

ГЕОЛОГО-
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ



НОВОСИБИРСК 1988

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ГЕОЛОГО- ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1988

Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы: Сб. науч. тр./АН СССР, Сиб. отд-ние; Ин-т геологии и геофизики. [Редкол.: В.А.Соловьев (гл.ред.) и др.] Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 123 с.

Публикуются новые данные по метаморфизму и расчленению низов разреза докембрия Сангиленского срединного массива Юго-Восточной Тувы, предварительные результаты исследований магматизма ранних этапов развития этого региона.

В серии статей по Агардагской структурно-формационной зоне, отделяющей докембрийский массив от раннекаледонских образований Восточно-Таннуольской зоны, решаются проблемы этапности тектонических деформаций на основе петроструктурного анализа, предлагается детальная шкала магматических образований, включающая офиолитовую ассоциацию, обсуждается построение матричной модели общей геологической легенды для крупномасштабного геологического картирования, объединяющей разнородные типы геологических объектов (стратиграфических, тектонических, магматических и т.д.).

Материалы представляют интерес для широкого круга специалистов, изучающих стратиграфию, тектонику и магматизм докембрийских и раннепалеозойских образований складчатых областей.

Редакционная коллегия

д-р геол.-мин. наук В.А.Соловьев (гл. ред.),
канд.геол.-мин. наук А.С.Гибер (отв. ред.),
канд.геол.-мин. наук П.П.Кузнецов,
канд.геол.-мин. наук С.Ю.Беляев

Рецензенты

канд.геол.-мин. наук Н.А.Берзин
(Институт геологии и геофизики СО АН СССР),
канд.геол.-мин. наук А.М.Боровиков
(Новосибирский государственный университет)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Представляемый вниманию читателей сборник научных трудов "Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы" является продолжением публикации материалов по результатам комплексных тематических работ, проводимых в пределах Юго-Восточной Тувы временным научно-исследовательским коллективом Института геологии и геофизики СО АН СССР при участии сотрудников Геологического института АН СССР, Института физики Земли АН СССР, Томского университета и ряда других организаций.*

Работа этого коллектива была организована с целью отработки методики полигонных исследований, предшествующих крупномасштабному геологическому картированию на широких площадях. Организаторы работ предполагали, что подобная инициатива привлечения к решению задач крупномасштабного геологического картирования, в частности, составления комплексных стратиграфических и магматических легенд, вызовет интерес со стороны руководства производственных организаций Мингео СССР. В частности, предполагалось, что в полигонных исследованиях примут участие геологический съемщик, что позволит выработать модель организации школы повышения квалификации еще до развертывания геолого-съемочных работ. Однако до настоящего времени никаких реальных шагов для включения в эту работу своих специалистов со стороны организаций Мингео СССР не предпринято, хотя элементарная логика подсказывает, что без перехода на качественно новый уровень проведения геологического картирования производственная геология лишает себя перспективы для проведения успешных поисковых работ уже в ближайшие годы.

* Первым изданием этой серии является сборник научных трудов "Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува)". Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. 133 с.

По этой причине геологические исследования временного коллектива носят преимущественно научно-исследовательский характер, отвечающий формулировке фундаментальной части его темы: "Структурная и вещественная эволюция земной коры", хотя изложенные в сборнике данные по уточнению стратиграфических схем, расчленению на серии магматических образований, расшифровке последовательности деформаций горных пород и т.д., безусловно, должны найти практическое применение.

Значительная часть материалов сборника посвящена исследованиям Агардагской структурно-формационной зоны. Интерес коллектива именно к этой зоне вызван тем, что геологические особенности этой структуры: широкий (вероятно, до одного миллиарда лет) стратиграфический интервал формирования слагающих ее геологических тел, спектр магматических пород от альпинотипных ультрабазитов до лейкократовых гранитов, сложный покровно-чешуйчатый характер тектоники – позволили участникам комплексных исследований в процессе работы и взаимного обмена мнениями непосредственно на исследуемых объектах взглянуть на них глазами специалистов смежных геологических дисциплин. Это приводило к качественно новому уровню восприятия, и, как и ожидали организаторы коллектива, – к пересмотру некоторых прежних теоретических представлений и отказу от шаблонных решений, свойственных для специалистов узкого профиля.

Мы надеемся, что материалы данного сборника, несмотря на их промежуточный характер, послужат наглядной иллюстрацией преимуществ комплексного подхода к решению задач региональной геологической съемки, а в чем-то – возможностей представителей академической науки в решении задач практической геологии.

П.П.Кузнецов

А.А.Терлеев, А.С.Гибшер, С.Ю.Беляев

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕТАТЕРРИГЕННОГО
(ТЕСХЕМ—МУГУРСКОГО) КОМПЛЕКСА
С ПЕРЕКРЫВАЮЩИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ НА ЗАПАДЕ САНГИЛЕНА

Работа продолжает исследования по созданию принципиального сводного разреза позднего докембрия Сангилена. В предыдущей публикации /Гибшер и др., 1987/ мы представили на обсуждение разрез терригенно-карбонатного комплекса, включающего сангиленскую серию, нарынскую, тельхемскую, тоскульскую, шихемскую и ходаляхскую свиты общей мощностью более 8 км. Но вопрос о соотношении нижнего члена этого разреза (сангиленская серия) с подстилающими метаморфическими толщами мугурской и тесхемской свит остался открытым.

Принципиальность решения этого вопроса для геологии Юго-Восточной Тувы, других регионов Алтае-Саянской складчатой области и Монголии заключается в следующем. Во-первых, это позволит выяснить тектоническую природу метаморфических толщ Сангилена: относится ли он к комплексу основания раздробленного на крупные блоки древнего кратона, либо это ремобилизованные эндогенными процессами мощные геосинклинальные толщи. Во-вторых, появится реальная возможность оценить тектономагматическую сущность смены метаморфического комплекса терригенно-карбонатным. В-третьих, решение этого вопроса даст более ясное представление о стратиграфическом положении метаморфических образований Сангилена и смежных территорий в региональной шкале складчатого обрамления Сибирской платформы.

В настоящее время существует несколько точек зрения по вопросу взаимоотношений метаморфического комплекса Сангилена с более молодым терригенно-карбонатным. Ряд исследователей /Ильин, 1958а,б; Геология СССР, т.ХХХІХ, 1966 и др./ считают, что метаморфические толщи (тесхемская, мугурская свиты) согласно и постепенно надстраиваются карбонатным разрезом, представленным балктыгхемской, чартыской и нарынской свитами (сангиленская серия).

Согласно другой точке зрения /Гиндингер, 1984; Гиндингер и др., 1979; Капустин, 1975; Лепезин, 1978; Митрофанов, Казаков, 1973; Митрофанов и др., 1982; Волобуев и др., 1983/, в основании

карбонатного комплекса Сангиленна допускается крупное несогласие, фиксирующее перестройку эндогенно-тектонического режима. Основным фактом, подтверждающим эту точку зрения, является структурное несогласие между карбонатным и метатерригенным комплексами в районе рек Марат-Арабулак-Качик /Лепезин, 1978/ и в Чангусской структуре на правом берегу р.Эрзин /Гинцингер и др., 1979; Гинцингер, 1984/.

Исследованиями последних лет в ряде мест устанавливаются тектонические соотношения между этими комплексами /Вологдин, Терлеев, 1986; Терлеев, 1987; Баяев и др., 1987/. Но при изучении структуры Чангусской синклинали правобережья р.Эрзин между реками Морен и Баян-Кол установлено, что в тектонических окнах под покровом мраморов, традиционно относимых к балкытыгхемской свите, разрез мугурской свиты /Ильин, 1958а/ выше "рудоносной" пачки нормально надстраивается терригенно-карбонатной (мощностью до 1000 м) и сланцевой (мощностью до 600 м) толщами /Терлеев, 1987/. По характеру метаморфизма мугурская свита отвечает ставролит-силлиманитовой зоне эпидот-амфиболитовой фации и вписывается в структуру метаморфической зональности, откартированную в этом районе Г.Г.Лепезиным /1978, рис.6/. Подобная толща мощностью до 2 км описана А.В.Ильиным /1966/ (под названием чартыская) в северо-восточной части Чангусской структуры в бассейне р.Улду.

В связи с этим закономерно допущение, что разрез метаморфического комплекса не ограничен только тесхемской и мугурской свитами, а имеет более сложное строение. Тем более, что до сих пор нет ясного представления о стратиграфическом положении толщи чинчиликских сланцев в стратотипической местности, также как не доказано стратиграфическое соответствие их мугурской и тесхемской свитам. Правомерно и предположение о том, что толщи выше "рудоносной" пачки относятся к нижним частям разреза сангиленской серии. Приведенные допущения открывают более широкую перспективу поиска достоверной границы между мугурской и балкытыгхемской свитами.

Учитывая вышесказанное, мы сосредоточили исследования в бассейне р.Нарын, в районе пос.Нарын и водораздела с ее левым притоком р.Хондей (рис.1), так как этот участок сопряжен с изученной нами площадью распространения сангиленской серии и стра-

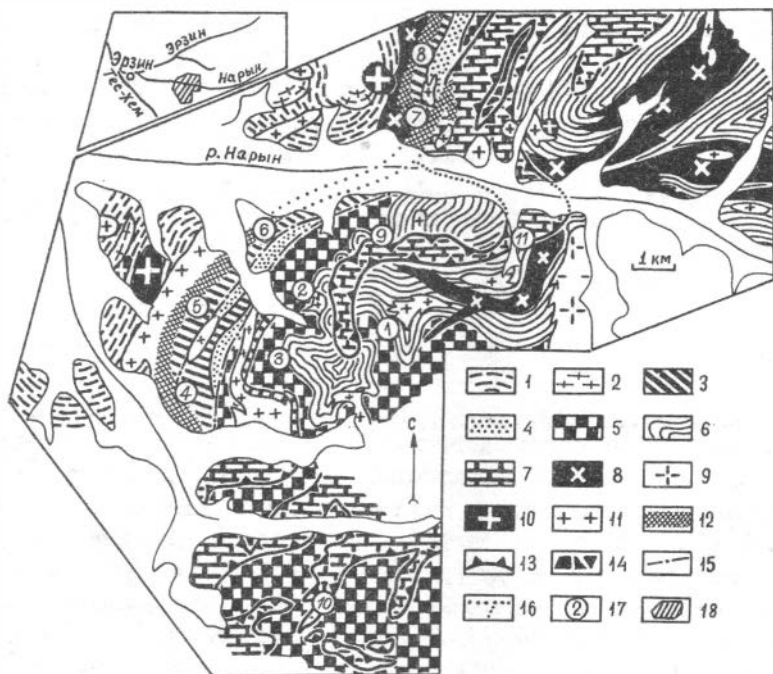


Рис. I. Геологическая схема опорного участка водораздела рек Нарын - Хондей:

I - первый метаморфический комплекс: биотитовые гранитогнейсы и мигматиты; 2 - гранат-кордиеритовые гнейсограниты; 3-4 - карбонатная толща: 3 - графитистые мраморы, 4 - переслаивание мраморов, кварцитов и кварц-сланцев; 5 - второй метаморфический комплекс: гранат-кордиеритовые гнейсы и мигматиты; 6 - терригенно-карбонатная толща: мраморы, кварциты и слюдяные сланцы; 7 - толща мраморов; 8 - диориты, кварцевые диориты; 9 - биотит-амфиболовые граниты; 10 - высокоглиноземистые граниты; II - лейкограниты; 12 - зона бластомилонитов; 13 - подошва надвига или покрова; 14 - тектоническая брекчия; 15-16 - разрывные нарушения: 15 - откартированные, 16 - скрытые четвертичными отложениями; 17 - местоположение (т.н.) детально изученных и хорошо обнаженных тектонических и стратиграфических контактов между толщами; 18 - местонахождение опорного участка (на врезке)

тотипической местностью нарынской свиты, где откартирована геологическая структура и известна стратиграфическая последовательность толщ /Гибшер и др., 1987/. Прежде чем излагать фактический материал оговоримся, что при конкретном описании метаморфических толщ участка мы не будем пока давать выделенным комплексам названия местных свит (тесхемская, мугурская), так как для корреляции их с разрезами стратотипов требуются дополнительные исследования.

Литологические комплексы (толщи)

Первый метаморфический комплекс. На северо-западе участка (см. рис. I) обнажаются биотитовые мигматизированные гранито-гнейсы. Поле их распространения пересекает в северо-восточном направлении долины Хондея, Нарына и уходит в междуречье Орто-Добчи и Кара-Саиль. Мигматиты рассечены будинированными телами жильных гранитов с мелким гранатом. Гнейсовидность в развитых здесь же гранат-кордиеритовых гнейсогранитах не совпадает с метаморфической сланцеватостью биотитовых гранито-гнейсов. Комплекс метаморфических и магматических пород прорывается телами высокоглиноземистых гранитов, зернистость которых увеличивается от меланократовых разностей к лейкократовым. В поле биотитовых гранито-гнейсов самыми молодыми являются биотитовые лейкограниты, которые прорывают все развитые здесь метаморфические и магматические образования. По метаморфической сланцеватости намечается структура, типичная для гранито-гнейсовых куполов.

Карбонатная толща. Её отложения прослеживаются от правых притоков р. Хондей через долину Нарына в междуречье Кара-Саиль - Таттыг-Хем. Они представлены полосой мраморов с крупным графитом, от 600 м на юго-западе до 100 м на северо-востоке, которые в юго-восточном направлении сменяются пачкой перемежающихся графитистых мраморов, кварцитов, кварц-углеродистых и слюдяных сланцев, реже гранат-биотитовых гнейсов. Простираение пачки северо-восточное.

Мраморы отделены от гранито-гнейсов полосой бластомилонитов по лейкогранитам и гранито-гнейсам на левобережье Нарына и по диоритам и кварцевым диоритам на правобережье. Ширина тектонической зоны 400-200 м.

Второй метаморфический комплекс. Восточнее пачки переслаивания обнажаются гранат-кордиерит-биотитовые мигматизированные гнейсы с отдельными редкими пластами мраморов. Они занимают широкое поле водораздела рек Хондей и Орто-Джэргаланде. Гнейсы отделены от терригенно-карбонатной пачки разломом и прорываются гранат-биотитовыми гнейсогранитами, диоритами, высокоглиноземистыми гранитами и лейкогранитами.

Терригенно-карбонатная толща. Нижняя часть толщи представлена преимущественно мраморами с отдельными слоями и линзами кварцитов, а в верхней чередуются пачки мраморов с кварцитами, кварц-биотитовых сланцев и мраморов с примесью терригенного материала. Толща прорывается биотитовыми лейкогранитами, которых особенно много в низах разреза, а также диоритами, кварцевыми диоритами и биотит-амфиболовыми гранитами.

Толща мраморов. Самой верхней (гипсометрически) в этой последовательности является толща чистых мраморов, которая в виде тектонического покрова перекрывает терригенно-карбонатную толщу, гнейсы и диориты.

Типы контактов между комплексами

1. Тектонический – между первым метаморфическим комплексом и карбонатной толщей.
2. Стратиграфический – между вторым метаморфическим комплексом и терригенно-карбонатной толщей.
3. Тектонический – между толщей мраморов и нижележащими – вторым метаморфическим комплексом и терригенно-карбонатной толщей.

Тектонический контакт первого метаморфического комплекса и карбонатной толщи прослеживается с правого на левый берег Нарына преимущественно в субмеридиональном направлении (см. рис. I, т. н. 4-8).* На границе гранитогнейсов и графитистых мраморов устанавливается широкая полоса бластомилонитов по гнейсам, мраморам, гранитам и диоритам. Бластомилониты по диоритам выглядят как

* Здесь и далее точки наблюдения (т. н.), вынесенные на рис. I, соответствуют местоположению детально изученных и хорошо обнаженных контактов.

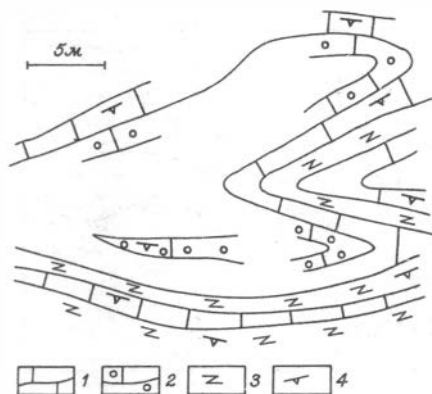
псевдослоистые породы. Темные "слои" насыщены амфиболом, светлые - кварц-полевошпатовыми агрегатами. В белых кальцитовых сланцах кливажные плоскости мраморов выполнены графитом. Зона бластомилонитов местами подвержена интенсивному калиевому метасоматозу. Ширина зоны милонитов колеблется от 100 до 400 м и зависит в значительной мере от рельефа. На левом берегу Нарына, где она приурочена к резкому перепаду в рельефе, ее ширина - минимальная. В плане зона контакта плавно изгибается, причем на севере (правый берег Нарына) часто осложнена мелкими "заливами" и уступами. В немногих случаях, когда можно определить угол наклона контакта - он крутой ($60-80^{\circ}$), падает под терригенно-карбонатные породы.

Внутренняя структура карбонатной толщи - чешуйчато-складчатая. Мелкие складки фиксируются плохо, однако, судя по элементам залегания пород, можно предположить, что они изоклиналильные. Границы тектонических чешуй ориентированы обычно согласно с простиранием слоистости и маркируются зонами интенсивной мелкой складчатости (до плейчатости) или катаклаза. Нередко можно наблюдать утыкание горизонтов пород в границы чешуй.

Стратиграфический контакт второго метаморфического комплекса и терригенно-карбонатной толщи. Терригенно-карбонатная толща смята в крупную синклиналильную складку, шарнир которой имеет северо-западное простирание. Ее крылья осложнены более мелкой, нередко изоклиналильной складчатостью, подстилается она метаморфическими образованиями: гранат-кордиерит-биотитовыми гнейсами с отдельными горизонтами амфиболовых сланцев и мраморов. Горизонты мраморов невелики по мощности (первые метры) и быстро выклиниваются по простиранию. Исключение составляет один горизонт мраморов, прослеживающийся на 1,2 км, мощностью от 100 до 120 м. В зоне контакта (см. рис.1, т.н. 1-3) между метаморфической и терригенно-карбонатной толщами установлено, с одной стороны, соответствие элементов залегания пород (фиксируются по прослоям кварцитов) карбонатного комплекса линии границы. С другой стороны, простирание сланцеватости гнейсов также конформно простиранию границы. Таким образом, можно говорить о конформности структурных планов комплексов. Стратиграфический характер границы подтверждается постепенной сменой одних пород другими и в равной мере их участием в изоклиналильной складчатости (рис.2).

Рис.2. Постепенный переход от метаморфических пород к терригенно-карбонатным:

1 - мраморы; 2 - терригенно-карбонатные породы; 3 - биотит-гранатовые гнейсы; 4 - элементы залегания



Показателен контакт на южном склоне высоты с отм. 1654,6 м (см. рис.1, т.н. 2). Здесь также отмечается конформность элементов залегания мраморов (по линзам кварцитов) и сланцеватости гнейсов. Но насыщенность приконтактной зоны лейкогранитами придает ей некоторую специфику, на которой следует остановиться подробнее. Тела лейкогранитов имеют вытянутую форму и так же конформно вписываются в общие контуры структуры (рис.3,а). Как правило, контакты гранитов с мраморами интрузивные, есть зоны скарнирования, перекристаллизации кальцита и т.д. Но нередки случаи будинажа дайковых тел гранитов, а также тектоническая брекчия на контакте с мраморами. Наличие хрупких и пластических деформаций особенно хорошо подчеркивается диабазовыми дайками, прорывающими граниты и мраморы (рис.3,б). Дайки в мраморах сильно измяты и растащены, а при переходе в граниты милонитизированы. Создается впечатление, что при складчатости интрузивные породы подверглись хрупким, а мраморы пластическим деформациям. Сложная складчатость в мраморах подчеркивается также скоплениями агрегатов кварца и полевого шпата вытянутой формы - новообразований сегрегированных при пластическом течении в условиях повышенного давления и температуры.

Тектонический контакт толщ мраморов с подстилающими образованиями. Нарушенное залегание мраморов на метаморфических породах наиболее ярко выражено на юге района (см. рис.1, т.н. 10). В метаморфических породах преобладают гранат-биотитовые гнейсы,

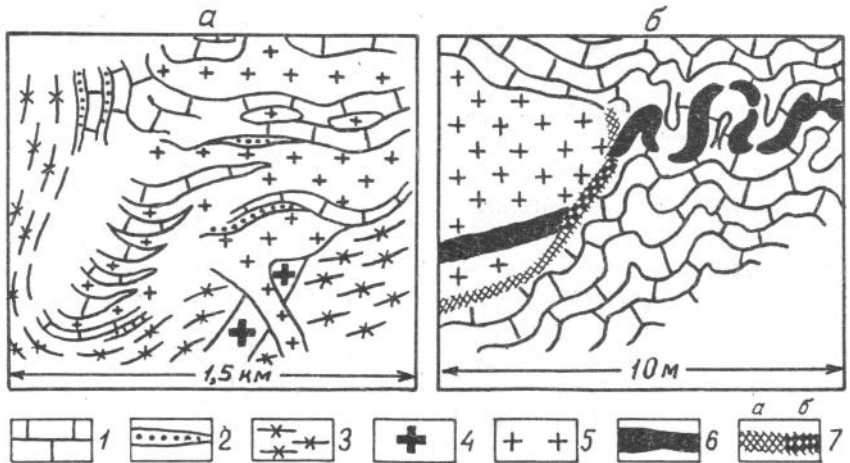


Рис.3. Характер соотношения терригенно-карбонатной толщи с подстилающими гнейсами (а); фрагмент обнажения - поведение дайки диабазов (б):

1 - мраморы; 2 - линзы кварцитов; 3 - гнейсы; 4 - высокоглиноземистые граниты; 5 - лейкограниты; 6 - диабазовая дайка; 7 - зона милонитов: а - по гранитам, б - по диабазовой дайке

часто мигматизированные амфиболовые сланцы, редкие тела мраморов линзовидной формы. Они прорваны высокоглиноземистыми гранитами и биотитовыми лейкогранитами (второй метаморфический комплекс).

В основании слагающих повышения в рельефе мраморов наблюдается тектоническая брекчия. Карбонаты интерпретируются как останцы тектонического покрова разной формы и размеров с большим количеством эрозионно-тектонических окон и полуокон. Хотя в обнажениях обычно фиксируются крутые элементы, соотношение линии контакта с рельефом свидетельствует в целом об их пологом залегании.

Зона милонитизации и брекчирования имеет различную мощность (до нескольких сот метров) и во всех случаях принципиально одинаково построена. В разрезе (снизу вверх) здесь обычно наблюдаются следующие разновидности пород (рис.4,а):

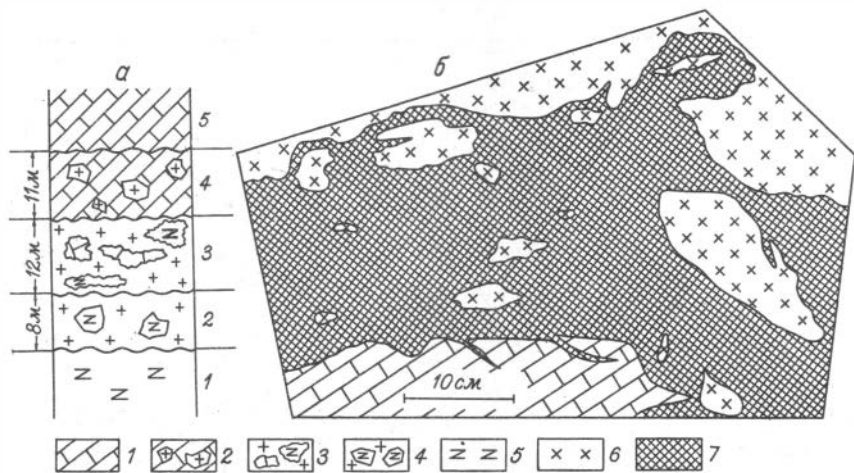


Рис.4. Контакт толщи мраморов с гнейсами: строение зоны контакта (а), фрагмент зоны (б):

1 - мраморы; 2-4 - милониты: 2 - по мраморам с обломками гранитов, 3 - по гранитам с включениями гнейсов и мраморов, 4 - по гранитам с включениями гнейсов; 5 - гнейсы; 6 - лейкограниты; 7 - милониты по мраморам

1. Массивные гнейсы. Гнейсовидность субвертикальная.

2. Интенсивно дислоцированные (милонитизированные) лейкократовые граниты с многочисленными включениями метаморфических пород. Редко встречаются мелкие обломки мраморов.

3. Зона катаклазированных гранитов, насыщенных включениями гнейсов и мраморов. Их содержание примерно одинаковое, так же, как и размеры.

4. Милонитизированные мраморы, насыщенные обломками гранитов (рис.4,б). Иногда отмечаются глыбы мраморов, в которых фиксируются элементы осадочной структуры по мелким одиночным прослоям кварцитов. Форма глыб гранитов в милонитах обычно удлиненно-овальная, но нередки глубокие зазубрины, отщепы.

5. Относительно массивные мраморы.

Структура перекрывающих и подстилающих образований сложная - чешуйчатая. Ориентировка чешуй обычно совпадает с простиранием

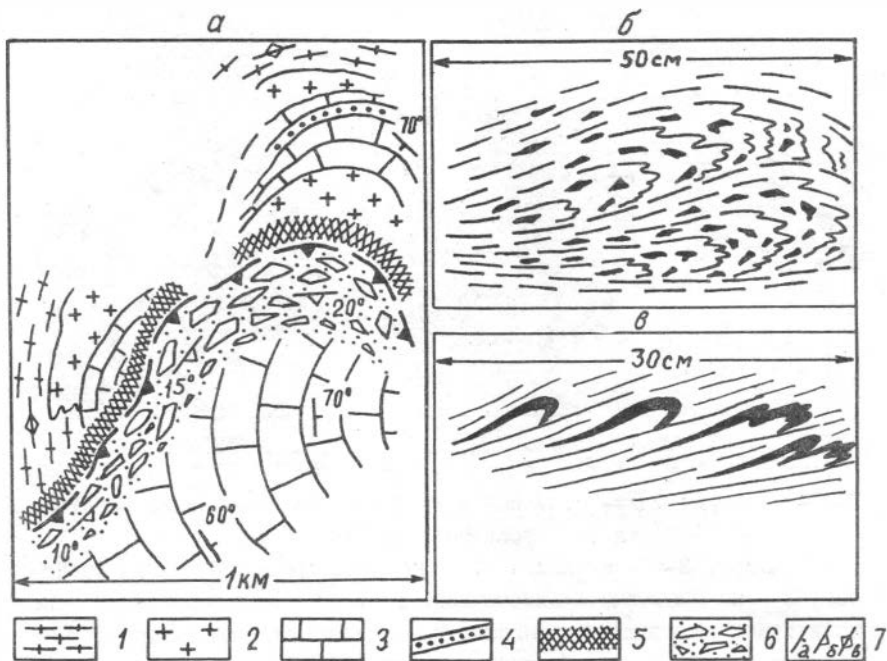


Рис.5. Нижний контакт толщи мраморов: в плане (а), складки волочения (б), складки скольжения (в):

1 - гнейсы; 2 - лейкограниты; 3 - мраморы; 4 - линзы кварцитов; 5 - зона милонитов по породам автохтона; 6 - тектоническая брекчия; 7 - элементы структуры: а - слоистости, б - плоскости надвига, в - сланцеватости

гнейсовидности и рассланцеванием в основной массе пород. Полностью расшифровать внутреннюю структуру метаморфической толщи не удастся из-за недостаточной обнаженности. В мраморах границы тектонических чешуй обычно маркируются линейными зонами брекчирования, милонитизации и окварцевания.

Останцы тектонического покрова встречаются и на севере района. Здесь выделяется крупный, вытянутый в субширотном направлении массив мраморов, полого перекрывающий нижележащие образования. Северный фас останца покрова фиксируется мощной (до 50-60 м)

зоной милонитизированных пород (см. рис. I, т. н. II). Ниже контакта — терригенно-карбонатная толща, слои в которой ориентированы субмеридионально. Горизонты и выше — (мраморы) и ниже лежащей толщ (мраморы и терригенные породы) утыкаются в линию контакта.

Контакт мраморов с ниже лежащими толщами наблюдается также на западном замыкании останца (см. рис. I, т. н. 9; рис. 5, а). Мраморы вблизи основания массивов катаклазированы, ниже залегают милонитизированные породы. В катаклазированной толще преобладают развальцованные чечевицеобразные тела диоритов, гранодиоритов, мраморов с примесью кварц-полевошпатового материала. В матриксе обычно наблюдаются милониты по мраморам, нередко встречаются складки волочения и скольжения (рис. 5, б, в). Мраморы тектонически перекрывают метаморфическую и терригенно-карбонатную толщ.

Одной из наиболее характерных особенностей подошвы покрова мраморов являются породы, имеющие конгломератовидный облик. Наиболее показательны образования, обнажающиеся в правом борту приустьевой части ручья Таттыг-Хем, на контакте диоритов с мраморами. Зона таких пород (ширина до 100 м) вытянута в северо-восточное направление и прослеживается на 1,5 км.

Образования представлены милонитизированными карбонатами с беспорядочно расположенными в них обломками диоритов, лейкогранитов, кварцитов, кремнисто-карбонатных пород, гнейсов, серых мраморов, редко кварца. Обломки эти различной формы: округлые, изометричные, овальные, причем обломки различного состава имеют разную форму. Для интрузивных пород, кварца, массивных мраморов они обычно изометричные, "полуокатанные", для кремнисто-карбонатных пород и гранитогнейсов обычно з-образно изогнутые или вытянутые в плитки (угловатые, чечевицеобразные). Удлиненные включения всегда вытянуты по сланцеватости. Размеры включений в милонитах составляют от 1-5 до 15-30 см, реже встречаются обломки размером от первых до нескольких десятков метров.

Приведенная характеристика образований позволяет говорить об их тектонической природе. Они сформировались в результате механического перемешивания пород автохтона и аллохтона при движении тектонического покрова. Не исключено, что так называемая "терригенная" примесь в мраморах (кристаллы кварца, полевого шпата и биотита) может сформироваться в ряде случаев при динамометаморфизме пород.

Подводя итог, необходимо отметить следующее. Во-первых, первый и второй метаморфические комплексы легко идентифицируются по составу и степени метаморфических преобразований с тесхем-мутурским комплексом. Карбонатная толща может быть либо карбонатным членом мутурской свиты, либо аналогом терригенно-карбонатной толщи р.Нарын. В связи с этим возникает вопрос о положении в разрезе терригенно-карбонатной толщи р.Нарын, залегающей стратиграфически выше гнейсов. Она либо относится к верхам разреза тесхем-мутурского комплекса, либо является самостоятельным местным подразделением, перекрывающим этот комплекс. В обоих случаях она может быть стратиграфическим аналогом терригенно-карбонатной толщи Чангусской структуры /Терлеев, 1987/. Наконец, она может быть и стратиграфическим аналогом низов сангиленской серии /Гибшер и др., 1987/. Это открывает перспективу для создания непрерывного (имеется в виду без пропусков элементов разреза, но не исключая наличия перерывов и несогласий) разреза докембрия Сангилена.

Во-вторых, только для первого и второго метаморфических комплексов устанавливаются мигматит-граниты, автохтонные гнейсограниты и высокоглиноземистые биотитовые гнейсограниты. Это позволяет говорить о наличии крупного этапа магматизма, предшествовавшего формированию и преобразованию вышележащей терригенно-карбонатной толщи, толщ сангиленской серии, нарынской свиты и т.д.

Последующие магматические образования – диориты и кварцевые диориты р.Кок-Молгарга и смежных районов, биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты, высокоглиноземистые граниты и тела лейкогранитов с синконсолидационными дайками диабазов, которые прорывают все осадочные и метаморфогенные комплексы, включая низы сангиленской серии (см. рис. I), также претерпели складчатость вместе с вмещающими породами (см. выше), но сохранили достаточно свежий облик. Если ориентироваться на $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изохрону 830 ± 20 млн лет /Волобуев и др., 1983/ из пегматитов Хорумнутского массива высокоглиноземистых гранитов, то намечающийся тектономагматический этап отвечает середине позднего рифея. Таким образом, в данном регионе есть перспектива обоснования

для позднего докембрия двух крупных тектономагматических эпох, рубеж между которыми, вероятно, приходится на выделенную нами промежуточную между сангиленской и мутурской сериями терригенно-карбонатную толщу. Однако для восстановления характера положения этой толщи в разрезе (несогласное или в непрерывном разрезе) необходимы дополнительные исследования.

В-третьих, если следовать изложенной выше концепции, то метаморфические образования тесем-мутурского комплекса следует относить к фундаменту (комплексу основания) Сангиленского срединного массива.

В-четвертых, приведенный материал еще раз свидетельствует о широких масштабах проявления в регионе покровной тектоники, которой был охвачен Западный и Центральный Сангилен, а также, судя по опубликованным материалам /Хоментовский, Ендонжамц, 1987/ по Западному Прихубсугулью, и Восточный Сангилен. С учетом того, что в покровах перемещены не только толщи сангиленской серии, но и раннекембрийские толщи /Гишер и др., 1983; Беляев и др., 1987 а/, а также отмеченные выше магматические образования, можно говорить еще об одном рубеже интенсификации тектонических движений, выразившемся в надвигообразовании в послераннекембрийское время.

Литература

БЕЛЯЕВ С.Ю., ГИШЕР А.С., КУЗНЕЦОВ П.П., ТЕРЛЕЕВ А.А. О соотношениях терригенно-карбонатного и метаморфического комплексов в правом борту р.Нарын (нагорье Сангилен) // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). Новосибирск, 1987а. С.41-47.

БЕЛЯЕВ С.Ю., ТЕРЛЕЕВ А.А., МИРГОРОДСКАЯ Н.В. Тектонические покровы в верхнем течении р.Сол-Балдир (нагорье Сангилен) // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). Новосибирск, 1987б. С.27-41.

ВОЛОБУЕВ М.И., ЗЫКОВ С.И., СТУПНИКОВА Н.И. Докембрийские комплексы Сангилена по геохронологическим и геологическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С.47-61.

ВОЛОГДИН И.И., ТЕРЛЕЕВ А.А. К вопросу о структурных несогласиях в древних толщах Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Позд-

ний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. Новосибирск, 1986. С.81-87.

ГЕОЛОГИЯ СССР. Т.ХХХХ. Тувинская АССР. Ч.І. М., 1966.С.46-64.

ГИБШЕР А.С., ПАК К.Л., ЧУЧКО В.Н., ШИБАНОВ В.И. Проблемы стратиграфии позднего докембрия и кембрия Сангилен (Тува) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Юго-западное обрамление Сибирской платформы. Новосибирск, 1983. С.3-19.

ГИБШЕР А.С., ТЕРЛЕЕВ А.А., ВОЛОГДИН И.И., СУТОРАКОВА А.М. Сводный разрез терригенно-карбонатного комплекса позднего докембрия Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление. Новосибирск, 1987. С.130-143.

ГИЧДИНГЕР А.Б. О соотношении стратиграфических подразделений нижнего протерозоя Тувы // Геол. и геофиз. 1984. № 1. С.3-8.

ГИЧДИНГЕР А.Б., ВИНКМАН М.К., ФЕФЕЛОВ А.Ф. Строение разреза отложений докембрия нагорья Сангилен (Тува) // Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1979. С.92-119.

ИЛЫН А.В. Новые данные по стратиграфии и метаморфизму древних толщ Юго-Восточной Тувы // Тр. ВАГТ. М., 1966. Вып.2. С.74-80.

ИЛЫН А.В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен (Тува) // Сов. геология. 1958а. № 4.С.33-42.

ИЛЫН А.В. О докембрии и кембрии нагорья Сангилен // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1958б. Вып.1. С.37-41.

КАПУСТИН Ю.А. Новые данные о характере контакта гнейсовой и карбонатной частей докембрия Сангилен // Геол. и геофиз. 1975. № 4. С.134-140.

ЛЕПЕЗИН Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 229 с.

МИТРОФАНОВ Ф.П., КАЗАКОВ И.К. Сангиленский массив // Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск, 1973. 318 с.

МИТРОФАНОВ Ф.П., ЗАЙЦЕВ Н.С., КАЗАКОВ И.К., ДОРЖНАМЖАА Д., МОНХБОЛД Б. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы // Докемб-

рий в фанерозойских складчатых поясах. Ленинград, 1982. С.196-209.

ТЕРЛЕЕВ А.А. О характере контакта метатерригенной и карбонатной частей разреза докембрия Западного Сангиленга (Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление. Новосибирск, 1987. С.121-129.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В., ЕНДОНЖАМЦ Ж. Некоторые аспекты стратиграфии древних толщ водораздела рек Тэнгисин-Шаргын (МНР) // Там же. С.93-106.

А.Э.Изох, А.Г.Владимиров, С.И.Ступаков

МАГМАТИЗМ АГАРДАГСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ

(Юго-Восточная Тува)

Агардагская зона представляет собой сложно построенную структуру, отделяющую Сангиленский срединный массив от раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоны. В отличие от сопредельных структур здесь широко проявлены магматические комплексы, характерные для офиолитовых ассоциаций. Поэтому Агардагская зона имеет ключевое значение для понимания основных геологических процессов, сформировавших структуру региона на каледонском этапе эволюции земной коры. Большое значение имеет выяснение временной последовательности магматических ассоциаций. Для решения этого вопроса нами проведено детальное картирование опорных участков изучаемого региона. Полученные данные, с учетом материалов предыдущих исследователей, позволили провести принципиально новое тектоническое районирование Юго-Восточной Тувы и более детально расчленить интрузивные образования. Настоящая статья посвящена только интрузивным магматическим комплексам Агардагской зоны.

Тектоническое районирование Агардагской зоны с учетом стратиграфии и магматизма позволяет выделить три блока с различной геологической историей: Карашат-Аккыйский, Теректигский и

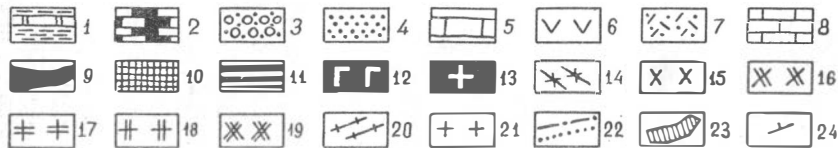
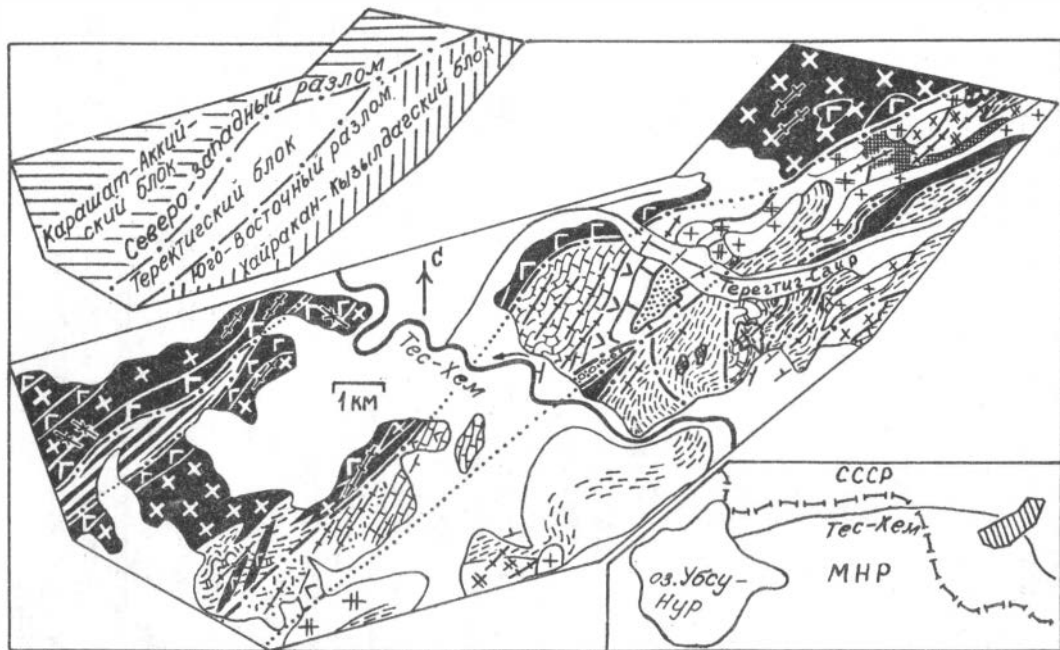


Рис. I. Геологическая схема опорного участка Агардагской зоны:

I - кускунугская свита: основные эффузивы, терригенные и туфогенные породы, кварциты, мраморизованные известняки и доломиты; 2 - каракольская свита: мраморизованные известняки; 3-8 - тедекитгская толща: 3 - конгломераты, 4 - косослоистые полимиктовые песчаники, 5 - археоциатовые известняки, 6 - андезит-базальты, 7 - вулканомиктовые песчаники, туфы, 8 - слоистые терригенно-карбонатные породы; 9 - акдовуракский комплекс: дуниты, гарцбургиты; 10 - зона меланжа; II - карашатский комплекс - дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация; I2-I4-тесхемская серия: I2 - габбро, I3 - тоналиты и плагиограниты, I4 - северо-западные базитовые дайки; I5-20 - кызылдагская серия: I5 - габбро-нориты, двупироксеновые диориты, монцодиориты, I6 - биотит-амфиболовые гранодиориты, I7 - биотит-амфиболовые граниты, I8 - биотитовые лейкограниты, I9 - нерасчлененная кызылдагская серия, 20 - северо-восточные дайки субщелочных диабазов; 2I - лейкогранит-аляскитовые граниты; 22 - разрывные нарушения откартированные, скрытые четвертичными отложениями; 23 - местоположение опорного участка; 24 - элементы залегания

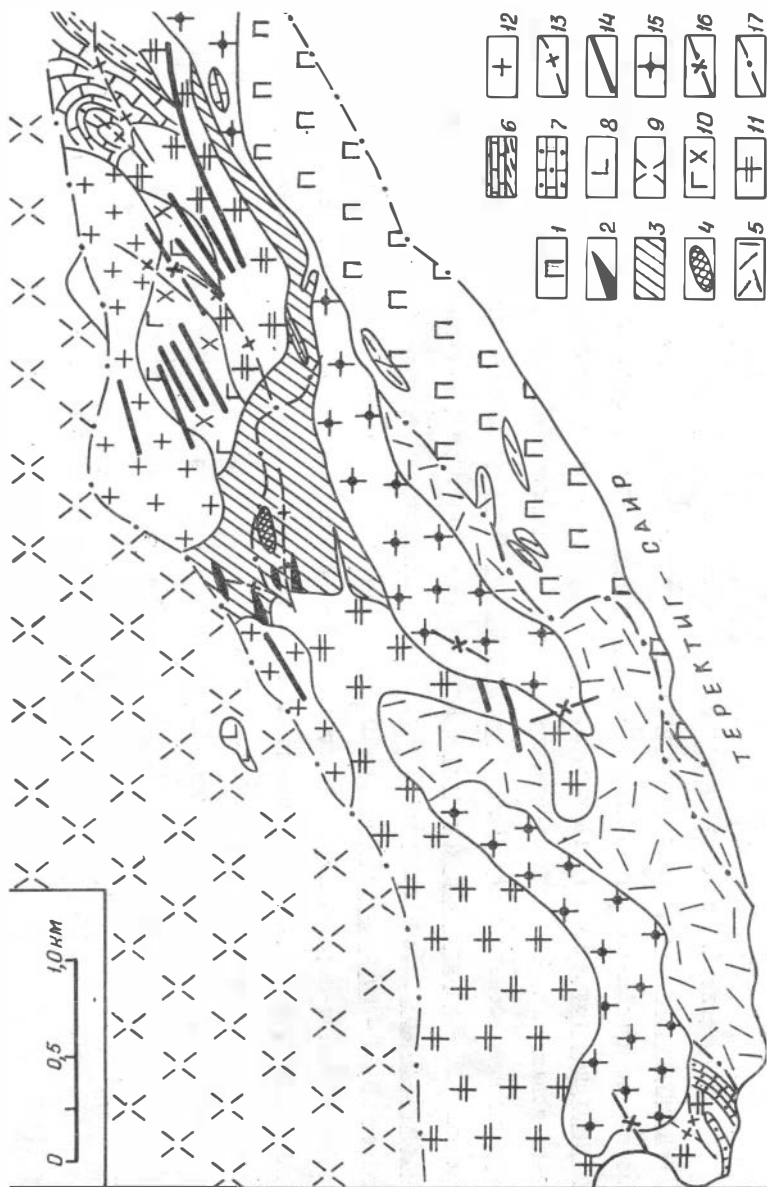


Рис.2. Геологическая схема Кызылдагского участка. Составлена с использованием материалов А.С.Гишера, П.П.Кузнецова, С.Ю.Беляева и А.Л.Терлеева:

I - аподунитовые и апогипербазитовые серпентиниты; 2 - линзы серпентинитов в меланже; 3 - меланж; 4 - дифференцированные блоки верлитов, клинопироксенитов и габбро в меланже; 5 - отложения серлигской свиты; 6 - терригенно-карбонатные отложения карахольской свиты; 7 - отложения ирбитейской свиты; 8-9 - тесхемская габбро-диорит-тоналит-плагиогранитная серия: 8 - габбро-нориты, 9 - диориты, тоналиты и плагиограниты нерасчлененные; 10-14 - кызылдагская габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитная серия: 10 - габбро и монцодиориты (нерасчлененные), 11 - гранодиориты и граниты (нерасчлененные), 12 - лейкограниты, 13 - дайки гранит-порфиров, 14 - дайки субщелочных габбро и диабазов: 15 - лейкогранит-аляскитовый комплекс, 16 - дайки диабазов, 17 - разломы

Хайдракан-Кызылдагский (рис.1). Каждый блок характеризуется своими структурами, стратиграфическими и магнетическими особенностями. В целом для Агдидатской зоны установлена следующая последовательность интрузивных магнетических ассоциаций (от ранних к поздним):

Дунит-тардурутитовый комплекс (агломерационный).

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс (карашагский).

Габбро-диорит-тоналит-плагиогранитная серия (тесхемская):

а) габброидный комплекс;

б) тоналит-плагиогранитный комплекс;

в) комплекс послатрапидовых габбро-диабазовых даек.

Габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитная серия кызылдагская):

а) габбро-монцодиоритовый комплекс;

б) гранодиорит-гранитный комплекс;

в) дайковый комплекс: гранит-порфир, гранодиорит-порфир, субщелочные диабазы, габбро-сексит-диабазы.

Лейкогранит-аляскитовый комплекс.

Кроме того, отмечаются отдельные диабазовые дайки, которые секут аляскитовые граниты.

Акдовурацкий дунит-габбургитовый комплекс, условно отнесенный к интрузивным магматическим ассоциациям, проявлен только в зоне сочленения Теректигского и Хайракан-Кызылдагского блоков. Породы карашатского комплекса и тесхемской серии установлены только в Карашат-Аккийском блоке. Отдельные фрагменты расчлененной серии дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса обнаружены в меланже Хайракан-Кызылдагского блока (рис.2). Магматические породы кызылдагской серии проявлены во всех блоках (см. рис.1,2). В изученном районе не установлены магматические ассоциации, которые можно уверенно сопоставить с мажальским перидотит - пироксенит - габбро-норитовым комплексом и гранитоидами таннуольского комплекса, широко распространенными в Восточном Танну-Ола.

Дунит-габбургитовый (акдовурацкий) комплекс широко представлен в Агардагской зоне в виде крупных дунит-перидотитовых массивов и мелких серпентинитовых тел, образующих Южно-Тувинский гипербазитовый пояс /Пинус и др., 1955, 1958; Пинус, Колесник, 1966; Велинский и др., 1978/. Гипербазиты обнажаются в правом борту Теректиг-Саира и на правом берегу р.Тес-Хем (см. рис.1). Они слагают небольшие линзовидные тела, приуроченные к разломам и ориентированные согласно с простиранием складчатости вмещающей кускунутской толщи, метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации. С вмещающими отложениями ультрабазиты повсеместно имеют резкие, крутопадающие в северо-западных румбах тектонические контакты. В приконтактных частях ультрабазиты рассланцованы, милонитизированы и карбонатизированы. Рассланцевание и милонитизация наблюдаются и во вмещающих породах. Кроме того, внутри массивов среди ультрабазитов встречаются в виде останцов блоки вмещающих пород, захваченные ими в процессе протрузивного внедрения. Останцы чаще всего сложены кварцитами, дающими положительные формы рельефа. В южном контакте ультрабазитов массива Теректиг-Саир присутствуют плагиоклазиты (до I м), плагиоклаз в которых замещен агрегатом сосюрита, состоящего преимущественно из клиноцоизита, амфибола (тремолит-актинолита) и хлорита. По петрохимическому составу (табл.1) плагиоклазиты характеризуются высоким содержанием глинозема ($Al_2O_3 = 21,82$ мас. %) и щелочей ($Na_2O = 1,61, K_2O = 3,33$ мас. %). Сходные по петрографическому

Таблица I

Составы ультраосновных и основных пород массива Теректиг-Саир, мас. %

Компо- ненты	АГ- I39/6	АГ- I39/8	АГ- I39/9	АГ- I39/10	АГ- I39/11	АГ- I39/13	АГ- I39/14	АГ- I39/15	АГ- I39/16	АГ- I39-17	АГ- I4I	АГ- I4I/2	АГ- I39/2a	АГ- I39/4	АГ- I39/7	АГ- I39/2
SiO ₂	39,55	38,13	40,70	40,88	39,30	40,94	38,61	40,94	36,00	42,15	39,79	36,65	51,87	25,60	26,26	40,78
TiO ₂	0,15	0,05	0,08	0,11	0,07	0,09	0,10	0,04	0,08	0,08	0,04	0,07	0,14	1,40	2,20	1,12
Al ₂ O ₃	0,52	2,94	2,76	2,76	0,52	1,59	2,08	1,59	1,39	1,04	1,59	1,59	0,69	12,09	11,96	21,82
Fe ₂ O ₃	7,05	5,66	4,54	4,37	1,93	3,21	5,85	2,65	1,67	2,57	4,78	5,78	7,09	8,49	11,13	1,39
FeO	2,59	2,59	1,86	2,14	3,40	3,73	4,04	3,81	4,95	3,49	2,07	1,52	1,66	9,73	6,61	9,24
MnO	0,09	0,07	0,05	0,06	0,06	0,10	0,10	0,05	0,06	0,12	0,03	0,05	0,25	0,26	0,53	0,28
MgO	37,73	36,83	37,14	36,42	37,14	36,62	35,96	37,23	37,23	37,26	37,38	37,45	28,42	29,01	30,15	12,04
CaO	0,57	0,57	0,28	0,42	1,71	0,43	0,43	0,43	0,29	0,29	0,43	0,29	1,14	0,71	0,28	0,85
Na ₂ O	0,37	0,13	0,10	0,13	0,10	0,15	0,12	0,12	0,12	0,12	0,14	0,16	0,13	0,13	0,13	1,61
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	3,33
H ₂ O ⁻	0,16	0,26	0,28	0,64	0,20	0,52	0,59	0,33	0,34	0,47	0,83	1,02	1,22	0,22	0,08	0,04
П.п.п.	11,52	12,52	11,96	12,39	15,55	12,61	12,34	12,62	17,70	12,56	13,29	13,01	8,29	11,34	10,19	7,02
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,10	0,21	0,20
Cr ₂ O ₃	0,24	0,27	0,23	0,22	0,21	0,23	0,43	0,16	0,19	0,18	0,24	0,29	0,31	-	0,03	-
NiO	0,30	0,30	0,33	0,31	0,32	0,27	0,21	0,28	0,27	0,28	0,29	0,43	0,26	-	-	-
Сумма	100,51	100,37	100,36	100,90	100,56	100,54	100,92	100,30	100,34	100,66	98,95	101,36	101,54	99,11	99,79	99,72

Примечание. Серпентиниты: АГ-I39/6 - серпентинит+карбонат+хромшпинелид+магнетит; АГ-I39/8 - серпентинит+тремолит+карбонат+хромшпинелид+магнетит; АГ-I39/9 - серпентинит+тремолит+карбонат+хромшпинелид+магнетит; АГ-I39/10 - серпентинит+хризолит+асбест+гранат+карбонат+магнетит; АГ-I39/11 - серпентинит+карбонат+хромшпинелид; АГ-I39/13 - серпентинит+тремолит+хромшпинелид; АГ-I39/14 - серпентинит+тремолит+карбонат+магнетит; АГ-I39/15 - серпентинит+тремолит+хризолит+хромшпинелид+магнетит; АГ-I39/16 - серпентинит+карбонат+тремолит+тальк+хромшпинелид; АГ-I39/17 - серпентинит+карбонат+тремолит+тальк+хризолит+асбест+хромшпинелид+магнетит; АГ-I4I - серпентинит+карбонат+тремолит+хромшпинелид; АГ-I4I/2 - серпентинит+тремолит+карбонат+магнетит; листовиты: АГ-I39/2a - карбонат+серпентинит+тальк+тремолит+магнетит+гидроокислы железа; родониты: АГ-I39/4, АГ-I39/7 - хлорит+магнетит; плагиоклазит: АГ-I39/2 - клиноцоизит+амфибол+хлорит+сфен

составу породы отмечаются в южном контакте ультрабазитов на правобережье р.Тес-Хем.

Ультраосновные породы представлены серпентинитами преимущественно антигорит-хризотилового состава. В них не сохранилось первичных породообразующих минералов, однако красно-бурая окраска присутствующих зерен акцессорной хромшпинели и наличие проявлений хризотил-асбестовой минерализации свидетельствуют о принадлежности их к дунит-гарцбургитовой ассоциации. В серпентинитах массива Теректиг-Саир присутствуют линзовидные тела рудинитов хлорит-магнетитового состава. Серпентиниты участками карбонатизированы, и в этих случаях в них появляется тальк. В массиве Теректиг-Саир отмечается тремолитизация ультрабазитов, проявляющаяся в виде единичных шестоватых и игольчатых кристаллов тремолит-актинолита; в этом случае в гипербазитах отмечается повышенное содержание глинозема (см. табл. I).

Сравнение составов ультрабазитов массива Теректиг-Саир с данными по Южно-Тувинскому гипербазитовому поясу /Велинский, Вартанова, 1980/ показывает, что по основным компонентам они близки и характеризуются низкими значениями титана, марганца, фосфора и щелочей, но отличаются более высокими содержаниями глинозема, что связано, очевидно, с процессом тремолитизации (см. табл. I). Содержание никеля в серпентинитах такое же, как в неизмененных породах дунит-гарцбургитовой формации, что свидетельствует об инертном поведении никеля при серпентинизации. Напротив, содержание хрома сильно варьирует, что указывает на его позднее перераспределение /Велинский, Банников, 1981/.

Таким образом, ультрабазиты изучаемого региона по морфологии слагаемых ими тел, характеру залегания, взаимоотношениям с вмещающими породами и по вещественному составу соответствуют акдуракскому комплексу.

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (карашатский) комплекс установлен в районе горы Кара-Шат в левобережье р. Тес-Хем, а также в зоне меланжа к западу от горы Кызыл-Даг (см. рис. I, 2). Предыдущими исследователями Карашатский массив рассматривался как полигенный интрузив, состоящий из альпинотипных гипербазитов, прорванных габброидами и пироксенитами /Пияус, Колесник, 1966/. И.М.Волоховым /Волохов и др., 1973/ доказана интрузивная природа дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации г.Кара-Шат, ко-

торая сопоставлялась с раннепалеозойским мажалькским комплексом Тувы. В последнее время Карашатский массив, включается в состав раннепалеозойской офиолитовой ассоциации и интерпретируется как фрагмент кумулятивного комплекса /Печерский, Шелестун, 1973; см. статью Симонов и др. в наст. сб-ке/.

Материалы по дифференцированным ультрамафит-мафитовым массивам Монголии и Алтае-Саянской области, а также геологические данные по Агардагской зоне позволяют поставить вопрос о расчленении мажалькского комплекса Тувы на две разновозрастные, различные по составу и металлотенической специализации ассоциации. Дифференцированные массивы дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса имеют донижнекембрийский возраст, они претерпели складчатые деформации и метаморфизм в фации зеленых сланцев. Приуроченность их к Дзабханскому гипербазитовому поясу позволяет рассматривать их как составную часть раннепалеозойской офиолитовой ассоциации /Агафонов и др., 1987/. Перидотит - пироксенит - габбро-норитовые массивы мажалькского и хиргиснурского комплексов прорывают нижнекембрийские вулканогенно-осадочные толщи; они не испытывают метаморфизма и ареалы их распространения не совпадают с офиолитовыми зонами. Тесная их ассоциация с натровыми гранитоидами тохтогеншильского и танчуольского комплексов позволяет относить их к дифференцированной ультрамафит-мафитовой ассоциации раннеорогенного (переходного) этапа развития земной коры в каледонских структурах /Поляков и др., 1984а,б, 1987/.

Подробное описание Карашатского массива дано И.М.Волоховым с соавторами /1973/, поэтому мы кратко суммируем имеющиеся данные. Карашатский массив располагается в поле развития вулканогенно-осадочных пород серлигской и ирбитейской свит нижнего кембрия, однако имеет с ними тектонические соотношения. Массив прорывается тоналитами и плагиогранитами, галька которых обнаружена в конгломератах ирбитейской свиты второй половины нижнего кембрия. Для массива характерна первично-магматическая расслоенность, обусловленная ритмичным чередованием дунитов, верлитов, оливиновых клинопироксенитов, клинопироксенитов и габбро. В отличие от интрузивов перидотит - пироксенит - габбро-норитовой формации для Карашатского массива не характерны троктолиты, оливиновые габбро и анортозиты. Для расслоенной серии Карашатского интрузива так же, как и для её отдельных ритмов устанавливается асим-

метричное строение, что проявляется в приуроченности ультрамафи- тов к низам разреза, тогда как габброиды слагают в основном верхнюю часть разреза. Нижняя часть массива сложена ультрамафи- тами и субультрамафитами, для которых устанавливается тренд из- менчивости составов пород, обусловленный фракционированием оли- вина и клинопироксена. Это проявляется в резком возрастании CaO при уменьшении магнезиальности. Глиноземистость при этом меняет- ся незначительно (рис.3). В верхней части расслоенной серии рит- мы имеют более сложное строение, что связано с появлением на ликвидусе плагиоклаза, фракционирование которого определяет рез- кое возрастание глиноземистости при уменьшении магнезиальности (см. рис.3). Для всех пород расслоенной серии характерна низкая железистость ($F = 14-24 \%$, рис.4, табл.2). Надо отметить, что дуниты из расслоенной серии имеют более высокую железистость, нежели гипербазиты акдовурацкого комплекса (см. табл.1,2).

Петрохимические данные позволяют выделить в составе рас- смотренной серии Карашатского массива несколько групп пород, раз- деленных минимумами в признаковом пространстве. Выделяются ульт- трамафитовая, субультрамафитовая и мафитовая группы. Ультрамафи- товая группа включает дуниты, верлиты и плагиоверлиты. К субульт- трамафитовой группе относятся оливиновые клинопироксениты, кли- нопироксениты и их плагиоклазсодержащие разности. В мафитовую группу включены лейкократовые и меланократовые габбро (см.табл.2). Все породные группы характеризуются высокой магнезиальностью, низкой титанистостью, глиноземистостью, фосфористостью и щелоч- ностью. Для мафитовой группы устанавливаются следующие петрохи- мические уклоны: весьма низкощелочной, весьма меланократовый, крайне низкотитанистый, низкоглиноземистый, магниевый, высоко- натриевый (см. табл.2).

По набору породных групп и их вещественному составу рассло- енная серия Карашатского массива аналогична дунит-верлит-клино- пироксенит-габбровой формации Монголии /Агафонов и др., 1987/, а также породам кумулятивного комплекса в офиолитах Восточного Сая- на /Добрецов и др., 1985/. Родоначальным для этой ассоциации яв- лялся, вероятнее всего, низкоглиноземистый пикритоидный расплав, тогда как для массивов перидотит - пироксенит - габбро-норитовой формации предполагается высокоглиноземистый, высокомагнезиальный базальтовый расплав /Изох и др., 1987/.

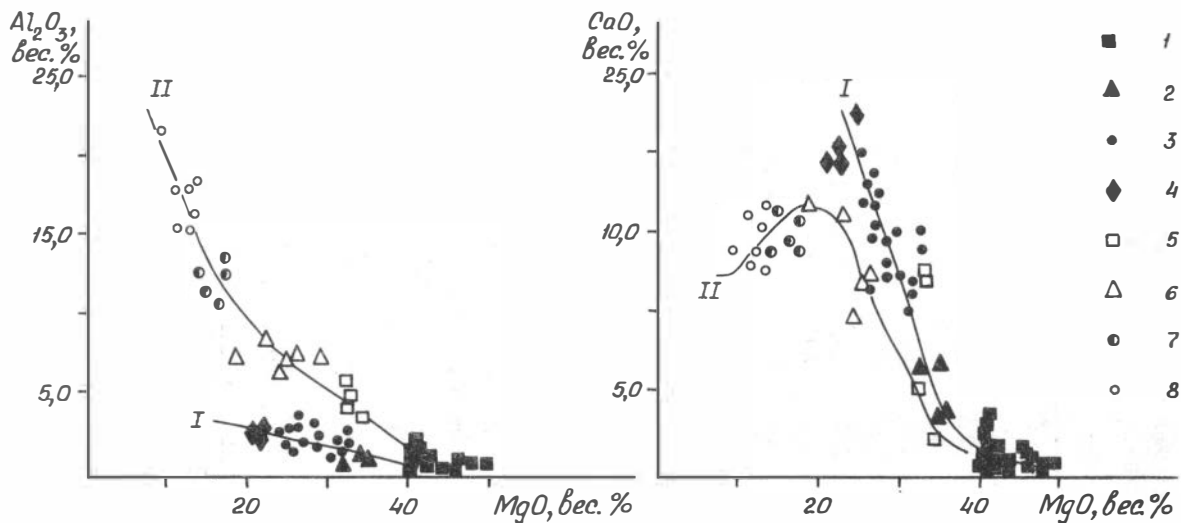


Рис.3. Диаграммы $MgO-Al_2O_3$ и $Mg-CaO$ для пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса:

I - дуниты; 2 - верлиты; 3 - оливиновые клинопироксениты; 4 - клинопироксениты; 5 - плагиоверлиты; 6 - плагиопироксениты; 7 - меланократовые габбро; 8 - габбро. Тренды дифференциации: I - оливин-клинопироксеновый, II - оливин-клинопироксен-плагиоклазовый

Средние составы пород Карашатского
дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового массива,
мас. %

Компо- ненты	1(18)	2(4)	3(23)	4(4)	5(4)	6(6)	7(5)	8(7)
SiO ₂	<u>39.4</u> 3,5	<u>45.7</u> 2,4	<u>45.5</u> 2,1	<u>47.2</u> 2,9	<u>40.5</u> 1,0	<u>44.2</u> 2,7	<u>47.0</u> 2,3	<u>48.2</u> 2,7
TiO ₂	<u>0.14</u> 0,09	<u>0.07</u> 0,04	<u>0.14</u> 0,06	<u>0.20</u> 0,08	<u>0.15</u> 0,08	<u>0.12</u> 0,10	<u>0.10</u> 0,05	<u>0.10</u> 0,05
Al ₂ O ₃	<u>0.8</u> 0,6	<u>1.0</u> 0,2	<u>2.2</u> 0,7	<u>2.6</u> 0,1	<u>4.4</u> 1,0	<u>7.0</u> 0,6	<u>12.0</u> 1,2	<u>17.3</u> 2,1
ΣFeO	<u>13.7</u> 3,3	<u>12.3</u> 3,0	<u>8.1</u> 1,5	<u>6.2</u> 0,3	<u>12.3</u> 3,0	<u>10.1</u> 3,0	<u>8.83</u> 4,0	<u>6.7</u> 3,0
MgO	<u>43.4</u> 2,9	<u>34.3</u> 1,3	<u>28.1</u> 2,5	<u>22.5</u> 1,6	<u>33.3</u> 0,8	<u>24.5</u> 3,7	<u>16.2</u> 1,5	<u>12.1</u> 1,5
CaO	<u>1.3</u> 1,0	<u>5.3</u> 1,7	<u>15.1</u> 2,7	<u>20.6</u> 1,4	<u>8.1</u> 5,2	<u>13.1</u> 2,6	<u>14.9</u> 1,2	<u>14.5</u> 1,5
Na ₂ O	<u>0.07</u> 0,17	<u>0.11</u> 0,05	<u>0.21</u> 0,04	<u>0.25</u> 0,02	<u>0.21</u> 0,16	<u>0.22</u> 0,06	<u>0.28</u> 0,13	<u>0.37</u> 0,13
K ₂ O	<u>0.01</u> 0,01	<u>0.04</u> 0,01	<u>0.03</u> 0,02	<u>0.03</u> 0,01	<u>0.04</u> 0,03	<u>0.05</u> 0,01	<u>0.06</u> 0,02	<u>0.03</u> 0,11
P ₂ O ₅	Не определялся							
a	<u>0.08</u> 0,13	<u>0.22</u> 0,10	<u>0.4</u> 0,08	<u>0.5</u> 0,04	<u>0.4</u> 0,3	<u>0.5</u> 0,1	<u>0.6</u> 0,3	<u>0.94</u> 0,40
b	<u>65.8</u> 3,1	<u>59.0</u> 2,1	<u>57.6</u> 2,1	<u>56.8</u> 2,9	<u>60.5</u> 1,0	<u>53.1</u> 3,4	<u>42.8</u> 2,5	<u>33.4</u> 3,8
n	<u>68.7</u> 28,5	<u>79.5</u> 13,1	<u>90.4</u> 6,7	<u>92.0</u> 2,8	<u>88.0</u> 6,5	<u>87.3</u> 4,0	<u>87.1</u> 4,8	<u>86.7</u> 10,6
Q	<u>-33.1</u> 6,4	<u>-20.1</u> 4,1	<u>-19.6</u> 4,2	<u>-15.1</u> 5,8	<u>-29.1</u> 1,1	<u>-19.4</u> 6,6	<u>-9.55</u> 4,7	<u>-3.9</u> 5,4
F	<u>15.0</u> 2,6	<u>16.7</u> 3,3	<u>13.9</u> 2,3	<u>13.5</u> 1,3	<u>16.8</u> 6,0	<u>18.8</u> 3,6	<u>23.5</u> 2,0	<u>23.9</u> 2,5

Примечание. 1 - дуниты, 2 - верлиты, 3 - оливиновые клино-пироксениты, 4 - клинопироксениты, 5 - плагиоверлиты, 6 - плагио-пироксениты, 7 - меланогаббро, 8 - лейкогаббро. Использованы анализы В.А.Симонова (см. статью в наст. сб-ке) и И.М.Волохова /Волохов и др., 1973/. Цифры в скобках - число анализов.

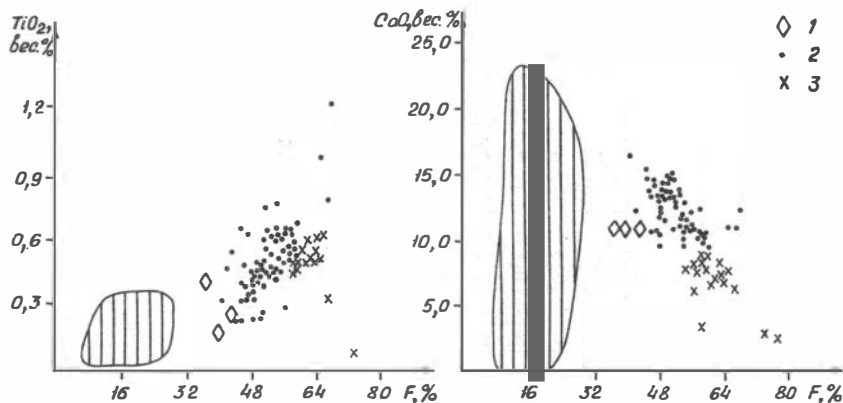


Рис.4. Диаграмма железистость - титан, кальций для пород карашатского комплекса (заштрихованное поле) и тесхемской габбро-диорит-тоналит-плаггиогранитной серии:

1 - меланократовые габронориты; 2 - габбро и диориты; 3 - тоналиты и плаггиограниты

В верхней части Карашатского массива устанавливаются слабо-дифференцированные габбро-нориты, габбро и амфиболовые габбро, которые по особенностям состава резко отличаются от расслоенной серии. В наиболее меланократовых породах этой части разреза железистость не опускается ниже 39 % (см. рис.4, табл.3,4). С нижней частью расслоенной серии эти породы везде имеют тектонические контакты /Волохов и др., 1973/. Эти габброиды можно рассматривать в качестве верхней краевой фации крупного ультрамафит-мафитового массива, так как приконтактные фации дифференцированных интрузивов отличаются по составу и набору пород от расслоенных серий, в том числе повышенной железистостью /Изох, Баярбилэг, 1988/. В крупных интрузивах в краевых фациях часто проявляется дифференцированность. С другой стороны, ксенолиты габбро-норитов и амфиболовых габбро встречаются в диоритах и тоналитах, в том числе за пределами Карашатского массива (см. рис.2). Общие особенности состава этих габброидов и тоналитов, а также отсутствие высокожелезистых габброидов в других массивах дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации, позволяют рассматривать их в составе габбро-диорит-тоналит-плаггиогранитной серии.

Составы пород тесхемского габбро-диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса, мас. %

Компо- ненты	Габброидный комплекс										
	Мелано- габбро- норит	Габбро-нориты, габбро, амфиболовые габбро									
		C72-83	C246-86	C50г-86	АГ2I6	C34г-86	C50аI-86	C38-86	C25а-86	АГI58	АГI68-8
SiO ₂	47,0I	42,05	42,57	45,12	45,62	46,53	46,56	46,88	47,87	48,48	48,70
TiO ₂	0,17	1,20	0,64	0,45	0,64	0,59	0,55	0,34	0,47	0,5I	0,5I
Al ₂ O ₃	10,34	19,II	16,02	16,28	19,23	16,22	17,42	15,92	20,6I	17,67	17,95
Fe ₂ O ₃	16,88	18,32	18,28	4,42	13,64	13,83	13,8I	13,94	4,85	2,70	13,43
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	9,20	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4,26	8,68	Не опр.
MnO	0,35	0,34	0,28	0,20	0,26	0,23	0,27	0,30	0,16	0,20	0,26
MgO	13,48	4,34	7,95	8,64	6,55	6,10	6,67	7,63	4,02	5,77	5,13
CaO	10,82	11,92	11,26	12,89	12,10	12,39	12,58	11,97	11,30	10,44	11,95
Na ₂ O	0,30	1,62	0,95	0,58	1,10	1,20	1,25	1,00	1,30	1,45	1,11
K ₂ O	0,05	0,17	0,10	0,05	0,09	0,14	0,06	0,12	0,47	0,15	0,20
П.п.п.	0,50	0,98	1,82	1,80	0,88	1,94	0,90	2,24	4,17	3,42	0,78
P ₂ O ₅	0,03	0,08	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	Не обн.	0,03	0,05	0,03
Сумма	90,93	100,13	99,88	99,65	100,13	99,19	100,11	100,34	99,51	99,52	100,05

Компо- ненты	Габброидный комплекс								
	Габбро-нориты, габбро, амфиболовые габбро								
	АГ168-6	С50а-86	С76а-83	С46г-86	АГ195-2	С60б-83	АГ157	АГ185-1	С55-83
SiO_2	48,72	49,24	50,26	50,53	50,90	51,01	51,16	52,64	54,42
TiO_2	0,43	0,53	0,60	0,47	0,60	0,55	0,75	0,63	0,48
Al_2O_3	16,36	16,92	17,38	16,46	16,02	16,32	15,24	14,72	16,45
Fe_2O_3	3,29	14,71	12,53	12,88	3,99	13,16	6,45	4,27	11,46
FeO	8,68	Не опр.	Не опр.	Не опр.	7,91	Не опр.	6,08	7,70	Не опр.
MnO	0,23	0,21	0,24	0,25	0,20	0,25	0,18	0,19	0,20
MgO	5,90	5,56	5,12	5,99	4,83	5,23	5,78	4,88	4,17
CaO	11,16	10,24	10,90	11,40	10,22	10,62	9,30	9,80	10,40
Na_2O	1,10	1,25	1,50	1,05	1,76	1,50	1,21	1,55	1,40
K_2O	0,15	0,09	0,15	0,05	0,08	0,15	0,57	0,17	0,11
П.п.п.	3,36	1,15	1,31	1,03	3,08	1,31	3,31	2,94	0,96
P_2O_5	0,03	0,03	0,08	0,02	0,08	0,02	0,06	0,05	0,06
Сумма	99,41	99,93	100,07	100,13	99,67	100,12	100,09	99,54	100,11

Компо- ненты	Габброидный комплекс				Тоналит-плагиогранитный комплекс					
	Габбро-нориты, габбро, амфиболовые габбро				Кварцевые диориты					
	АГ190-1	АГ195-1	АГ185-4	АГ-185-2	АГ196-1	АГ171-1	С26а286	С24а-86	АГ169-1	АГ169-2
SiO ₂	53,53	53,94	54,27	55,30	55,97	56,53	57,10	57,74	57,85	58,88
TiO ₂	0,45	0,54	0,58	0,60	0,50	0,61	0,49	0,67	0,43	0,63
Al ₂ O ₃	16,63	15,93	14,72	16,80	15,85	16,77	15,98	15,98	15,42	15,24
Fe ₂ O ₃	2,98	4,49	4,08	2,61	3,91	2,91	10,75	10,17	2,93	2,71
FeO	7,66	6,71	7,34	6,45	5,98	6,49	Не опр.	Не опр.	5,92	5,40
MnO	0,19	0,18	0,20	0,22	0,17	0,16	0,20	0,19	0,14	0,14
MgO	5,04	4,32	4,47	4,27	3,81	4,06	3,69	3,63	3,50	3,40
CaO	9,73	9,45	9,58	7,26	8,23	7,57	9,34	8,53	8,00	7,15
Na ₂ O	1,87	1,82	1,76	3,05	1,92	2,23	1,67	1,95	2,40	2,50
K ₂ O	0,05	0,24	0,10	0,95	0,05	0,33	0,09	0,23	0,25	0,43
П.п.п.	1,39	2,02	2,37	2,04	3,20	2,10	0,72	0,95	2,89	3,19
F ₂ O ₅	0,04	0,07	0,11	0,06	0,08	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06
Сумма	99,56	99,71	99,58	99,61	99,67	99,83	100,08	100,11	99,80	99,73

Продолжение табл.3

Компо- ненты	Тоналит-плаггиогранитный комплекс											
	Т о н а л и т ы										Лейкотоналиты	
	АГ196-2	АГ170-1	АГ170-2	С35-86	АГ170-3	С35-86	АГ170-3	АГ214-1	АГ169-3	С34а-86	АГ168-9	АГ159
SiO ₂	60,23	60,77	60,95	61,15	61,25	61,16	61,25	61,38	62,31	63,51	65,63	65,85
TiO ₂	0,53	0,61	0,50	0,49	0,54	0,49	0,54	0,58	0,59	0,45	0,47	0,51
Al ₂ O ₃	15,33	16,02	15,59	15,31	16,20	15,31	16,20	15,07	14,72	12,79	14,81	14,63
Fe ₂ O ₃	3,08	2,49	2,70	8,68	2,59	8,68	2,59	2,70	2,55	9,21	0,75	2,49
FeO	5,72	5,79	5,13	He опр.	5,25	He опр.	5,25	5,62	5,15	He опр.	3,30	3,45
MnO	0,18	0,14	0,14	0,13	0,12	0,13	0,12	0,14	0,12	0,18	0,05	0,10
MgO	2,78	2,47	2,57	2,65	2,87	2,65	2,87	2,83	2,37	2,28	2,67	2,32
CaO	7,45	7,29	7,02	8,07	6,19	8,07	6,19	6,87	6,43	7,50	5,78	2,72
Na ₂ O	2,26	2,31	2,55	2,50	2,17	2,50	2,17	2,58	2,66	1,80	4,26	3,29
K ₂ O	0,25	0,31	0,42	0,10	0,83	0,10	0,83	0,14	0,47	0,12	0,31	0,80
П.п.п.	1,97	1,31	2,07	0,99	1,67	0,99	1,67	1,64	1,97	1,42	1,50	3,38
P ₂ O ₅	0,10	0,11	0,08	0,10	0,09	0,10	0,09	0,08	0,09	0,07	0,08	0,07
Сумма	99,88	99,62	99,72	100,17	99,17	100,18	99,77	99,63	99,43	99,33	99,61	99,61

Компо- ненты	Тоналит-плагвиогранитный комплекс					Дайковый комплекс						
	Лейко- тоналиты	Плаггиограниты				C50а-86	C50в-86	C50с-86	C50е-86	C34с-86	C43а-86	C76с-83
		АГ168-9	АГ195-3	АГ196-3	АГ197-1							
SiO ₂	67,60	71,36	72,72	74,11	76,35	46,44	49,89	51,24	51,63	51,80	51,97	53,44
TiO ₂	0,31	0,27	0,16	0,05	0,16	0,50	1,38	1,22	1,37	0,98	0,92	1,68
Al ₂ O ₃	13,51	12,99	13,51	14,20	12,12	15,83	14,58	14,42	14,72	11,95	15,69	14,48
Fe ₂ O ₃	2,88	1,62	0,93	0,58	0,35	14,95	12,41	11,43	14,47	10,64	11,18	14,44
FeO	2,84	2,23	2,57	0,99	1,55	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	0,10	0,06	0,06	0,04	0,03	0,26	0,23	0,17	0,29	0,22	0,24	0,26
MgO	1,54	1,64	0,67	0,31	0,30	6,59	7,21	5,61	5,58	9,20	2,93	4,34
CaO	6,00	5,66	5,01	2,43	2,89	13,24	10,85	13,33	8,18	10,11	15,05	8,32
Na ₂ O	2,40	2,47	2,91	5,75	4,88	1,05	2,25	1,50	3,15	2,80	0,46	2,80
K ₂ O	0,32	0,21	0,22	0,30	0,33	0,15	0,15	0,08	0,09	0,21	0,05	0,12
П.п.п.	2,28	1,44	1,24	0,91	0,82	1,18	1,29	1,08	0,46	2,03	1,76	0,19
F ₂ O ₅	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,12	0,18	0,14	0,51	0,06	0,17
Сумма	99,81	99,97	100,03	99,70	99,82	100,22	100,36	100,26	100,08	100,45	100,31	100,24

Примечание. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР (г.Новосибирск). В анализах с индексом "С" (коллекция В.А.Симонова) - приведено суммарное железо в закисной форме, в анализах с индексом "АГ" (коллекция авторов статьи) - окисное и закисное железо приведено в отдельной форме.

Таблица 4

Содержание элементов-примесей
в породах тескемской габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной серии, г/т

Компо- ненты	Габброидный комплекс									
	Габбро, габбро-нориты, амфиболовые габбро									
	АГ2I6	АГI58	АГI68-8	АГI68-6	АГI95-2	АГI57	АГI85-I	АГI90-I	АГI95-I	АГI85-4
Cu	I64	47	99	89	80	96	90	66	74	44
Zn	I00	65	II6	I28	I06	I20	I22	93	I05	85
Pb	-	2I	I0	30	-	-	I7	I9	II	24
Th	-	48	36	46	-	50	I3	-	I9	-
Rb	-	I2	I0	-	-	2I	I2	-	I4	-
Sr	I20	I66	I2I	II5	I47	I3I	I7I	I42	I87	I37
Y	-	5	I2	26	-	9	8	9	-	-
Zr	-	20	25	I3	-	29	I2	I8	-	I2
Nb	-	8	-	-	-	II	I0	-	-	II
Ba	60	I55	90	85	80	I60	I60	50	II5	70
La	45	75	55	I0	50	45	50	35	60	60
Ce	30	25	30	45	30	I5	I0	45	60	30

Компо- ненты	Тоналит-плагиогранитный комплекс								
	Кварцевые диориты					Тоналиты			
	АГ185-2	АГ196-1	АГ171-1	АГ169-1	АГ169-2	АГ196-2	АГ170-1	АГ170-2	АГ170-3
Cu	38	60	68	-	36	35	65	40	75
Zn	108	100	104	85	72	86	98	76	85
Pb	28	17	23	37	18	23	10	20	25
Th	19	20	-	-	30	18	20	-	-
Pb	17	7	-	-	17	-	6	5	20
Sr	117	145	140	130	134	173	137	155	135
Y	-	4	-	15	14	-	12	7	10
Zr	14	6	37	20	56	-	20	22	27
Nb	-	-	-	-	8	-	-	-	7
Ba	320	65	130	108	215	110	125	120	210
La	10	40	15	37	40	20	70	50	30
Ce	30	10	70	59	20	30	20	30	30

Компо- ненты	Тоналит-плагиогранитный комплекс								
	Тоналиты		Лейкократовые тоналиты			Плагиограниты			
	АГ214-I	АГ169-3	АГ169-4	АГ159	АГ168-9	АГ195-3	АГ196-3	АГ197-I	АГ169-5
Cu	42	56	22	-	30	18	36	60	23
Zn	100	66	57	79	27	42	37	-	27
Pb	-	18	20	27	10	5	15	16	19
Th	-	-	-	20	-	17	-	-	-
Rb	-	8	12	18	5	12	-	-	7
Sr	130	150	146	150	157	133	143	119	127
Y	15	13	6	9	-	-	-	-	27
Zr	20	6	7	61	12	-	-	48	91
Nb	-	-	-	5	-	-	-	-	-
Ba	70	115	170	245	169	155	75	160	205
La	40	25	50	25	39	10	30	60	55
Ce	35	40	25	60	65	40	25	35	50

Примечание. Анализы выполнены количественным рентген-флуоресцентным методом в ИГиМ АН УССР (г.Киев). Прочерк в таблице - содержание элементов ниже порога чувствительности метода.

Тесхемская габбро-диорит-тоналит-плаггиогранитная серия (ϵ_1)

ранее объединялась в тесхемский интрузивный габбро-амфиболитовый комплекс (ϵ_1), входящий в состав раннепалеозойских офиолитов /Немцович, 1966, 1974/. Тоналиты и плаггиограниты, прорывавшие эти габброиды, относились к таннуольскому комплексу (ϵ_{2-3}). Близкое время формирования габброидов, тоналитов и плаггиогранитов, совпадение ареалов их распространения и общие особенности геохимии позволяют объединять их в единую габбро-диорит-тоналит-плаггиогранитную интрузивную серию, состоящую из трех комплексов: габброидного (тесхемского), тоналит-плаггиогранитного и послегранитных базитовых даек.

Породы рассматриваемой ассоциации распространены только в Агардагской зоне, тогда как более поздние габброиды мажальского и гранитоиды таннуольского комплексов распространены значительно шире, главным образом в центральной части Таннуольской структурно-формационной зоны. Габброиды, тоналиты и плаггиограниты тесхемской серии прорывают только вулканогенные отложения кускунгутской свиты и Карашатский интрузив, а их галька установлена в конгломератах в нижней части разреза терегтигской толщи правобережья р.Тес-Хем (см. рис.1). Эти данные указывают на раннекембрийский (досанаштыгольский) возраст габбро-диорит-тоналит-плаггиогранитной ассоциации, которая претерпела зеленосланцевый метаморфизм, рассланцевание и складчатые деформации.

Габброидный комплекс тесхемской серии вне полей развития тоналитов и плаггиогранитов образует субогласные с вмещающими толщами кускунгутской свиты тела небольшой мощности. Реже отмечаются секущие дайки и штоки /Немцович, 1966/. О силлообразной форме габброидных тел тесхемского комплекса к юго-востоку от горы Кара-Шат свидетельствуют палеомагнитные данные /Печерский, Шелестун, 1987/. Габброиды и диориты встречаются в блоках и ксенолитах среди тоналитов в правобережье р.Тес-Хем (см. рис.2). В некоторых блоках устанавливается слабая дифференцированность габброидов. Вероятно, к тесхемскому комплексу следует относить и дифференцированные габбро, амфиболовые габбро и диориты верхней части Карашатского дифференцированного массива, которые тектонически отделены от дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса и резко обособляются от него по составу (см. табл.2,3,4, рис.4).

Подробное петрографическое описание габброидов горы Кара-Шат, которые хорошо сопоставляются с базитами тесхемского комплекса, дано И.М.Волоховым с соавторами /1973/. В составе габброидного комплекса установлены плагиовестериты, габбро-нориты, габбро, амфиболовые габбро и диориты. В редких случаях отмечаются оливинсодержащие габбро-нориты. Общими для всех этих пород являются высокая основность плагиоклаза (70–85 % An), повышенная железистость темноцветных минералов, которая согласуется с высокой железистостью габброидов. Широко проявлена зеленая роговая обманка, которая в диоритах и амфиболовых габбро образует с плагиоклазом кумулусный парагенезис. Среди акцессорных минералов главными являются магнетит, апатит. Все породы претерпели низкотемпературный метаморфизм (автометаморфизм?), что выражается в актинолитизации, хлоритизации и эпидотизации темноцветных минералов, альбитизации и соскритизации плагиоклаза. Широко развит интерстициальный кварц, при увеличении содержания которого породы приближаются к диоритам.

В габброидном комплексе слабо проявлена дифференцированность от плагиовестеритов до лейкократовых амфиболовых габбро, которая обусловлена фракционированием плагиоклаза и пироксенов. Анализ вещественного состава этого комплекса позволяет выделить субультрамафитовую и преобладающую мафитовую группы пород (см. табл.3,5). Мафитовая группа характеризуется умеренно меланократовым, весьма низкощелочным, умеренно железистым, весьма высоконапоровым, весьма низкотитанистым уклонами. В целом габброиды обладают средней глиноземистостью при широких вариациях от низкоглиноземистых до весьма высокоглиноземистых. По особенностям состава эти габброиды близки к массиву Шиветуин-Ула в Западной Монголии, который отнесен к вестерит-анортозит-габбро-норитовой формации /Поляков и др., 1987/.

Тоналит-плагιοгранитный комплекс широко распространен в районе горы Кара-Шат и в правобережье р.Тес-Хем, где образует полосу шириной 0,5–0,8 км, отделенную разломом от дислоцированных отложений теректигской толщи второй половины нижнего кембрия (см. рис.1). Гранитоиды этого комплекса представлены широким набором пород: от кварцевых диоритов и тоналитов до лейконагалитов, гранодиоритов и плагιοгранитов, внедрение которых происходит в гомодромной последователь-

Средние составы пород тесхемской
габбро-диорит-тоналит-плаггиогранитной серии, мас. %

Компоненты	I(3)	2(62)	3(7)	4(8)	5(3)	6(4)	7(7)
SiO ₂	47,3	<u>48.8</u> 3,7	<u>58.4</u> 1,5	<u>62.6</u> 1,0	68,2	<u>74.5</u> 2,0	<u>50.9</u> 2,2
TiO ₂	0,27	<u>0.49</u> 0,17	<u>0.57</u> 0,09	<u>0.54</u> 0,06	0,43	<u>0.16</u> 0,09	<u>1.15</u> 0,39
Al ₂ O ₃	10,2	<u>17.6</u> 2,1	<u>16.4</u> 0,6	<u>15.4</u> 1,1	14,7	<u>13.4</u> 0,9	<u>14.5</u> 1,3
FeO	15,8	<u>12.2</u> 4,5	<u>9.1</u> 3,7	<u>8.1</u> 3,0	5,1	<u>2.7</u> 0,9	<u>11.5</u> 1,8
MgO	13,8	<u>6.6</u> 1,4	<u>3.9</u> 0,3	<u>2.8</u> 0,3	2,2	<u>0.7</u> 0,6	<u>5.9</u> 2,2
CaO	10,9	<u>12.2</u> 1,4	<u>8.2</u> 0,7	<u>7.2</u> 0,6	5,0	<u>4.0</u> 1,6	<u>11.3</u> 2,7
Na ₂ O	0,41	<u>1.12</u> 0,40	<u>2.30</u> 0,48	<u>2.39</u> 0,29	3,40	<u>4.04</u> 1,58	<u>2.00</u> 1,01
K ₂ O	0,05	<u>0.12</u> 0,11	<u>0.34</u> 0,31	<u>0.33</u> 0,25	0,48	<u>0.26</u> 0,06	<u>0.12</u> 0,05
P ₂ O ₅	0,01	<u>0.01</u> 0,02	<u>0.06</u> 0,01	<u>0.09</u> 0,01	0,06	<u>0.03</u> 0,01	<u>0.17</u> 0,16
a	0,9	<u>2.7</u> 1,0	<u>5.7</u> 1,5	<u>5.8</u> 0,8	<u>8.0</u> 2,0	<u>9.0</u> 3,3	<u>4.6</u> 2,2
b	42,6	<u>28.4</u> 3,8	<u>17.5</u> 1,1	<u>14.0</u> 1,3	<u>9.6</u> 0,6	<u>4.3</u> 2,3	<u>27.9</u> 3,3
n	92,4	<u>93.4</u> 4,4	<u>92.2</u> 5,0	<u>91.9</u> 5,6	<u>91.3</u> 4,7	<u>95.6</u> 0,8	<u>95.4</u> 2,3
q	-6,7	<u>-0.5</u> 7,3	<u>17.1</u> 4,4	<u>26.0</u> 2,3	<u>32.7</u> 7,2	<u>42.8</u> 4,5	<u>2.8</u> 6,4
f	39,1	<u>51.1</u> 5,6	<u>57.1</u> 2,0	<u>62.0</u> 2,0	<u>56.6</u> 10,6	<u>70.3</u> 9,9	<u>53.2</u> 9,8

Примечание. I,2 - габброидный комплекс: I - плагиовестерит, 2 - габбро-нориты, габбро, амфиболовые габбро и диориты; 3-6 - тоналит-плаггиогранитный комплекс: 3 - кварцевые диориты, 4 - тоналиты, 5 - гранодиориты, 6 - плаггиограниты; 7 - комплекс после-

гранитовых диабазовых даек. При расчете средних составов габброидного комплекса учтены данные И.М.Волохова /Волохов и др., 1973/. В скобках – число анализов, над чертой – среднее арифметическое, под чертой – среднее квадратичное отклонение.

ности. Главный объем составляют тоналиты, которые слагают крупные поля, содержащие многочисленные ксенолиты аффузивов и габброидов (рис.5). Лейкократовые тоналиты, гранодиориты и плагиограниты наблюдаются в виде инъекций, даек и штоков среди габбро и тоналитов (см. рис.5).

Породы тоналит–плагиогранитного комплекса, как и предшествующие им габброиды, метаморфизованы. Первичный парагенез сохраняется только в реликтах среди актинолита, хлорита, эпидота, соскурита и альбита. В кварцевых диоритах и тоналитах ранний парагенезис представлен зональным плагиоклазом (48–25 % An) с ядрами битовнита, клинопироксеном и ортопироксеном. Пироксены замещаются буро–зеленой роговой обманкой, которая является главным породообразующим минералом в лейкотоналитах. Кварца в тоналитах содержится 5–10 %, в лейкотоналитах – до 15 %.

Гранодиориты и плагиограниты по минеральному составу близки. Они сложены плагиоклазом (32–25 % An) и кварцем, количество которого в плагиогранитах достигает 20 %. Темноцветные минералы представлены актинолитизированной роговой обманкой и, в подчиненном количестве, хлоритизированным биотитом. Характерно полное отсутствие калишпата. Акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом. В плагиогранитах изредка отмечается акцессорный гранат.

Гранитоидный комплекс характеризуется гомодромной последовательностью формирования, по мере увеличения содержания SiO_2 уменьшается титанистость, глиноземистость и кальциевость, увеличивается натриевость и железистость (см. табл.3,5, рис.6). Гранитоидам присуща высокая кальциевость, что находит свое отражение в постоянном присутствии роговой обманки и клинопироксена. Содержания калия во всем ряду пород остается практически постоянным и очень низким, не превышающим 0,5 мас.%, что является характерной особенностью офиолитовых плагиогранитных ассоциаций /Колман, Донато, 1983; Эвгеосинклинальные ... серии, 1984/.

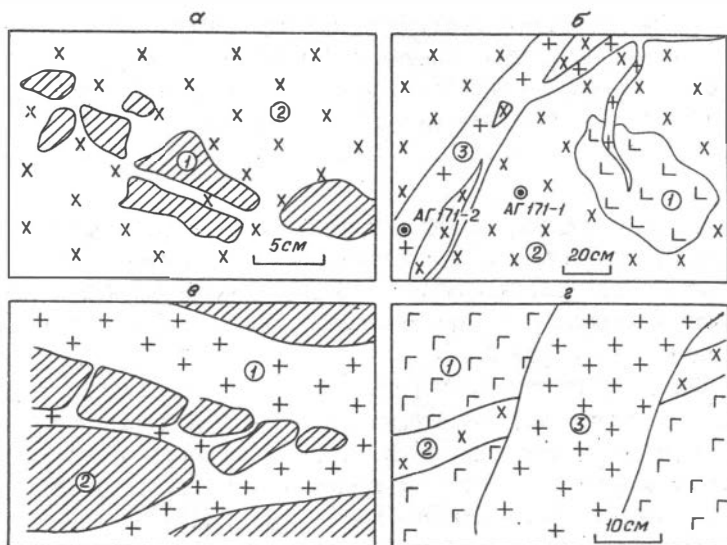


Рис.5. Зарисовка обнажений тесхемской серии:
 а - ксенолиты габбро (I) в тоналитах (2); б - ксенолиты габбро (I) в кварцевых диоритах (2) и жила плагиогранита (3); в - инъекции плагиогранитов (I) в диоритах и габбро (2); г - инъекции тоналитов (2) и плагиогранитов (3) в диоритах (I). Кругок с точкой - место отбора образца

Несмотря на интенсивный метаморфизм гранитоидов, в них сохраняются магматические структуры и ранние субликвидусные минералы. Выдержанность петрографического состава, слабые вариации петрохимических и геохимических параметров в пределах отдельных фаз, имеющих интрузивные соотношения, свидетельствуют о магматическом происхождении этой ассоциации. Это доказывается и для плагиогранитных серий в других офиолитовых ассоциациях /Колман, Донато, 1983/.

Комплекс послегранитовых даек включает дайки габбро-диабазов и габбро, имеющие преимущественно северо-западное простирание. Они секут габброиды и ультрамафиты Карашатского массива, а также тоналиты и плагиограниты. Как и

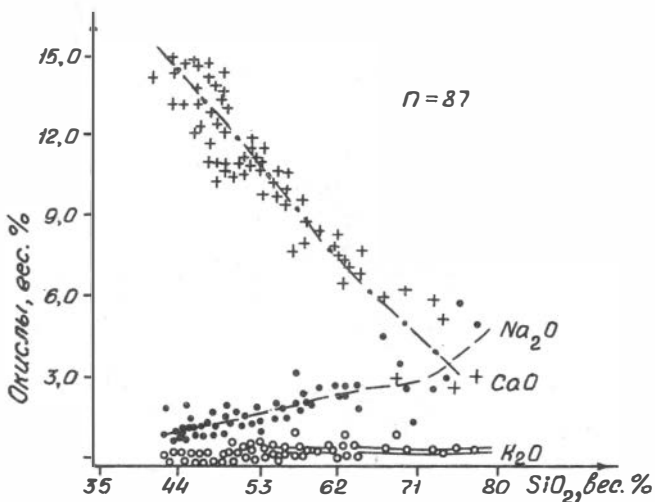


Рис.6. Петрохимическая диаграмма пород габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной серии. n — число анализов

другие породы тескемской серии, они претерпели зеленокаменный метаморфизм и испытали складчатые деформации. Эти дайки характеризуются умеренной меланократовостью, железистостью и весьма высокой натриевостью. По составу они аналогичны габброидам тескемской ассоциации, но отличаются от них более высокой титанистостью (см. табл.5).

В целом, по петрохимическому составу тескемская серия относится к непрерывной габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной серии высоконатрового типа (рис.6). Общей чертой для всех пород серии является низкая щелочность при очень низком содержании K_2O . Особенности состава серии отчетливо проявляются по геохимическим данным. Для всех её пород установлены низкие содержания Rb и Sr, а также близкие Rb/Sr-отношения (см.табл.4,6). По содержанию этих элементов (рис.7) плагиограниты из Агардагской офиолитовой зоны отличаются от океанических плагиогранитов, но близки к гранитоидам из офиолитов Ньюфаундленда и Урала /Малпас, 1983; Эвгеосинклинальные ... серии, 1984/.

Кызыллагская габбро-монодиорит-гранодиорит-гранитная серия. На изученной площади магматические породы этой серии образуют

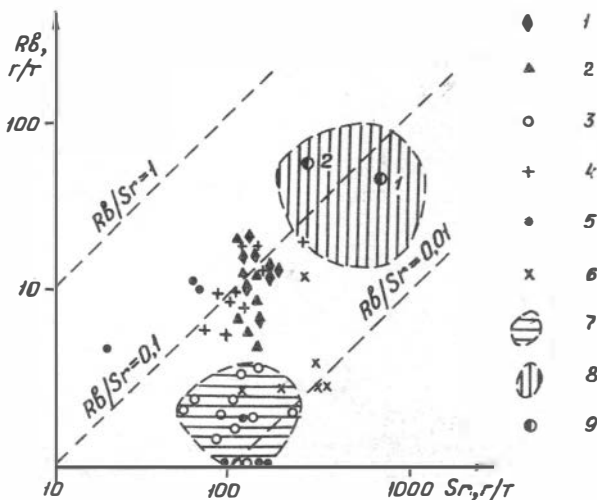


Рис. 7. Вариационная диаграмма Rb-Sr для офиолитовых габбро-плагиогранитных ассоциаций: 1-2 - тесхемская серия: 1 - габброиды, 2 - тоналиты и плагиограниты; 3 - океанические плагиограниты /Колман и др., 1983/; 4- трондьемиты комплекса Литл-Порт /Малпас, 1983/; 5 - трондьемиты комплекса Бейоф-Айленде /Малпас, 1983/; 6 - габбро-плагиогранитная формация Тагильского массива /Эвгеосинклинальные ... серии, 1984/; 7 - поле составов океанических плагиогранитов /Колман и др., 1983/; 8 - поле составов континентальных трондьемитов и кварцевых диоритов /Колман и др., 1983/; 9 - габброиды (1) и гранитоиды (2) кзылдагской серии

несколько небольших многофазных интрузивов и отдельных тел, а также пояса поздних даек гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, плагиопорфиров, диабазов и габбро-эссекситов (см. рис.1,2). Вмещающими являются кускунутская свита и теректитгская толща, а также тоналиты и плагиограниты тесхемской интрузивной серии. Мор-

Таблица 6

Средние содержания
элементов примесей в породах
тесхемской серии, г/т

Компоненты	1	2	3	4	5
Cu	76	51	52	26	34
Zn	104	94	85	54	35
Pb	19	25	19	19	14
Rb	14	14	10	12	10
Str	146	133	147	106	130
Ba	107	168	125	195	149
Zr	18	27	19	27	70
La	49	28	39	38	39
Ce	32	38	30	50	50

Примечание. 1 - габброиды; 2 - кварцевые диориты; 3 - тоналиты; 4-гранодиориты; 5 - плагиограниты.

фология массивов местами нарушена тектоническими подвижками (см. рис.2), тем не менее первичные интрузивные контакты с вмещающими породами наблюдались неоднократно. Показательным в этом отношении является Черенартский многофазный массив, расположенный в 2 км к юго-западу от одноименного перевала (рис.8). Интрузив представляет собой компактную группу прорывающих друг друга магматических тел (интрузивных фаз). Вмещающие породы - известняки, доломиты и метапелиты кускунутской свиты - скарнированы и орого-викованы. В состав Черенартского массива входят как породы дифференцированного габбро-монцодиоритового комплекса, так и большинство интрузивных фаз гранодиорит-гранитного комплекса, а также послегранитовые дайки субщелочных диабазов.

Габбро-монцодиоритовый комплекс представлен габброидами повышенной щелочности, титанистости и фосфористости в основном в останцах и ксенолитах среди гранитоидов Кызылдагской ассоциации. В то же время они (совместно с монцодиоритами) образуют самостоятельные интрузивы, что наряду с отличием этих пород по вещественному составу от по-

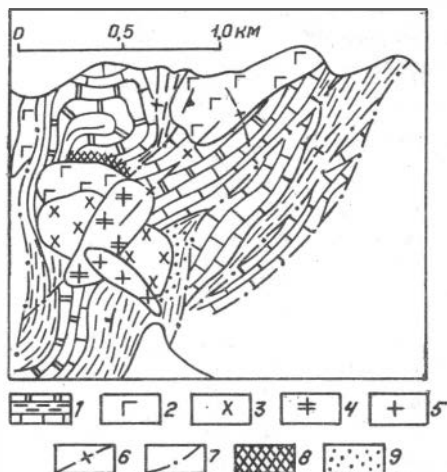


Рис.8. Геологическая схема Чернартовского габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитного интрузива:

1 - карбонатно-терригенные отложения кускувугской свиты; 2 - дифференцированные габбро-нориты, лейкогаббро, анортозиты и амфиболовые габбро; 3 - монцодиориты; 4 - гранодиориты; 5 - граниты; 6 - дайки лейкогранитов и гранит-аллитов; 7 - разломы; 8 - зона скарнирования; 9 - зона ороговикования

следующих гранитоидов позволяет рассматривать их в качестве самостоятельного комплекса, сближенного по времени формирования с гранитоидами. В крупных телах, например, в Чернартовском массиве, устанавливается первично-магматическая расслоенность, обусловленная дифференцированностью от меланократовых габбро-норитов до анортозитов. В андоконтактах этих интрузивов увеличивается содержание интерстициального кварца и бурого амфибола, в результате чего породы приближаются по составу к диоритам. Монцодиориты и диориты образуют также отдельные интрузивные тела, содержащие ксенолиты габброидов.

Недифференцированные тела сложены лейкократовыми амфиболовыми габбро-норитами и двупироксеновыми монцодиоритами. В дифференцированных телах установлены меланократовые габбро-нориты, габбро-нориты, лейкократовые габбро, анортозиты, амфиболовые габбро и монцодиориты. Кумулюсный парагенезис в габброидах представлен клино- и ортопироксенами и зональным плагиоклазом (70-45 % An). В меланократовых габбро-норитах ортопироксен имеет больший идиоморфизм по отношению к другим минералам. В лейкократовых габбро и анортозитах кумулюсным является плагиоклаз (79, 54-45 % An). В амфиболовых габбро ранний парагенезис сложен бурой роговой обманкой и плагиоклазом. Пироксены отмечаются только

в реликтах. Интеркумуляусный парагенезис включает в себя плагиоклаз (35–30 % An), бурый амфибол, биотит, калишпат и кварц (до I %). Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон.

В монцодиоритах кумулюсный парагенезис представлен плагиоклазом (55,42–25 % An), клинопироксеном и бурым амфиболом. Ортопироксен отмечается только в реликтах. Поздний парагенезис состоит из плагиоклаза (30–25 % An), биотита, кварца и ортоклаза. При увеличении доли калишпата появляется монцонитовая структура. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон, сфен.

В отдельных габброидных телах по петрогеохимическим данным (табл.7–10) устанавливается скрытая дифференцированность от мезо- до лейкократовых габбро, приближающихся к анортозитам, что обусловлено, очевидно, фракционированием плагиоклаза (см.рис.II). Габброиды и монцодиориты отвечают единой мафитовой породной группе, которая обладает лейкократовым, умеренно щелочным, умеренно высоконатриевым, умеренно-железистым, среднетитанистым и среднеглиноземистым уклонами.

По геохимическим особенностям габброиды и монцодиориты характеризуются повышенными содержаниями Sr, Ba и Zr, что согласуется с их повышенной щелочностью и титанистостью. В то же время устанавливается слабая положительная корреляция Sr и Ba, обусловленная увеличением доли плагиоклаза и калишпата в монцодиоритах по сравнению с габброидами (см. рис.12).

Гранодиорит – гранитный комплекс состоит из нескольких интрузивных фаз, внедрение которых происходило в гомодромной последовательности (от ранних):

- мелко-, среднезернистые клинопироксен-амфиболовые (биотит) кварцевые диориты;
- среднезернистые биотит-амфиболовые гранодиориты;
- средне-, крупнозернистые биотитовые (+амфибол) граниты;
- крупнозернистые порфириовидные и биотитовые лейкограниты;
- аллиты.

Кварцевые диориты обнаружены только в пределах Черенартского массива, где они образуют небольшое (200 x 250 м) штокообразное тело (см. рис.2,8). По внешнему виду – это темно-серые мелко- и среднезернистые породы, насыщенные микроксенолитами монцодиоритового состава. Последние придают породам характерный "рябой" облик, не позволяющий их спутать с другими магматическими образованиями региона.

Таблица 7

Составы пород кызылдагской
габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитной серии, мас. %

Компо- ненты	Габбро-монцодиоритовый комплекс						Габбро-диоритовый комплекс			
	Г а б б р о						Диориты			
	АГ148	АГ138-1	АГ138-2	АГ138-3	АГ147	АГ173-1	АГ151	АГ178-14	АГ172-5	АГ176-1
SiO ₂	45,45	46,66	47,93	48,07	49,69	51,55	52,72	54,22	54,29	54,35
TiO ₂	1,50	2,11	1,71	1,84	1,73	1,31	1,74	1,47	1,07	1,16
Al ₂ O ₃	18,56	14,55	16,11	16,45	18,19	18,10	17,50	17,32	16,37	19,40
Fe ₂ O ₃	6,79	5,75	5,49	4,23	6,13	1,45	4,46	2,96	3,79	3,05
FeO	6,77	7,13	6,20	6,49	6,00	8,16	4,87	6,18	4,38	4,08
MnO	0,14	0,22	0,19	0,17	0,18	0,22	0,19	0,13	0,14	0,14
MgO	4,56	6,99	6,38	5,78	3,81	3,66	3,09	3,09	4,58	2,37
CaO	9,87	8,01	7,29	7,37	7,72	7,02	7,01	6,30	5,87	5,37
Na ₂ O	2,70	3,44	3,54	3,43	3,00	4,12	4,18	4,52	3,67	4,88
K ₂ O	0,74	1,30	1,45	1,38	1,16	1,27	1,00	1,82	2,44	1,60
П.п.п.	2,37	3,23	3,66	3,76	2,14	2,50	2,33	1,35	2,74	2,88
P ₂ O ₅	0,07	0,36	0,36	0,66	0,15	0,38	0,64	0,44	0,36	0,46
Сумма	99,52	99,75	100,31	99,63	99,90	99,74	99,73	99,80	99,70	99,74

Компо- ненты	Габбро-диоритовый комплекс				Кварц-диорит-гранодиоритовый комплекс				
	Диориты				Кварцевые диориты (I фаза)				
	АГ176-2	АГ172-1	АГ173-2	АГ173-3	АГ175-4	АГ175-3	АГ175-2	АГ175-1	АГ175-5
SiO ₂	55,95	55,95	56,75	57,45	57,55	59,45	61,55	64,39	65,35
TiO ₂	1,40	1,95	1,40	1,01	0,91	0,91	0,81	0,75	0,66
Al ₂ O ₃	17,67	16,71	17,23	14,29	15,59	17,23	16,97	15,59	16,03
Fe ₂ O ₃	2,29	2,39	2,67	2,82	0,77	0,91	0,34	0,45	0,93
FeO	5,33	5,29	4,08	4,66	5,56	5,25	4,66	4,16	3,09
MnO	0,18	0,22	0,14	0,14	0,14	0,14	0,12	0,10	0,08
MgO	2,97	2,77	3,56	5,93	3,77	2,77	2,18	1,98	1,58
CaO	4,95	4,81	5,64	6,77	5,37	4,75	4,06	3,71	2,75
Na ₂ O	4,88	4,88	5,00	4,00	5,23	4,43	4,61	4,52	4,43
K ₂ O	2,00	1,60	1,40	1,82	2,59	1,99	2,53	2,77	3,53
П.п.п.	1,62	2,54	1,14	1,49	1,83	1,47	1,51	1,00	0,99
P ₂ O ₅	0,52	0,60	0,66	0,32	0,27	0,27	0,23	0,22	0,20
Сумма	99,76	99,71	99,67	100,70	99,58	99,57	99,57	99,64	99,62

Компо- ненты	Кварц-диорит-гранодиоритовый комплекс										
	Гранодиориты (2 фаза)					Граниты (3 фаза)					
	АГ117	АГ120	АГ177-1	АГ177-3	АГ177-2	АГ122	АГ105	АГ106	АГ167-1	АГ143	АГ144
SiO ₂	65,91	66,86	67,47	67,73	68,29	68,68	68,98	68,86	69,28	69,69	69,89
TiO ₂	0,42	0,34	0,37	0,45	0,33	0,35	2,33	0,48	0,43	0,30	0,41
Al ₂ O ₃	18,36	18,01	16,37	16,11	15,93	16,29	12,82	14,91	15,07	15,07	15,42
Fe ₂ O ₃	0,67	0,40	0,66	1,18	1,62	1,00	1,22	1,20	1,07	0,81	1,02
FeO	1,86	1,41	2,25	2,27	1,82	1,42	2,10	2,23	1,99	1,70	1,95
MnO	0,07	0,07	0,05	0,04	0,05	0,09	0,07	0,09	0,07	0,05	0,05
MgO	1,13	1,23	1,19	1,23	1,23	0,71	0,82	1,33	1,07	1,24	0,93
CaO	3,15	2,43	3,09	2,65	2,93	2,43	3,72	3,00	2,43	2,00	2,29
Na ₂ O	5,54	4,71	4,43	4,86	4,28	5,66	4,28	4,50	4,20	4,58	4,00
K ₂ O	1,90	3,80	2,59	2,11	2,20	2,50	2,93	2,68	2,86	3,07	2,58
П.п.п.	0,42	0,43	0,94	0,99	0,76	0,75	0,79	0,13	1,24	0,99	0,93
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,11	0,15	0,15	0,09	0,17	0,24	0,11	0,10	0,11
Сумма	99,54	99,80	99,52	99,77	99,59	99,97	100,23	99,65	99,82	99,60	99,58

Компо- ненты	Кварц-диорит-гранодиоритовый комплекс										
	Граниты (3 фаза)				Лейкократовые граниты (4 фаза)						
	АГ119	АГ143-2	АГ143-1	АГ118	АГ155	АГ162	АГ167-2	АГ154	АГ161-2	АГ153	АГ161-1
SiO ₂	70,29	70,49	71,30	71,40	72,51	73,73	74,88	74,96	75,20	75,54	75,66
TiO ₂	0,48	0,46	0,42	0,40	0,38	0,19	0,20	0,20	0,17	0,15	0,15
Al ₂ O ₃	14,37	14,72	14,72	14,55	14,65	14,20	13,47	13,69	13,45	13,17	13,17
Fe ₂ O ₃	0,49	0,81	0,30	0,06	1,13	0,42	0,47	0,67	0,48	0,42	0,68
FeO	2,75	1,70	1,99	2,59	0,81	1,05	0,89	0,32	0,69	0,69	0,61
MnO	0,07	0,06	0,04	0,09	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04
MgO	1,13	0,93	1,03	0,82	0,41	0,31	0,31	0,62	0,31	0,41	0,41
CaO	3,15	2,29	1,00	2,00	1,72	1,00	0,86	0,86	0,86	0,71	0,72
Na ₂ O	4,64	3,91	4,18	4,74	4,64	4,27	4,20	3,82	4,27	4,09	3,54
K ₂ O	1,65	3,27	3,00	1,69	2,30	3,00	3,25	3,55	3,48	3,22	3,87
П.п.п.	0,72	0,99	1,46	1,08	0,93	1,42	0,90	0,84	0,55	0,72	0,65
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,11	0,09	0,03	0,05	0,04	0,04	0,07	0,04	0,06
Сумма	99,85	99,74	99,55	99,51	99,56	99,68	99,51	99,60	99,57	99,20	99,56

Компо- ненты	Кварц-диорит- гранодиорито- вый комплекс		Дайковый комплекс							
	Аплиты		Кварц-полевошпатовые порфиры			Крупнолейстовые плагиопорфириты, субщелоч- ные диабазы и габро-эссекситы				
	АГ101	АГ164	АГ188-5	АГ183-1	АГ183-2	С29-86	С71-83	С68г-83	С43в-86	С68б-83
SiO ₂	73,62	75,75	72,96	73,46	73,94	48,81	49,76	51,53	51,67	51,78
TiO ₂	0,22	0,18	0,06	0,20	0,21	1,77	1,85	1,54	1,45	1,52
Al ₂ O ₃	13,33	13,08	14,81	13,60	13,69	15,16	15,08	14,94	15,80	14,88
Fe ₂ O ₃	0,29	0,16	0,51	0,64	0,86	11,86	11,73	10,46	10,02	10,58
FeO	1,01	0,93	0,85	1,09	0,81	-	-	-	-	-
MnO	0,05	0,03	0,04	0,03	0,01	0,21	0,20	0,18	0,20	0,19
MgO	0,82	0,55	0,21	0,15	0,10	6,90	5,86	6,00	5,70	5,69
CaO	1,57	0,57	1,36	0,71	0,50	7,36	9,01	8,05	7,68	8,58
Na ₂ O	5,10	4,00	4,95	4,90	4,71	2,80	3,14	3,14	3,40	3,60
K ₂ O	2,81	3,77	2,70	4,35	4,85	1,25	0,59	0,80	1,18	0,80
П.п.п.	0,79	0,80	1,15	0,68	0,41	3,26	2,32	3,32	2,48	2,33
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	Н е о п р е д е л я л с я				
Сумма	99,65	99,86	99,62	99,83	100,11	99,38	99,54	99,96	99,58	99,95

Компо- ненты	Д а й к о в ы й к о м п л е к с									
	Крупнолейстовые плагиопорфиры, субщелочные диабазы и габбро-эссекситы						Диориты			
	АГ183-5	С62-83	С30в-86	С68а-83	С43б-86	АГ183-3	С30б-86	С34в-86	С30а-86	С44-86
SiO ₂	52,17	52,30	52,37	52,41	52,56	52,84	53,22	53,33	54,72	55,72
TiO ₂	1,54	1,32	0,93	1,53	1,55	1,33	1,10	1,45	1,19	1,08
Al ₂ O ₃	15,50	15,74	18,94	15,08	18,14	15,68	18,68	16,15	17,55	15,96
Fe ₂ O ₃	4,41	9,74	7,33	10,43	9,71	4,01	7,87	10,11	8,40	8,25
FeO	5,57	-	-	-	-	5,25	-	-	-	-
MnO	0,15	0,18	0,16	0,24	0,16	0,17	0,14	0,18	0,17	0,14
MgO	5,25	5,86	3,91	5,95	2,72	4,22	2,59	4,92	2,63	4,48
CaO	7,37	7,83	6,66	8,91	7,62	7,16	7,33	7,38	6,20	6,81
Na ₂ O	3,71	2,90	2,70	3,14	4,32	3,48	3,90	3,24	3,70	3,80
K ₂ O	1,23	1,54	2,20	0,50	0,73	1,15	2,20	0,80	3,60	1,45
П.п.п.	2,12	2,30	4,88	1,76	1,84	3,98	2,73	2,26	2,60	2,40
P ₂ O ₅	Не определялся			0,81	0,87	0,56	0,52	0,55	0,62	0,40
Сумма	99,02	99,71	100,08	100,76	100,22	99,83	100,28	100,37	101,38	100,49

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (г.Новосибирск). В анализах с индексом "С" (коллекция В.А.Симонова) - приведено суммарное железо в окисной форме, в анализах с индексом "АГ" (кол. авторов статьи) - окисное и закисное железо приведено в отдельной форме.

Таблица 8

Содержание элементов-примесей
в породах кызылдагской габбро-диорит-гранодиорит-гранитной серии, г/т

Компо- ненты	Габбро-диоритовый комплекс									
	Г а б б р о						Диориты			
	АГ148	АГ138-1	АГ138-2	АГ138-3	АГ147	АГ173-1	АГ151	АГ178-14	АГ172-5	АГ176-1
Cu	180	50	60	35	85	40	30	40	63	35
Zn	130	111	105	110	120	115	90	110	98	80
Pb	-	19	20	12	14	22	20	16	37	15
Th	-	36	-	25	-	50	20	31	-	-
Rb	18	17	20	35	33	23	18	37	53	30
Sr	630	696	700	655	690	695	655	761	834	840
Y	-	-	13	14	10	13	15	31	12	10
Zr	45	170	175	175	47	98	120	127	95	110
Nb	-	20	7	10	-	16	5	14	10	-
Ba	245	360	425	415	360	485	430	755	1210	640
La	40	60	70	10	30	45	40	55	95	40
Ce	45	75	75	85	35	70	70	145	75	60

Продолжение табл.8

Компо- ненты	Габбро-диоритовый комплекс				Диорит-гранодиорит-гранитный комплекс				
	Диориты				Кварцевые диориты				
	АГІ76-2	АГІ72-І	АГІ73-2	АГІ73-3	АГІ75-4	АГІ75-3	АГІ75-2	АГІ75-І	АГІ75-5
Cu	30	24	63	39	32	28	24	-	30
Zn	110	36	82	111	85	72	69	73	60
Pb	18	18	19	16	15	15	20	18	20
Th	-	-	20	22	38	-	-	20	30
Rb	50	11	25	30	44	43	51	60	75
Sr	730	69	930	614	493	565	460	415	470
Y	10	22	6	15	16	10	-	8	10
Zr	240	59	250	111	189	141	217	215	200
Nb	17	-	15	8	-	12	20	20	10
Ba	875	555	660	635	635	550	730	630	980
La	90	20	50	45	55	30	45	75	50
Ce	90	25	115	110	75	60	70	85	110

Компо- ненты	Диорит-гранодиорит-гранитный комплекс										
	Гранодиориты					Г р а н и т ы					
	АГ117	АГ120	АГ177-1	АГ177-2	АГ177-3	АГ105	АГ106	АГ122	АГ167-1	АГ143	АГ144
Cu	27	-	-	-	62	30	25	-	19	30	-
Zn	50	40	38	40	40	55	45	49	58	35	49
Pb	-	18	20	15	22	17	-	20	25	-	20
Th	-	33	20	20	48	-	-	36	-	-	-
Rb	34	62	42	43	45	70	62	40	48	55	60
Str	580	424	442	430	445	250	265	357	263	345	320
Y	3	-	-	-	-	6	8	-	-	25	20
Zr	350	280	118	120	173	192	188	272	180	175	185
Nb	10	10	12	7	5	19	9	-	-	-	15
Ba	760	1850	670	640	770	780	835	950	815	825	780
La	150	70	65	30	60	50	40	120	35	15	70
Ce	220	80	65	70	95	70	100	155	105	80	100

Компо- ненты	Диорит-гранодиорит-гранитный комплекс										
	Граниты				Лейкократовые граниты						
	АГII9	АГI43-2	АГI43-I	АГII8	АГI55	АГI62	АГI67-2	АГI54	АГI6I-2	АГI53	АГI6I-I
Cu	-	40	-	-	I7	I7	-	26	I6	28	20
Zn	50	35	35	5I	30	20	36	26	22	-	24
Pb	-	I5	-	I7	I7	I6	24	I6	I9	I9	I2
Th	-	20	-	24	-	I7	-	-	I5	25	-
Rb	43	55	60	56	39	58	68	43	84	52	76
Sr	295	305	2I0	22I	2I6	II2	90	87	I03	84	8I
Y	7	9	25	-	-	-	-	4	-	6	-
Zr	I55	I95	I85	I56	II3	83	80	6I	65	77	47
Nb	7	I4	-	I8	4	8	9	9	II	4	-
Ba	675	925	850	675	I470	I0I0	835	975	8I5	995	905
La	80	40	65	65	55	30	25	35	35	20	20
Ce	I00	85	70	85	85	70	80	55	70	55	40

Компо- ненты	Диорит-гранодиорит- гранитный комплекс		Комплекс послегранитовых даек				
	Аплиты		Кварц-полевошпатовые порфиры			Субщелочные диабазы	
	АГ101	АГ164	АГ188-5	АГ183-1	АГ183-2	АГ183-5	АГ183-3
Cu	-	21	-	-	-	54	67
Zn	25	31	42	-	-	78	118
Pb	40	12	39	18	20	22	22
Th	-	-	11	20	30	13	33
Rb	55	73	75	93	94	13	19
Sr	185	61	86	105	111	776	530
Y	18	8	-	7	10	8	12
Zr	110	45	43	186	175	175	240
Nb	-	18	37	7	13	17	13
Ba	900	425	980	785	755	890	440
La	35	35	10	50	30	55	60
Ce	78	40	15	100	130	95	100

Примечание. Анализы выполнены количественным рентген-флуоресцентным методом в ИГиМ АН УССР (г.Киев). Прочерк в таблице - содержание элементов ниже порога чувствительности метода.

Таблица 9

Средние составы пород кызылдагойской серии, мас. %

Компо- ненты	I(7)	2(7)	3(5)	4(5)	5(10)	6(10)	7(1)	8(3)	9(14)
SiO_2	<u>50.4</u> 2,5	<u>57.1</u> 1,0	<u>62.8</u> 3,0	<u>68.0</u> 1,1	<u>70.7</u> 1,3	<u>75.7</u> 1,4	76,5	73,3	<u>52.3</u> 1,7
TiO_2	<u>1.75</u> 0,27	<u>1.36</u> 0,35	<u>0.81</u> 0,11	<u>0.38</u> 0,05	<u>0.61</u> 0,61	<u>0.20</u> 0,06	0,18	0,16	<u>1.54</u> 0,30
Al_2O_3	<u>17.6</u> 1,4	<u>17.4</u> 1,8	<u>16.6</u> 0,8	<u>18.5</u> 1,1	<u>15.0</u> 0,9	<u>13.6</u> 0,7	13,2	14,0	<u>16.2</u> 1,4
ΣFeO	<u>11.3</u> 1,5	<u>7.4</u> 0,6	<u>5.2</u> 1,0	<u>2.7</u> 0,4	<u>2.7</u> 0,4	<u>1.3</u> 0,2	1,0	1,5	<u>8.8</u> 2,3
MgO	<u>5.1</u> 1,5	<u>3.8</u> 1,4	<u>2.5</u> 0,9	<u>1.2</u> 0,04	<u>1.0</u> 0,2	<u>0.5</u> 0,2	0,5	0,15	<u>4.8</u> 1,4
CaO	<u>8.0</u> 1,0	<u>9.5</u> 0,4	<u>4.2</u> 1,0	<u>2.8</u> 0,3	<u>2.4</u> 0,7	<u>1.0</u> 0,4	0,6	0,9	<u>7.4</u> 0,8
Na_2O	<u>3.60</u> 0,56	<u>4.66</u> 0,57	<u>4.73</u> 0,36	<u>4.81</u> 0,50	<u>4.52</u> 0,50	<u>4.41</u> 0,51	4,03	4,85	<u>4.06</u> 2,40
K_2O	<u>1.22</u> 0,25	<u>1.85</u> 0,38	<u>2.72</u> 0,56	<u>2.54</u> 0,76	<u>2.65</u> 0,66	<u>3.09</u> 0,59	3,80	3,97	<u>1.33</u> 0,81
P_2O_5	<u>0.38</u> 0,23	<u>0.49</u> 0,13	<u>0.24</u> 0,03	<u>0.13</u> 0,02	<u>0.12</u> 0,05	<u>0.04</u> 0,01	0,04	0,02	0,65
a	<u>9.9</u> 1,3	<u>13.0</u> 1,2	<u>14.2</u> 0,9	<u>14.0</u> 1,2	<u>13.4</u> 1,1	<u>13.4</u> 0,7	13,6	16,0	<u>10.0</u> 2,0
b	<u>22.7</u> 4,4	<u>15.2</u> 3,1	<u>10.4</u> 3,6	<u>4.6</u> 0,6	<u>4.7</u> 1,1	<u>2.0</u> 0,5	1,9	1,6	<u>20.0</u> 4,8
n	<u>81.7</u> 3,0	<u>79.0</u> 5,4	<u>72.6</u> 4,5	<u>74.4</u> 6,1	<u>72.1</u> 5,7	<u>68.3</u> 6,4	61,7	65,0	<u>81.9</u> 8,1
q	<u>-6.4</u> 4,8	<u>1.9</u> 1,7	<u>10.6</u> 7,4	<u>22.6</u> 3,9	<u>28.6</u> 3,9	<u>37.1</u> 3,1	38,2	29,5	<u>1.6</u> 5,7
f	<u>56.3</u> 6,3	<u>53.3</u> 8,2	<u>54.8</u> 3,9	<u>55.4</u> 6,4	<u>60.9</u> 4,8	<u>54.2</u> 20,2	52,3	84,9	<u>51.4</u> 6,0

Примечание. 1,2 - габбро-монцодиоритовый комплекс: 1 - габбро, 2 - монцодиориты; 3-7 - гранодиорит-гранитный комплекс: 3 - кварцевые диориты, 4 - гранодиориты, 5 - граниты, 6 - лейкограниты, 7 - аллиты; 8,9 - дайковый комплекс: 8 - кварц-полевошпатовые порфиры, 9 - субщелочные габбро, диабазы и диориты. В скобках - число анализов, над чертой - среднее арифметическое, под чертой - среднее квадратичное отклонение.

Средние содержания элементов примесей
в породах кызылдагской серии, г/т

Эле- менты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cu	69	42	28	45	29	21	21	Не обн.	61
Zn	III	89	72	42	46	26	28	42	98
Pb	18	20	18	19	19	18	26	26	22
Rb	23	34	55	45	55	60	64	87	16
Sr	674	785	480	464	283	110	123	100	653
Ba	389	761	705	938	811	1000	663	840	665
Zr	119	142	192	208	188	75	78	135	208
La	42	56	51	75	58	26	35	30	57
Ce	65	89	80	106	95	65	59	82	97

Примечание. 1 - габбро; 2 - диориты; 3 - кварцевые диориты; 4 - гранодиориты; 5 - граниты; 6 - лейкограниты; 7 - аплиты; 8 - кварц-полевошпатовые порфиры; 9 - дайки субщелочных диабазов.

Минеральный состав кварцевых диоритов, в %: плагиоклаз 60-65, клинопироксен 0-5, буро-зеленая роговая обманка 15-20, биотит 10-15, кварц 5-8. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, рудные. По структурным особенностям выделяются два минеральных парагенезиса: раннемагматический, представленный относительно крупными кристаллами (2-4 мм в поперечнике) клинопироксена и резко зонального плагиоклаза (62-38 % An), и позднемагматический, сложенный мелкозернистым агрегатом плагиоклаза, амфибола, биотита и кварца. Плагиоклаз основной массы также имеет зональное строение (до 4-6 зон, 36-15 % An) и обладает ясным идиоморфизмом по отношению к биотиту и амфиболу.

Гранодиориты развиты во всех массивах кызылдагского комплекса. Поздними гранитами они повсеместно прорываются и, в свою очередь, содержат ксенолиты монцодиоритов (рис.9). Это среднезернистые массивные породы серого или светло-серого цвета. В измененных разностях, благодаря покраснению как калишпата, так и плагиоклаза, приобретают пестро-рыжую окраску. По минеральному составу выделяется две разновидности: среднезернистые амфи-

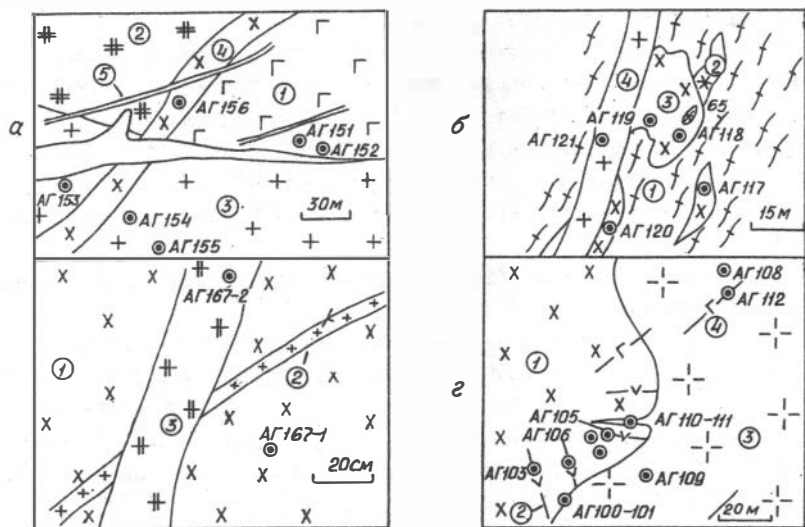


Рис. 9. Зарисовки обнажений кызылдагской габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитной серии:

а - взаимоотношения габбро (1), гранодиоритов (2), биотитовых лейкогранитов (3), даек субщелочных диабазов (4) и диабазов (5); б - соотношения гранодиоритов (2), биотит-амфиболовых гранитов (3) и биотитовых лейкогранитов (4) среди сланцев в "сухом" меланже (1); в - соотношения гранитов (1), аплитов (2) и лейкогранитов (3); г - срезание даек субщелочных диабазов (2) гранитоидами лейкогранит-аляскитового комплекса (3); I - биотит-амфиболовые граниты, 4 - завершающие дайки диабазов. Кругок с точкой - место отбора образца

бол-биотитовые и средне-, крупнозернистые биотитовые гранодиориты. Первые содержат в %: плагиоклаз 50-60, биотит 15-20, буро-зеленую роговую обманку 1-5, калишпат 5-8, кварц 10-15 %. Вторые отличаются отсутствием роговой обманки и большим развитием микроклина (до 10 %). Обе разновидности характеризуются высоким идиоморфизмом и резкой зональностью плагиоклаза (от 45-40 до 15 % An). Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, циркон.

В гранитах увеличивается содержание кварца (до 20-25 %), решетчатого микроклин-пертита (до 10-15 %) и соответственно уменьшается количество биотита и плагиоклаза. Буро-зеленая роговая обманка присутствует в единичных знаках. К вышеназванным акцессорным минералам добавляется ортит. Структурно-петрографические особенности, свойственные всем породам кызылдагского комплекса, сохраняются. В частности, плагиоклаз (25-20 иногда до 40 %

Ан) является ранним субидиоморфным минералом.

Лейкограниты участвуют в строении Кызылдагского массива, а также слагают мелкие пластообразные тела в других интрузивах. Это красноватые крупнозернистые, иногда порфириовидные породы. Во вмещающих породах отмечаются кварц, микроклин, олигоклаз. Основная масса — микрогранитного состава. Красно-бурый биотит — единственный темноцветный минерал. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, рудные.

Завершающие аплиты развиты очень скудно и близки по составу к лейкогранитам.

По химическому составу рассмотренный комплекс относится к непрерывной кварцевой диорит-гранодиорит-гранит-лейкогранитовой серии калинатрового типа, для которой характерны субщелочной и железомagneзиевый уклоны (рис.10,11). Из геохимических особенностей отметим низкое рубидий-стронциевое отношение, равное (0,07-0,80) и высокие содержания бария (650-1470 г/т) (рис.12).

В отличие от тоналитов и плагиогранитов тесхемской серии гранитоиды кызылдагской относятся к известково-щелочным ассоциациям латито-андезитового профиля, характеризующимся высокотемпературными минеральными парагенезисами, общей неравновесностью состава, обязательным присутствием высококальциевых минералов (клинопироксена, основного плагиоклаза), апатит-сфен-ортит-магнетитовой специализацией акцессориев.

Комплекс послегранитовых даек сложен кварц-полевошпатовыми порфирами, крупнолейстовыми плагио-порфиридами, субщелочными габбро, габбро-эссекситами, диабазами и диоритами, внедрившимися в антидромной последовательности. Часто наблюдаются сложные многофазные линейные тела (рис.13). Дайки образуют протяженные пояса северо-восточного простирания. Они прорывают кускунутскую и теректигскую толщи, габброиды Карашатского массива, а также породы тесхемской и кызылдагской серий и не испытывают складчатых деформаций (см. рис.2). Дайки субщелочных диабазов и плагиопорфиритов срезаются интрузиями лейкократовых биотитовых гранитов и аляскитов позднего комплекса (см. рис.9,г), что позволяет рассматривать их в качестве послегранитного дайкового комплекса. В то же время в составе дайковых поясов участвуют поздние дайки субщелочных базитов с обособлениями пирротина, которые секут плагиопорфириты, эссекситы-диабазы, а также граниты лейкогранит-аляскитового комплекса (см. рис.2, 9,г).

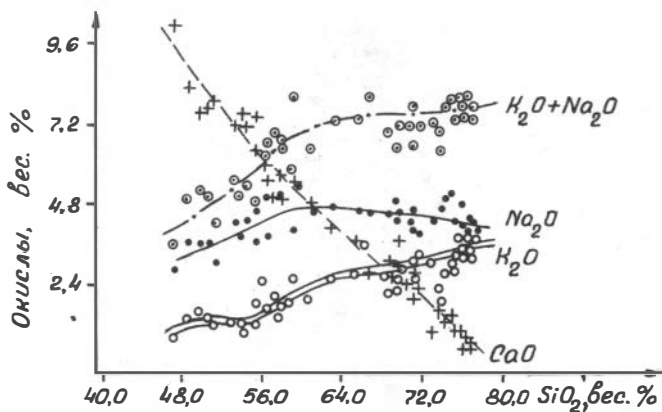


Рис. IО. Петрохимическая диаграмма кызылдагской габро-монциодорит-гранодиорит-гранитной серии

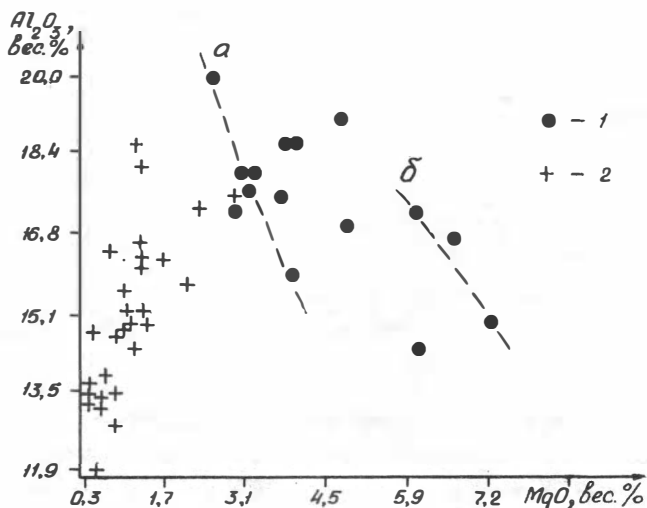


Рис. II. Диаграмма $MgO-Al_2O_3$ для пород кызылдагской серии.

Комплексы: I - габброидный, 2 - гранитоидный.
Пунктиром показаны линии фракционирования в отдельных интрузивах

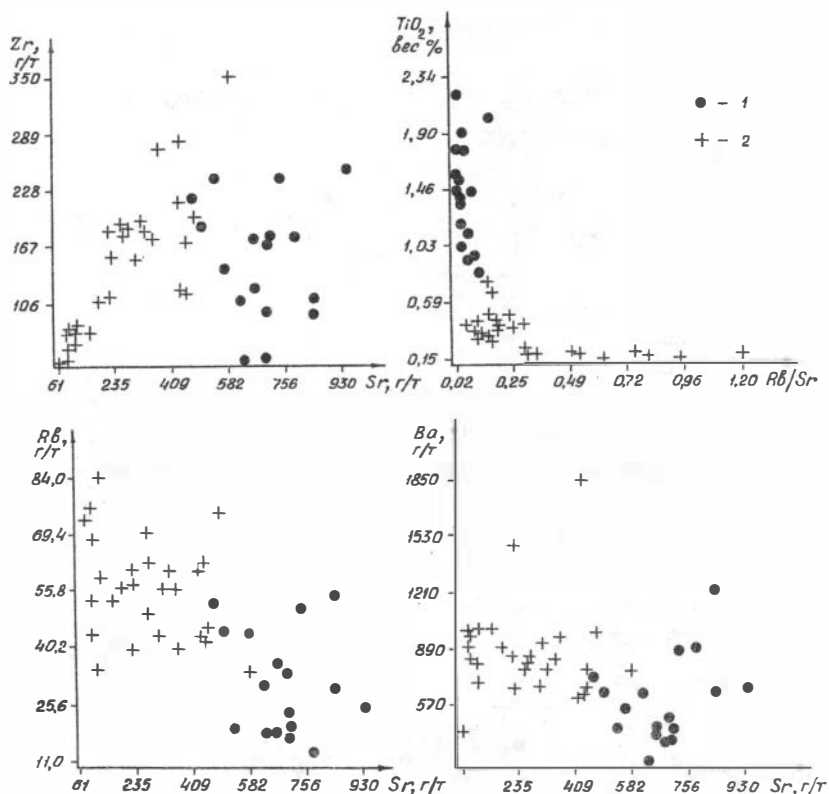


Рис.12. Диаграммы Zr-Sr, TiO_2 -Rb/Sr, Rb-Sr, Ba-Sr для пород кызылдагской серии. Усл. обозн. см. рис.11

Кислые дайки представлены кварц-полевошпатовыми порфирами с вкрапленниками зонального олигоклаза, кварца и биотита и фельзитовой основной массой. По особенностям состава они близки к лейкогранитам кызылдагского гранодиорит-гранитного комплекса (см. табл.7,9). Они прорваны дайками субщелочных базитов, среди которых наиболее ранними являются крупнолейстовые плагиопорфириты. Во вкрапленниках порфиритов наблюдается незональный плагиоклаз (47-45 % Ан) и клинопироксен. Основная масса сложена плагиоклазом (20 % Ан), клинопироксеном, бурым амфиболом, биотитом,

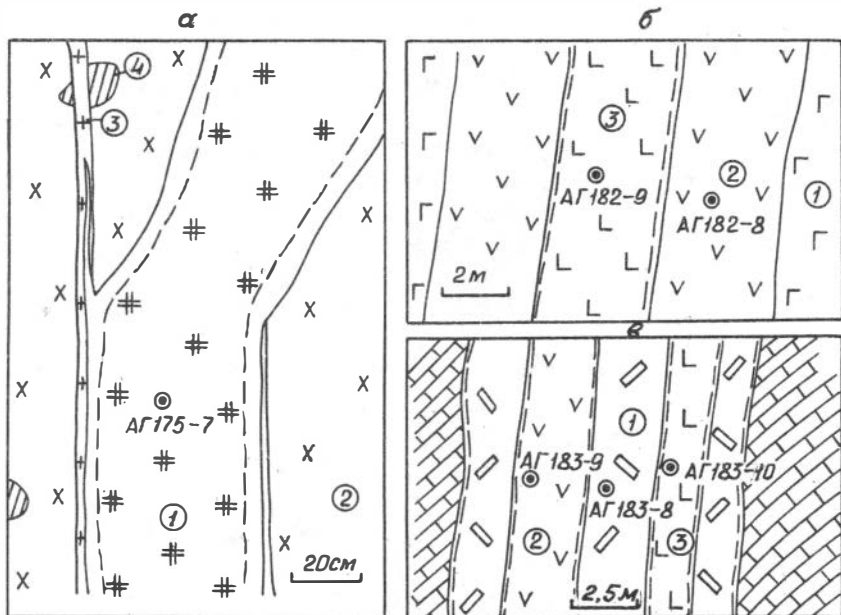


Рис.13. Взаимоотношения даек кызылдагской серии:

а - дайка биотит-амфиболового гранодиорит-порфира (I) среди гранодиоритов (2), секущая ксенолиты кварцевых диоритов (4) и аплитовые жилы (3); б - сложная дайка среди диоритов и тоналитов тескхемской серии: I - тоналиты, 2 - диоритовый порфирит, 3 - плагиопорфирит; в - сложная дайка среди отложений ирбитейской свиты: I - крупнолейстовый плагиопорфирит, 2 - мелкозернистый субщелочной диабаз; 3 - мелкозернистый плагиопорфирит. Кружок с точкой - место отбора образца

кварцем и магнетитом. Более поздними являются дайки средне- и мелкозернистых эссексит-диабазов и диоритов, в которых отмечают редкие вкрапленники незонального плагиосклаза. Основная масса: плагиоклаз (27-20 % An), клинопироксен, бурый амфибол, ортоклаз, кварц, биотит. Акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, магнетит, ильменит. В диоритовых порфиритах во вкрапленниках наблюдается бурый амфибол. Широко проявлены вторичные минералы - эпи-

дот, хлорит, актинолит, серицит. По петрографическим и геохимическим особенностям базитовые дайки аналогичны габбро и монцодиоритам кызылдагской серии (см. табл.7,9). Они обладают субщелочным, умеренно лейкократовым, среднетитанистым, среднеглиноземистым, железомagneиным, высоконатриевым уклонами, а также характеризуются повышенными содержаниями Ba и Sr, причем уровень их содержания такой же, как в ранних габброидах (см. табл.8,10).

В целом, по химическому составу кызылдагская серия относится к непрерывной габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитной серии калинатрового типа (см. рис.1). Повышенные содержания Sr и Ba в породах этой серии позволяют сопоставлять их с гранитоидами латитового ряда по Л.В.Таусону /1977/. В региональном плане габброиды этой серии близки к интрузиям габбро-монцодиоритовой формации, широко проявленной в различных структурах Алтае-Саянской области (зубовский комплекс).

Комплекс лейкократовых биотитовых гранитов и аляскитов составляет самую молодую интрузивную ассоциацию, завершающую формирование каледонского магматического мегаритма в Агардагской зоне. Позже проявлены только единичные дайки субщелочных диабазов с выделениями пирротина. На существенную автономность лейкогранитов, позволяющую выделить их в самостоятельный магматический комплекс, указывает тот факт, что они не только повсеместно прорывают более древние гранитоиды, но и отделены от них дайками-прокладками (см. рис.2, 9,г).

В пределах Агардагского пояса лейкограниты образуют крутопадающие пластообразные тела северо-восточного простирания, мощность которых достигает первых сотен метров. На выклинивании этих тел, как правило, отмечаются более мелкие дайки того же простирания.

Внутреннее строение комплекса простое. Выделено две интрузивных фазы (от ранних): грубозернистые равномерно-зернистые биотитовые лейкограниты и аляскиты, биотитовые гранит-порфиры и аплиты.

Главный объем составляют породы ранней фазы. В полевых условиях они легко узнаются, благодаря грубозернистому строению и белой окраске. В выветрелых разностях приобретают характерные рыжую и красную окраски. Минеральный состав лейкогранитов и аляскитов, в %: кварц 35-40, плагиоклаз - 30-35, калишпат 30-35, био-

тит I-5. Изредка отмечается наложенный мусковит, имеющий "лапчатые" формы выделения. Структура - гидрідоморфно-зернистая с ясно выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к калишпату. Плагиоклаз - слабозонален (20-14 % An), калишпат представлен решетчатым микроклин-пертитом. Морфология микропертитов - шпуровидная, доля вростков альбита - 10-15 % от объема кристаллов. Биотит образует идиоморфные пластинчатые выделения и имеет красно-бурую окраску. Из аксессуарных минералов в заметных количествах присутствуют только апатит, циркон и рудные.

Породы второй фазы представлены единичными дайками (M = 0,5-0,1 м) гранит-порфиров и аплитов. Взаимоотношения между ними не установлены, однако сходство петрографического состава позволяет говорить о близком времени их формирования.

Гранит-порфиры сложены микрогранитной матрицей, в которую погружены изолированные кристаллы кварца, плагиоклаза и микроклина. Размеры вкрапленников составляют 5-6 мм в поперечнике и сопоставимы с размерами зерен в грубозернистых лейкогранитах первой фазы. Для кварца и плагиоклаза (16-10 % An) характерны субидиоморфные зерна, свободные от включений и имеющие четкие границы с основной массой породы. У зерен калишпата, представленного решетчатым микроклин-пертитом, границы с матрицей выражены менее ясно. Нередко калишпат содержит пойкилитовые включения плагиоклаза. Основная масса породы имеет микрогранитный состав с тем же соотношением минералов, как и в грубозернистых лейкогранитах.

Аплитовидные граниты отличаются от гранит-порфиров только отсутствием вкрапленников. По химическому составу (см. табл. II, I2, I3) рассмотренная ассоциация относится к субщелочной аляски-лейкогранитовой калинатрового типа. Сумма щелочей ($K_2O + Na_2O$) близка к 8 мас. %. Коэффициент агпаитности и общая железистость варьируют в узких пределах: $a = 0,89 \pm 0,04$; $F = 72 \pm 8$ %. В отличие от близких по петрохимии лейкогранитов кызылдагской серии, они характеризуются более низкими содержаниями бария ($ba = 716$ г/т) и стронция ($sr = 73$ г/т), и соответственно более высоким рубидий-стронциевым отношением (I-я фаза - 0,55-2,18, 2-я фаза - 4,1-5,6).

Полученные данные по интрузивному магматизму позволяют сделать следующие выводы, касающиеся вопросов эволюции земной коры этого региона.

Таблица II

Составы пород лейкогранит-аляскитового комплекса, мас. %

Компо- ненты	Грубозернистые биотитовые лейкограниты и аляскиты (I фаза)									Гранит-порфиры и аплиты (2 фаза)	
	АГ109	АГ100	АИ15	АИ4	АГ108	АГ113	АГ172-7	АГ121	АГ172-6	АГ111	АГ110
SiO ₂	73,97	74,47	74,57	74,84	74,90	75,18	75,35	75,79	76,29	74,98	75,40
TiO ₂	0,12	0,20	0,15	0,16	0,14	0,15	0,22	0,11	0,20	0,09	0,10
Al ₂ O ₃	13,68	12,82	13,68	13,68	13,68	12,48	13,42	12,99	12,12	13,68	12,81
Fe ₂ O ₃	0,07	0,51	0,38	0,37	0,42	0,25	0,70	0,33	0,20	0,40	0,44
FeO	1,17	0,85	0,68	0,89	0,85	0,03	0,77	0,64	0,77	0,44	0,56
MnO	0,07	0,05	0,02	0,06	0,03	0,07	0,01	0,03	0,02	0,01	0,05
MgO	0,41	0,41	0,41	0,11	0,31	0,31	0,15	0,31	0,05	0,31	0,31
CaO	0,71	1,43	0,71	0,85	0,71	1,15	0,34	0,57	0,48	0,43	0,71
Na ₂ O	4,50	4,50	4,28	4,14	4,28	4,28	3,70	4,14	4,28	3,36	3,90
K ₂ O	4,63	4,16	4,36	4,27	4,09	4,18	4,33	4,63	4,50	5,64	5,00
П.п.п.	0,46	0,23	0,37	0,31	0,11	0,49	0,74	0,15	0,38	0,14	0,38
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03
Сумма	99,83	99,66	99,64	99,71	99,55	98,62	99,75	99,72	99,31	99,52	99,69

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (г.Новосибирск).

Содержание элементов-примесей
в породах лейкогранит-аляскитового комплекса, г/т

Компоненты	Грубозернистые биотитовые лейкограниты и аляскиты						Грубозернистые биотитовые лейкограниты и аляскиты (I фаза)				Гранит-порфиры и аплиты (2 фаза)	
	АГ109	АГ100	АГ115	АГ114	АГ108	АГ113	АГ172-7	АГ121	АГ172-6	АГ111	АГ110	
Cu	-	-	28	25	25	23	-	24	-	-	22	
Zn	21	-	26	25	35	29	30	21	-	-	22	
Pb	18	28	25	17	20	17	20	20	18	32	17	
Th	20	18	15	25	-	11	30	-	-	-	24	
Rb	89	63	95	104	90	88	105	93	120	90	74	
Sr	62	106	55	67	65	63	98	38	100	16	18	
Y	-	8	8	4	7	10	5	12	10	13	-	
Zr	56	75	56	60	58	68	112	45	115	35	39	
Nb	12	-	6	10	12	14	8	14	10	20	-	
Ba	560	1270	575	710	700	735	690	470	735	75	250	
La	40	55	20	35	45	45	30	45	25	25	50	
Ce	90	80	45	55	50	70	70	35	65	30	35	

Примечание. Анализы выполнены количественным рентгенофлуоресцентным методом в ИГиМ АН УССР (г.Киев). Прочерк в таблице - содержание элементов ниже порога чувствительности метода.

Средние содержания петрогенных окислов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в породах лейкогранит-аляскитового комплекса

Компо- ненты	I(9)	2(2)	Элементы- примеси	I(9)	2(2)
	SiO ₂	<u>75,5</u> 0,7		75,7	Cu
TiO ₂	<u>0,16</u> 0,04	0,10	Zn	21	11
Al ₂ O ₃	<u>13,3</u> 0,6	13,3	Pb	20	25
Σ FeO	<u>1,2</u> 0,2	0,8	Rb	94	82
MgO	<u>0,27</u> 0,14	0,3	Sr	73	17
CaO	<u>0,80</u> 0,30	0,6	Ba	716	163
Na ₂ O	<u>4,26</u> 0,23	3,65	Zr	72	38
K ₂ O	<u>4,36</u> 0,20	5,35	La	38	38
			Ce	62	33
Числа Заварицкого					
a	<u>15,0</u> 0,6	15,1	d	<u>0,89</u> 0,06	0,89
b	<u>1,8</u> 0,5	1,4	q	<u>34,0</u> 2,6	34,4
n	<u>59,7</u> 1,6	34,3	r	<u>71,8</u> 12,0	61,2

Примечание. 1 - лейкограниты и аляскиты первой фазы, 2 - гранит-порфиры и аллиты второй фазы. В скобках указано кол-во проб. Над чертой - среднее арифметическое, под чертой - среднее квадратичное отклонение, одна цифра - только среднее арифметическое.

1. Карашатский дифференцированный массив сопоставляется с расчлененными габброидами раннекаледонских офиолитовых ассоциаций, которые вместе с кускунутской существенно базальтоидной свитой образуют кору океанического типа. Очевидно, в это же время происходило формирование гипербазитов акдовуракского комплекса, которые могут иметь как кумулятивную, так и реститовую природу.

2. Тескемская габбро-тоналит-плагиогранитная ассоциация по особенностям вещественного состава, в частности, аномально низкими содержаниями калия и рубидия, сопоставляется с толеитовыми магматическими ассоциациями ранних стадий развития островных дуг, которые закладывались на коре океанического типа. Формирование более поздних андезитовых лавобрекчий и туфов ирбитейской свиты, очевидно, происходило на стадии, соответствующей зрелым островным дугам.

3. Кызылдагская габбро-монцодиорит-гранитная ассоциация, характеризующаяся повышенными содержаниями бария, стронция и циркония, сопоставляется с известково-щелочными калинатровыми ассоциациями активных континентальных окраин аляйского типа. Ее интрузивы прорывают как дислоцированные раннекаледонские толщи, так и докембрийские жесткие структуры Западного Сангиленга.

Литература

АГАФОНОВ Л.В., ИЗОХ А.Э., СТУПАКОВ С.И. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация Монголии. Новосибирск, 1967. 47 с. (Препр. / ИГиГ СО АН СССР; № 7).

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАННИКОВ О.Л. О гетерогенной природе пород альпинотипных гипербазитов // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск, 1981. С.40-61.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ВАРТАНОВА Н.С. Закономерности в химизме гипербазитов Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, 1980. С.14-27.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ВАРТАНОВА Н.С., КОВЯЗИН С.В. Гипербазиты северо-западной части Сангиленского массива // Геология и геофизика. 1978. № II. С.14-25.

ВОЛОХОВ И.М., ИВАНОВ В.М., ОБОЛЕНСКАЯ Р.В. Карашатский базит-гипербазитовый плутон - еще одно проявление габбро-пироксе-

нит-дунитового формационного типа в Туве // Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973. С.61-86.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., КОННИКОВ Э.Г., МЕЛВЕДЕВ В.Н., СКЛЯРОВ Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, 1985. С.34-58.

ИЗОХ А.Э., БАЯРБИЛЭГ Л. Особенности внутреннего строения и краевые фации расслоенных перидотит-пироксенит-габбро-норитовых массивов (на примере Баянцаганского массива, МНР) // Геология и геофизика. 1988. № 2. С.48-57.

ИЗОХ А.Э., ПОЛЯКОВ Г.В., КРИВЕНКО А.П. Латеральная изменчивость состава перидотит-пироксенит-габбровой формации Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Докл. АН СССР. 1987. Т.294, № 5. С.1192-1196.

КОЛМАН Р.Г., ДОНАТО М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М., 1983. С.118-131.

МАШПАС Дж. Две контрастирующие трондьемитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в Западном Ньюфаунленде: первое сообщение // Там же. С.339-354.

НЕМЦОВИЧ В.М. О кембрийских основных интрузиях Тувы и их происхождении // Докл. АН СССР. 1966. Т.166, № 1. С.182-186.

НЕМЦОВИЧ В.М. Базитовые интрузии Тувы и их титаносодержание. Автореф. канд. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1974. 22 с.

ПЕЧЕРСКИЙ Д.М., ШЕЛЕСТУН Н.К. Палеомагматизм Карашатского базит-гипербазитового массива и окружающих нижнекембрийских пород (Южная Тува) // Комплексные геологические исследования Сангилен (Юго-Восточная Тува). Новосибирск, 1987. С.48-66.

ПИЛУС Г.В., КОЛЕСНИК Ю.Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.

ПИЛУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 135 с.

ПИЛУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

ПОЛЯКОВ Г.В., БОГНИБОВ В.И., ИЗОХ А.Э., КРИВЕНКО А.П., БАЯРБИЛЭГ Л. Перидотит-пироксенит-габбро-норитовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск, 1984а. С.3-57.

ПОЛЯКОВ Г.В., ИЗОХ А.Э., БОГНИБОВ В.И. и др. Раннепалеозойская формация расслоенных перидотит-пироксенит-габбро-норитовых массивов Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика. 1984б. № 1. С.50-62.

ПОЛЯКОВ Г.В., ИЗОХ А.Э., КРИВЕНКО А.П., БОГНИБОВ В.И., БАЯР-БИЛЭГ Л. Систематика габброидных формаций Западной Монголии // Систематика магматических формаций. Новосибирск, 1987. С.4-59.

ТАУСОН Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.

А.И.Гончаренко, П.П.Кузнецов, А.И.Чернышов

ПЕТРОСТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД ОФИОЛИТОВ АГАРДАГСКОЙ ЗОНЫ

Тематические петроструктурные исследования проведены практически на всех крупных массивах офиолитовой ассоциации Агардагской зоны: Солчерском, Тарлашкинском, Агардагском ультрабазитовых, Карашатском ультрабазит-базитовом-исследовательской группой под руководством А.И.Гончаренко (ТГУ). В результате появилась возможность сопоставить данные исследования разноранговых объектов рассматриваемого участка, изученных на уровне минерально-породных ассоциаций петрохимическими и петроструктурными методами, на уровне формационных и надформационных структурно-вещественных комплексов методами структурной геологии и регионального геокартирования.

В данной статье сопоставляются результаты "точечных" наблюдений, проведенных довольно трудоемкими петроструктурными методами (ТГУ), с наблюдениями, полученными методами традиционного геокартирования (ИГиГ СО АН СССР), с последующей корреляцией их результатов для расшифровки природы наблюдаемых явлений. Петроструктурные и региональные геолого-съёмочные работы проводились независимо друг от друга, поэтому следует ожидать, что в случае

совпадения результатов их наблюдения отражают объективную реальность.

Характеристика геологического строения Агардагской зоны, полученная при геокартировании по топооснове масштаба 1:25 000 (см. статью Гибшера и др. в наст. сб.), позволяет предложить следующий вариант тектонической зональности центральной части Агардагской зоны вкрест ее простирания, основанный на различиях в степени метаморфизма и преобразований, испытанных массивами ультраосновных пород.

В обнаженной юго-восточной части Агардагской зоны, преимущественно на правом берегу р. Тес-Хем, ультрабазиты приурочены к образованиям мугурской метаморфической толщи, характеризующейся амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фацией метаморфизма, а ультрабазиты характеризуются высокой степенью десерпентинизации /Велинский, Баяников, 1986 и др./. Это обстоятельство позволяет допустить, что данная часть офиолитовой зоны представляет собой самостоятельную офиолитовую ассоциацию допозднерифейского (?) возраста, структурно приуроченную к северо-западному обрамлению Сангиленского срединного массива.

Севернее располагается полоса выходов офиолитовой ассоциации, вулканогенно-осадочная часть которой метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации, а ультрабазиты имеют типичный облик альпинотипных серпентинитов, в которых слабосерпентинизированные разности присутствуют в виде обособленных блоков, представляющих, скорее всего, включения в серпентинитовом меланже.

Исследования 1986-1987 гг. позволили группе ИГиГ СО АН СССР под руководством А.С. Гибшера поставить вопрос о том, что полоса ультрабазит-базитовых интрузивных пород хребта Кара-Шат представляет собой фрагмент самостоятельного офиолитового комплекса, имеющего натровую петрохимическую специализацию и соответствующего, скорее всего, офиолитам островодужного типа.

По особенностям проявления процессов пластической деформации и рекристаллизации выделяются следующие основные структурные типы оливина: протогранулярный, порфирукластический, мезокластический, лейстовый и мозаичный /Офиолитовая ассоциация ..., 1982/.

Протогранулярный - характеризуется анизотропией и максимальными размерами зерен (до 4-10 мм по удлинению). Индивиды оливина обнаруживают субпараллельное расположение с заливообраз-

ными контурами границ, которые под действием пластической деформации обычно стираются, приближаясь к прямолинейным.

Порфирокластический – возникает при частичном разрушении зерен протогранулярного типа, в результате чего крупные порфирокласты оливина (размером 10 x 5 мм) оказываются среди более мелкозернистого агрегата зерен (размером от 5 x 2 до 2 x 1 мм).

Мезокластический – наиболее распространен и представляет собой результат прогрессивного разрушения оливинов в породах, относимых к двум предыдущим типам.

Лейстовый – установлен лишь для дунитов. Появление уплощенных индивидов оливина связано с микробудинажем зерен и явлениями пластического течения. Директивное направление удлинения оливиновых зерен располагается близко к оси N_m , а уплощенность совпадает с плоскостью (010).

Мозаичный – встречается относительно редко. Изометричные зерна оливина разного размера (не менее 0,5 мм), которые возникли, по-видимому, в результате его рекристаллизации при пластических деформациях образуют агрегаты.

Ультрабазитовые массивы в пределах полей распространения мутурской толщи (солчерская группа) сложены оталькованными дунитами и метагарцбургитами, состоящими из оливина и талька, образующего псевдоморфозы по энстатиту. Оливин в ультрабазитах постоянно обнаруживает признаки деформации и пластического течения, проявившиеся в порфирокластезе и вытягивании его индивидов в одном направлении.

В строении ультрабазитовых тел солчерской группы выделяется динамометаморфическая зональность концентрического типа: центральные части сложены оливином порфирокластического типа, а периферические – мозаичного. Широко развитый оливин-тальковый парагенезис в ультрабазитах солчерской группы массивов образовался в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма /Добрецов и др., 1972/, существовавших также и во вмещающих их гнейсах /Лепезин, Ушакова, 1974/.

Наиболее "глубинным" по положению в разрезе мутурской толщи Сангилены является Солчерский дунитовый массив. Преобладающие в массиве дуниты имеют порфиробластическую структуру, которая по мере приближения к контакту с вмещающими гнейсами, усложняется вследствие возрастания объема рекристаллизованных зерен, и трансформируется в мозаичную.

Среди петроструктурных узоров порфи́рокластического оливина выделяются два типа. Наиболее ранний из них характеризуется Ng-максимумом и поясом NmNp, демонстрируя скольжение по {OKL} [100]. Поздний отличается близким к линейности Nm-максимумом и прерывистым поясом NgNp, возникшим вследствие механизма трансляционного скольжения по более низкотемпературной системе {110} [001]. Идентичные типы узоров устанавливаются также и для рекристаллизованных зерен оливина.

Механизм деформации внутрикристаллическим скольжением устанавливается также при исследовании совместной ориентировки оливина и энстатита в гарцбургитах.

В ориентировке мозаичного оливина видна отчетливая тенденция образования Np-максимума, субнормального к плоскости уплощенности, что согласуется с экспериментальными данными. С Np-максимумом рекристаллизованного оливина совпадает максимум концентрации оптических осей порфи́рокластического кварца в гнейсах. С петроструктурным направлением оси "с" он составляет 45° , а в гнейсах с равновесной структурой — пространственно совмещается с ним.

Петроструктурные данные свидетельствуют о том, что ультрабазиты Солчерского массива подверглись неодиократной деформации, которая на заключительном этапе, фиксируемом синтетектонической рекристаллизацией, была сопряжена с региональным метаморфизмом вмещающих их пород. Более ранняя деформация оливина внутрикристаллическим скольжением осуществлялась на дометаморфическом этапе, т.е. до возникновения вмещающей ультрабазиты гнейсовой толщи, возможно, еще на мантийном уровне положения ультрабазитов.

Внутри мутурской толщи, вблизи границы между эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой подзонами залегает Тарлашкинский ультрабазитовый массив, который представляет собой пластинообразное тело, падающее на север под углом $45-50^\circ$ к горизонту. В зоне северо-западного экзоконтакта массива, осложненного внедрением интрузии гранитоидов таннуольского (?) комплекса, А.И.Гончаренко закартированы в амфиболитах мелкие линзы дунитов, которые расцениваются как отторженцы главного тела, указывающие на тектонический характер взаимоотношений с породами окружающей рамы.

Ультраосновные породы массива представлены дунитами, среди которых присутствуют лишь небольшие тела гарцбургитов. Проявления серпентинизации, оталькования и тремолитизации отмечаются

лишь в зонах тектонических нарушений. Дуниты массива интенсивно динамометаморфизованы, что выражается в порфирокластезе оливина, а также регионально проявленной уплощенности и линейности его индивидов. Судя по положению σ -плоскостей оливиновых индивидов на структурных диаграммах, структурная форма, описывающая течение вещества в породах массива, сочетает в себе складчатость двух типов – цилиндрического и конического. Развитие деформационной структуры оливина связано с удлинением зерен вдоль системы сдвига и раскалывания их на части. Возникающая при таком механизме деформации система субзерен оливина ориентирована своими длинными осями под большими углами к направлению сдвига $[100]$.

Оптическая ориентировка оливина в породах протогранулярного и порфирокластического типов характеризуется сильным N_g -максимумом концентрации и поясовым расположением осей N_m и N_p , что свидетельствует о доминирующей роли механизма трансляционного скольжения по $\{OKL\} [100]$.

Второй тип ориентировки устанавливается для оливина мозаичного типа. Для него характерна тенденция оси N_g растягиваться в пояс, что приводит к усложнению образовавшихся ранее петроструктурных узоров и возникновению N_p -максимума, нормального к уплощению зерен. При этом линейности акцессорного хромшпинелида и оливина ориентированы близко к N_m -максимуму.

Пространственная ориентировка оливинов рекристаллизованной основной массы обусловлена их синтетектонической природой, так как она идентична ориентировке кристаллов оливинов-порфирокластов (рис. I, 2).

Микроструктурный анализ показывает, что оливин из метасоматических дунитов, в отличие от ориентировок деформированного и рекристаллизованного типов, изотропен.

Анализ типов ориентировок оливина в ультрабазитах Тарлашкинского массива приводит к выводу о двух этапах пластической деформации ультрабазитов. На раннем этапе деформация оливина осуществлялась трансляционным скольжением по $(OIO) [100]$ и $\{OKL\} [100]$ в условиях интенсивного сдвига, реализуемого предположительно на уровне верхней мантии. Подъем ультрабазитов в область консолидации сопровождался дезинтеграцией зерен пластически деформированного оливина вдоль полос сброса и их рекристаллизацией. Второй этап деформации носил синтетектонический характер и сопро-

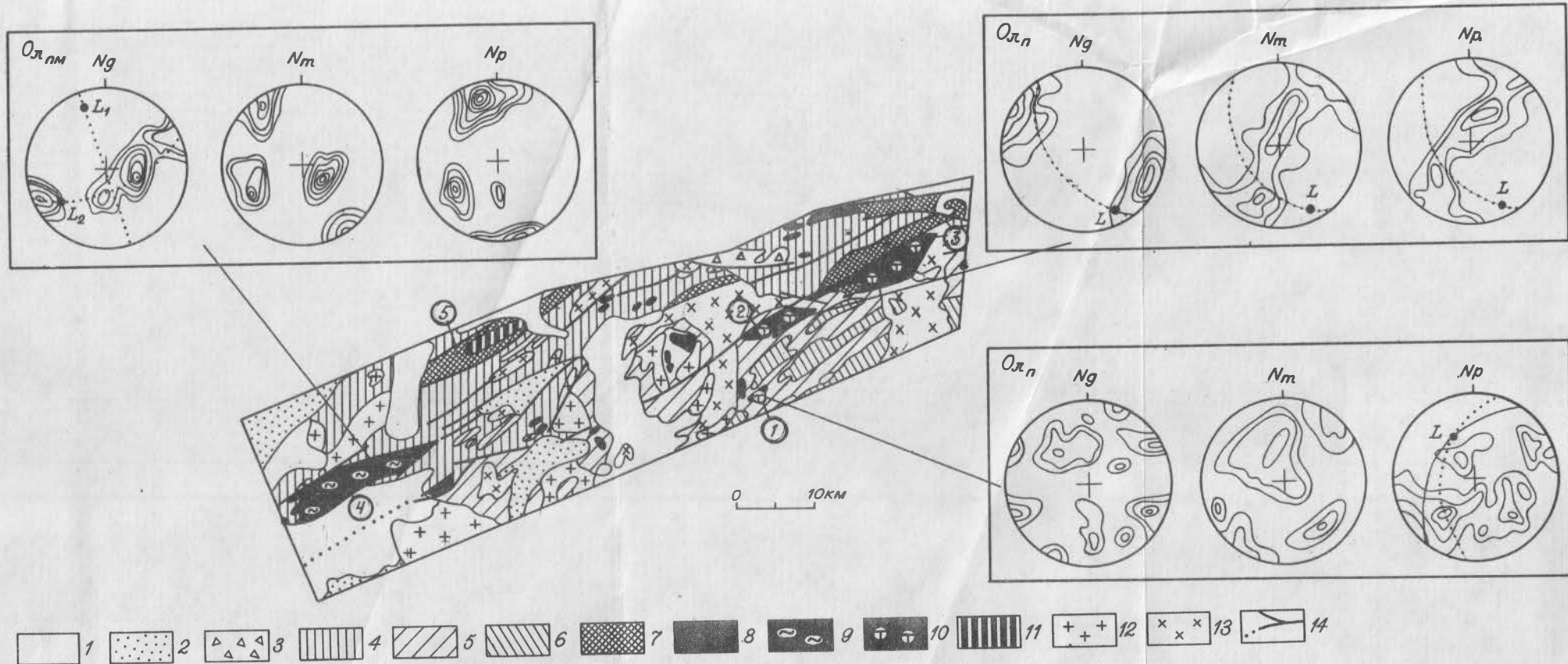


Рис. I. Геологическая схема Агардагской зоны с элементами петроструктуры в крупных массивах ультрабазитов: I - четвертичные отложения; 2 - неогеновые отложения; 3 - отложения силура-девона; 4 - образования нижнего кембрия; 5 - образования мугурской толщи; 6 - образования тесхемской толщи; 7 - габброиды тесхемской серии; 8 - серпентиниты и меланж; 9 - альпидотипные перидотиты в "зеленосланцевой" подзоне; 10 - регенерированные ультрабазиты; 11 - карашатская ультрабазит-базитовая ассоциация; 12 - лейкократовые граниты; 13 - гранитоиды среднего-позднего кембрия; 14 - разломы. Цифрами на схеме обозначены массивы: I - Солчерский, 2 - Тарлашкинский, 3 - Улорский, 4 - Агардагский, 5 - Карашатский. На диаграммах: точечная линия - минеральная уплотненность S; L - линейность; сплошная линия (Солчерский массив) - гнейсовидность. Типы оливина: Ol_п - протогранулярный; Ol_{nm} - протомезогранулярный

вождался разрушением ранних узоров оливиновых тектонитов с образованием новой петроструктуры. Ее образование повлияло на течение других геологических процессов. В частности, в центральной части массива с пространственной ориентировкой минеральной уплощенности оливина этого этапа совпадает положение амфиболлизированных даек базитов, не несущих в себе следов заметного динамометаморфизма.

Петроструктурный анализ вмещающих ультрабазиты пород охватил биотит и кварц в гнейсах (см. рис.2) и кальцит в мраморах.

Биотит. Постоянно проявляет признаки деформации, выразившиеся в изгибе и пластическом изломе (kink bands) его индивидов. Наиболее высокая плотность максимумов концентрации (до 20 %) полюсов спайности биотита устанавливается на расстоянии до 3 км от контакта с ультрабазитами и характеризует вмещающие их гнейсы как типичные z -тектониты /Едисеев, 1967/. Ось максимума нормалей к спайности биотита (петроструктурная ось "с") ориентирована перпендикулярно к гнейсовидности пород. Вблизи контакта с ультрабазитами наблюдается растянутость максимума концентрации, перпендикулярного (001) в плоскости "ac". Среднестатистическое положение этого максимума во вмещающих Тарлашкинский массив гнейсах совпадает с кинематической осью "с" складчатой структуры, воссозданной на основании геометрического анализа.

Кварц. В гнейсах сильно деформирован, образует вытянутые согласно сланцеватости зерна с волнистым погасанием, которые нередко разбиты на слегка разориентированные блоки и рекристаллизованы вдоль контуров их границ. Выявлен z -тектонитовый тип ориентировки с образованием максимума оптических осей нормально к сланцеватости, который возникает при относительно низких температурах и больших скоростях деформации, создаваемых в условиях зеленосланцевой фации /Wilson, 1975/.

Второй тип ориентировки представлен поясом концентрации, перпендикулярным гнейсовидности пород, лежащим в плоскости "ac", пространственно совмещенным с поясом нормалей спайности биотита. Симметрично расположенные к оси "с" под углом около 40° два максимума концентрации оптических осей кварца интерпретируются как обусловленные межзерновым скольжением и вращением зерен, так как не совпадают с максимумами, создаваемыми при их рекристаллизации. С усилением деформации связано появление третьего максимума, рас-

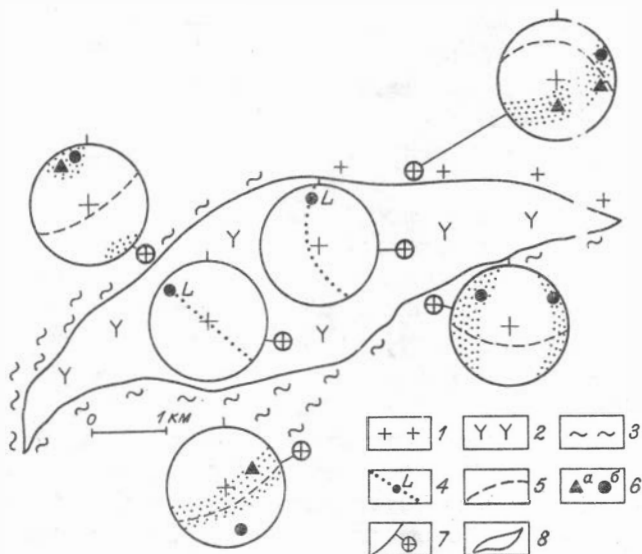


Рис.2. Петроструктурные диаграммы кварца и биотита в гнейсах, вмещающих Тарлашкинский массив, и положение минеральной уплотненности и линейности оливина в его центральной части:

1 - граниты; 2 - ультрабазиты; 3 - гнейсы; 4 - минеральная уплотненность и линейность (L) оливина; 5 - проекция гнейсовидности; 6 - максимумы концентрации полюсов спайности биотита (а) и оптических осей кварца (б); 7 - места отбора образцов; 8 - контуры массива. Точечной заливкой показаны пояса концентраций

полагающегося в плоскости гнейсовидности пород. Иногда этот максимум оказывается единственным в условиях интенсивной деформации /Вернон, 1980/.

Из приведенных данных следует вывод о сингенетичности ориентировок кварца и биотита. В раннюю стадию возникла ориентировка кварца с тремя максимумами оптических осей, два из которых расположены симметрично к петроструктурной оси "с" (максимум

нормальный (001) биотита) и отражает направление скальвающих напряжений, а третий лежит в плоскости гнейсовидности пород. Во вторую стадию произошла значительная рекристаллизация кварца, выразившаяся в преобразовании раннего петроструктурного узора и создании новых ориентировок.

Кальцит. Устанавливается четкое различие пространственной ориентировки полюсов плоскостей двойников различных возрастных систем. Полюса плоскостей скольжения ранней системы двойников ориентированы субгоризонтально в северном и северо-западном направлениях, а позднее - преимущественно в северо-восточном.

С учетом полученных при микроструктурном анализе кальцита направлений выделяется два этапа деформации вмещающих ультрабазиты пород. Деформация раннего этапа сопровождалась образованием складки изгиба с вертикально поставленной осевой плоскостью северо-восточного простирания. Это заключение подтверждается характером распределения динамических направлений в кальците с ранней системой двойникования, и, в частности, верхним расположением главной плоскости растяжения "T1", как это установлено для складок изгиба /Казаков, 1967/.

Следует отметить сингенетичность ориентировки кварца в мраморах с ориентировкой кальцита, сдвойникового в раннюю фазу деформаций. Один из двух симметрично расположенных к полюсу слоистости мраморов максимум концентрации оптических осей кварца совпадает с динамической осью сжатия кальцита, а другой - с осью растяжения.

Второй этап деформации вмещающих ультрабазиты пород фиксируется положением динамической оси "с" кальцита, сдвойникового по относительно более поздней системе. В непосредственной близости к ней располагается локальный максимум концентрации оптических осей рекристаллизованного кварца.

Анализ распределения кинематических и динамических направлений показывает, что на раннем этапе деформации вмещающих ультрабазиты пород массив подвергался сжатию вкрест его простирания, а на позднем - ось сжатия была ориентирована по азимуту 40-45° (см. рис.2).

Агардагский массив ультрабазитов является крупнейшим в составе Агардагской офиолитовой зоны в пределах ее зеленосланцевой подзоны. Он представляет собой крутоставленное плитообраз-

ное тело, структурно приуроченное к ядру изоклиальной складки, сложенной вулканогенно-осадочными породами. Крылья вмещающей массив складчатой структуры имеют падение на северо-запад: южное - субвертикальное, северное - под углом $50-60^{\circ}$. Контакты с породами вмещающей рамы тектонические, что подтверждается наличием тектонических клиньев метаморфических сланцев в зонах эндоконтакта и тесно связанных с ними отторженцев ультрабазитов.

В составе массива преобладают гарцбургиты и дуниты: дуниты образуют вокруг изометричных или неправильной формы гарцбургитовых тел довольно широкую кайму, которая лишь в приконтактовых частях массива сменяется серпентинитами. Внутри серпентинитов, особенно в северо-восточной части массива, широко представлены обособленные тела клинопироксенитов.

Выходы гарцбургитов представляют собой, по сути, полосчатый сингенетический дунит-гарцбургитовый комплекс. Ширина полос дунитов в гарцбургитах колеблется от 0,3 до 300 м. Этот комплекс деформирован с образованием системы изоклиальных складок, осевые поверхности которых имеют субвертикальное падение и ориентированы в северо-западном направлении. Таким образом, ранняя деформационная структура массива, очерченная протополосчатостью S_0 , имеет резко дисконформное положение по отношению к его обрамлению.

Второй этап деформации ультрабазитов нашел отражение в системе новой минеральной уплотненности S_1 , рассекающей S_0 под углом, близким к прямому. Твердопластическое течение этого этапа сопровождалось частичной переориентацией хромитовых тел согласно с направлением структурного элемента S_1 .

На третьем этапе деформации ультрабазиты пришли в соответствие со структурой пород окружения, что привело к развитию общего для ультраосновных и вмещающих пород плоскостного элемента - сланцеватости S_2 . Сланцеватость ультрабазитов наиболее отчетливо проявлена в эндоконтактовых частях массива, где с ней связана наложенная деформация хромитовых тел.

Наличие разновозрастных систем уплотненности оливиновых зерен позволяет выделить в эволюции петроструктуры два последовательно проявившихся этапа. На первом - течение осуществлялось в северо-западном направлении, фиксируемом совмещенной с N_m -максимумом линейностью (L_1).

Второй этап петроструктурной эволюции ультрабазитов демонстрирует течение в юго-восточном направлении. Сформировавшаяся на этом этапе новая линейность (L_2) также, как и (L_1) пространственно связана с максимумом концентрации $N\mu$.

Таким образом, создание петроструктуры оливина осуществлялось механизмом трансляционного скольжения по относительно низкотемпературным системам $\{110\} [001]$ и $(100) [001]$ в условиях изменяющейся кинематической обстановки. Кинематическая ось сжатия на первом этапе деформации была ориентирована в северо-восточном направлении, а на втором – в северо-западном, что фиксируется положением $N\mu$ -максимумов и данными структурного анализа.

Петроструктурные элементы в Тарлашкинском, Солчерском и Агардагском (ранний этап деформации) массивах относительно согласны между собой, т.е. могут быть обусловлены региональным напряжением одной природы, а сформированные в Агардагском массиве в заключительный этап деформации, практически ортогональны по отношению к ранним системам и полностью конформны с мезо- и макроструктурными элементами северной подзоны Агардагской зоны, фиксируемыми геологическим картированием (см. рис.1).

Габброиды Карашатского массива постоянно обнаруживают признаки пластической деформации, что находит отражение в закономерной ориентировке минеральной уплощенности и линейности. Анализ распределения z -элементов в породах массива установил две последовательно проявившихся стадии пластической деформации габброидов.

Первая стадия фиксируется минеральной уплощенностью z_1 , имеющей преимущественно субмеридиональное – северо-западное простирание (рис.3,а). Структуры z_1 являются дисконформными по отношению к общей структуре пород обрамления и пространственно совмещены с z_1 -элементами Агардагского массива, отражающими ранний этап деформации /Гончаренко, Фомин, 1987/.

Во вторую стадию деформации сформировались линейные структуры северо-восточного простирания (см. рис.3,б), ориентированные согласно со структурой вмещающей рамы. Эти структуры представлены минеральной уплощенностью z_2 , секущей минеральную уплощенность z_1 . Трансформация структур z_1 в z_2 сопровождается образованием тонкого кливажа и переориентацией вдоль него минеральных индивидов. Структуры z_2 Карашатского массива хорошо со-

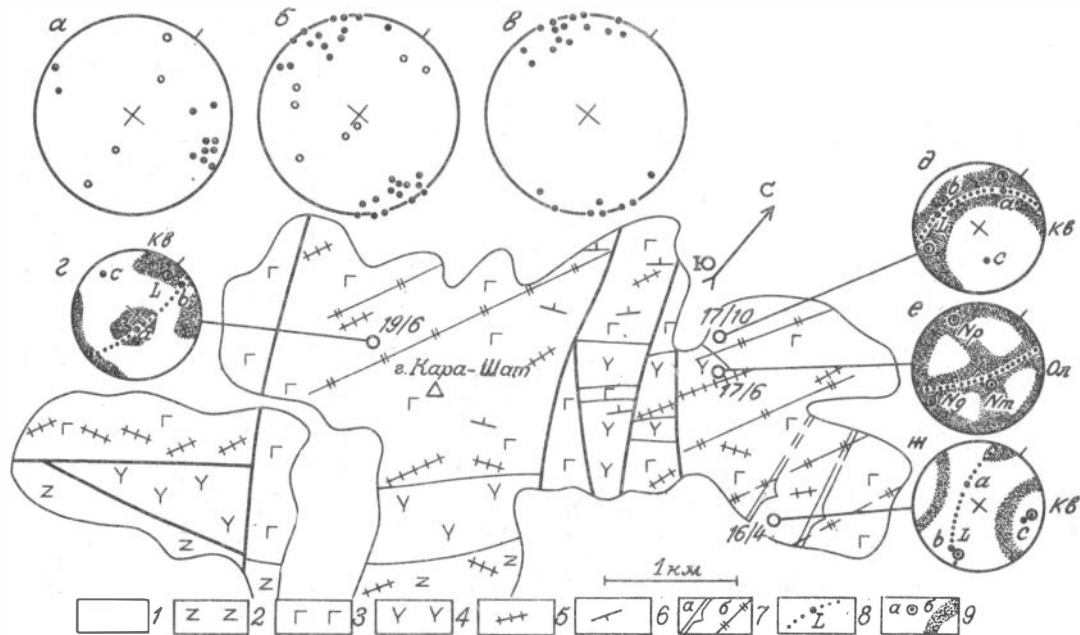


Рис.3. Схема геологического строения Карадатского массива с данными структурного (а,б,в) и петроструктурного (г,д,е,ж) изучения:

1 - четвертичные отложения; 2 - эффузивно-осадочные образования нижнего кембрия; 3 - габброиды; 4 - гипербазиты; 5 - дайки габброидов; 6 - элементы залегания; 7 - структурные линии: S_1 (а), S_2 (б). На диаграммах: 8 - плоскость минеральной уплотенности с линейностью; 9 - максимумы (а), пояса (б) концентрации кристаллоптических и оптических осей. Залитые кружки - полюса минеральной уплотенности, незалитые - линейность. "а", "б", "с" - кинематические оси.

Ол - оливин, Кз - кварц

поставляются со структурами второго этапа деформации пород Агардагского массива /Гончаренко, Фомин, 1987/ и идентифицируется как структуры синметаморфического течения. Линейные структуры синметаморфического этапа контролируют внедрение даек габбро, осуществлявшегося в обстановке растяжения (см. рис.3,в).

В габброидах массива встречаются зерна и агрегаты пластически деформированного и рекристаллизованного кварца.

Петроструктурный узор кварца в габброидах с элементами структуры z_1 характеризуется наличием локальных максимумов, один из которых совмещен с кинематической осью "с", а другие составляют с ней углы 30–50°, образуя конус вокруг направления сжатия. Подобные ориентировки кварца возникают в процессе прогрессивной деформации в условиях повышения температуры и уменьшения скорости деформации /Вернон, 1980/.

Узоры оптических ориентировок кварца в габброидах со структурами z_2 характеризуются наличием пояса концентрации оптических осей в плоскости минеральной уплощенности z_2 (рис.4, обр. Кр-17/10). Этот тип ориентировки преобразуется в узор с двумя локальными максимумами, совмещенными соответственно с осями "в" и "а" (рис.4, обр. Кр-19/6). Для этих ориентировок характерно увеличение угла конуса до 90°, и тем самым они фиксируют возрастание степени пластической деформации пород.

Габброиды Карашатского массива структурно сочленены с ультрабазитами и имеют с ними общую пространственную ориентировку элементов z_2 . Микроструктурным анализом оливина в дунитах установлено три взаимно перпендикулярных пояса концентрации кристаллооптических осей n_g , n_m , n_p (см. рис.4, обр. Кр-17/6). Пояс $n_g n_p$ имеет субгоризонтальное положение, а два других – $n_g n_m$ и $n_g n_p$ ориентированы субвертикально. Пояс осей $n_g n_m$ лежит в плоскости z_2 с нормально расположенным к ней локальным максимумом n_p . В плоскости z_2 располагаются локальные максимумы осей n_g и n_m . Подобные петроструктурные узоры установлены для регенерированного оливина в серпентин-оливиновых ультраметаморфитах Оспинского (Восточный Саян), Борусского (Западный Саян) и других гипербазитовых массивах /Гончаренко и др., 1986, 1987/. Отсутствие в оливине признаков пластической деформации и наличие в нем предпочтительных ориентировок по внутреннему строению указывает на вероятность проявления механизма синтетектонической рекристал-



Рис.4. Диаграммы оптической ориентировки оливина (Ол) и кварца (Кв).

Для каждого минерала исследовано по 100 зерен. Изолинии 1–2–4–6 % на 1 %-й сетке Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечная линия – минеральная уплотненность, L – минеральная линейность, пунктирная линия – траектория конуса

лизации в условиях сжатия. Связь ориентировки оливина со структурами S_2 свидетельствует о синметаморфическом течении на втором этапе деформации пород Карашатского массива.

Проведенные в районе Карашатского ультрабазит–базитового массива палеомагнитные исследования показывают, что полосчатость в массиве первично ориентирована субгоризонтально. Судя по современному положению силлов базитов, внедрившихся в осадочную толщу к югу от массива, современная структура участка опрокинута от своей палеогоризонтальной плоскости на север почти на 90° . Если реконструировать в пространстве положение корней параллельных даек в восточной части массива (их современное положение: аз. простирания 40° , аз. пад. около 90°) по палеомагнитным данным, то получается, что их первичное падение было близким к вер-

тикальному, а простирание – субширотным /Печерский, Шелестун, 1987/, т.е. структура блока испытала с раннего палеозоя разворот на северо-запад на 40° .

Приведение к этому палеогоризонту линейности $L(L_1$ – для Агардагского массива) показывает (см. рис.1), что для Агардагского и Тарлашкинского массивов твердопластическое движение вещества на этом этапе было субвертикальным, а в Солчерском – несколько наклонным к югу, что отражает, вероятно, палеодинамику протрузий ультраосновного материала за счет сжатия субширотного – северо-восточного простирания, действовавшего на ультраосновное вещество субстрата в обеих подзонах. Пластичные ультрабазиты отреагировали на него трансформацией своей внутренней структуры и сохранили в себе ее следы, а консолидированные породы рамы отреагировали на нее в значительно меньшей степени.

Изложенные выше сведения о петроструктурной характеристике неоднократных деформаций ультраосновных массивов и вмещающих их пород в пределах Агардагской офиолитовой зоны показывают, что использование петроструктурных методов позволяет в ряде случаев коррелировать геологические явления, зафиксированные в разноранговых и разнородных геологических телах, расположенных в современной структуре в различных частях разреза.

Прежде всего, мы считаем, что разнотипность и разновозрастность деформаций в Агардагском массиве и массивах солчерской группы – прямое свидетельство различной геологической истории этих офиолитовых ассоциаций, т.е. петроструктурные данные говорят в пользу наличия в Агардагской зоне двух разновозрастных офиолитовых ассоциаций.

Несколько неожиданным оказывается субпараллельное положение ранних даек, связанных с промежуточными магматическими камерами в восточной части Карашатской ультрабазит-базитовой ассоциации, с положением плоскостных элементов в прилегающих к этим дайкам габброидах, а также с ранней складчатой структурой Агардагского массива ультрабазитов, безусловно занимавшего в период развития магматических камер Карашатской ассоциации иной по сравнению с ними структурный уровень. Эти структурные элементы показывают, что в период формирования полосчатой базитовой серии региональные напряжения растяжения-сжатия были направлены вдоль северо-западного ограничения Сангиленского срединного массива. Такая

геодинамическая обстановка не вычитывается из современного структурного рисунка при использовании стандартных приемов геологического картирования. В палеотектоническом плане отмеченное явление может трактоваться, вероятно, как проявление позднерифейской структуры типа трансформного разлома северо-западного или субширотного простирания, резко выклинивавшегося на кромке срединного массива. Возможно, что у этой относительно ранней структуры имеется какая-то аналогия со структурой венд-раннепалеозойской Агардагской офиолитовой зоны, выклинивающейся в северо-восточном направлении в кристаллических толщах в районе хребта Остроконечный Танцу-Ола или испытывающей там крутой разворот на север, в обход Хадынского блока кристаллических пород.

В других случаях петроструктурный анализ, как это наглядно следует из совмещения петроструктурных диаграмм и геологических схем, является действенным средством для обоснования объективности кинематических построений. Наблюдаемое совпадение в пространстве следов сжатия (направления твердопластического течения) и "трещин раскрытия", по-нашему мнению, имеет реальное объяснение в несинхронности этих явлений. Генеральное направление сформированной на раннем этапе минеральной уплощенности оказалось наиболее предпочтительным для возникновения впоследствии структур, связанных с растяжением (например, внедрение даек в восточной части Карашатского массива).

Литература

ВЕЛИНСКИЙ В.В., БАННИКОВ О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1986. 103 с.

ВЕРНОН Р.Х. Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980. 226 с.

ГОНЧАРЕНКО А.И., КАЯЧЕВ Н.Ф., ЧЕРНЫШОВ А.И., БЕТХЕР О.В. Внутренняя структура и асбестонность Борусского гипербазитового массива (Западный Саян) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Петрография, петрохимия, минералогия. Вып.3. Новосибирск, 1986. С.34-58.

ГОНЧАРЕНКО А.И., Фомин Ю.А. Роль динамометаморфизма альпинотипных гипербазитов в распределении урана // Вопросы структурной геологии. Томск, 1987. С.86-100.

ГОНЧАРЕНКО А.И., ЧЕРНЫШОВ А.И., КОЛЫКАЛОВ А.В. Эволюция деформационной структуры и состава нефритоносных гипербазитов Восточного Саяна и Юго-Западного Прибайкалья // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. Минералогия, геохимия, Новосибирск. С.47-75.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., СОБОЛЕВ В.С., ХЛЕСТОВ В.В. Фацес регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 286 с.

ЕЛИСЕЕВ Н.А. Основы структурной геологии. Л.: Наука, 1967. 258 с.

КАЗАКОВ А.Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л.: Наука, 1967. 109 с.

ЛЕПЕЗИН Г.Г., УШАКОВА Е.Н. Новые данные по стратиграфии и метаморфизму нагорья Сангилен (Тува) // Докл. АН СССР. 1974. Т.219, № 5. С.1212-1215.

ОФИОЛИТОВАЯ ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышов А.И. Новосибирск: Наука, 1982. 105 с.

ПЕЧЕРСКИЙ Д.М., ШЕЛЕСТУН Н.К. Палеомагнетизм Карашатского базит-гипербазитового массива и окружающих нижнекембрийских пород (Южная Тува) // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). Новосибирск, 1987. С.48-66.

WILSON C.J. Preferred orientation of quartz ribbon gneisses // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. Vol.86, N 7. P.968-974.

В.А.Симонов, С.А.Куренков, А.С.Перфильев

ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ГОРЫ КАРА-ШАТ
(Южная Тува)

Расслоенная ультрабазит-базитовая ассоциация горы Кара-Шат в Южной Туве рассматривалась предыдущими исследователями в качестве ультрабазит-базитового плутона /Пинус и др., 1955; Еремеев, 1965; Волохов и др., 1973/, а также как ассоциация альпийно-типных гипербазитов с интрузией габбро /Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Велинский и др., 1978/.

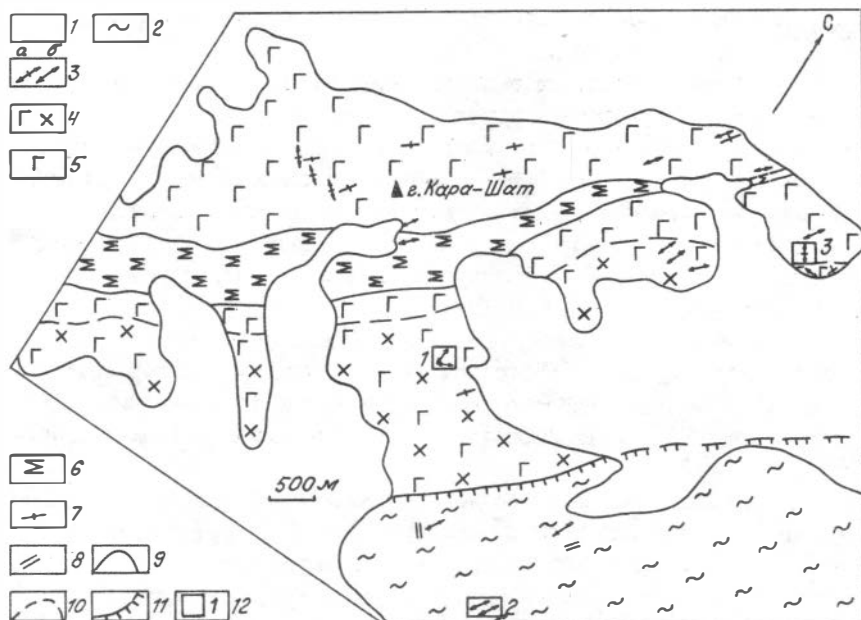


Рис. I. Схема геологического строения офиолитовой ассоциации горы Кара-Шат (Южная Тува):

I - четвертичные отложения; 2 - эффузивно-осадочные образования; 3 - дайки: а) офиолитовые, б) девонские (?); 4 - габбро + диориты; 5 - габброиды; 6 - расслоенный дунит-верлит-клинопироксениновый комплекс; 7 - направление расслоенности в габбро; 8 - слоистость в осадках; 9 - геологические границы; 10 - условные границы; 11 - надвиги; 12 - участки детальных исследований

Проведенные исследования позволили установить, что в районе горы Кара-Шат присутствует сложная ассоциация горных пород зонального строения. Ширина ее зон колеблется от 400 м до 2 км при протяженности в обнаженной части более 8 км (рис. I).

С севера на юг выделяются.

1. Зона, захватывающая гору Кара-Шат, выполнена в основном нормальными габбро с клинопироксеном и плагиоклазом.

2. Узкая полоса (до 700 м), выклинивающаяся к северо-восто-

ку, выполнена расслоенным дунит (серпентинит)–верлит–клинопиксенолитовым комплексом.

3. Сложный комплекс габбро, диоритов, кварцевых диоритов, в котором мелкозернистые и крупнокристаллические габбро в виде шпиров, участков с резкими контурами, располагаются в диоритах, отличаются от них только по особенностям химического состава. В целом картина напоминает магматическую брекчию – результат воздействия диоритового расплава на габброиды. По химическому составу это низкокалиевые диориты, связанные постепенными переходами с габбро.

Все породы ассоциации горы Кара–Шат прорваны многочисленными дайками девонского (?) возраста, представленными порфиритами. Эти дайки часто неодновозрастны, причем, как видно на рис.2, плагиоклазовые порфириты прорываются более поздними дайками долеритов.

Вмещающие эффузивно–осадочные толщи имеют довольно сложное строение. Детальные исследования (см. рис.1, участок № 2) показали, что осадочные породы (песчаники, карбонаты и т.п.) чередуются с конформными телами долеритов и долеритовых порфиритов (рис.3). Часть из них имеет четкие прямолинейные закалочные контакты и относительно небольшую мощность (первые метры) и относится, скорее всего, к девону. Другие тела имеют неровные контакты, одностороннюю закалку, обладают значительной мощностью (до 15 м и более) и больше всего похожи на потоки или силлы. Палеомагнитные исследования /Печерский, Шелестун, 1987/ подтверждают, что первоначально положение этих тел было горизонтальное, т.е. доказывают, что данные тела являются силлами или (и) потоками, чередующимися в разрезе с осадочными образованиями.

Офиолитовые дайки (рис.4) резко отличаются от девонских по форме и ориентировке тел, и, особенно, по составу – это низкокалиевые толеиты, близкие по особенностям распределения отдельных химических компонентов к габбро и диоритам. Неровные плавающие ограничения даек с зонами закалок, иногда постепенные переходы микрозернистых габбро–долеритов в габбро, наличие зон закалок у габбро – все это свидетельствует о том, что это корневые части даек. Формирование этих тел происходило на фоне высокого теплового режима в еще довольно пластичной матрице габбро.

На диаграмме АГМ (рис.5) ультрабазиты горы Кара–Шат не по-

Рис.2. Взаимоотношение девонских (?) даек (участок № I, см. рис. I, вид сверху):

1 - долериты; 2 - плагиоклазовые порфириты; 3 - габбро; 4 - направление гнейсовидности, полосчатости в габбро; 5 - закальные контакты; 6 - точки отбора образцов

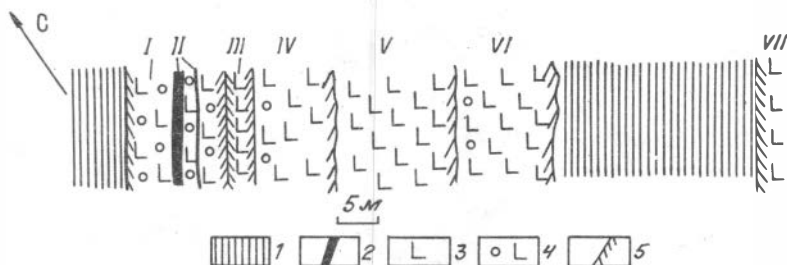
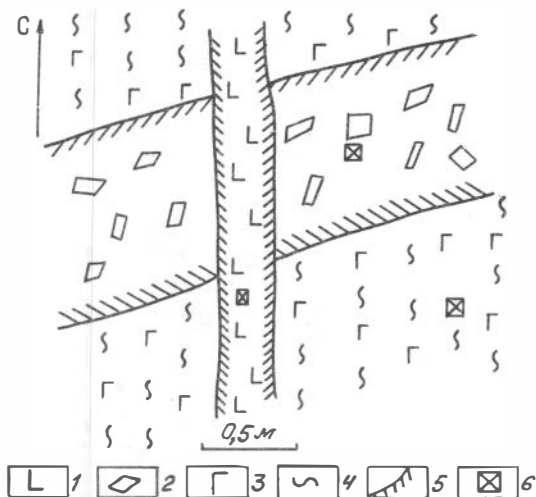


Рис.3. Взаимоотношения даек и силлов с осадочными образованиями (участок № 2, см. рис. I, вид сверху):

1 - песчаники, карбонаты; 2 - закальные долериты; 3 - долериты; 4 - долеритовые порфириты; 5 - закальные контакты.

I, II, III, IV - дайки (девонские?), V, VI, VII - силлы

падают в поле метаморфических перидотитов и с частью габбро ("нижнее габбро") формируют единую группу. Выделяются в значительной мере дифференцированные "верхние" габбро (феррогаббро), включающие скрины габбро в дайковом комплексе, обладающие постепенными переходами в диориты и находящиеся в тесной ассоциации с дайками. Состав даек соответствует низкокалиевым океаническим толеитам.

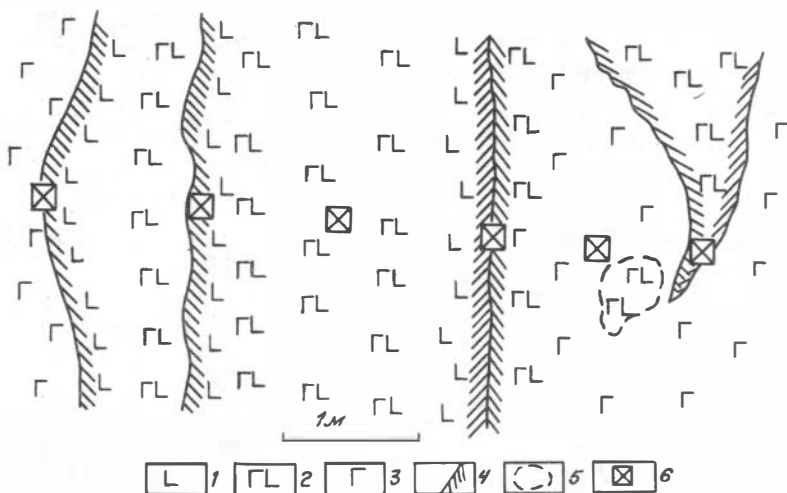


Рис.4. Схема офиолитового дайкового комплекса (участок № 3, см. рис. I, вид сверху):

1 - долериты; 2 - габбро-долериты; 3 - габброиды; 4 - границы даек с закальными зонами; 5 - нерезкие границы; 6 - точки отбора образцов

Диориты характеризуются очень низким содержанием калия (0,13 %), близким к значениям у даек (0,17 %) и у "верхнего" габбро, связанного с диоритами (0,11 %). В целом тренд эволюции составов в офиолитах Южной Тувы чисто толеитовый и смещен к стороне FeO-MgO, т.е. сильно обеднен щелочами.

Девонские (?) дайки резко отличаются от офиолитовых, располагаясь в основном в поле известково-щелочных пород. Тренд изменения составов от долеритов к диорит-порфиридам и гранитоидным дайкам идет в поле известково-щелочных серий, практически параллельно офиолитовому тренду.

Содержание титана в группе расслоенного комплекса (ультрабазиты + "нижнее" габбро) увеличивается очень слабо. От "нижних" габбро к "верхним" оно растет (от 0,1 до 0,6 %), причем наблюдаются породы с промежуточными составами, показывающими неразрывную связь обеих групп габбро. В "верхних" габбро тренд дифферен-

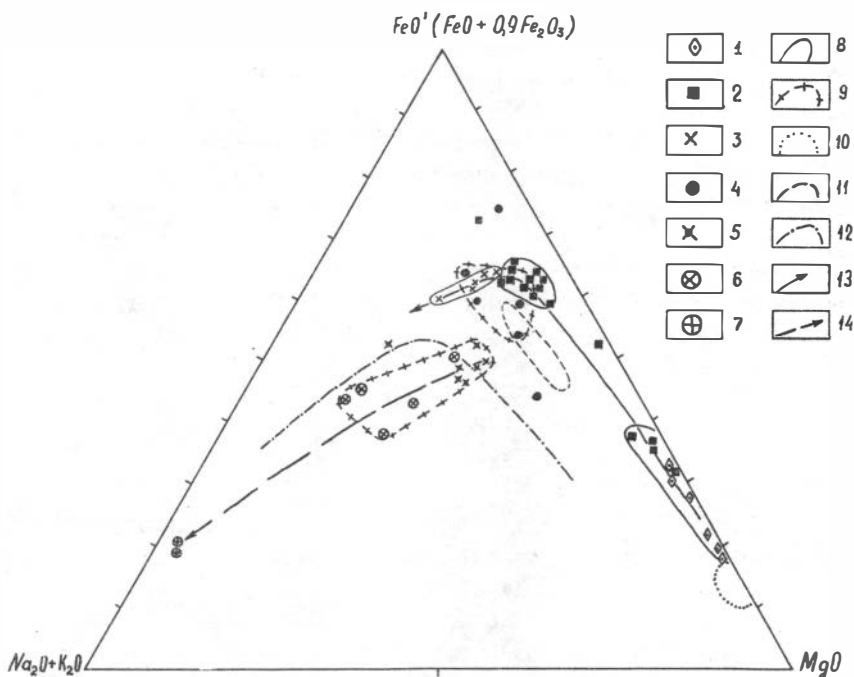


Рис.5. Диаграмма АФМ для офиолитовой ассоциации горы Кара-Шат: I - ультрамафиты расслоенного комплекса; 2 - габброиды; 3 - диориты; 4 - офиолитовые дайки; 5,6,7 - девонские (?) дайки: 5 - долеритов, 6 - диорит-порфиритов, 7 - гранитоидов; 8 - поля ультрамафитов и габбро; 9 - поля даек; 10 - поле метаморфических перидотитов (по Р.Г.Колману); II - поле базальтов Красного моря; I2 - граница раздела известково-щелочных и толеитовых серий; I3 - тренд изменения составов пород в офиолитах; I4 - тренд изменения составов девонских (?) даек

циации раздваивается: резко растет содержание титана (до 1,3 %) к дайкам, и сохраняется, с увеличением степени фракционирования, к диоритам. В этом офиолиты горы Кара-Шат обладают определенным сходством с офиолитами Троодоса. Дайки перекрывают поле толеитов Красного моря, и для них характерна прямая зависимость содержания титана от степени фракционирования. Единичные анализы эффу-

зивов характеризуются высокими содержаниями титана (более 1,6 %) и располагаются на продолжении общего тренда дифференциации.

Проведенные исследования показали, что в районе горы Кара-Шат располагается офиолитовая ассоциация, включающая в себя полный набор магматогенных членов: ультрамафиты – габбро – дайки – эффузивы. По данным палеомагнитного анализа /Печерский, Шелестун, 1987/, первичное расположение расслоенности в габбро было субгоризонтальным. Таким образом, для офиолитовой ассоциации горы Кара-Шат характерна практически непрерывная последовательность смены пород снизу вверх по разрезу: габбро – ультрамафиты – габбро – габбро+диориты – дайки – силлы – потоки эффузивов. По составу все породы принадлежат к толеитовой серии.

Литература

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ВАРТАНОВА Н.С., КОВЯЗИН С.В. Гипербазиты северо-западной части Сангиленского срединного массива // Геол. и геофиз. 1978. № II. С.14–25.

ВОЛОХОВ И.М., ИВАНОВ В.М., ОБОЛЕНСКАЯ Р.В. Карашатский базит-гипербазитовый плутон – еще одно проявление габбро-пироксенит-дунитового формационного типа в Туве // Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973. С.61–86.

ЕРЕМЕЕВ В.П. О гипербазитах Тувы и связанных с ними габброидных породах // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., 1965. С.101–111.

ПЕЧЕРСКИЙ Д.М., ШЕЛЕСТУН Н.К. Палеомагнетизм Карашатского базит-гипербазитового массива и окружающих его нижнекембрийских пород (Южная Тува) // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). Новосибирск, 1987. С.48–66.

ПИЛУС Г.В., КОЛЕСНИК Ю.Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.

ПИЛУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 135 с.

ПИЛУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЛЕГЕНД
ДЛЯ КРУПНОМАСШТАБНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ
(на примере Агардагской структурно-формационной зоны Тувы)

В предыдущих статьях сборника по стратиграфии и магматизму Агардагской зоны изложен фактический материал и обозначены проблемные вопросы геологии этой структуры. Цель данной статьи — дать временную последовательность геологических процессов, зафиксированных в осадочных толщах, интрузивных массивах, складчатых и разрывных дислокациях. В результате оценки корреляционных связей между исследуемыми объектами появляется возможность построить геологическую легенду истории развития Агардагской структурно-формационной зоны. Тектоническое районирование полигонного участка от горы Кара-Шат (на юго-западе) до верховьев руч.Теректиг-Саир (на северо-востоке) приведено на рис.1 (см. с.20) Хайракан-Кызылдагский блок представлен вулканогенно-сланцевой толщей кускунугской свиты и карбонатными образованиями карахольской, магматическими образованиями кызылдагской габбро-гранитной серии и лейкогранитами. Толщи дислоцированы и нарушены серией разломов. В пределах этого блока присутствуют тела альпинотипных гипербазитов акдууракского комплекса (дуниты, гарцбургиты и серпентиниты) и зона серпентинитового меланжа.

В Теректигском блоке представлена одноименная дислоцированная вулканогенно-осадочная толща, отвечающая уровню ирбитейской свиты Восточного Танну-Ола ботомского и тойонского ярусов нижнего кембрия, кызылдагские граниты и дайки северо-восточного простирания и лейкограниты.

В Карашат-Аккийском блоке развиты в основном магматические ультрабазит-базитовые образования карашатского комплекса и габбро-тоналит-плаггиогранитная тесхемская серия, базитовые дайки северо-западного простирания и вулканогенные образования, прорванные силами габбро и тоналитами тесхемской серии. Общий структурный план осадочных и магматических образований, за исключением базитовых даек северо-западного простирания и некоторых разломов, в основном конформен общему простиранию Агардагской линейной зоны.

Последовательность выделенных в этой зоне магматических серий и комплексов во времени приведена в статье А.Э.Изоха и др. /см. наст. сб./. Самым ранним элементом "магматической колонки" являются дуниты и гарцбургиты (акдовуракский комплекс). За ними следует карашатский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс, далее – габбро-тоналит-плаггиогранитная тешкемская серия с завершающими диабазовыми дайками. Предполагается наличие в этой колонке натровой габбро-гранитной таннуольской серии, вслед за ней выделяются кызылдагская каликатровая габбро-монцидиорит-гранодиорит-гранитная серия с комплексом послегранитовых даек. Завершает последовательность лейкогранит-алясцитовый комплекс со своими дайками диабазов.

Главные разрывные тектонические элементы участка – Северо-Западный и Юго-Восточный разломы (см. рис.1). По Северо-Западному разлому тешкемская серия приходит в соприкосновение с вулканогенно-осадочной толщей уровня ирбитейской свиты, с гранитами кызылдагской серии, с зоной меланжа. По нему срезаются кызылдагские дайки.

По Юго-Восточному разлому терактигская вулканогенно-осадочная толща контактирует с кускунутской свитой и телами гипербазитов акдовуракского комплекса. Интрузивы кызылдагской серии и лейкограниты прорывают толщи Теректигского и Хайракан-Кызылдагского блоков и инъецируют зону этого разлома.

Для того, чтобы воспроизвести последовательность геологических событий через перечисленные выше формации и испытанные ими тектонические преобразования, а также отразить корреляционные связи между ними, нами выбрана двуосная матричная система, позволяющая рассматривать все типы объектов одновременно. По оси абсцисс фиксируются геологические процессы, а по оси ординат устанавливаются отрезки времени, отвечающие событиям (эпизодам). На пересечении в матриксе отображается формация или тектоническое событие конкретного эпизода. Последовательность геологических событий контролируется условием – формации или тектонические процессы конкретно описываемого эпизода должны оказывать влияние только на объекты предыдущих событий, что фиксируется корреляционными связями в каждой строке матрицы.

По нашим представлениям, Агардагская зона заложилась на уже достаточно зрелом кратоне с мощным чехлом терригенных и особенно

карбонатных осадков (типа сангиленской и нарынской свит верхнего рифея на Сангилене и так называемой балхтыгхемской свиты мраморов на Хадынском блоке – к северу от оси Агардагской зоны в бассейнах рек Хадын – Бурен).

Первый и второй эпизоды (рис.2, А, Б – I,2). Наличие в Агардагской зоне дунитов и гарцбургитов прежде всего свидетельствует о том, что эта зона являлась участком растяжения земной коры, сплошность которой нарушена глубинными разломами. Имеющаяся геологическая информация позволяет заключить, что древняя сиалическая кора была раздроблена на крупные блоки по региональным зонам растяжения. Одним из таких крупных блоков в современной структуре земной коры является Сангиленский срединный массив, другим – расположенный севернее Хадынский блок.

Таким образом, для начального этапа геологической истории рассматриваемого объекта мы можем зафиксировать (см. рис.2) по горизонтали эпизод растяжения земной коры по Агардагскому линейamentу и формирование в пределах верхних уровней верхней мантии астеносферного диапира, если следовать диапировой модели образования офиолитов /по Дж.Канну, 1974; Добрецову, 1981; Кузнецову, Симонову, 1988/. По вертикали временный отрезок может быть показан лишь условно.

Третий эпизод (см. рис.2, В-3). Самыми древними в Агардагской зоне являются вулканогенно-осадочная кускунугская свита и карашатский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс. Если они являются между собой комагматичными, то мы фиксируем событие формирования вулканоплутонической ассоциации независимо от существующих моделей образования кумулятивного комплекса. Что же касается корреляционных связей с объектами предыдущих эпизодов, то можно лишь отметить конформность расслоенности Карашатского массива и его формы общей структуре простираения Агардагского линейамента (см. рис.1; рис.2, Б-3).

Четвертый этап (см. рис.2, Г-4). Следующее событие, которое охватило только объекты, сформированные в предыдущие эпизоды, выражено в образовании полимиктового серпентинитового меланжа, фрагменты которого сохранились в Хайракан-Кзылдагском блоке севернее горы Кзыл-Даг. В составе меланжа встречаются вулканические, кремнистые и терригенные сланцевые породы кускунугской свиты, аподуниты, клинопироксениты, габбро, верлиты карашатского

Корреляционные связи

Эпизоны времени	12	Прорываит	Конформны	Рншт ?	Прорываит	?	?	Рншт ?	Прорываит	Прорываит	Прорываит		Дейкогран- альскитов. комплекс (м)
	11	?	Конформен	Сечйт ?	Сечйт	Сечйт	Сечйт	Сечйт ?	Сечйт	Сечйт	Сечйт	Северо- Западный разлом	
	10	Прорываит	Конформен	Прорываит	Прорываит	Прорываит	Прорываит	Рншт ?	Прорываит	Прорываит	Кымыдагс- кие про- должья дайки (м)		
	9 0 ?	?	Конформны	Рншт ?	Прорываит	?	Прорываит	Рншт ?	Прорываит	Кымыдагс- кая серия (м)			
	8	Дислоциру- ют	Конформны	Дислоциру- ют	Дислоциру- ют	Дислоциру- ют	Дислоциру- ют	Дислоци- руют ?	Чешуйчатые надыгиты				
	7 3-4 1	?	?	?	?	Продукты размы- ва ?	Продукты размы- ва ?	Терризи- ская толща (м) Серия гайку- ольская					
	6 3-1	Продукты размыва	?	Продукты размы- ва ?	Продукты размыва	Продукты размыва	Конгломер- аты терри- зитской толщи						
	5 1-2 1	?	Конформны	Прори- ваит Про- рывает	?	Тескемская серия (м)							
	4	Серпенти- нхванды	Конформен	В малом оотъ з ме- лаки	Серпенти- нстовый маллак								
	3 R ₃ ² -V ?	?	Конформны	Кусочек (м) комп- лекса Ко- рванский									
	I - 2 R ₃ ² ?	Аксонурар- ские гипер- базиты	Агелдагс- кий лан- амент										
		Внедрение диабра А	Растяжение коры Б	Внедрение В	Сжатие Г	Внедрение Д	Блоковые движения Е	Внедрение Ж	Сжатие З	Внедрение И	Растяжение К	Сжатие Л	Внедрение М

(м) - магматические серии, комплексы

Геологические процессы

комплекса (см. рис.2, В-4). Структурные элементы зоны меланжа имеют соподчиненность с простиранием Агардагской зоны (см.рис.2, Б-4). Серпентинитовый матрикс возник, скорее всего, за счет серпентинизации гипербазитов акдовурацкого комплекса, поскольку встречаются обломки хромшпинелидов, характерные только для него (см. рис.2, А-4). Если предыдущие события в значительной мере связаны с процессами растяжения земной коры в зоне Агардагского линеамента, то формирование меланжа характеризует этап сжатия.

Пятый эпизод (см. рис.2, Д-5) фиксирует собой последовательное внедрение габброидов, диоритов, тоналитов, плагиогранитов и завершающих базитовых даек тесхемской магматической серии. Если у этой серии есть вулканогенные комагматы, то они должны отвечать базальтоидам ультранатрового-натрового ряда. Возможно, что им соответствуют базальты, андезит-базальты и редкие излияния риолит-дацитов кадвойской и серлитской свит хребта Восточный Танцу-Ола раннекембрийского возраста, что подтверждается находками археоциат в серлитской свите /Покровская, 1959/. Корреляционные связи: влияние интрузий тесхемской серии на серпентинитовый меланж (см. рис.2, Г-5) не установлено; тоналиты и силлы базитов прорывают вулканогенно-осадочные образования кускунугской свиты и магматические образования карашатского комплекса в Карашатско-Акскийском блоке; в тоналитах присутствуют ксенолиты амфиболлизированных габброидов и кускунугских эффузивов, туфов и кварцитов (см. рис.2, В-5); контакты тоналитов, прорывающих габброиды, конформны простиранию Агардагской зоны (см. рис.2, Б-5); влияние тесхемского комплекса на акдовурацкие гипербазиты не установлено (см. рис.2, А-5).

Необходимо отметить, что северо-западное простирание базитовых даек, завершающих тесхемскую серию, дискордантно простиранию Агардагского линеамента. Возможно, это связано с динамикой внутреннего развития магматической камеры или явлением твердопластического течения ее вещества на постмагматическом этапе, так как простирание этих даек точно соответствует генеральному положению в пространстве минеральной уплощенности (см. статью А.И.Гончаренко и др. в наст. сб.).

Шестой эпизод (см. рис.2, Е-6) отражает формирование конгломератов основания терегтгской толщи одноименного блока (ирбитейский уровень - вторая половина раннего кембрия - определе-

ния по трилобитам и археоциатам). Корреляционные связи: в составе гальки присутствуют тоналиты, плагиограниты и габброиды тесхемской серии (см. рис.2, Д-6); оталькованные серпентиниты и хромшпинелиды, серпентиниты и хромшпинелиды серпентинитового меланжа (см. рис.2, Г-6); продукты размыва кускунутской свиты (см. рис.2, В-6); хромшпинелиды акдовуракских гипербазитов (см.рис.2, А-6). Таким образом, фиксируются события разнонаправленных блоковых движений, при которых положительные структуры становились областями длительного и глубокого размыва, а с отрицательными были связаны бассейны осадконакопления.

Седьмой эпизод (см. рис.2, Ж-7) отражает формирование теректитгской вулканогенно-осадочной толщи уровня ирбитейской свиты Восточного Танну-Ола, соответствующей второй половине раннего кембрия (ботомско-тойонское время). В пределах Теректитгского блока толща представлена: конгломератами (о которых говорилось выше), полимиктовыми песчаниками с массой крупных косых и косо-волнистых серий в песчанистых пластах, рифогенными археоциатово-водорослевыми постройками, андезитовыми лавами и тефрой, имевшими активный контакт с кислородом атмосферы и переувлажнением тефры, выраженный отсортированными косослоистыми вулканомиктовыми песчаниками, часто красноцветными; терригенно-карбонатными осадками с массой водорослево-археоциатовых биостромов и мелких биогермов и слоями захоронения остатков трилобитов. Все эти факторы свидетельствуют об очень мелководном режиме осадконакопления в палеогеографических условиях субаэрального ландшафта. Возможно, что андезитовому вулканизму этого времени соответствует натровая габбро-гранитная таннуольская серия одноименного хребта, хотя такие образования в пределах Агардагской зоны пока не обнаружены. Корреляционные связи: толща подстилается конгломератами (см. рис.2, Е-7) и залегает на кускунутских сланцах (см. рис.2, В-7). Что касается интрузивных контактов и их взаимодействия с рамой, то этот вопрос требует дополнительной проработки.

Восьмой эпизод (см. рис.2, З-8) отражает период интенсивной складчатости и формирования чешуйчатой структуры Агардагского линейного элемента в условиях сжатия. По данным гравиметрической и магнитной съемки, чешуйчатые структуры зоны, с некоторыми из которых связаны акдовуракские гипербазиты, карашатские ультрабазитобазиты, наклонены на северо-запад под углом 50-70° (см. рис.1).

В состав пакета тектонических чешуй входят: теректигская толща (см. рис.2, Е-Ж-8) в Теректигском блоке, магматиты тесхемской серии (см. рис.2, Д-8), серпентинитовый меланж (см. рис.2, Г-8), кускунугская толща и карашатские ультрабазит-базиты (см. рис.2, В-8); шарниры и оси крупных складок, Юго-Восточный разлом, разрывные нарушения в Карашатском массиве, мелкие чешуи в Теректигском и Хайракан-Кызылдагском блоках, дислокации в гипербазитовых массивах и цепочки "голубых кварцитов" в них - все это подчеркивает простираание Агардагской зоны сжатия (см. рис.2, Б-8, А-8). С описанным эпизодом связано практически полное завершение формирования структурного плана Агардагской зоны.

Девятый эпизод (см. рис.2, И-9) соответствует времени внедрения и становления кызылдагской калинатровой серии. Ее интрузии прорывают складчато-чешуйчатую структуру Агардагской зоны сжатия (см. рис.2, З-9) в Теректигском и Хайракан-Кызылдагском блоках (см. рис.1), интродуцируют теректигскую толщу вместе с конгломератами (см. рис.2, Е-9, Ж-9), но не встречены в Карашат-Аккийском блоке (см. рис.2, Д-9 ?), прорывают серпентинитовый меланж (см. рис.2, Г-9), кускунугскую толщу (см. рис.2; В-9), но неясно их взаимоотношение с карашатским комплексом (см. рис.2, В-9 ?). Хотя Кызылдагская интрузия внедрена уже в складчатую структуру зоны, ряд ее массивов имеет форму, вытянутую вдоль простираания Агардагской зоны (см. рис.2, Б-9).

Десятый эпизод (см. рис.2, К-10) отвечает этапу становления крупной серии субпараллельных даек субщелочного габбро-диорит-диабазового состава, завершающих проявление кызылдагского магматизма. Характеризуется режимом растяжения, охватившим геологические тела, сформированные в предыдущие этапы. Корреляционные связи: дайки северо-восточного простираания ($25-40^{\circ}$) прорывают Кызылдагские интрузии (см. рис.2, И-10), пересекают чешуйчатую структуру (см. рис.2, З-10), прорывают теректигскую толщу вместе с ее базальными конгломератами (см. рис.2, Е-10, Ж-10), интрузии тесхемской серии (см. рис.2, Д-10), серпентинитовый меланж (см. рис.2, Г-10), кускунугскую свиту (см. рис.2, В-10), акдууракские гипербазиты (см. рис.2, А-10). Дайки конформны по отношению к простираанию Агардагской зоны - вектору режима сжатия (см. рис.1, с.20, рис.2, Б-10).

Одиннадцатый эпизод (см. рис.2, Л-11) отражает разрывную

тектонику, запечатленную в северо-западном разломе, отделяющие Карашат-Аккийский блок от Теректигского и Хайракан-Кызылдагского, а также серии мелких разломов. По Северо-Западному разлому срезаются кызылдагские дайки (см. рис.2, К-II), Кызылдагские интрузии (см. рис.2, И-II), чешуйчатые структуры (см. рис.2, З-II), теректигская толща с конгломератами (см. рис.2, Е-II, Ж-II), Тесхемские интрузии (см. рис.2, Д-II), серпентинитовый меланж (см. рис.2, Г-II), кускунутская свита (см. рис.2, В-II). Простираание разломов конформно общей структуре Агардагской зоны (см. рис.2, Б-II). Северо-Западный разлом представляет собой крутой взбросо-надвиг, по которому интрузии тесхемской серии Карашат-Аккийского блока надвинуты на более молодые отложения теректигской толщи и интрузии кызылдагской серии (см. рис.1).

Двенадцатый эпизод (см. рис.2, М-I2) характеризуется внедрением лейкогранитов. Соотношение с разрывной тектоникой предыдущего эпизода остается невыясненным (см. рис.2, Л-I2 ?), но они прорывают кызылдагские субщелочные дайки (см. рис.2, К-I2), габброиды, диориты и граниты (см. рис.2, И-I2), чешуйчатую структуру зоны (см. рис.2, З-I2), теректигскую толщу (см. рис.2, Ж-I2) и конгломераты (см. рис.2, Е-I2), серпентинитовый меланж (см. рис.2, Г-I2), кускунутскую свиту (см. рис.2, В-I2), акдовуракские гипербазиты (см. рис.2, А-I2). Тела гранитоидов имеют удлиненную форму, длинные оси массивов конформны общей структуре Агардагской зоны (см. рис.2, Б-I2).

* * *

*

Выше была предложена легенда для изображения истории развития Агардагской линейной зоны. В ней охватывается возрастной интервал с середины верхнего рифея по ордовик включительно. Опыт составления подобной легенды учитывает весь геологический материал предшествующих среднemasштабных геологических съемок и тематических работ. Они послужили отправными позициями для постановки наших детальных работ как по уточнению стратиграфической последовательности картируемых единиц, так и по совершенствованию шкалы магматических комплексов, а также для учета палеогео-

динамических характеристик — режимов растяжения—сжатия. Результатом синтеза данных, полученных упомянутыми методами на опорных узлах явилась выставленная нами на обсуждение легенда, в которой в матричной форме объединены геодинамическая и стратиграфическая шкалы, в пересечениях которых помещены соответствующие горно—породные комплексы или геологические события. В подобной форме легенда является итоговым документом, сводящим вместе разнородные геологические данные, а не априорно заданной конструкцией, которая заставляет подгонять под свои подразделения фактический материал, полученный при геологической съемке. В то же время полигонный характер получения такой геолого—съемочной информации позволяет считать ее не приемом по подытоживанию результатов полистной площадной съемки, а опережающим такую съемку этапом крупномасштабных работ.

Нами учитывались лишь три системы геологических построений: стратиграфическая последовательность осадочных толщ, возрастная последовательность и состав магматических комплексов и серий и этапы и стиль тектонических деформаций. Нам представляется, что в систему геологических явлений и объектов могут быть введены сведения о метаморфических преобразованиях, этапах метасоматоза, рудной специализации и т.д. — т.е. любые геологические явления, для которых можно на изучаемой территории установить относительную последовательность во времени.

Построчная композиция легенды позволяет вводить ранжирование ее подразделений по рангам рассматриваемых геологических тел или масштабов проявления геологических процессов от детального расчленения осадочных толщ на пачки, а магматических серий на отдельные массивы и фазы до структурно—формационных комплексов и тектономагматических этапов регионального значения.

Построение легенды на базе не одной только временной оси, а по двум осям в матричной форме наглядно выявляет нерешенные вопросы, требующие поиска дополнительного фактического материала, придавая увязочным, да и любому другому виду последующих работ целенаправленный характер. Кроме того, "поименное" вынесение объектов в интегрирующей легенде дает для таких работ целеуказание места поиска дополнительных данных или ситуации, в которой они могут присутствовать.

Общим недостатком легенд, в том числе и нашей, является от—

сутствии геохронологических реперов, поэтому одной из основных задач опережающих работ является поиск изотопных датировок различных геологических процессов любыми методами. Только в этом случае будет уверенность, что каждый описанный выше эпизод получит временную привязку в региональной шкале и будет скоррелирован с событиями в рамках шкал смежных районов.

Литература

ДОБРЕЦОВ Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 235 с.

КУЗНЕЦОВ П.П., СИМОНОВ В.А. Офиолиты и рифты. Новосибирск: Наука, 1988. 150 с.

ПОКРОВСКАЯ Н.В. Трилобитовая фауна и стратиграфия кембрийских отложений Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 194 с.

CANN J.R. A model for oceanic crystal structure developed Geophys // J. Royal Astron. Soc. 1974. Vol.39. P.169-187.

С.А.Каргополов

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ МУТУРСКОГО ЗОНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Мутурский зональный метаморфический комплекс андалузит-силлманитового типа находится в пределах нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува). С севера он ограничен зоной Агардагского глубинного разлома, с юга - дистенсодержащими толщами (возможно, по разлому), с запада - массивом тангуольских (?) гранитоидов (граниты, гранодиориты).

Основной структурный мотив толщи образован изоклиальной складчатостью северо-восточного простирания, имеющей субвертикальные осевые плоскости и шарниры, погружающиеся на северо-восток под углом 30-50°.

Большая часть изученного разреза сложена мигматизированными

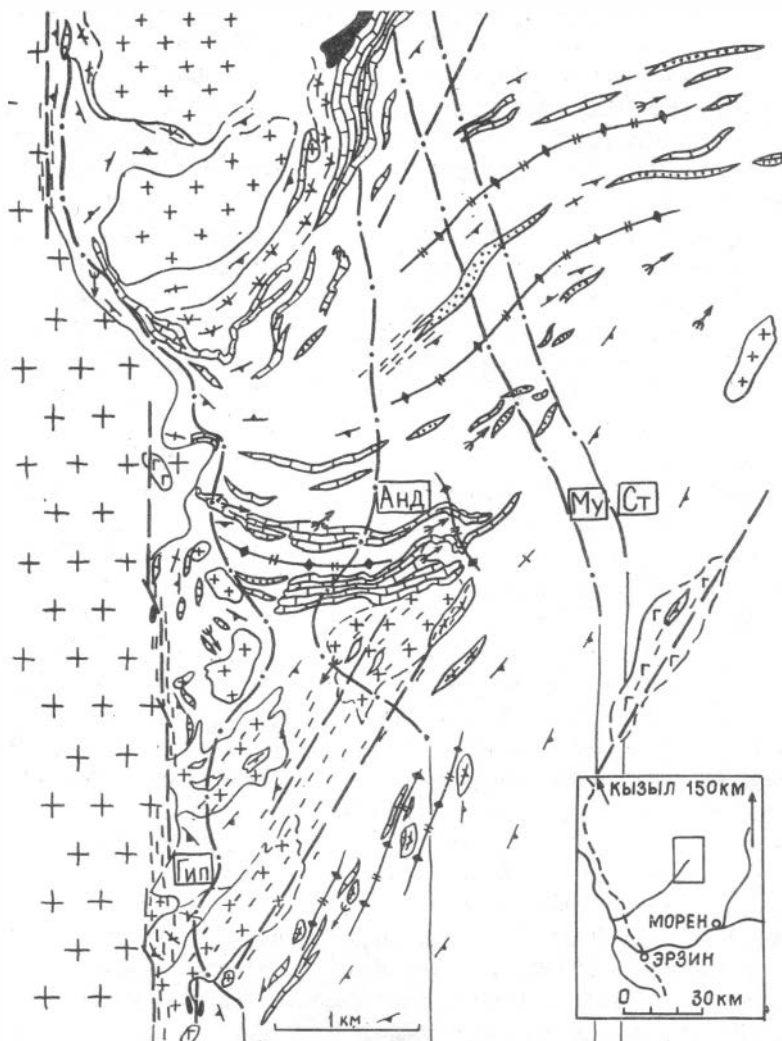
гнейсами метапелитового состава с большим количеством пегматитовых тел. Амфиболиты, мраморы, кварциты, железистые кварциты имеют незначительное распространение (рис. I).^{*} Практический интерес как источник алюминиевого сырья представляют собой высокоглиноземистые гнейсы (среднее содержание $Al_2O_3 = 22\%$). Одной из целей структурного анализа было определение условий залегания горизонтов глиноземистых пород.

Вдоль контакта с гранитоидами, в полосе шириной 0,5–0,7 км, наблюдается искажение основного мотива складчатости – её "подгибание" к северу. В результате, простираение толщи постепенно меняется от северо-восточного на северо-западное и даже субмеридиональное, параллельное контакту. В этой же полосе метаморфическая толща насыщена мелкими интрузивными телами различного состава, от ультраосновных до кислых.

В метапелитовых гнейсах выделены изограды исчезновения ставролита, мусковита, андалузита; появления гиперстена, располагающиеся приблизительно вкрест простираения складчатой структуры (соответствующие метаморфические зоны показаны на рис. I). Параметры контактового метаморфизма оцениваются следующим образом: $P = 2-3$ кбар, $T \approx 800$ °C в гиперстеновой зоне и около 500 °C вблизи изограды исчезновения ставролита. Предполагается, что для регионально-метаморфизованных, высокоглиноземистых пород предельной была ассоциация $Kv+Pl+Mu+Bi+Gr+St+(And-Ki ?)$, которая отвечает уровню эпидот-амфиболитовой фации умеренных или повышенных давлений. Более подробно условия метаморфизма будут рассматриваться в последующих публикациях.

С приближением к контакту происходит преобразование текстур и структур гнейсов. Отчетливо полосчатые, хорошо рассланцованные гнейсы в ставролитовой зоне с повышением степени метаморфизма переходят в массивные роговики. Основной целью структурного анализа в изучаемом районе было выявление последовательности развития складчатых форм и доминирующей системы складок, которая определяет внутреннее строение толщи.

^{*} На рис. I горизонты железистых кварцитов, мраморов показаны внемасштабно, поскольку часто их мощность не превышает первых метров.



Зоны	Гипер- стенев.	Силлиманит- товая	Андалузит- товая	М	Ставроли- товая
□ 1	✕✕ 2	▨ 3	▧ 4	+ + 5	++ 6
▧ 9	▧ 10	▧ 11	▧ Ст 12	↗ 13	▧ 14
					М 16

ис. I. Схема геологического строения и метаморфической зоны силурского комплекса:

I - метapelитовые гнейсы; 2 - амфиболиты; 3 - мраморы, переслаивающиеся с гнейсами, кварцитами; 4 - железистые кварциты; 5 - гранит-аплиты с ксенолитами метаморфических пород; 6 - таннуольские(?)гранитоиды; 7 - габброиды; 8 - ультраосновные породы; 9 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые; 10 - разрывные нарушения; 11 - зоны расслаивания и диафтореза; 12 - изограда ставролита (аналогично для других минералов); 13 - шарниры складок; 14 - след осевой плоскости складки крупного масштаба: а - F_2 , б - F_3 ; 15 - метаморфическая полосчатость: а - угол падения $< 90^0$, б - равен 90^0 ; 16 - мусковитовая зона

Характеристика складчатости

При выделении систем складок учитывались не только различия в их ориентировке морфологии и степени выраженности элементов структурного парагенезиса, но и их распространенность. Предполагается, что сравнительно редкие, значительные отклонения от некоторых средних значений внутри каждой группы складок, а также отдельные наблюдения, резко выпадающие из общей картины, могут быть обусловлены дисгармоничностью складок, неоднородностями толщи, интерференцией складчатости, "вторичной" ундуляцией шарниров*, смещением по более поздним дизъюнктивным нарушениям и т.п., но не требуют для своего объяснения привлечения новых этапов деформации.

Складки F_1 деформируются всеми другими складчатыми формами и поэтому выделяются как первичные. Они образованы тонкой мигматитовой полосчатостью, имеют небольшие размеры (до первых десятков сантиметров), развитый кливаж осевой плоскости, ширина микролитонов которого 1-2 мм, увеличение в 2-3 раза мощности слоя в замковой части (рис.2,а). Как правило, эти складки почти

* С ростом степени сжатости складок исходно небольшая разница в положении шарниров (и других видов линейности), принадлежащих одной плоскости, будет возрастать, обуславливая их значительное искривление, не связанное с наложенной деформацией. Детальное описание механизма такого процесса содержится в работе В.В.Эза /1985/.

* В настоящей работе использована общепринятая система обозначений элементов структурного парагенезиса /см., например, Структурная эволюция ..., 1977; Принципы ..., 1978/.

В D_0 сформировалась метаморфическая полосчатость S_0 , изгибающаяся затем в D_1-F_1 .

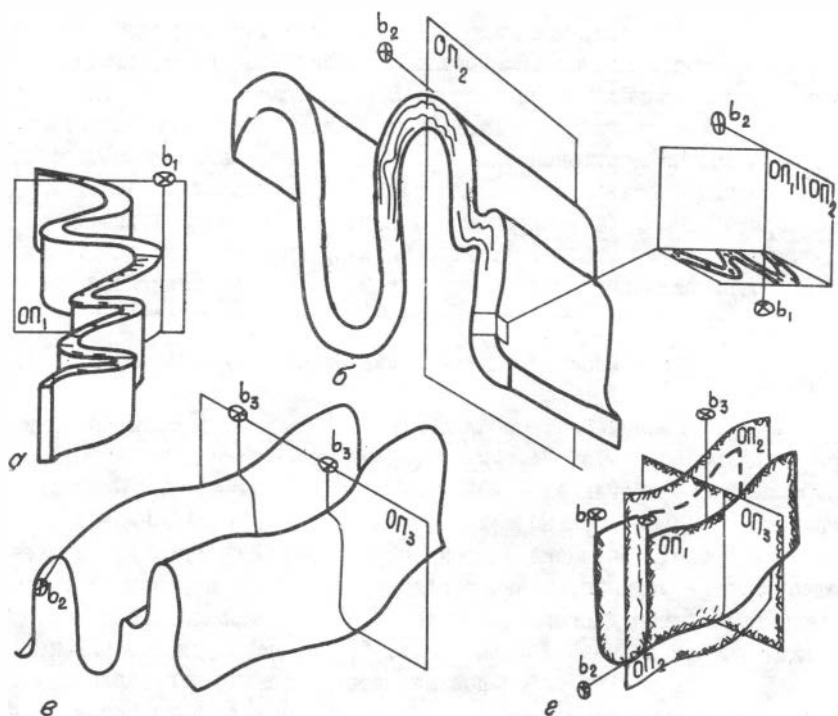


Рис.2. Взаимоотношения различных типов складок:

а - складки F_1 , биотит располагается параллельно осевой плоскости (показано штрихами); б - складки основного мотива F_2 ; в - наложение F_3 на F_2 ; г - принципиальная схема взаимоотношений элементов складок

симметричны, их зеркало ориентировано приблизительно перпендикулярно OP_2 , а шарниры субвертикальны (рис.3,в). Четко выраженная минеральная линейность, которая отвечала бы F_1 , не обнаружена. Возможно, это связано с редкостью и более поздней структурной и метаморфической переработкой этого типа складок.

Складки F_2 образуют основной структурный массив метаморфической толщи комплекса; повторяемость (с определенной периодичностью) в разрезе маркирующих горизонтов, псевдомоноклинальное

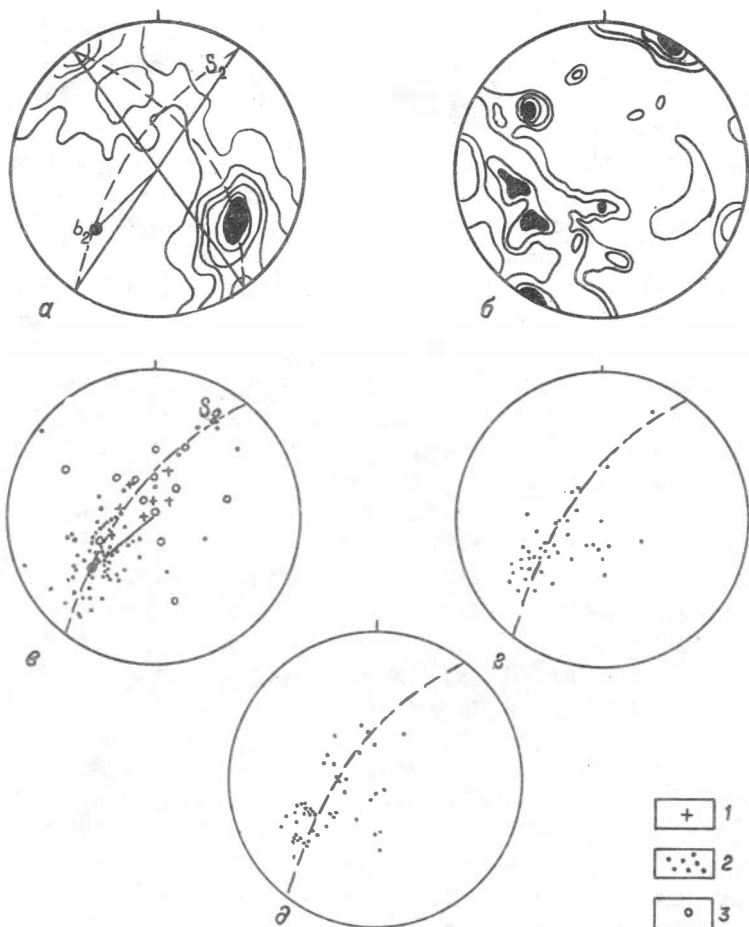


Рис.3. Диаграммы ориентировки плоскостных и линейных элементов: а - сводная диаграмма для метаморфической полосчатости и сланцеватости мугурского комплекса (без приконтактной зоны); S_2 и θ_2 - обобщенное положение сланцеватости, полосчатости и шарниров, отвечающих F_2 . Всего замеров 750, изолинии 1-2-3-4-5-6 %; б - то же, для полосы вдоль контакта шириной 0,5-0,7 км, 110 замеров, 2-3-4-5 %; в - шарниры: 1 - θ_1 (7 замеров), 2 - θ_2 (63 замера), 3 - θ_3 (12 замеров); г - линейность биотита; д - удлинение тел пегматитов и мигматитов. Во всех случаях проекция на верхнюю полусферу

положение метаморфической полосчатости, S_2 и т.п. Размеры складок F_2 варьируют от нескольких сантиметров до сотен метров. Наиболее мелкие, как правило, осложняют ядерные части и крылья структур следующего порядка, но встречаются редко (рис. 2, б). Наибольшие из складок F_2 , все элементы которых можно наблюдать целиком в обнажении (ядро, крылья) имеют размеры в несколько метров. В отдельных случаях удалось наблюдать крылья более крупных структур F_2 (выполненные зеркалом мелких) протяженностью до 250 м. Длина волны самых больших складок составляет около 600 м. Их предполагаемые осевые плоскости показаны на рис. 1. Установить синформность или антиформность этих складок и их амплитуду пока невозможно. Можно только предполагать, что последняя будет невелика, поскольку с увеличением порядка складок их зеркало будет выполаживаться /см., например, Казаков, 1976/. Наиболее полный структурный парагенезис F_2 выражается в складках от 0,3 до первых метров в поперечнике. Складки F_2 указанных размеров, как правило, асимметричны. В большинстве случаев увеличение мощности слоев в их замках незначительное. Пегматитовые, мигматитовые тела часто приурочены к замкам, линейность, выраженная агрегатами биотита, бороздчатость и маллион структуры вытянуты параллельно β_2 (рис. 3, в, г, д). Таким образом, по форме и положению элементов структурного парагенезиса это складки послойного (ламинарного) сдвигового течения, широко распространенные в метаморфических комплексах /Миллер, 1982; Паталах, 1981/ и неоднократно воспроизводимые в экспериментах /см., например, Миллер, 1982, 1983/. У описываемых структур F_2 есть некоторые особенности. Несмотря на то, что метаморфическая полосчатость в гнейсах и параллельная ей сланцеватость хорошо выражены (конечно, прежде всего в низкотемпературных зонах ореола, не затронутых ороговикованием) и совпадают с OP_2 , в замках почти не встречается квиваж осевой плоскости, либо минерализованные жилки в этом положении. В то же время микроструктурное изучение ориентировки биотита в одной из складок F_2 показало, что его (001) ориентируется по плоскостям конвергентного веера (с некоторым вращением по оси параллельной β_2).

Численное сопоставление углов и азимутов падения, вытянутых тел пегматитов и мигматитов, встречающихся часто вне связи с замками складок, линейности по биотиту, с одной стороны, и шар-

ниров β_2 - с другой, показало отсутствие значимых различий в их ориентировке, что подтверждает синхронность и принадлежность их к структурному парагенезису F_2 .

Необходимо отметить часто встречающиеся, особенно в ставролитовой зоне, крупные порфиробласты андалузита (до 9 см длиной), располагающиеся в плоскости S_2 , но не имеющие линейной (а иногда и вообще никакой) ориентировки. Такой андалузит не принадлежит структурам F_2 и является более поздним, кристаллизуясь миметически по плоскостям сланцеватости S_2 . Этот факт будет иметь значение при определении минерального парагенезиса, синхронного с F_2 .

Складки F_3 - открытые складки (угол между крыльями $110-150^\circ$). Они представляют заключительный этап формирования складчатой структуры толщи. Некоторые из них наиболее крупные показаны на рис.1, принципиальные соотношения с F_1 и F_2 на рис.2, в, г. Шарниры β_3 имеют большие углы погружения, в среднем $60-90^\circ$ и тяготеют к плоскости S_2 (см. рис.3, в). Простирания OP_3 почти перпендикулярны OP_2 , падения, чаще всего, крутые (близки к 90°). Разброс в положении β_3 очень большой. Вероятно, частично он обусловлен тем, что замеры положения шарнира и осевой плоскости в складках с большими углами между крыльями, возможны с весьма ограниченной точностью, к тому же постоянно сказывается дисгармония деформируемых структур F_2 . Поэтому, даже в пределах одной складки F_3 , ориентировка шарниров может меняться на $20-40^\circ$. Может быть складки, объединяемые в группу F_2 , представляют не один, а несколько этапов складкообразования. Но по имеющимся материалам достоверно расчленить их не представляется возможным. прежде всего потому, что взаимоотношения сильно открытых складок слабо выражены.

Изменения структуры в приконтактовой зоне

Метаморфическая полосчатость и совпадающая с ней сланцеватость наиболее отчетливо выражены в малоглиноземистых гранат-биотитовых гнейсах, поскольку в них не происходит существенных минеральных преобразований и структура породы меняется слабо. Но если полосчатость сохраняется в таких породах вплоть до кон-

такта (хотя ее контрастность, конечно, уменьшается с ростом температуры), то сланцеватость, различные виды кливажа исчезают уже за пределами ставролитовой зоны. В высокоглиноземистых гнейсах интенсивные минеральные преобразования (разложение ставролита с образованием кордиерита, шпинели и Al_2SiO_5) начинаются еще до изограды ставролита, что приводит к уничтожению S_2 и тонкой мигматитовой полосчатости. В зоне гиперстена метаморфическая полосчатость в таких гнейсах (тонкая и грубая) может исчезать полностью: формируются массивные кордиеритовые роговики.

Приблизительно в силлиманитовой зоне начинается "подгибание" метаморфической толщи (т.е. прежде всего F_2) к северу. С приближением к контакту простираются постепенно меняются с северо-восточных на юго-восточные и далее субмеридиональные, параллельные контакту с гранитоидами (см. рис. I). Таким образом, формируется структурная зональность с нарастанием степени деформации к контакту. Здесь же метаморфическая толща насыщена небольшими телами магматических пород различного состава, от кислых до ультраосновных. Среди них доминируют гранит-аплиты, для которых характерно большое количество ксенолитов вмещающих пород и иногда согласное облекание гнейсами. Но все-таки основные искажения ("подгиб") складчатой структуры пространственно приурочены к контакту с танцуольскими гранитоидами. Помимо карты, представление об этом дают структурные диаграммы плоскостных элементов на рис. 3. Возможные причины "подгибания" будут рассматриваться ниже.

Оценка мощности горизонтов высокоглиноземистых пород

Используя данные структурного анализа, можно в первом приближении оценить истинную мощность высокоглиноземистых гнейсов. Полную оценку мощности и пространственного положения этих пород можно сделать после определения амплитуды и формы (синформы, антиформы) наиболее крупных складок F_2 .

Различия в вязкости разных пород в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций незначительны /Тончаров, 1978; Структурная эволюция ..., 1977/, а именно: в условиях этих фаций происходило формирование основного структурного мотива (см. ни-

же). Отсюда следует, что складчатые формы в различных породах будут подобны. О близкой вязкости косвенно свидетельствует и такой признак, как приблизительно одинаковое увеличение мощности слоев в замках складок в железистых кварцитах, гнейсах, кварцитах мугурского комплекса. Исключения бывают очень редко, например, иногда кварциты в мраморах дают почти концентрические складки.

Оценить непосредственно истинную мощность и поведение горизонтов высокоглиноземистых гнейсов трудно, так как визуально они не всегда отличимы от пород с низким содержанием глинозема, к тому же переходы между ними бывают постепенными. Но с достаточной точностью (в том числе по шлифам) можно оконтурить отдельные площади распространения гнейсов с высоким содержанием андалузита и силлиманита. Затем, используя хороший маркер, например, железистые кварциты и учитывая то, что характер структуры для всех пород будет одинаков, по причинам указанным выше, можно оценить поведение интересующих нас высокоглиноземистых горизонтов. Истинная мощность железистых кварцитов составляет 2–3 м, но будучи сжаты в изоклинные складки или при пологом сечении рельефом их зеркала, видимую мощность они увеличивают в несколько раз (максимум на порядок). Исходя из всего сказанного, можно сделать вывод о том, что если видимая мощность глиноземистых гнейсов достигает 200–300 м (обычно меньше), то истинная составит 30–60 м.

Структурная и метаморфическая эволюция толщи

Картина геологического строения описываемого участка нагорья Сангилен, с доминирующей изоклиальной складчатостью, имеющей субвертикальные осевые плоскости, осложненной более мелкими структурами, вполне обычна для метаморфических комплексов.

Здесь можно уверенно говорить, как минимум о трех генерациях складок. Как видно из приведенных выше описаний, эти генерации отличаются друг от друга и по типу и по ориентировке складчатых форм в пространстве. Складки F_1 выделяются как первичные, отвечая, по-видимому, этапу радиального сжатия /Миллер, 1977, 1982/. Складчатость F_2 , отвечающая этапу тангенциального сжатия

(или вертикального тектонического потока), определяет характер структуры толщи и псевдомоноклинальные, хорошо выдержанные (за исключением, приконтактной зоны) её простираия. Именно во время формирования F_2 , достигался максимум T и P регионального метаморфизма. Этот максимум находился, вероятно, на уровне, переходном от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации умеренных или повышенных давлений. В пользу такого предположения говорит следующее:

1. Большая часть пегматитов, веретенообразных мигматитовых обособлений минеральной линейности или приурочены к замкам F_2 , или образуют β - линейность (параллельную β_2) без видимой связи с замковыми частями складок. Тем самым подчеркивается синхронность образования этих пегматитов и т.п. со складчатостью F_2 . Иными словами, температура метаморфизма во время формирования F_2 была достаточно высокой, чтобы появились мигматиты, пегматиты, минеральная линейность.

2. Из минералов, предшествующих контактовому метаморфизму, в самой низкотемпературной зоне сохранились (в разной степени изменившись) гранат, ставролит, турмалин, биотит. Для граната такое заключение основано на характере его зональности. В глубине ставролитовой зоны его концентрационные профили имеют "П"-образную форму (по MnO). "Плато" в центральной части таких гранатов отвечает, по-видимому, этапу регионального метаморфизма при T не ниже 550 °C (как показано в работе Г.Г.Лепезина и В.Н.Королюка /1964/, для образования незонального граната, за счет диффузионного выравнивания состава, необходима температура равная или большая указанной). Каймы с прогрессивной зональностью возникли при контактовом метаморфизме, поскольку на изограде исчезновения ставролита T, видимо, не превышала 550 °C, а в глубине зоны была еще ниже.

Замещение ставролита (в меньшей степени) турмалина агрегатами кордиерита, андалузита, фибролита, шпинели, с образованием отчетливых реакционных структур, свидетельствует о более раннем происхождении первых двух. Об этом же говорит наличие у них предпочтительной ориентировки (правда, не всегда отчетливой поскольку зерна ставролита и турмалина в большинстве случаев корродированы), в то время как кордиерит, андалузит и фибролит располагаются в породе чаще всего произвольно (подробному описанию взаимо-

отношений минералов будет посвящена отдельная работа). Биотит обозначает свою синхронность с F_2 образованием линейности, параллельной S_2 и отчетливо выраженной предпочтительной ориентировкой (типа S - тектонита) в плоскости S_2 (что подтверждается результатами микроструктурного анализа и лишней раз свидетельствуют о доминирующей роли F_2). С приближением к контакту ориентировка биотита стремится к изотропной. Помимо перечисленных минералов в высокоглиноземистых гнейсах присутствовала какая-то из фаз Al_2SiO_5 . Ранее отмечалось, что андалузит не входит в структурный парагенезис F_2 , кристаллизуясь часто миметически по плоскостям S_2 . О его более позднем возникновении говорит и замещение им ставролита. То же самое относится к фибролиту.

Таким образом, наиболее вероятным кажется присутствие в исходных породах кианита, хотя нельзя полностью исключить и андалузит, а несоответствие ориентировки последнего структуре F_2 может быть вызвано перекристаллизацией. Суммируя сказанное, можно записать ассоциацию минералов, предшествующую контактовому метаморфизму: (Кв+Пл+Кш)+Би+Му+Гр+Ст+(Анд-Ки ?)+Турм.

3. Такой же парагенезис Кв+Пл+Би+Му+Ст+Ки+Гр+Турм содержится в глиноземистых породах района, находящегося в нескольких километрах к югу от мутурского комплекса. Причем, метаморфическая толща там имеет состав (те же высоко- и малоглиноземистые гнейсы, железистые кварциты, мраморы) и структуру, почти полностью аналогичные мутурской. Вероятно, метаморфические породы этого района и Мутура представляют собой в разной степени контактово-измененные участки одной регионально-метаморфической толщи.

4. Для исходной структуры F_2 характерна редкость мелких складчатых форм, но поскольку, для процесса складкообразования в условиях амфиболитовой фации характерно формирование массы мелких складок /Структурная эволюция ..., 1977/, то их отсутствие в районе мутурского комплекса может косвенно свидетельствовать о более низком уровне метаморфизма во время образования F_2 .

Таким образом, информация, приведенная в пунктах I-4, подтверждает предположение о том, что условия метаморфизма, на фоне которых формировалась складчатость F_2 , были переходными от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации умеренных или повышенных давлений.

"Подгибание" складчатой структуры F_2 было следующим этапом

развития метаморфической толщи. Большая амплитуда и отсутствие признаков полужестких деформаций (например, кинк-зон) указывает на то, что "подгибание" происходило в условиях большей, чем при образовании F_2 , пластичности, т.е. в промежутке между формированием F_2 и F_3 . Но не исключено, что какая-то часть складок, рассматриваемых сейчас как F_3 , связаны с образованием "подгиба" (см. выше - Складки F_3). Возникновение деформации в краевой части метаморфической толщи возможно в результате приразломного сдвигового течения. Такого рода структуры не редкость /Паталаха, 1981/. На существование разлома и на длительную историю его развития (и после контактового метаморфизма) указывают рассланцевание и диафторез в зоне нынешнего контакта, масса небольших интрузивов и тела ультраосновных пород (на рис. I показаны лишь некоторые из них), трассирующие контакт и т.п.

В заключительную стадию развития складчатой структуры комплекса образовались открытые складки F_3 , кинк-зоны в минералах, разрывные нарушения.

И самым значительным из завершающих событий был контактовый метаморфизм, давший отчетливую зональность. Этот процесс протекал на небольшой глубине (соответствующее давление 2-3 кбар).

После контактового метаморфизма происходили только хрупкие деформации, получившие отражение в зонах диафтореза и рассланцевания, развивающихся как по метаморфическим, так и по магматическим породам.

Такова предполагаемая схема основных геологических событий для небольшого участка метаморфической толщи нагорья Сангилен.

Литература

ГОНЧАРОВ М.А. Необходимость критического использования достижений структурной геологии неметаморфизованных комплексов // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., 1978. С.14-20.

КАЗАКОВ А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 237 с.

ЛЕПЕШИН Г.Г., КОРОЛЮК В.Н. Динамика роста зональных гранатов в дивариантных парагенезисах // Геол. и геофиз. 1984. № 12. С.116-126.

МИЛЛЕР Ю.В. Закономерности развития деформационных циклов // Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977. С.121-137.

МИЛЛЕР Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.

МИЛЛЕР Ю.В. Структурное развитие метаморфических комплексов: современные представления // Геотектоника. 1983. № 4. С.6-13.

ПАТАЛАХА Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.

ПРИНЦИПЫ и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов / Под ред. Кратц К.О., Казакова А.Н. Л.: Наука, 1978. 248 с.

СТРУКТУРНАЯ эволюция метаморфических комплексов / Казаков А.Н., Миллер Ю.В., Дук В.Л., Харитонов А.Л. Л.: Наука, 1977. 159 с.

ЭЗ В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с.

РЕФЕРАТЫ

УДК 551.72:551.24/732 (571.52)

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕТАТЕРРИГЕННОГО (ТЕСХЕМ-МУТУРСКОГО) КОМПЛЕКСА С ПЕРЕКРЫВАЮЩИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ НА ЗАПАДЕ САНГИЛЕНА / Терлеев А.А., Гибер А.С., Беляев С.Ю. // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С.5-19.

Рассмотрен вопрос о соотношении метаморфического тесхем-мутурского комплекса с рифейскими толщами Сангилен (Юго-Восточная Тува). Выделены новые толщи промежуточного интервала между мутурской и сангиленской серий, установлены стратиграфические соотношения. Высказано предположение о трех магматических и тектонических этапах в истории развития региона, завершение которых приурочено к концу тесхем-мутурского времени, к середине верхнего рифея, к среднему кембрию. Обосновано широкое развитие на Сангилене покровной тектоники.

Ил.5, библи. 17 назв.

УДК 552.321

МАГМАТИЗМ АГАРДАГСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ (Юго-Восточная Тува) / Исих А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И. // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 19-75.

В статье показана эволюция интрузивных ассоциаций Агардагской офиолитовой зоны. В составе зоны выделяются: дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс, отвечающий раннему этапу растяжения земной коры, габбро-диорит-тоналит-плагиогранитная серия, сопоставляющаяся с ассоциациями юных островных дуг и габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитная серия, относящаяся к известково-щелочным каликатровым ассоциациям активных континентальных окраин андийского типа. Приведены новые петрохимические и геохимические данные.

Ил.13, табл.13, библи. 21 назв.

ПЕТРОСТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД ОФИОЛИТОВ АГАРДАГСКОЙ ЗОНЫ / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Чернышов А.И. // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С.75-90.

Приведены некоторые результаты петроструктурных исследований крупнейших ультрабазитовых и ультрабазит-базитовых массивов Агардагской офиолитовой зоны. В деформационной истории ультрабазитовых массивов солчерской группы установлено, что последняя фаза деформаций сформирована за счет сжатия, ориентированного вдоль современного простирания Агардагской зоны. В ультрабазитах Агардагского массива и ультрабазит-базитах Карашатского массива ориентировка ранней фазы деформаций совпадает с деформациями в массивах солчерской группы. Поздняя фаза деформаций обусловлена напряжением сжатия в субмеридиональном – северо-западном направлении, и твердопластическое течение вещества за счет этого сжатия согласно со структурами венд-раннепалеозойского этапа структурообразования Агардагской зоны. Пластические деформации свидетельствуют, что протрудирование ультраосновного материала в глубинных условиях происходило перпендикулярно к современному горизонту.

Ил.4, библ. 12 назв.

ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ГОРЫ КАРА-ШАТ (Южная Тува) / Симонов В.А., Куренков С.А., Перфильев А.С. // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С.90-96.

Приведены данные структурных и петрологических исследований расслоенной ультрабазит-базитовой ассоциации горы Кара-Шат. Показан порядок внедрения офиолитовых и девонских (?) даек, выделены доскладчатые потоки и силлы базитов. Приведены петрохимические оценки принадлежности тех или иных базитов к различным

петрохимическим группам. Установлена практически непрерывная последовательность смены пород ассоциации снизу вверх по разрезу: габбро – ультрамафиты – габбро – габбро + диориты – дайки – силлы – потоки эффузивов.

Ил.5, библ. 7 назв.

УДК 551.727 (571.52)

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЛЕГЕНД ДЛЯ КРУПНОМАСШТАБНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ (на примере Агардагской структурно-формационной зоны Тувы) / Гибшер А.С., Кузнецов П.П., Терлеев А.А., Беляев С.Ю. // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 97–106.

На конкретном примере проиллюстрировано построение модели общей геологической легенды для целей крупномасштабного геологического картирования не в одноосной (по оси времени), а в матричной двuosной системе координат (по оси времени и по оси геологических процессов). Такая модель легенды позволяет свести вместе разнородные объекты (стратиграфические, тектонические, магматические и т.д.). Процедура создания подобной легенды основана на проведении детальных работ на геологических полигонах, опережающих площадную геологическую съемку.

Ил.2, библ. 3 назв.

УДК 551.243

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ МУГУРСКОГО ЗОНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА / Каргополов С.А. // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. С.106–119.

В работе рассматриваются результаты структурного анализа метаморфической толщи мугурского зонального комплекса андалузит-силлиманитового типа. Установлено три системы складок (одна из

них доминирующая) и определена последовательность их формирования. Сделана оценка амплитуды наиболее крупных складок и истинной мощности горизонтов высокоглиноземистых пород. Выделены в метапелитовых гнейсах изограды исчезновения ставролита, мусковита, андалузита, появления гиперстена располагаются приблизительно вкрест простирания складчатой структуры комплекса. Указанная метаморфическая зональность наложена на регионально-метаморфизованные образования.

Ил.4, библ. 9 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Терлеев А.А., Гибшер А.С., Беляев С.Ю. Взаимоотношения метатерригенного (тесхем-мутурского) комплекса с перекрывающими отложениями на западе Сангилена ...	5
Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И. Магматизм Агардагской шовной зоны (Юго-Восточная Тува)	19
Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Чернышов А.И. Петро-структурная характеристика деформаций горных пород офиолитов Агардагской зоны	75
Симонов В.А., Куренков С.А., Перфильев А.С. Офиолитовая ассоциация горы Кара-Шат (Южная Тува)	90
Гибшер А.С., Кузнецов П.П., Терлеев А.А., Беляев С.Ю. Опыт построения региональных геологических легенд для крупномасштабного геологического картирования (на примере Агардагской структурно-формационной зоны Тувы)	97
Каргополов С.А. Структурный анализ метаморфической толши мутурского зонального комплекса	106
Рефераты	120

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы

Р.Н.Ильина, А.В.Владимирова

Технический редактор Н.Н.Александрова

Подписано к печати 24.II.88. МН 09854.
 Бумага 60x84/16. Печ.л.7,75+1вкл. Уч.-изд.л.7,2
 Тираж 500. Заказ 465. Цена 50 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
 Новосибирск, 90. Ротапринт.