136, 138, 154, 142, 161, 165, 167, 205/500-III и др.) и *гидротермальной кварц-золото-сульфидной формациям* (96, 109, 114, 115, 141, 156, 158, 171, 180/500-III и др.).

Скарны приурочены преимущественно к контакту массивов габбро-диоритов комплекса Заркашан с доломитами и известняками верхнепермского, триасового и юрского возрастов. Характерно, что со скарнами ассоциируют зоны серпентинизации и ожелезнения. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, самородным золотом, гематитом, лимонитом.

На типичном для медно-золоторудной формации **месторождении Заркашан** (165/500-III) скарны имеют гранат-везувиан-диопсидовый состав, содержат также флогопит, эпидот, волластонит, турмалин. Основные рудные минералы – халькопирит, пирит, сфалерит, халькозин, борнит, самородное золото распределены в рудных телах неравномерно в виде мелкой вкрапленности. Медная и золоторудная минерализация связана также с зонами окварцевания и серпентинизации, наложенными на скарны. Мощность скарновых и наложенных гидротермальных зон колеблется от 1 до 15 м, протяженность достигает 400-600 м. Рудные тела в их пределах имеют размеры (0,5-3,8)×(1,5-50) м. Содержание золота колеблется от первых десятых до 10-16 г/т. Запасы золота по категориям C_1+C_2 составляют 7775 кг, прогнозные – 12-15 т.

Содержание золота в других проявлениях скарновой медно-золоторудной формации составляет первые граммы на тонну, но в отдельных случаях отмечены концентрации в десятки грамм на тонну (142, 154/500-III), содержание меди достигает десятых долей процента, реже – более 1%.

Многочисленные гидротермальные золоторудные проявления Мукурского рудного района связаны с кварцевыми жилами, зонами дробления, окварцевания и ожелезнения, развитыми среди разновозрастных интрузивных и осадочных пород. В большинстве случаев здесь характерна ассоциация золота, пирита, халькопирита, галенита, гематита, лимонита. Проявления этого типа отнесены к *кварц-золото-сульфидной формации*.

Параметры зон с рудной минерализацией изменчивы; их мощность колеблется в пределах метров – первых десятков метров, протяженность – от нескольких десятков до нескольких сот метров. Оруденение развито неравномерно. Соответственно колеблется и содержание золота – от десятых долей до 15-20 г/т и более. В отдельных случаях (141) отмечены серебро (до 330 г/т), олово (до 0,89%), а также в различных, иногда промышленных, концентрациях – медь, свинец, цинк.

В Мукурском рудном районе золото известно также в аллювиальных отложениях. На **россыпи Заркашан** (147/500-III) подсчитаны запасы головной части россыпи по категориям C_1+C_2 в количестве 116 кг, при среднем содержании золота 1111 мг/м³ на среднюю мощность пласта 2 м и протяженность 1 км. Общая длина россыпи 3 км, ширина 200 м.

Олово. Оловянные проявления Мукурского рудного района относятся к различным минеральным типам формации оловоносных скарнов (120, 129, 151, 155, 169/500-III).

Скарны (129/500-III) с *вкрапленностью сульфидов* развиты на контакте массива граносиенитов и известняков верхнего триаса. Мощность скарнов 1-3 м, протяженность 50 м. В скарнах установлены олово (0,01-0,2%), медь (до 2%), свинец (0,6%), цинк (0,6-2,24%), золото (0,4 г/т).

Большая часть оловорудных проявлений рудного района представлена железисто-карбонатным, малосульфидным типом, условно относимым к *формации оловорудных скарнов* и занимающим в пространстве промежуточное положение между скарнами и гидротермальными скоплениями полиметаллических

руд. Они связаны с зонами брекчирования, гематитизации, лимонитизации среди верхнепермских и триасовых известняков вблизи массивов граносиенитов и даек андезитовых порфиров позднемелового-палеоценового возраста.

На рудопроявлениях Магн и Сьягар (155, 151/500-III) брекчии цементируются гематит-карбонатным цементом, в котором присутствуют магнетит, пирит, людвигит, вторичные минералы меди, свинца, цинка, гранат, эпидот, касситерит. Мощность зон 2-14 до 100 м, протяженность 70-600 м, иногда до 3 км.

Содержание олова различное – от 0,07 до 2,5%. Кроме олова, установлены свинец (0,1-15,3%), цинк (до 1%), медь (до 1%), золото (до 2,8 г/т), серебро (до 200 г/т). Практическая ценность железисто-карбонатного типа метасоматических оловянных руд в Мукурском районе в зонах крупных разломов в целом положительна.

Медь. Повышенные концентрации меди в Мукурском рудном районе отмечены во всех известных проявлениях золота и олова. В северной части района выделена группа знаков проявлений, в которых медь преобладает (92, 94, 95, 98, 113/500-III). Они связаны с кварцевыми жилами и мелкими зонами окварцевания в интрузивных и палеозойских терригенно-карбонатных породах (*кварц-сульфидная формация*) или представлены телами людвиг-эпидотовых скарнов и зонами серпентинизации с медно-полиметаллической минерализацией на контакте олигоценых гранитов и девонских известняков (98/500-III). Содержание меди в гидротермальных проявлениях 0,1-0,6%, свинца и цинка – от сотых до десятых долей процента, золота – 0,1-0,4 г/т. В скарнах содержание меди и свинца достигает 1%, цинка – 0,3%, золота – 0,3 г/т.

Свинец и цинк. Полиметаллические проявления относятся к гидротермальному генетическому типу (87, 100, 139/500-III). Проявление *кварц-сульфидной формации* (100/500-III) представлено зоной окварцевания и брекчирования мощностью около 15-20 м и протяженностью 200-600 м в сланцах каменноугольного раннепермского возраста. Содержание свинца 0,7-2,0%, цинка 0,2-0,5%, меди 0,2%.

Проявление *формации свинцово-цинковых залежей в карбонатных породах* (139/500-III) представлено линзообразными телами бурых брекчированных известняков верхнего триаса и гематит-лимонитовых пород мощностью до 2 м и протяженностью 3-5 м, содержащих свинец (1,63-3,18%), цинк (1,3-4,1%), медь (0,19-0,29%).

Железо. Проявления железа Лар и Пэри-Хона (99, 174/500-III) относятся к *гидротермальной гематитовой формации*. Они представлены (99) гематит-лимонитовыми телами мощностью 5-15 м, прослеженными по простиранию с перерывами на 1250 м и по падению на 260-300 м в зонах дробления терригенно-карбонатных пород кембрийского и каменноугольно-нижнепермского возрастов. Содержание железа колеблется от 48 до 62%. Прогнозные запасы по проявлению Лар (99) оценены в 8 млн т.

На проявлении Пэри-Хона (174) мощность зон ожелезнения составляет 20-50 м, протяженность – 400-500 м. Линзообразные рудные тела сложены лимонитом и мартитом (мощность 5-10 м, длина 35-55 м). Содержание железа

в известняках 10-30%, в рудных телах – 55-60%. Кроме железа, определены свинец (0,1-1,54%), цинк (0,05-0,35%), медь (0,3%).

Алюминий (190/500 III). Бокситы установлены в карстовых полостях базального горизонта пермских известняков, залегающих на размытой поверхности протерозойских доломитов. Линзы бокситов имеют мощность 1,7-2 м, длину – 10-70 м. Содержание глинозёма колеблется от 11,57 до 46,72%, окиси кремния – от 11,28 до 66,79%.

Кундалянский медно-золоторудный район

Район (23) имеет сложное блоковое строение. Кроме поперечных разломов субмеридионального простирания Шахристан-Калат-Спинбулдакской системы сквозного типа, здесь развита группа локальных пересекающихся разрывов северо-восточного и северо-западного простирания. Рудный район относится к категории сложных с разновозрастной минерализацией. Ведущая минерализация представлена медью и золотом, второстепенная – свинцом, цинком, молибденом, вольфрамом, алюминием.

Медь. Медные месторождения и проявления принадлежат к различным рудным формациям. Здесь выявлены проявления скарновых магнетит-халькопиритовой (267, 271/500-III), пирит-халькопиритовой (219, 230, 256, 262, 274/500-III и др.) и медно-золоторудной (225, 238, 239, 246, 266, 281, 283, 284/500-III и др.) формаций, а также гидротермальных кварц-сульфидной (210, 214, 215, 260/500-III и др.) и медно-порфировой (256/500-III) формаций.

Проявления *скарновой магнетит-халькопиритовой формации* (267, 271/500-III) приурочены к контакту мраморов венд-кембрия и диоритов, кварцевых монцонитов позднемелового-палеоценового возраста. Развитые здесь линзы магнетитовых, магнетит-пироксеновых скарнов содержат вкрапленность халькопирита, борнита, ковеллина, пирита, налёты малахита. Размеры скарнов (0,5-10)×70 м. В отдельных случаях наблюдается интенсивная серпентинизация. Содержание меди колеблется от 0,2 до 1,35%, достигая иногда 9%. Кроме того, определены свинец (0,2-0,75%), цинк (0,85%), молибден (0,1%).

Скарновая пирит-халькопиритовая формация представлена целым рядом проявлений, а также **месторождением Кундалян** (256/500-III). Они приурочены к контактовым участкам олигоценых гранитов с палеозойскими известняками (219, 230/500-III), а также диоритов комплекса Заркашан и известняков, доломитов венд-кембрия и средней-верхней юры (256, 262, 274/500-III).

Типичным представителем этой формации является *участок Кундалян* одноименного месторождения. Он связан с ксенолитом скарнированных венд-кембрийских известняков в теле интрузии диоритов, имеющим протяженность в 1,5 км и мощность 40 м. Скарны сложены пироксеном, гранатом, амфиболом, флогопитом. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, магнетитом, сфалеритом, галенитом, халькозином, борнитом, ковеллином. Форма рудных тел линзовидная. Протяженность линз достигает 36-173 м, мощность – 2,65-12,3 м. Разведанные запасы меди по категориям C_1+C_2 составля-

ют 13,6 тыс. т при среднем содержании 1,07%, золота – 1132,9 кг при среднем содержании 0,9 г/т. Содержание меди в других проявлениях этой формации колеблется от десятых долей процента до 2%.

Проявления *медно-золоторудной формации* выявлены на контакте олигоценовых гранитов и венд-кембрийских, девонских известняков (236, 239, 246 / 500-III), а также позднемеловых-палеоценовых диоритов с силурийскими, венд-кембрийскими, триас-нижнеюрскими известняками, где связаны со скарнами и скарнированными породами. Скарнированные породы и скарны имеют диопсидовый, гранатовый и гранат-магнетит-пироксеновый состав и содержат вкрапленность халькопирита, халькозина, борнита, ковеллина, магнетита. Мощность скарнов от 0,5 до 4 м, протяженность от 150 до 250 м. Содержание меди колеблется от сотых долей до 14,23%, золота – от 2 до 114 г/т. Кроме того, отмечены свинец (до 0,96%) и цинк (до 0,27%).

Проявления *гидротермальной кварц-сульфидной формации* представлены кварцевыми жилами и зонами интенсивного окварцевания, развитыми среди олигоценовых гранитов и терригенных пород протерозоя и ордовика. В них наблюдается рассеянная вкрапленность халькопирита, примазки малахита и азурита. Мощность жил 0,2-4,5 м, протяженность 5-100 м; зоны имеют мощность 2,8 м, протяженность от 50 до 1000 м. Содержание меди колеблется от 0,05 до 3,17%, золота – до 0,2-1,4 г/т, свинца – до 0,05%, цинка – до 0,07%. Иногда встречается молибден (0,02-0,07%) и висмут (0,12-0,18%) (210 / 500-III).

Медно-порфировые руды выявлены в пределах месторождения Кундалян (256 / 500-III) на участке Кафтархон и, частично, Сурхи-Шела.

Участок Кафтархон приурочен к контакту массивов габбро-диоритов комплекса Заркашан, дайкам кварцевых порфиров и гранит-порфиров, а также ксенолитам вмещающих терригенно-карбонатных пород, где широко проявлен околорудный метасоматоз. Выделяются карбонатные и кварц-карбонатные метасоматиты, а также метасоматиты гематит-каолин-кварцевого состава, образовавшиеся по вмещающим и, частично, магматическим породам. По минеральному составу руды месторождения относятся к молибденит-халькопирит-халькозиновым, содержащим золото. Выделяются три рудных тела мощностью 2,59-3,89 м и протяженностью до 155 м. Они представлены вкрапленными, реже прожилково-вкрапленными рудами и развиты среди каолин-гематит-кварцевых и отчасти карбонатных метасоматитов. Основным компонентом руд является медь (1,84-4,03%). Содержание молибдена достигает 3% (в среднем 0,02-0,18%), золота – до 18 г/т (в среднем 0,8-3,1 г/т), висмута – до 0,3%. Средняя мощность рудных тел составляет 3-4 м, протяженность – 50-155 м. Запасы по участку Кафтархон по категории C_1+C_2 составляют: меди 3,7 тыс. т (при среднем содержании 3,8%), золота 282,3 кг при среднем содержании 2,9 г/т, молибдена 127,3 кг при среднем содержании 0,13%.

Золото. В Кундалянском рудном районе золото ассоциирует с известными медными проявлениями, а также образует многочисленные скарновые и гидротермальные самостоятельные проявления.

Скарновые проявления относятся к *медно-золоторудной формации*. Они развиты на контактах массивов позднемеловых-палеоценовых диоритов, олигоценовых гранитов с карбонатными толщами венд-кембрия, ордовика, карбона и перми (236, 243, 247, 252, 282/500-III и др.). Скарны – гранатовые, гранат-везувиановые, везувиановые, гранат-пироксеновые, магнетит-людовигитовые, имеют мощность от 0,3 до 70 м и протяженность 10-60 до 900 м. Рудная минерализация представлена вкрапленностью гематита, магнетита, халькопирита, ковеллина, борнита, пирита, золота, галенита. Содержание золота колеблется от 0,1 до 45,8 г/т, содержание меди составляет 0,09-2,63%, свинца и цинка – сотые-десятые доли процента (но значительно меньше, чем в гидротермальных проявлениях золота).

Гидротермальные проявления золота (223, 250, 251, 254, 278/500-III и др.) представлены зонами дробления, окварцевания и ожелезнения среди известняков и доломитов различного возраста (венд-кембрийского, девонского, каменноугольно-пермского, верхнетриасового). Мощность зон колеблется от 1-2 до 50-70 м, протяженность – от 100 до 250 м. В зонах наблюдается вкрапленность пирита, халькопирита, борнита, халькозина, галенита, примеси малахита и азурита. Содержание золота невыдержанное и составляет по отдельным проявлениям от 0,1 до 70 г/т. Кроме золота, отмечены медь (0,06-3,6%), свинец (0,4-14,15%), цинк (0,1-6,35%). Многочисленные мелкие гидротермальные проявления золота (знаки проявления) представлены зонами дробления, окварцевания, серпентинизации, гематитизации, кварцевыми жилами, развитыми среди олигоценовых гранитов, позднемеловых-палеоценовых диоритов, протерозойских и палеозойских карбонатно-терригенных толщ. Их параметры незначительны, мощность исчисляется первыми метрами, протяженность – десятками, даже сотнями метров. Содержание золота обычно не превышает первые граммы на тонну, но в отдельных случаях достигает 32 г/т (270/500-III). Постоянными спутниками золота являются медь, свинец, цинк, которые содержатся в сотых-десятых долях процента.

Золото встречается в шлиховых пробах разновозрастных толщ бассейна р.Аргандаб в ассоциации с областями развития олигоценовых гранитов и диоритов комплекса Заркашан. Максимальное содержание золота в шлихах в отдельных случаях достигает 100-150 знаков. Кроме золота, в пробах отмечены касситерит, висмутин, шеелит, минералы меди и свинца.

Вольфрам. В описываемом рудном районе известно несколько мелких проявлений вольфрама (233, 235, 273/500-III). Они относятся к *скарновому и гидротермальному генетическим типам*.

Скарновые проявления принадлежат к *зейригитовой и шеелитовой формациям*. В первом случае (273/500-III) гранатовые, пироксен-гранатовые скарны с вкрапленностью зейригита, халькопирита, пирита развиты на контакте диоритов с мраморами юры. Их мощность 1-10 м, протяженность до 500 м. Содержание трехокси вольфрама составляет 0,1-0,3%, достигая 0,5%.

Проявление шеелитовой формации (235/500-III) связано с гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами в экзоконтактной части олигоценовых гра-

нитов, а гидротермальное проявление (233/500-III) – с зонами окварцевания в этих же гранитах. Содержание триоксида вольфрама 0,01-0,1%.

Алюминий. В южной части Кундалянского рудного района находится **месторождение бокситов Обату-Шела** (286/500-III). Бокситы приурочены к размытой поверхности известняков юры, трансгрессивно перекрытых терригенно-карбонатными отложениями верхней юры-нижнего мела.

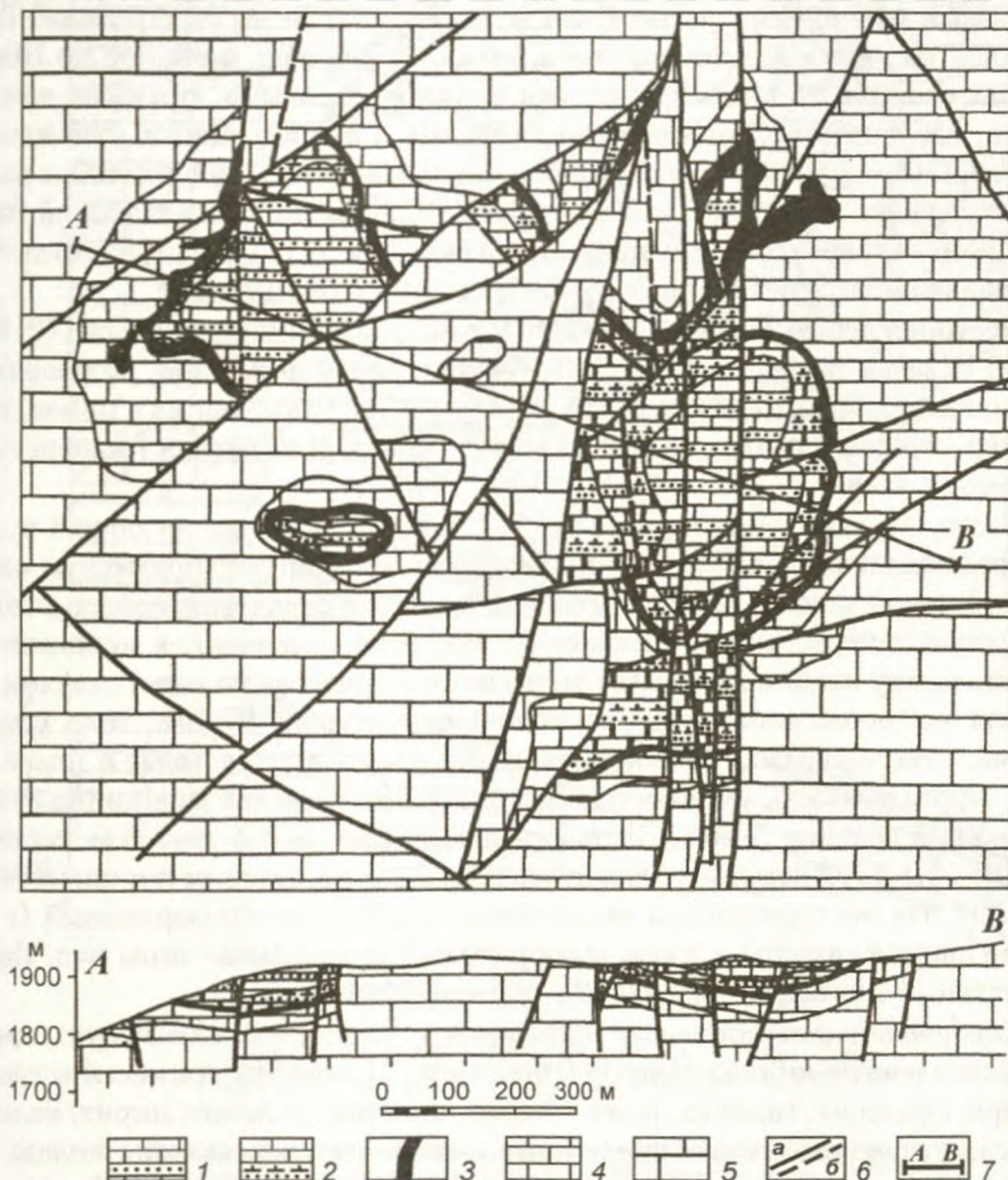


Рис. 38. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения бокситов Обату-Шела (по Ю.М.Довгаль, 1975 [1])

1 – оолитовые известняки, алевролиты, песчаники; 2 – известняки аргиллиты, алевролиты; 3 – бокситы, бокситоносные породы; 4 – тонкоплитчатые известняки; 5 – массивные известняки; 6 – тектонические нарушения: достоверные (а), предполагаемые (б); 7 – линии геологических разрезов

Площадь распространения бокситов 19 км². Залегают в виде линз мощностью до 5 м и протяженностью до 250 м. Прогнозные запасы бокситов при содержании трехоксида алюминия 50%, окиси кремния 11,5%, кремниевом модуле 4,3 и промышленной мощности 2,6 м, оценены в 2,5-3 млн т для площади в 2,28 км². Общие прогнозные запасы по всей площади – в 30-35 млн т (рис. 38).

Бохудский флюоритовый рудный район

Рудный район (24) расположен в юго-западной части Аргандаб-Тириинской зоны, на левобережной части бассейна р. Гильменд, в районе хр. Шингер. Площадь сложена пологозалегающими верхнетриасовыми, юрскими-нижнемеловыми, карбонатно-глинисто-мергелистыми и терригенными отложениями, разбитыми на ряд блоков широтными и северо-восточными системами разрывных нарушений. К востоку и югу от этих толщ развит Аргандабский массив олигоценых гранитов. Ведущая минерализация рудного района представлена флюоритом, второстепенная – серебром, свинцом, цинком.

Месторождение Бохуд (70/400-IV) и проявления флюорита (62, 68, 69, 73/400-IV) однотипны и относятся к *флюоритовой формации*. Флюоритовая минерализация локализуется среди карбонатных триас-юрских пород, имеет характер стратиформных эпигенетических залежей и распространена на значительной площади.

Месторождение Бохуд состоит из нескольких пологозалегающих рудных тел, представляющих собой тектонические и эрозионные фрагменты единой пластообразной залежи, приуроченной к подошве верхнетриасовых-нижнеюрских глинисто-мергелистых отложений. Внутриформационная неровная зона контакта между ними и подстилающими верхнетриасовыми известняками является для месторождения рудовмещающей структурой. Рудные тела (участки Южный, Северный, Восточный, Западный) имеют причудливые в плане очертания. Протяженность рудных тел колеблется от 80 до 860 м, ширина от 10 до 200 м. Углы падения 5-20°. Мощность изменяется от 1,1 до 2,8 м, составляя в среднем 2,1 м. Контакты флюоритовых руд с вмещающими породами четкие (рис. 39). На месторождении выделяются карбонатно-флюоритовый (с сульфидами цинка и свинца) и кварц-флюоритовый минеральные типы руд. Первый минеральный тип составляет 60-70% общего объема руд.

Карбонатно-флюоритовые руды имеют массивную, сланцевую, прожилково-вкрапленную и брекчиевидную текстуру. В качестве примесей встречаются кварц, сфалерит, галенит, реже – барит, анкерит, доломит, пирит, халькопирит, тенантит, молибденит. Гипергенные минералы: гидроокислы железа, кальцит, арагонит, церуссит, англезит, смитсонит, каламин, азурит, хризоколл, халькозин, самородное серебро и др. Содержание флюорита изменяется от 33,85 до 64,38%, составляя в среднем 46,5%. Содержание цинка колеблется от 0,66 до 0,99%, свинца – от 0,17 до 0,34%. Основная масса свинца и цинка сосредоточена в окисленных минералах. Характерной особенностью галенита из карбонатно-флюоритовых руд является повышенное содержание серебра (0,1 кг/т) и сурьмы (2 кг/т), минералогически связанного с теннантитом.

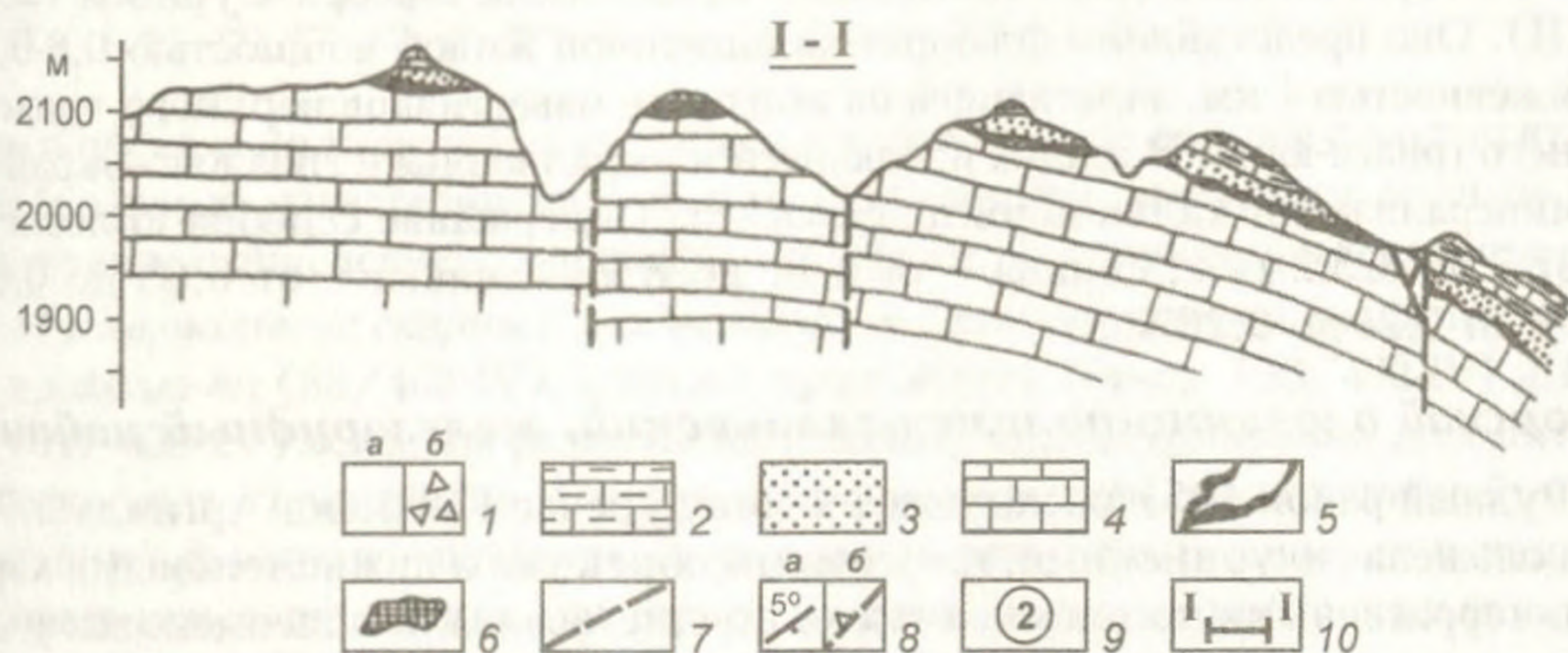
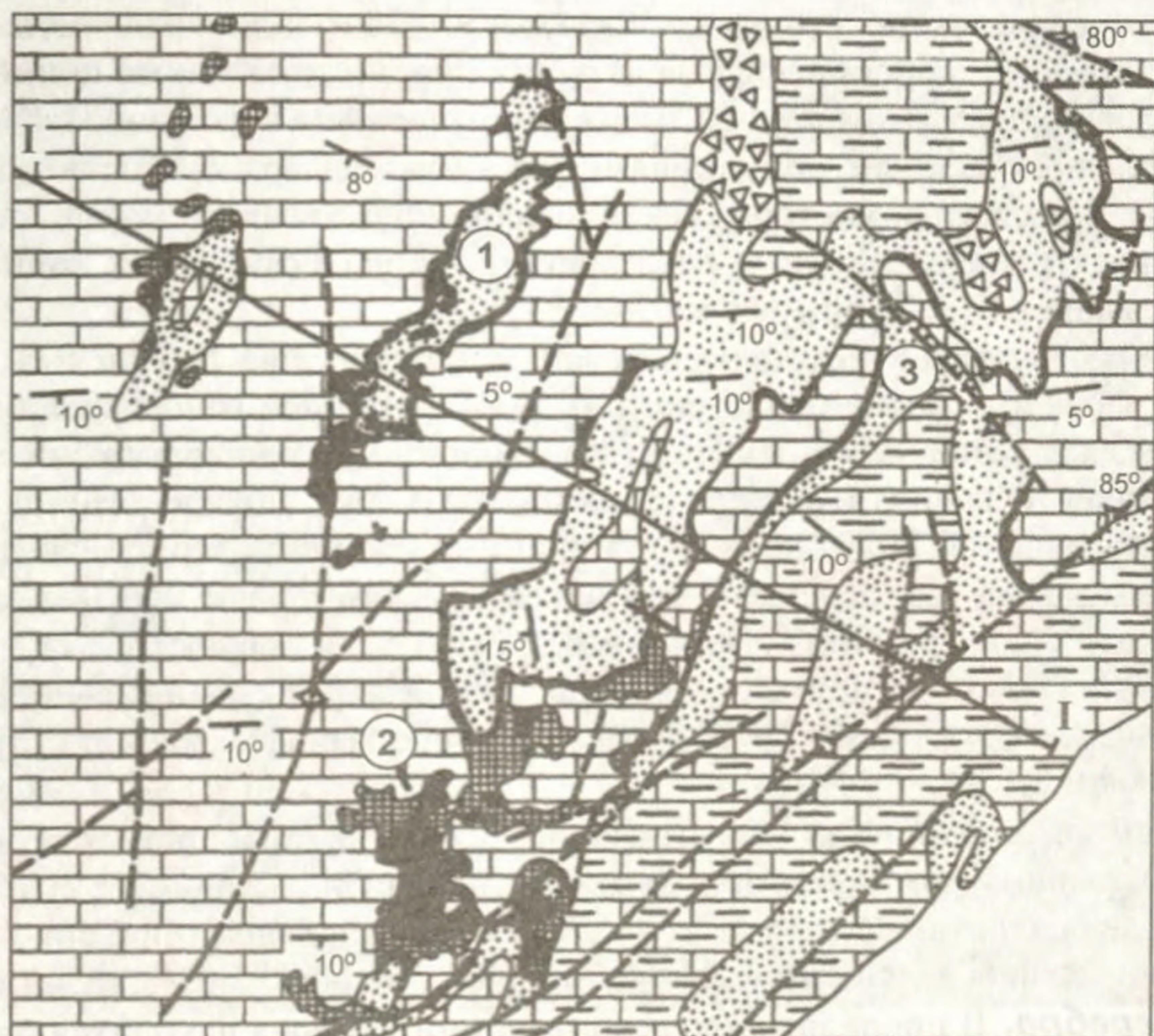


Рис. 39. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения флюорита Бохуд (по В.А.Автономову, 1976 [1])

1 – современные отложения: пролювиальные (а), делювиальные (б); 2 – известняки; 3 – алевролиты, мергели, песчаники, известняки; 4 – доломитизированные известняки; 5 – карбонатно-флюоритовые руды; 6 – кварцево-флюоритовые руды; 7 – тектонические нарушения; 8 – элементы залегания: пластов (а), поверхностей разрывов (б); 9 – детально разведанные участки: 1 – Северный, 2 – Южный, 3 – Восточный; 10 – линии геологических разрезов

Кварц-флюоритовые руды развиты в основном на южном участке, где образует четыре рудных тела протяженностью 150-420 м. Текстуры – метасоматически-вкрапленные и брекчиевидные. В рудах присутствуют также примеси халцедона, хлорита, анкерита, барита. Содержание флюорита в среднем 31, 33-46, 69%.

Технологическими испытаниями установлена возможность получения из руды Бохудского месторождения высококачественных марок флюоритовых концентратов с попутным извлечением свинца в свинцовых концентратах с содержанием 61,2%, при извлечении 31,1%.

По своему характеру флюоритовая минерализация Бохудского рудного района является средне-низкотемпературной. Методом гомогенизации газожидких включений Г.К.Ерёменко установлено, что температурный диапазон образования флюорита кальцит-флюоритовых руд Бохудского месторождения составляет 180-205°C, флюорита кварц-флюоритовых руд – 90-120°C.

Разведанные запасы месторождения по категориям В+С₁ составляют 4350,9 тыс. т при среднем содержании CaF₂ 44,8% и мощности 2,11 м; по категории С₂ – 4441 тыс. т при среднем содержании CaF₂ 48,54% и мощности 2,14 м. Всего запасов (В+С₁+С₂) – 8791,9 тыс. т при среднем содержании CaF₂ 46,69% и мощности 2,13 м.

Свинец и цинк. Как уже отмечалось, свинец и цинк присутствуют в качестве постоянных компонентов в флюоритовых рудах. Кроме Бохудского месторождения, они также отмечены в флюоритовом проявлении Сарау (69). Содержание свинца здесь составляет 1,75-7,76%, цинка – 5,02-7,28%.

Серебро. В пределах Бохудского рудного района находится одно из немногих в Афганистане самостоятельных проявлений серебра Сурхбед (253/500-III). Оно представлено флюорит-кальцитовой жилой мощностью 0,8-0,7 м, протяженностью 1 км, залегающей на контакте известняков верхнего триаса и верхнего триаса-юры. В жилах наблюдается вкрапленная и гнездово-вкрапленная минерализация халькопирита, галенита. Содержание серебра колеблется от 287,7 до 823,2 г/т, свинца – от 0,44 до 8,23%, цинка – от 0,63 до 0,83%, меди – от 0,24 до 0,26%.

Чинорский оловянно-полиметаллический, железорудный район

Рудный район (25) расположен в междуречье Гильменд-Аргандаб. Площадь сложена силурийскими, триасовыми, юрскими и нижнемеловыми карбонатно-терригенными толщами, а также позднемеловыми-палеоценовыми диоритами и олигоценовыми гранитами (рис. 40). Последние представляют юго-западное окончание Аргандабского батолита. Разломы имеют широтное и северо-восточное простирание.

Рудный район относится к категории сложных с разновозрастной минерализацией. Ведущая минерализация представлена оловом, свинцом цинком, железом, второстепенная – медью, вольфрамом, кадмием.

Олово. Проявления олова принадлежат к *формации оловоносных скарнов* (83, 85, 87, 90 / 400-IV, 280 / 500-III) и к *касситерит-кварцевой формации* (277 / 500-III). Среди оловоносных скарнов Чинорского рудного района выде-

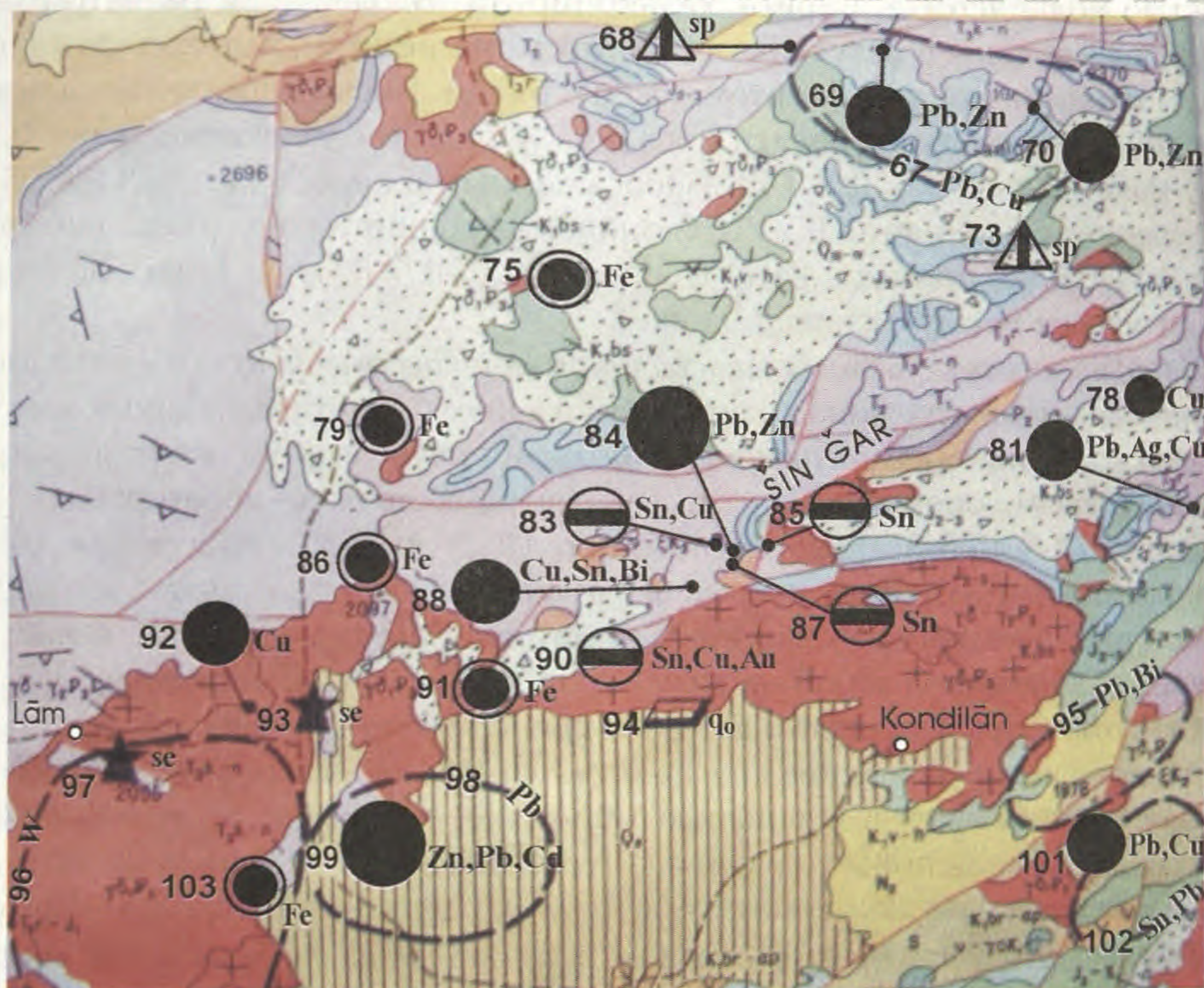


Рис. 40. Чинорский олово-полиметаллический, железорудный район

ляются несколько минеральных типов: магнезиальные скарны с людвигитом и станоборатами; известковистые скарны с оловянным, железным, медным и молибденовым оруденением; железисто-карбонатные оловорудные скарны.

Магнезиальные скарны с людвигитом и станоборатами выявлены на медном проявлении (88/400-IV), а также проявлениях Чинор (90/400-IV) и Шингар (83/400-IV). Скарны развиты на контакте поздне триасовых доломитов и олигоценых гранитоидов. Состав скарнов отчетливо магнезиальный: салит, клинфонит, флогопит, шпинель, везувиан, серпентинит, анкерит и кальцит со скоплениями людвигита, магнетита и вкрапленности пирита, халькопирита, реже галенита. С людвигитом ассоциирует вкрапленность мелких зерен станобората ряда пайгенит-гулсит (содержание олова в нем достигает 3%). Магнезиальные скарны связаны постепенными переходами с диопсид-гранатовыми и гранат-везувиановыми скарнами. Среднее содержание олова в скарнах составляет 0,2%, меди – 1,5%, максимальное – соответственно 0,5-1% и 10%. Содержание свинца достигает 0,21%, цинка – 1,04%, висмута – 0,31%.

Известковые скарны на проявлении Чинор представлены двумя однотипными зонами мощностью от 1 до 15 м и протяженностью 950-1150 м. В центральной части одной из зон выявлены дайки диоритовых порфиров с вкрап-

ленностью молибденита, пирита, халькопирита. Вдоль дайки развиты гранат-диопсидовые скарны с везувианом, эпидотом, магнетитом, халькопиритом, борнитом, молибденитом, людвигитом, касситеритом. Вмещающие мраморы вдоль скарновой зоны слабо серпентизированы. Среднее содержание олова 0,031-0,05%, максимальное – 0,2-0,7%. Обогащенный оловом участок (180x38 м) имеет среднее содержание 0,21%. С оловом ассоциирует медь (среднее содержание 0,11-0,35%, иногда 1,81%) и золото (0,07-1,7 г/т). В сотых долях процента отмечены висмут, свинец, цинк.

Железисто-карбонатная минерализация с касситеритом отмечена в виде двух скоплений мелких линз и карманов красных гематитизированных известняков. Эти скопления обогащены касситеритом и приурочены к системам субпараллельных трещин, оперяющих разрывы северо-восточного простирания. Мощность линз от 1-3 до 5-8 м, протяженность от 10-20 до 25-30 м. Касситерит образует вкрапленность и крупные скопления в ожелезненных известняках, ассоциируя с лимонитом, гематитом, магнетитом, пиритом. Содержание олова в описываемых линзах колеблется от сотых долей процента до 11%. С оловом ассоциирует медь (от сотых долей процента до 1%) и свинец (в сотых долях процента).

Оловорудное проявление *кварц-касситеритовой формации* (277/500-III) связано с жилами кварца мощностью 0,05-0,1 м, протяженностью 5-10 м, развитыми среди олигоценовых гранодиоритов. В кварце установлена вкрапленность касситерита, халькопирита, галенита. Содержание олова 2,38-4,62%.

Свинец и цинк. Месторождения и проявления полиметаллов описываемого рудного района относятся к скарновым медно-полиметаллической и полиметаллической формациям (84, 99, 101, 81/400-III). На месторождении Даррай-Нур (84/400-III) некоторые участки относятся к гидротермальным свинцово-цинковым залежам в карбонатных породах.

Скарновая медно-полиметаллическая формация представлена участком Далайнор **месторождения Даррай-Нур** (84/400-III), а также проявлением (81 и 101/400-III). Они приурочены к контактам силурийских (101/400-III) и триасовых (81, 84/400-III) известняков с гранитоидами олигоцена. Скарны пироксен-гранатового состава, содержат вкрапленность пирита, галенита, халькопирита. Мощность линз скарнов от 0,5 до 2 м, протяженность – от 2-4 до 20-30 м. Зоны скарнирования имеют общую протяженность до 2 км. В скарнах установлены содержания свинца (от 0,44 до 5,83%), цинка (до 1%), меди (от 0,49 до 4,07%), серебра (от следов до 279 г/т).

Скарновая полиметаллическая формация представлена **месторождением Калай-Асад** (99/400-IV). Рудная минерализация приурочена к скарнам и скарнировым породам на контакте поздне триасовых известняков и олигоценовых гранитов. На участке Биби-Гаухар рудное тело представлено линзой мощностью от 1 до 10 м и протяженностью 50 м и сложено массивными рудами, состоящими из сфалерита и галенита с незначительной примесью пирита, граната, авгита и волластонита. Разведанные запасы (C_1+C_2) этого участка составляют 69,4 тыс. т руды, в том числе 21,1 тыс. т цинка, 5,5 тыс. т свинца, 139 т кадмия при среднем содержании соответственно 30,4; 7,86 и 0,2%.

Другие участки этого месторождения (Центральный, Восточный, Западный, Южный) характеризуются сильно окисленными рудами, состоящими в основном из лимонита, церуссита, смитсонита. Мощность рудных тел колеблется от 0,5 до 3,5 м, протяженность – от 20-30 до 60-200 м. Среднее содержание свинца от 1 до 4,4%, цинка – от 0,5 до 2,16%. Необходимо отметить, что окисленные руды, кроме скарнов, часто связаны также и с зонами окварцевания известняков вблизи массивов гранитоидов. Общие прогнозные запасы по месторождению оценены в 100 тыс. т свинца и цинка.

Железо. Большинство проявлений железа (75, 79, 91, 103/400-III) района относятся к *скарновой магнетитовой формации*. Магнетитовые скарны развиты среди триасовых и юрских известняков на контакте с гранитоидами олигоцена. Мощность рудных тел колеблется – от 10 до 50 м, протяженность – от 100 до 600 м. В скарнах иногда отмечаются гематит, халькопирит, пирит. Содержание железа от 52,5 до 62,8%. Прогнозные запасы отдельных проявлений колеблются от 100 тыс. т (проявление 103) до 2-6 млн т (279).

В единичных случаях (86) железорудная минерализация представлена гематитом и выходами бурых железняков. Гематитовые тела имеют мощность 10-12 м и протяженность 150-250 м. Содержание железа 62-65%. Прогнозные запасы 2-2,5 млн т. Бурые железняки развиты на площади 11 тыс. м², содержание железа в них достигает 52-62%. Прогнозные запасы оценены в 1 млн т.

Медь. Примеси медной минерализации отмечены во многих оловорудных и полиметаллических проявлениях. Также встречается несколько самостоятельных медных проявлений (88, 92, 78/400-IV). Среднее содержание меди в скарнах **месторождения Гбаргей** (88) – от 1,58% до 10%, прогнозные запасы – 10-12 тыс. т. Медная минерализация отмечается также в кварцевых жилах среди олигоценовых гранитов (Чауни, 92) или связана с дайками, сопровождающими массивы олигоценовых гранитов (78). Содержание меди 0,2-0,41%.

Вольфрам. Вольфрамовая минерализация отмечена в одном проявлении (276/500-III) среди гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнов размером 300×40 и 380×15 м, развитых на контакте мраморов силура и гранитоидов олигоцена. Среднее содержание триоксида вольфрама равно 0,05-0,06%, достигая иногда 0,42-0,5%, олова – до 0,25%, меди – до 0,5%.

Кроме описанной рудной минерализации в Чинорском рудном районе, имеются проявления поделочного серпентинита (93, 97/400-III) и оптического кварца (94/400-III). Серпентинит связан с экзоконтактовыми зонами массивов олигоценовых гранитоидов и диоритов, прорывающих доломитовые толщи триаса. Проявления разрабатываются кустарным способом.

Гильмендская металлогеническая зона

Занимает северо-западную часть поднятия Гильменд-Аргандаб, совпадая по площади с одноименным блоком. Он объединяет систему блоков подчиненной (IV) категории: Башланг, Вараз, Бесуд-Шахристан, Кежеран. Условно к этой категории структур отнесен и блок Пагман, развитый далее по простиранию на северо-восток

от блока Гильменд. Географически все эти структуры приурочены к бассейну р.Гильменд и, частично, р.Логар. Структурно-формационные комплексы блока Гильменд, схожи в какой-то степени с таковыми блока Аргандаб.

Эндогенная минерализация Гильмендской металлогенической зоны представлена пегматитовыми месторождениями и проявлениями лития, ниобия, тантала и олова, скарновыми и гидротермальными проявлениями вольфрама, олова, меди, свинца и цинка. В своем большинстве они связаны с олигоценовыми гранитоидами комплекса Гильменд. В единичных случаях в пределах этой зоны встречены докембрийские(?) проявления железа. Кроме коренных рудопроявлений, следует отметить встреченную в шлихах золоторудную и висмутовую минерализацию, также ассоциирующую пространственно с выходами олигоценовых гранитов. В блоке Пагман с раннемеловыми массивами габбро-монцонит-диоритового состава отмечены проявления титано-магнетитовых руд (магнетит-ильменитовая формация).

В пределах Гильмендской зоны выделены два рудных района: Бесудский и Шахристанский.

Оловянно-вольфрамовый Бесудский рудный район

Расположен в верховьях р.Гильменд. Площадь сложена преимущественно протерозойскими сланцевыми толщами. Здесь также развиты каменноугольно-пермские терригенно-карбонатно-сланцевые отложения и палеогеновые вулканиты. Они прорваны массивами позднемеловых-палеоценовых габброидов, монцонитов, сиенитов и олигоценовых гранитоидов.

Бесудский рудный район (18) относится к категории районов со сложной разновозрастной минерализацией. Здесь выявлены проявления, принадлежащие к формации редкометалльных пегматитов (олово, тантал, ниобий, литий) и скарново-шеелитовой формации (вольфрам), связанных с олигоценовыми гранитоидами. Менее характерны проявления метаморфогенной гематит-магнетитовой формации, скарновые проявления полиметаллов.

Формация редкометалльных пегматитов представлена Бесудским полем пегматитовых жил (173/500-I), приуроченных к экзоконтактовой зоне массива олигоценовых гранитоидов комплекса Гильменд. Поле не оконтурено, границы и площадь его неясны.

Наиболее изучен участок Дорданг. Он приурочен к крупному региональному разлому, отделяющему толщу гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев от толщи черных филлитовидных сланцев с прослоями алевролитов и песчаников. Возраст всех этих отложений докембрийский.

Пегматитовые тела образуют систему субпараллельных жил в экзоконтакте гранитоидного массива. Они имеют большей частью линзовидную форму и залегают согласно со слоистостью вмещающих пород. По минеральному составу пегматитовые жилы подразделяются на два типа:

- альбитизированные микроклиновые;
- интенсивно грейзенизированные альбитовые.

В альбитизированных пегматитах присутствует касситерит, танталит-колумбит. Содержание олова в этих пегматитах низкое – среднее 0,044% (иногда до 0,32%). Олово сопровождается бериллием (до 0,05%) и литием (среднее 0,01-0,02 до 0,5%).

Грейзенизированные пегматиты содержат богатую вкрапленность касситерита (от 5 до 15%), танталит-колумбит в них встречается редко. Содержание олова в этих пегматитах составляет 4,28-5,2%, тантала – 0,3-0,5%, ниобия – 0,05-0,07%, лития – до 0,07%, бериллия – 0,01-0,02%.

Ввиду малых размеров пегматоидных линз, богатых касситеритом, участок Дорданг признан бесперспективным. Оценка Бесудского редкометалльного пегматитового поля в настоящее время весьма неопределенная в связи с его слабой изученностью.

Проявление *скарново-шеелитовой формации* (214/500-I) приурочено к экзоконтактовой зоне крупного массива олигоценовых гранитов. Здесь среди протерозойских мраморов наблюдаются зоны скарнов мощностью до 80 м и протяженностью 200 м. Размеры отдельных скарновых тел в пределах зоны колеблются от 2×5 до 3×10 м. В скарнах наблюдаются примазки малахита, вкрапленность халькопирита. В шлихах установлен шеелит. Содержание вольфрама составляет 0,01-0,7%, меди – 0,03-2,94%, олова – до 0,02%. Учитывая наличие большого количества скарновых зон в экзоконтактовых частях массивов комплекса Гильменд, этот район можно считать перспективным на вольфрам.

Гематит-магнетитовая метаморфогенная формация представлена мелкими проявлениями железных руд (182/500-I), развитых среди карбонатно-зеленосланцевой толщи протерозоя. Оруденение представлено вкрапленностью и прожилками магнетита. Мощность зоны 5-100 м, протяженность 1200 м. В железных рудах установлены цинк (0,1%), медь (0,03%), а также примеси марганца, титана, ванадия, хрома.

Скарновые полиметаллические проявления связаны с экзоконтактовыми зонами олигоценовых гранитоидов комплекса Гильменд. Они отличаются малыми размерами и незначительными содержаниями (десятые доли процента) полиметаллов и интереса не представляют.

В целом Бесудский рудный район еще очень слабо изучен. Здесь можно ожидать интересные проявления редкометалльных пегматитов (олово и вольфрам) и скарново-шеелитовой формации.

Шахристанский редкометалльный рудный район

Район (19) расположен в среднем течении р.Гильменд. Его площадь сложена преимущественно гнейсами, сланцами, мраморами докембрийского возраста и массивами олигоценовых гранитоидов комплекса Гильменд. В незначительном количестве развиты каменноугольно-пермские и триасовые карбонатно-терригенные породы. Мощно проявлена разломная и блоковая тектоника.

Район относится к категории сложных с одновозрастной минерализацией – в своем большинстве она связана с различными этапами становления олигоценового комплекса гранитоидов. В пределах рудного района ведущую роль иг-

рает редкометалльная минерализация – она представлена месторождениями и проявлениями различных формаций: редкометалльных пегматитов, скарново-шеелитовой, кварц-касситеритовой и кварц-шеелитовой. Кроме редких металлов, незначительно проявлена медная и свинцово-цинковая минерализация, представленная проявлениями кварц-сульфидной формации.

Формация редкометалльных пегматитов представлена **месторождением лития, тантала и олова Тагавлер** (48/500-III), входящим в открытое автором Тагавлерское поле редкометалльных пегматитов (41/500-III). Пегматитовые жилы этого поля залегают в экзоконтактовой зоне массива гранитоидов олигоценового комплекса Гильменд, среди протерозойских сланцев, алевролитов, песчаников, мраморизованных известняков. Ширина пегматитового поля 1-1,5 км, протяженность 18 км. Главным типом рудоносных пегматитов является сподуменовый. По своему минеральному составу они относятся к *сподумен-микроклин-альбитовому типу*. Жилы имеют плитообразную форму, мощность их 1-20 м, в среднем 3-7 м, протяженность 50-2500 м. Всего в пределах пегматитового поля выявлено около 300 жил. Помимо сподуменовых пегматитов, на площади поля развиты микроклиновые шерлово-мусковитовые, содержащие берилл и циматолит – альбитовые пегматиты.

Сподумен-микроклин-альбитовые жилы сложены следующими минеральными комплексами:

- сподумен-микроклин-кварц-альбитовый;
- микроклин-псевдоморфозы сподумена и кварца по петалиту-кварцу;
- альбитовые агрегаты.

В жилах содержится редкая вкрапленность колумбит-танталита (до 20-40 г/т) и касситерита. Содержание окиси лития колеблется от 0,08 до 2,80%, вероятно оно может составить в среднем не более 1%. Прогнозные запасы окиси лития, подсчитанные по 14 жилам пегматитового поля (включая и месторождение Тагавлер), составляют 1464 тыс. т, Ta_2O_5 – 4,2 тыс. т (содержание 0,008-0,25%), Sn – 17,6 тыс. т (содержание 0,14%).

Тагавлерское месторождение представляет собой довольно крупный литиевый объект, требующий дальнейшего изучения. Прогнозные запасы Li_2O по пяти жилам месторождения – 130 тыс. т (содержание 2,44%). Перспективы его на ниобий, тантал и олово не выявлены.

Скарново-шеелитовая формация представлена проявлением вольфрама (59/500-III). Оно приурочено к экзоконтактовой зоне массива гранитов олигодена среди протерозойских мраморов. Скарны гранат-пироксеновые и амфиболовые имеют мощность от 0,1-0,2 до 10 м, протяженность около 150 м. В них наблюдается шеелитовая минерализация. Содержание триоксида вольфрама колеблется от 0,78 до 0,84%, иногда до 3,75%. В отдельных пробах отмечается олово (0,02-0,11%) и бериллий (0,01-0,1%). Постоянно встречается молибден (0,03-0,1%).

Кварц-шеелитовая формация объединяет группу мелких проявлений вольфрама (33, 18, 28, 47, 52/500-III). Они представлены зонами дробления,

окварцевания, ожелезнения среди олигоценовых гранитов. Мощность зон до 30-50 м, протяженность – сотни метров-километры. Содержание вольфрама составляет 0,2-1%. Кроме того, в отдельных проявлениях выявлены олово (0,1-0,5%), медь (до 1,9%), висмут (до 0,1%).

Наиболее интересное проявление этой формации Нили (52/500-III) представлено зоной субпараллельных кварцевых прожилков общей площадью 0,6×1,4 км. Среднее содержание триоксида вольфрама 0,13% (в отдельных случаях до 1%). Иногда здесь встречаются жилы кварца, содержащие крупные кристаллы вольфрамита, шеелита. Мощность жил 0,1-0,3 м, протяженность – десятки метров. Содержание вольфрама 0,03-0,5%. Проявления кварц-шеелитовой формации типа Нили могут оказаться перспективными.

Кварц-касситеритовая формация представлена мелкими, но довольно многочисленными проявлениями (1, 26, 32, 34, 36, 40, 44, 60, 68/500-III). Они сложены зонами окварцевания и жилами, содержащими вкрапленность касситерита и сульфидов. Жилы и зоны развиты среди олигоценовых гранитоидов или метаморфических толщ протерозойского возраста. Олово содержится в сотых-десятых долях процента. Кроме того, в подобных же содержаниях иногда здесь встречаются медь, вольфрам, мышьяк, висмут.

Наиболее крупным из этой группы в пределах Шахристанского рудного района является проявление Шенг (49/500-III). Среди гранитов олигоценового возраста выявлена группа кварцевых жил и зоны окварцевания, содержащие вкрапленность касситерита и медистых сульфидов, реже – шеелита. Мощность жил от 1-2 до 10-15 см, в раздувах – до 1 м. Мощность зон от 0,3 до 1,5 м. Протяженность жил 10-100 м, зон – 30-100 м. Содержание олова 0,01-2%, в единичных пробах 7-14% (на мощность 10-15 см). Содержание триоксида вольфрама 0,02-0,16% (иногда до 0,8%), меди 0,05%, мышьяка до 1%. Как и проявление кварц-шеелитовой формации Нили, проявление Шенг требует дальнейшего изучения.

Кварц-сульфидная формация представлена мелкими проявлениями меди (5, 10, 22, 25, 29, 35, 38, 39/500-III) и свинца (50/500-III). Большей частью проявления меди представляют собой зоны окварцевания и ожелезнения с вкрапленностью медистых сульфидов, развитых среди протерозойских образований и олигоценовых гранитов. Содержание меди колеблется от сотых долей до 2%. Иногда встречаются (сотые доли процента) свинец, цинк, вольфрам, олово, молибден, мышьяк.

Свинцово-цинковое проявление Эскан (50/500-III) представлено зоной окварцевания 25×300 м в гранитах олигоцена. Содержание свинца 0,76-1,04%, цинка 0,2-0,62%.

Проявления кварц-сульфидной формации имеют второстепенное значение в данном районе.

Необходимо отметить повышенные концентрации золота в аллювиальных отложениях района. Коренные источники золота, вероятно, связаны с медно-полиметаллическими проявлениями кварц-сульфидной формации.

В целом для Шахристанского редкометалльного рудного района характерны формация редкометалльных пегматитов и группа гидротермальных плутоногенных рудных формаций кварцевого парагенезиса (кварц-касситеритовая, кварц-шеелитовая, кварц-сульфидная). Минерализация всех этих формаций в той или иной степени связана с гранитоидными массивами комплекса Гильменд.

Нуристанская металлогеническая зона

Совпадает по площади с блоком Нуристан. Он приурочен к горным хребтам Гиндукуша в пределах Нуристанской горной системы и ориентирован в субмеридиональном северо-восточном направлении. Его протяженность ~400 км, максимальная ширина на юго-западе 130 км. Блок сложен преимущественно выходами древнего докембрийского основания, а также в небольшом количестве комплексом палеозойско-мезозойских отложений. Разрывные нарушения проявлены весьма широко, имея преимущественно северо-восточное простирание. Глубинные разломы Панджшер, Сароби, Кунар ограничивают массив с трех сторон.

Магматизм блока Нуристан сформировался в протерозое и мезо-кайнозое. Протерозойские магматические образования представлены палингенно-метасоматическими гранитоидами, ассоциирующими с выступами кристаллических толщ в западной части массива (комплекс Панджшер). Они концентрируются в основном в пределах единого блока подчиненного порядка – Каписа.

Весьма широко развиты образования мезо-кайнозойской тектоно-магматической эпохи, связанной с процессами автономной активизации. Выделяются раннемеловые породы габбро-монцонит-диоритовой формации (комплекс Нилау) и олигоценовые гранитоиды батолитовой формации (комплекс Лагман). По своим масштабам гранитоиды батолитовой формации резко преобладают.

Эндогенная минерализация Нуристанской металлогенической зоны связана с протерозойской и мезо-кайнозойской металлогеническими эпохами.

Минерализация *протерозойской эпохи* представлена полудрагоценными камнями, пегматитовыми проявлениями мусковита, возможно, бериллия, контактово-метасоматическими проявлениями флогопита.

Мезо-кайнозойская металлогеническая эпоха характеризуется редкометалльной минерализацией, связанной с олигоценовым периодом тектоно-магматической активизации. Как уже отмечалось, с пегматитовыми полями гранитоидов комплекса Лагман развиты месторождения комплексных руд бериллия, лития, ниобия, тантала, цезия, олова, а также оптического турмалина, кунцита. Кроме пегматитовых, встречаются (менее характерные) грейзеновые проявления олова. Следует отметить повсеместные повышенные концентрации в шлихах шеелита, что указывает на перспективность данной территории также и на вольфрам. В целом Нуристанская металлогеническая зона характеризуется ярко выраженной редкометалльной специализацией, что ставит ее на особое место среди других зон описываемой категории. Здесь Л.Н.Россовским и В.М.Чмыревым [81-83] выделены редкометалльные рудные районы (Ишка-

Банди-Амирская металлогеническая зона

Находится в южной части блока Маймана в районе оз. Банди-Амир. Представлена медно-полиметаллическими проявлениями колчеданного типа. В шлиховых пробах отмечена миоценовая телетермальная минерализация. Включает Балхобский рудный район (31).

Балхобский медно-цинковый рудный район

Расположен в бассейне р. Банди-Амир в районе кишлака Балхоб. Здесь в герцинском фундаменте Северо-Афганской платформы среди песчано-сланцевых отложений венд-ордовика, в пределах области развития поздне триасовых субвулканических образований, выявлено медное оруденение, условно отнесенное к *формации субвулканических метасоматических колчеданных залежей*.

Оруденение приурочено к зоне сильно дробленных, окварцованных, лимонитизированных пород и представлено тонкой, богатой вкрапленностью пирита, изредка галенита, налетами малахита и азурита. Мощность зоны 300-400 м, протяженность – 4-5 км. Участки наиболее интенсивной минерализации имеют мощность 20-60 м и протяженность 30-400 м. Содержание меди колеблется от 0,25 до 1,34% (среднее 0,57%), цинка – до 0,07%. В шлиховых ореолах района отмечены повышенные концентрации минералов цинка, свинца (21, 55/500-I), меди (43/500-I) и ртути (28, 40/500-I). Рудный район весьма слабо изучен. В целом он представляется перспективным для поисков медно-колчеданных руд и при необходимости может рассматриваться в качестве одного из первоочередных районов для постановки детальных поисковых работ на медь.

Фарахрудская металлогеническая зона

Зона занимает часть прогиба Фарахруд, расположенного к востоку от зоны Шинданд и выполненного верхнеюрско-нижне меловой терригенно-карбонатной флишовой толщей. Ведущую роль в металлогении описываемой территории играет минерализация миоценового периода тектоно-магматической активизации, представленная телетермальными проявлениями ртути. Ртутная минерализация контролируется разломами северо-восточного простирания, а иногда контактовыми зонами миоценовых даек основного состава. В Фарахрудской металлогенической зоне выделен Пасабандский ртутный район (37), занимающий ее центральную площадь.

Другая эндогенная минерализация, связанная с *раннемеловыми и поздне меловыми-палеоценовыми* комплексами, представлена небольшими *гидротермальными и скарновыми* проявлениями меди, свинца, цинка, вольфрама.

Пасабандский ртутный рудный район

Расположен в бассейне р. Фарахруд. Имеет линейно-вытянутую форму и протягивается в северо-восточном направлении через всю площадь Фарахрудской зоны. Территория рудного района сложена сравнительно слабодислоци-

рованными верхнеюрскими и меловыми терригенно-карбонатными толщами, разбитыми продольными разломами на ряд узких линейных блоков. В отдельных чешуях развиты эоцен-олигоценые вулканиты и олигоценые терригенные отложения. Интрузивные образования представлены мелкими массивами позднемеловых-палеоценовых диоритов, монцонитов, сиенитов комплекса Гариба и многочисленными дайками диабазовых и диоритовых порфиритов миоценового возраста, слагающими целые поля и имеющими меридиональное простирание. В северо-восточной части Фарахрудский рудный район включает площади, непосредственно примыкающие к докембрийскому блоку Вараз, относящемуся к Гильмендской зоне.

В пределах Пасабандского рудного района выделяются две полосы ртутного оруденения: Фарахруд-Калатская и Дарвазская.

Проявления ртути *Фарахруд-Калатской полосы* (Калат, Харнак, Дува-лак, Пандж Шах и др.) (рис. 53) локализируются в средней и верхней частях разреза терригенно-карбонатных толщ нижнемелового возраста. Минерализация размещается вдоль тектонических нарушений в участках интенсивной гидротермальной проработки пород. Изменения проявлены в виде лимонитизации, карбонатизации, развития глинистых минералов (диккита), незначительного по масштабам окремнения и окварцевания. Из нерудных минералов встречаются барит, гипс, арагонит. Рудная минерализация представлена киноварью. В незначительных количествах отмечаются пирит, галенит, сфалерит, антимонит, арсенопирит, халькопирит, реальгар, касситерит.

Четкого литологического контроля в распределении ртутного оруденения нет. Минерализация киновари отмечается в разнообразных породах: метасоматитах по основным дайкам, известнякам, алевролитам, песчаникам. Все же чаще ртутная минерализация фиксируется в метасоматитах по изверженным породам, уплотненным и окремненным в результате контактового воздействия карбонат-терригенных пород. Связь ртутного оруденения с метасоматитами пород магматического происхождения чисто пространственная. Рудные тела располагаются вдоль трещин среди контактово-измененных вмещающих пород и реже в самих дайках (рис. 54).

Киноварь наблюдается в виде вкрапленности, мелких прожилков, примазок, пылевидных скоплений, распределенных весьма неравномерно в массе рудовмещающих пород. В отдельных случаях отмечены гнездообразные скопления почти сплошной мелкозернистой киновари объемом до 2,5 м³. По морфологическим признакам рудопроявления Харутруд-Калатской группы относятся к трещинному типу и представляют собой минерализованные трещины, реже тела неправильной гнездообразной формы. Рудные зоны здесь крутопадающие, протяженностью 150-350 м при мощности от 1-3 до 15 м. Содержание ртути колеблется от сотых до десятых долей процента. Вертикальный размах оруденения превышает 300 м. Рудопроявления Калатской группы могут быть отнесены к диккитовому типу ртутной формации, приуроченной к зонам дробления.

Дарвазская группа ртутных проявлений расположена в северо-восточной части прогиба Фарахруд, в области стыка последнего с поднятием Гильменд-



Рис. 53. Пасабандский рудный район; Фарахруд-Калатская группа ртутных проявлений (31 – Себак, 32 – Сурхноу, 33 – Харнак и др.)

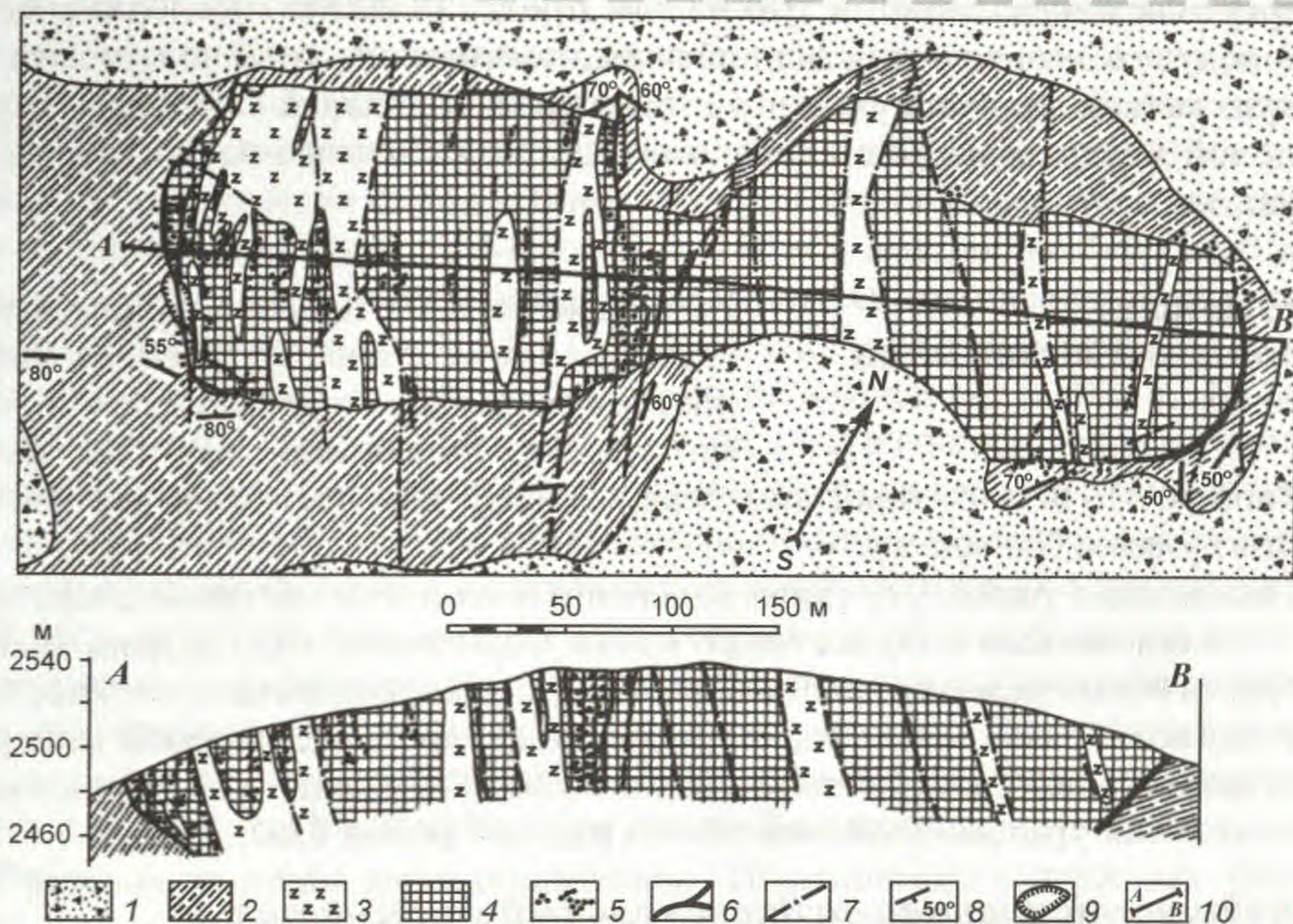


Рис. 54. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения ртути Харнак (по Л.Е.Корневу, 1975) [1]

1 – делювий; 2 – сланцы, аргиллиты; 3 – диккитизированные и карбонатизированные габбро-диориты; 4 – диккит-карбонатные метасоматиты; 5 – зоны ртутной минерализации; 6 – основные рудные тела; 7 – тектонические нарушения; 8 – элементы залегания; 9 – древние выработки; 10 – линии геологических разрезов

Аргандаб (зона разлома Гильменд). Выявленные здесь коренные рудопроявления ртути приурочены в основном к тектоническим чешуям красноцветов палеогена, реже – к линзам известняков нижнего мела. Ртутная минерализация в виде вкрапленности прожилок, примазок, мелких гнезд приурочена к метасоматически измененным породам. Киноварь ассоциирует с кварцем, жильным диккитом, кальцитом, железистыми карбонатами. Содержание ртути колеблется от сотых долей до 1%.

Пасабандский рудный район является одной из наиболее перспективных территорией Афганистана для поисков ртутных месторождений.

Тарнакская металлогеническая зона

Совпадает по площади с одноименным позднеюрским-раннемеловым прогибом шовного типа, вытянутым вдоль юго-восточного обрамления Центрально-Афганского срединного массива. Здесь известна хромитовая и медная минерализация, сопутствующая раннемеловым комплексам островодужного типа, и так же широко раз-

вита ртутная минерализация. По нашим представлениям, последняя может иметь ведущее значение для данной зоны, поэтому мы условно относим Тарнакскую металлогеническую зону к категории площадей с ведущей ртутно-свинцовой минерализацией миоценового периода тектоно-магматической активизации.

Регистанская металлогеническая зона

Расположена в Регистане в районе южной границы Афганистана. Эндогенная минерализация зоны представлена редкими землями, ураном, флюоритом, баритом, фосфором (апатиты). Весь рудный комплекс связан с карбонатитами раннечетвертичного вулкана Ханнешин.

Необходимо упомянуть также о наличии в этой зоне месторождений арагонита – облицовочного и поделочного камня. Арагониты этого района находятся в генетическом родстве с раннечетвертными карбонатитами и в этом свете могут оказаться носителями редкоземельной, фосфорной, урановой минерализации, аналогичной с выявленной в Ханнешине. В Регистанской зоне выделен Ханнешинский ураново-редкоземельный рудный район (29).

Ханнешинский ураново-редкоземельный рудный район

Относится к категории рудных районов со сложной разновозрастной минерализацией. Предварительное изучение вулкана Ханнешин показало, что в геохимическом отношении этот комплекс характеризуется повышенным содержанием многих типоморфных элементов карбонатитов: железа, фосфора, редких земель, бария, стронция, ниобия, урана, тория, фтора, свинца.

Урановая минерализация. Как уже отмечалось, для карбонатитового комплекса Ханнешин весьма характерна урановая минерализация. Повышенные содержания урана отмечены в большом количестве проб, разбросанных по всей площади распространения вулканических пород, но наибольшее их сгущение приурочено к южной части вулканической постройки. Урановая минерализация отчетливо связана с низкотемпературными образованиями халцедон-карбонатного состава.

Выявлена зона с визуально различными урановыми минералами. Один участок с повышенной ураноносностью находится в 700-800 м к юго-западу от периферической части жерла вулкана. Здесь развиты розово-серые среднезернистые туфопесчаники, интенсивно брекчированные в субмеридиональной зоне мощностью 2 м и протяженностью до 0,5 км. С востока зона брекчирования оперяется маломощными жилами арагонит-халцедонового состава. Полоса, в которой отмечаются указанные прожилки, имеет ширину до 30 м и протяженность до 100 м. Отдельные прожилки имеют мощность 0,5-3 см и прослеживаются до 10-30 м. В прожилках наблюдается вкрапленность и примазки ярко-желтой урановой слюдки. В отдельных штуфах из этих прожилков содержание урана составляет 8,04-9,63%. Выявленная зона нуждается в самом тщательном изучении.

Второй участок находится в 2-3 км к северу от жерла вулкана на периферии его контура. Здесь обнажаются песчано-глинистые отложения, пересеченные зоной дробления субширотного простирания. Зона имеет ширину до 25 м и визуально прослеживается на 1,5-2,0 км. Для этой зоны характерна значительная халцедонизация пород. Наиболее интенсивное окремнение наблюдается вдоль полосы протяженностью не менее 100 м и мощностью 1-1,5 м. В двух штучных пробах из халцедоновой породы спектральным анализом установлено содержание урана 0,1 и 0,5%. Проверка этих данных рентгеноспектральным методом (ВИМС) дала содержание урана в пределах 0,0058-0,0152%, тория – 0,0018-0,0115%. Зона детально не изучена, и в ее пределах возможны обнаружения более высоких содержаний урана. При проведении дальнейших работ следует учитывать, что урановая минерализация, вероятно, локализована не только вблизи собственно вулканических карбонатитовых образований, но может быть встречена и на значительном от них удалении. В связи с этим следует обследовать на металлогеническую специализацию по урану приповерхностные гидротермальные жилы и покровы арагонитовых перекристаллизованных травертинов Малик-Дуканской группы месторождений, геохимически родственных халцедон-арагонитовым жилам Ханнешина.

Редкоземельная минерализация. Повышенные содержания редких земель характерны преимущественно для пород севитовой группы и для анкерит-баритовых карбонатитов.

В анкерит-баритовых карбонатитах макроскопически фиксируются характерные редкоземельно-барий-стронцевые карбонаты, ассоциирующие с флюоритом. В отдельных зонах гидротермальной флюоритизации анкерит-баритовых карбонатитов содержание редкоземельных элементов поднимается до нескольких процентов на массу породы при высоком содержании барита.

В жерловой части вулканической структуры, ближе к ее восточному краю, среди анкерит-баритовых карбонатитов обнаружена субмеридиональная зона мощной флюоритизации с визуально большим количеством желтого землистого карбоната. Протяженность зоны 800 м, ширина – 50 м, эрозионный врез – 150 м. Редкоземельный минерал предварительно определен как бербанкит, однако диагностика нуждается в подтверждении. Флюорит из этого парагенезиса также представлен редкоземельной разновидностью. Редкие земли представлены в карбонатитах Ханнешина элементами цериевой группы.

Комплексной поисково-оценочной аэрогеофизической съемкой масштаба 1:25 000 в районе вулкана Ханнешин (на площади 400 км²) установлено обширное поле чрезвычайно высоких содержаний тория и урана. По результатам работ оконтурен участок распространения пород экструзивной и эксплозивной фаций за пределами жерла. Выделены зоны с повышенным содержанием урана (радия) и тория вне площади основного карбонатитового массива. В юго-западной части вулкана также установлены участки с высоким содержанием урана (радия), приуроченные, по-видимому, к зоне уранового оруденения. Площадь участка характеризуется также высоким содержанием тория и является перспективной на обнаружение редкоземельной минерализации. Природа

радиоактивности позволила авторам выделить здесь следующие типы установленных аномалий: чисто урановый, торий-урановый, калий-ториевый, смешанный торий-ураново-калиевый и уран-ториевый.

По данным аэромагнитной съемки в пределах вулкана выделены две аномалии, перспективные на связь с магнетитовым оруденением (Княжев и др., 1976).

Фосфатная минерализация. Основным носителем фосфора является апатит, относящийся к числу наиболее распространенных акцессорных минералов всех без исключения разновидностей карбонатитов Ханнешина, но наибольшее его количество наблюдается в породах альвикитовой группы и особенно в альвикитовых агломератах, насыщенных эндогенными включениями. Содержание P_2O_5 в этих породах достигает 8,3%. Основная масса апатита сосредоточена в альвикитах. Как известно, камафоритами называют различные типы апатит-магнетитовых пород магматического или метасоматического генезиса, связанных с карбонатитами. По составу выделяются магнетит-apatит-форстеритовые камафориты (наиболее широко распространенные в карбонатитовых комплексах), а также магнетит-apatит-пироксеновые. Ассимилированные альвикитами Ханнешина камафориты принадлежат к этому последнему типу. Апатит из альвикитов соответствует по составу редкоземельному фтор-apatиту. Результаты предварительного опробования дали сравнительно низкие содержания P_2O_5 (1,55-2,29%) на массу породы.

Изучение пролювиальных отложений по долинам временных водотоков, радиально расходящихся от центра структуры, показало, что содержание P_2O_5 в этих отложениях только в единичных пробах достигает процента.

5.3.4.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ С ПОЛИЦИКЛИЧНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ СКВОЗНОГО ТИПА

Металлогенические зоны с полициклической минерализацией приурочены к Герируд – Центрально-Бадахшанской шовной структуре, разделяющей структурно-магматические провинции Северо-Западного и Центрального – Восточного Афганистана.

Герируд-Панджшерская металлогеническая зона

Простирается от западной границы Афганистана в широтном направлении через бассейн рек Герируд и Горбанд до района Бамиан-Чорикара. Далее простирается структура становится северо-восточным и она, описывая плавную дугу, переходит в бассейны рек Панджшер и Кокча. Площадь зоны совпадает с территориями выделенных здесь структурно-магматических блоков Герата (Хоросана), Среднего Афганистана и Панджшер-Кокча.

Рудные комплексы Герируд-Панджшерской металлогенической зоны формировались, по-видимому, в течение длительного времени, на протяжении всей