Г. И. МАКАРЫЧЕВ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС И СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ТЯНЬ-ШАНЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА"

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Г. И. МАКАРЫЧЕВ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС И СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ТЯНЬ-ШАНЕ

Труды, вып. 318

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1978

УДК 551.241 + 551.14 + 14(235.216)

Academy of Sciences of the USSR
Order of Red Banner of Labour Geological Institute

G.I. Makarychev

GEOSYNKLINAL PROCESS AND FORMATION OF THE CONTINENTAL EARTH'S CRUST IN TIEN–CHAN

Transactions, vol. 318

Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. Макарычев Г.И. Труды ГИН АН СССР, вып. 318. М., "Наука", 1978 г.

В монографии в исторической последовательности впервые прослежено формирование континентальной земной коры на коре океанического типа с конца раннего протерозоя до позднего палеозоя включительно. Выяснены тектонические закономерности становления гранито-гнейсовой оболочки, постепенно охватывавшей все новые и новые участки ложа геосинклинальных систем Тянь-Шаня в направлении с севера на юг. Ведущая роль в этом процессе принадлежала явлениям гранитизации и образованию различного состава гранитоидов, которые сначала возникали в поднятиях, а в более поздние периоды и века охватывали разъединявшие эти поднятия прогибы. Геосинклинальная система Южного Тянь-Шаня в течение сотен миллионов лет сохраняла режим, свойственный океанической коре, и в конце среднего карбона была шарьирована на почти совершенную континентальную кору Срединного Тянь-Шаня, что привело к возникновению покровных структур, многочисленных надвигов и образованию грандиозного фронтального пояса серпентинитового меланжа – главнейшей структурной линии палеозойского Тянь-Шаня.

Ил. 56. Табл. 17. Библ. 321 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

Н.А. Штрейс

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-chief),
V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

N.A. Shtreis

М $\frac{20802-126}{055(02)-78}$ 287–78

© Издательство "Наука", 1978 г.

ВВЕДЕНИЕ

Среди многих актуальных проблем современной геотектоники важное место занимает проблема образования "базальтовой" и "гранитной" оболочек Земли. Интерес к ней особенно возрос в последнее время в связи с большими успехами в изучении океанского дна, выявившем сходство и различия в строении коры современных океанов и континентов. Современные знания о строении коры океанов базируются не только на геофизических данных, но и на прямых геологических исследованиях (бурение, драгирование). Геофизическая модель строения земной коры океанов получила вещественное обоснование. Установлено, что кора современных океанов сложена породами офиолитовой ассоциации: гипербазитами, габбро и толеитовыми базальтами. Последние переслаиваются с яшмами, кремнисто-глинистыми и кремнистыми осадками. Аналогичная ассоциация пород давно известна на континентах в фундаменте древних платформ и в складчатых поясах разного возраста.

Сравнение разрезов офиолитовой ассоциации и перекрывающих ее формаций в эвгеосинклинальных зонах складчатых поясов континентов с разрезами коры современных океанов выявило разительное сходство их как по составу пород, так и по последовательности их образования. Была установлена общая закономерность строения нижних частей разреза эвгеосинклинальных зон континентов и разрезов современной океанической коры. Ряд исследователей (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Мурс, Вайн, 1973) пришли к выводу, что эвгеосинклинали прошлого возникали на коре океанического типа. Одновременно новые данные подтвердили широко распространенное мнение о том, что в коре океанов отсутствуют породы, типичные для гранитно-метаморфического слоя континентов. Все это обусловило появление новой научной концепции, согласно которой гранитно-метаморфический слой континентов является новообразованным и его формирование происходило длительно в ходе геосинклинального процесса.

Новое понимание геосинклинального процесса существенно расширяет рамки геотектоники как науки – она становится наукой о закономерностях формирования оболочек земной коры. Генетический подход к анализу геологических явлений опровергает господствующее в геотектонике представление о том, что гранитно-метаморфический слой на континентах сформирован в глубоком докембрии и в дальнейшем происходило лишь его перераспределение. Рождению новой концепции геосинклинального процесса способствовали большие достижения в изучении связей явлений магматизма и структурообразования, учение о геологических формациях и развитие методов определения их абсолютного возраста, а также успехи в анализе строения покровных зон, в которых установлены наиболее крупные выходы океанической коры на континентах.

В литературе по тектонике Тянь-Шаня широко распространено традиционное мнение о том, что рифейские и фанерозойские геосинклинали закладывались на древнем докембрийском сиалическом фундаменте в результате его раздробления глубинными разломами и погружения блоков "сиаля" с последующей их переработкой. Многие исследователи Тянь-Шаня до сих пор рассматривают разрозненные выходы докембрийских образований среди палеозойских складчатых сооружений в качестве обломков некогда единой эпикарельской платформы, что находится в противоречии с фактически наблюдаемыми соотношениями пород гранито-

гнейсового комплекса с породами офиолитовой ассоциации. Последние слагают основание складчатых сооружений Западного Тянь-Шаня и являются здесь самыми древними геологическими образованиями. Анализ радиологических определений возраста пород гранито-гнейсового комплекса показал, что их значения укладываются в интервал времени, соответствующий рифею.

Сказанное выше позволяет пересмотреть традиционные представления о возникновении и развитии геосинклиналей Западного Тянь-Шаня. Главное направление своего исследования автор видел в изучении эволюции структуры земной коры в ходе геосинклинального процесса. Решению этого вопроса посвящена предлагаемая монография.

Свыше 20 лет автор занимался систематическим изучением происхождения и развития структур Западного Тянь-Шаня и Южного Казахстана на основе историко-геологического анализа этой сложной складчатой области. В 1960 г., когда по инициативе Н.А. Штрейса в Геологическом институте АН СССР была поставлена проблема по исследованию связей магматизма с основными структурами земной коры – геосинклиналями и платформами, автору было поручено выявление особенностей проявления магматизма на ранних стадиях развития геосинклиналей. Сначала основное внимание обращалось на установление закономерностей проявления гранитоидного магматизма в связи с развитием структур геосинклинальных систем. Однако исследования, проведенные автором в различных зонах Западного Тянь-Шаня, показали, что понять эволюцию земной коры невозможно без выяснения структурного положения, состава офиолитовой ассоциации и соотношения ее с породами гранитно-метаморфического слоя.

Складчатые сооружения Западного Тянь-Шаня и их продолжение в Южном Казахстане (хр. Каратау) оказались благоприятным объектом для решения общих вопросов геосинклинального процесса. Здесь широко распространены породы офиолитовой ассоциации, обнажаются структуры, формирование которых началось в докембрии и завершилось в позднем палеозое, что позволило проследить проявления процессов метаморфизма и гранитообразования на разных стадиях развития геосинклиналей. Именно эти процессы приводят к становлению континентальной (сиалической) коры.

В результате проведенных исследований автор пришел к выводу, что континентальная кора, формировавшаяся в ходе геосинклинального процесса, в разных зонах Западного Тянь-Шаня имеет разный возраст. В данной работе обобщен большой фактический материал, собранный за время многолетних полевых исследований. Работа выполнена в Лаборатории сравнительной тектоники и магматизма Геологического института АН СССР. Написание ее было бы невозможно без повседневной поддержки профессора Н.А. Штрейса. Его идеи и ценные советы, особенно о закономерностях связей магматизма со структурообразованием, оказали большое влияние на формирование взглядов автора. Внимание академика А.В. Пейве к проведенному исследованию и его критические замечания заставляли переосмысливать казалось бы устоявшиеся представления о тектонике и искать новые решения.

В процессе исследований автор имел возможность получить советы и дружескую критику своих товарищей по работе и прежде всего А.Л. Книппера, М.С. Маркова, А.А. Моссаковского, А.С. Новиковой, Е.В. Павловского, Т.Г. Павловой, Ю.М. Пущаровского, А.М. Лейтеса, Н.А. Богданова, А.С. Перфильева, С.В. Руженцева, А.И. Суворова, А.Л. Яншина. Неоценимую помощь за многие годы полевых исследований и при камеральной обработке материалов оказал Ф.П. Харлов. За время работы в Тянь-Шане автор неоднократно обсуждал многие вопросы геологии с исследователями из других организаций. Наиболее плодотворными были совместные маршруты с М.В. Муратовым, В.Е. Хаиным, Г.С. Поршняковым, М.Д. Гесем, В.И. Долматовым, В.И. Пазиловой, а также научные дискуссии с Д.П. Резвым, В.Н. Огневым, М.М. Кухтиковым, Г.Б. Рудником, В.Г. Королевым, В.И. Кнауфом, В.В. Киселевым, К.Л. Волочковичем. Всем перечисленным лицам, а также В.Ф. Морковкиной, М.В. Муратову и Г.С. Поршнякову, взявшим на себя труд ознакомиться с рукописью данной работы и сделавшим ценные замечания, автор выражает глубокую благодарность.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

Представления о тектонике Тянь-Шаня складывались исторически, в зависимости от развития учения о геосинклиналях. Совершенно очевидно, что более чем за 100-летнюю историю своего существования учение о геосинклиналях претерпело существенные изменения. Вполне естественно, что эти изменения находили отражение и в воззрениях исследователей Тянь-Шаня. Обзор этих тектонических воззрений дан в специальном исследовании А.А. Арипова, М.А. Ахмеджанова, О.М. Борисова и К.К. Курбаниязова (1969), а также в соответствующих разделах монографий И.Е. Губина (1960), М.М. Кухтикова (1968), Г.С. Поршнякова (1973), Д.П. Резвого (1973), и поэтому нет необходимости к ним снова возвращаться.

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

В основе современных взглядов на тектоническое районирование Тянь-Шаня лежат принципы, в разработке которых большая роль принадлежит Д.В. Наливкину, В.А. Николаеву, А.В. Пейве, В.И. Попову, В.Н. Огневу, Н.М. Синицыну. В дальнейшем этому вопросу уделяли внимание А.С. Аделунг, М.А. Ахмеджанов, А.А. Богданов, О.М. Борисов, А.К. Бухарин, А.Е. Довжиков, Е.И. Зубцов, В.И. Кнауф, В.Г. Королев, М.М. Кухтиков, Г.С. Поршняков, Д.П. Резвой, Г.И. Макарычев, К.Л. Волочкович и др. Все схемы тектонического районирования Тянь-Шаня базируются на определениях возраста складчатости, типах разреза, структурном плане и морфологии структур.

Нужно заметить, что схемы разных авторов существенно отличаются как по числу выделяемых зон, так и по тем территориям, которые в них включаются. Различия в подходе к тектоническому районированию Тянь-Шаня связаны с неопределенностью понятия возраста складчатости, поскольку ему обычно отвечает длительный период времени, а также с ошибочным традиционным представлением о том, что геосинклинали возникают на континентальной земной коре в результате ее раздробления.

На первом этапе, начиная с геологических исследований Д.И. Мушкетова (1919) и до 30-х годов XX в., тектонические представления базировались на морфоструктурном методе анализа, который связывал происхождение крупных структур с проявлением интенсивных тангенциальных напряжений в земной коре. Важной вехой этого периода было представление Д.И. Мушкетова о тектоническом скучивании горных сооружений Средней Азии, в результате которого возникла Ферганская сигмоида. Эта идея, долгое время остававшаяся забытой, в свете новых данных приобретает важное значение для понимания тектоники Тянь-Шаня.

Первую схему тектонического районирования Тянь-Шаня предложил Д.В. Наливкин в работе "Очерк геологии Туркестана" (1926), впервые выделив в Тянь-Шане разновозрастные центральные, северные и южные дуги и установив последовательность миграции тектонической и магматической активности из Северного Тянь-Шаня в Южный. Основные выводы этой работы сохраняют свое значение и в настоящее время и, по существу, открывают второй этап в развитии представлений о тектонике Тянь-Шаня. В этот этап развивается историко-геологическое направле-

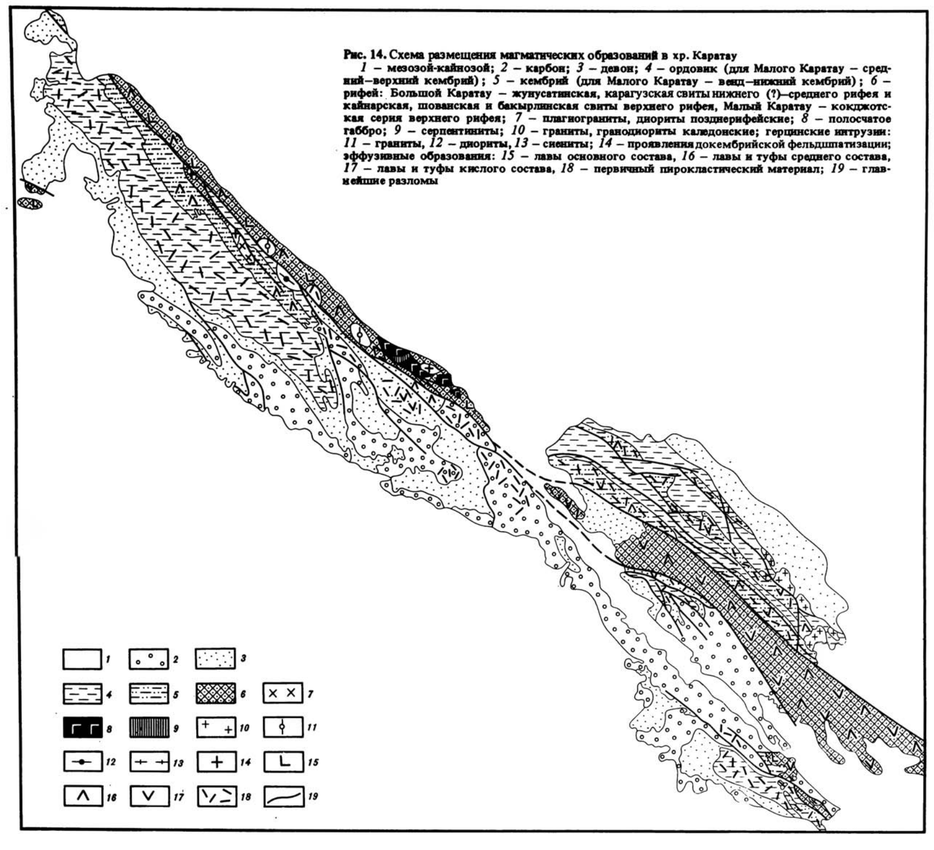


Рис. 14. Схема размещения магматических образований в хр. Каратау

1 – мезозой-кайнозой; *2* – карбон; *3* – девон; *4* – ордовик (для Малого Каратау – средний–верхний кембрий); *5* – кембрий (для Малого Каратау – венд–нижний кембрий); *6* – рифей: Большой Каратау – жунусатинская, карагузская свиты нижнего (?)–среднего рифея и кайнарская, шованская и баксырлинская свиты верхнего рифея, Малый Каратау – кокджотская серия верхнего рифея; *7* – плагиограниты, диориты позднерифейские; *8* – полосчатое габбро; *9* – серпентиниты; *10* – граниты, гранодиориты каледонские; герцинские интрузии: *11* – граниты, *12* – диориты, *13* – сиениты; *14* – проявления докембрийской фельдшпатизации; эффузивные образования: *15* – лавы основного состава, *16* – лавы и туфы среднего состава, *17* – лавы и туфы кислого состава, *18* – первичный пирокластический материал; *19* – главнейшие разломы

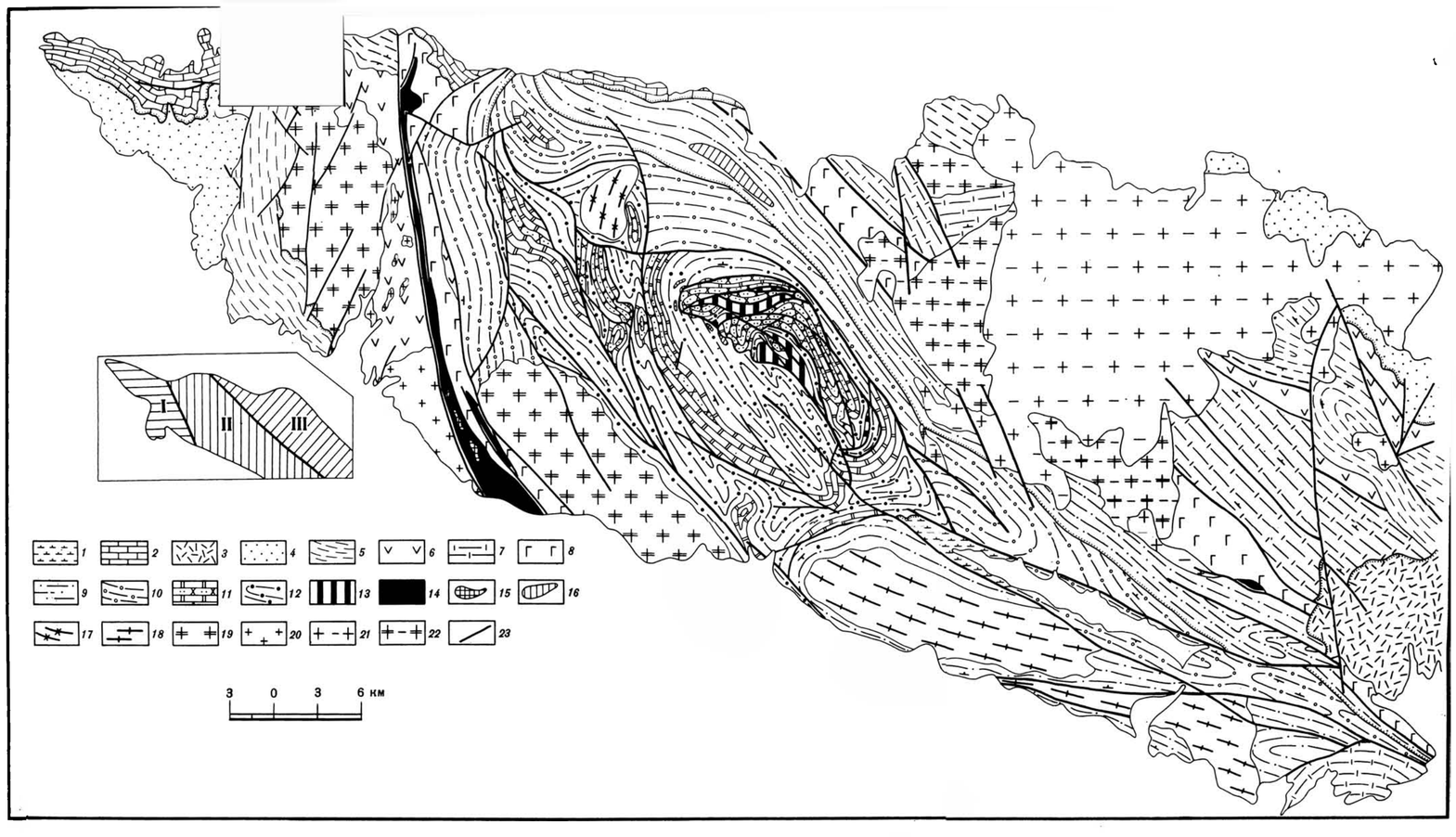


Рис. 16. Структурно-геологическая карта западной части Киргизского хребта. Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов В.Я. Медведева, И.Е. Медведевой, В.Г. Королева, В.В. Киселева и А.Б. Бакирова

1 – мел (?)-палеогеновые диабазовые порфириты; *2* – средний–верхний карбон: известняки; *3* – нижний девон–эйфель: эффузивы смешанного состава и их туфы; *4* – средний–верхний ордовик: песчаники, алевролиты, гравелиты; *5* – нижний–средний ордовик: глинистые, кремнистые сланцы; *6* – венд (?)–кембрий, каравчинская свита: преимущественно эффузивы среднего состава и их туфы; *7* – венд, мраморизованные известняки; *8* – верхний рифей, терекская свита: спилиты, диабазы, кремнистые сланцы; *9* – средний рифей, кенкольская серия: переслаивание глинистых сланцев и известняков; нижний рифей (?): *10* – канидинская свита: слюдистые сланцы и мраморизованные известняки, *11* – ачисташская свита: мраморы и слюдистые кварциты, *12* – иельдинская свита: амфиболиты, слюдяно-гранатовые сланцы; дорифейские образования: *13* – эклогитовая формация, *14* – гипербазиты и габбро, *15* – рефлектовые тела перидотитов; *16* – дайки и силлы габбро-диабазов; *17* – плагиогранито-гнейсы; *18* – диориты, гранодиориты, граниты среднего рифея; *19* – диориты кембрийские; *20* – граниты ордовикские; *21* – щелочные и субщелочные граниты силурийские; *22* – диориты и сиенито-диориты силурийские; *23* – разрывы. На врезке блоки: I – Каравчинский, II – Макбальский, III – Кенкольский

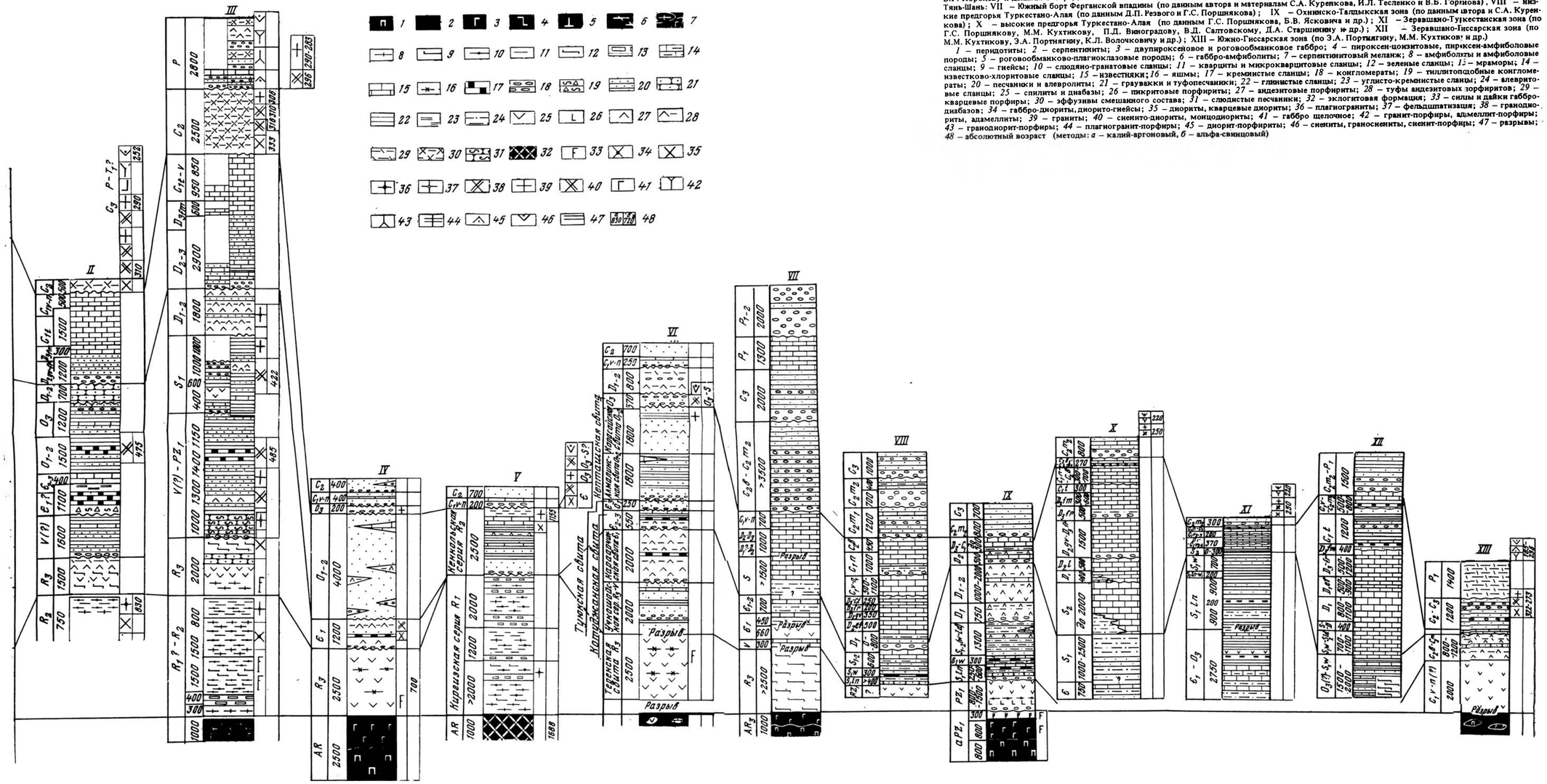
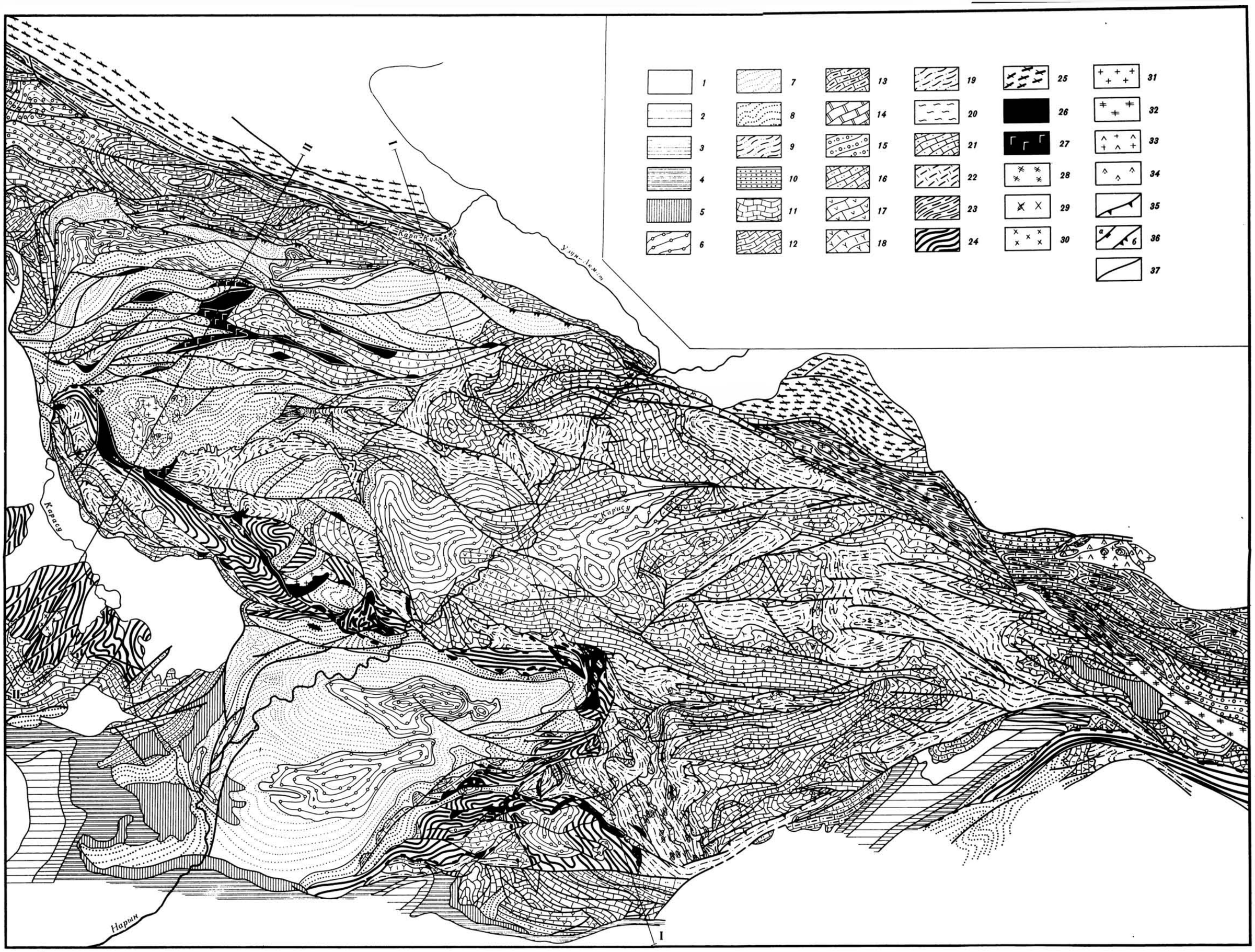


Рис. 17. Схема эволюции тектонического режима и магматизма в геосинклиналях Западного Тянь-Шаня

I – хр. Каратау; II – Пскемский хребет; III – Чаткальский хребет (I–III – по Г.И. Макарычеву). Западная часть Киргизского хребта: IV – Каравчинский блок (по В.В. Киселеву, В.Я. Медведеву и данным автора), V – Макбальский блок (по В.А. Николаеву, В.Н. Огневу, И.Е. Медведевой, В.Г. Королеву и данным автора), VI – Кенкольский блок (по В.В. Киселеву, А.С. Степаненко и данным автора); Ферганская впадина и Южный Тянь-Шань: VII – Южный борт Ферганской впадины (по данным автора и материалам С.А. Куренкова, И.Л. Тесленко и В.Б. Горлова), VIII – низкие предгорья Туркестано-Алая (по данным Д.П. Резвого и Г.С. Поршнякова); IX – Охнинско-Галдыкская зона (по данным автора и С.А. Куренкова); X – высокие предгорья Туркестано-Алая (по данным Г.С. Поршнякова, Б.В. Ясковича и др.); XI – Зеравшано-Туркестанская зона (по Г.С. Поршнякову, М.М. Кухтикову, П.Д. Виноградову, В.Д. Салтовскому, Д.А. Старшинину и др.); XII – Зеравшано-Гиссарская зона (по М.М. Кухтикову, Э.А. Портнягину, К.Л. Волочковичу и др.); XIII – Южно-Гиссарская зона (по Э.А. Портнягину, М.М. Кухтикову и др.)

1 – перидотиты; *2* – серпентиниты; *3* – двупироксеновое и роговообманковое габбро; *4* – пироксен-цоизитовые, пироксен-амфиболовые породы; *5* – роговообманково-плагиоклазовые породы; *6* – габбро-амфиболиты; *7* – серпентинитовый меланж; *8* – амфиболиты и амфиболовые сланцы; *9* – гнейсы; *10* – слюдяно-гранатовые сланцы; *11* – кварциты и микрокварцитовые сланцы; *12* – зеленые сланцы; *13* – мраморы; *14* – известково-хлоритовые сланцы; *15* – известняки; *16* – яшмы; *17* – кремнистые сланцы; *18* – конгломераты; *19* – тиллитоподобные конгломераты; *20* – песчаники и алевролиты; *21* – граувакки и туфопесчаники; *22* – глинистые сланцы; *23* – углисто-кремнистые сланцы; *24* – алевритовые сланцы; *25* – спилиты и диабазы; *26* – пикритовые порфириты; *27* – андезитовые порфириты; *28* – туфы андезитовых порфиритов; *29* – кварцевые порфиры; *30* – эффузивы смешанного состава; *31* – слюдистые песчаники; *32* – эклогитовая формация; *33* – силы и дайки габбро-диабазов; *34* – габбро-диориты, диорито-гнейсы; *35* – диориты, кварцевые диориты; *36* – плагиограниты; *37* – фельдшпатизация; *38* – гранодиориты, адамеллиты; *39* – граниты; *40* – сиенито-диориты, монцодиориты; *41* – габбро щелочное; *42* – гранит-порфиры, адамеллит-порфиры; *43* – гранодиорит-порфиры; *44* – плагиогранит-порфиры; *45* – диорит-порфириты; *46* – сиениты, граносиениты, сиенит-порфиры; *47* – разрывы; *48* – абсолютный возраст (методы: *а* – калий-аргоновый, *б* – альфа-свинцовый)



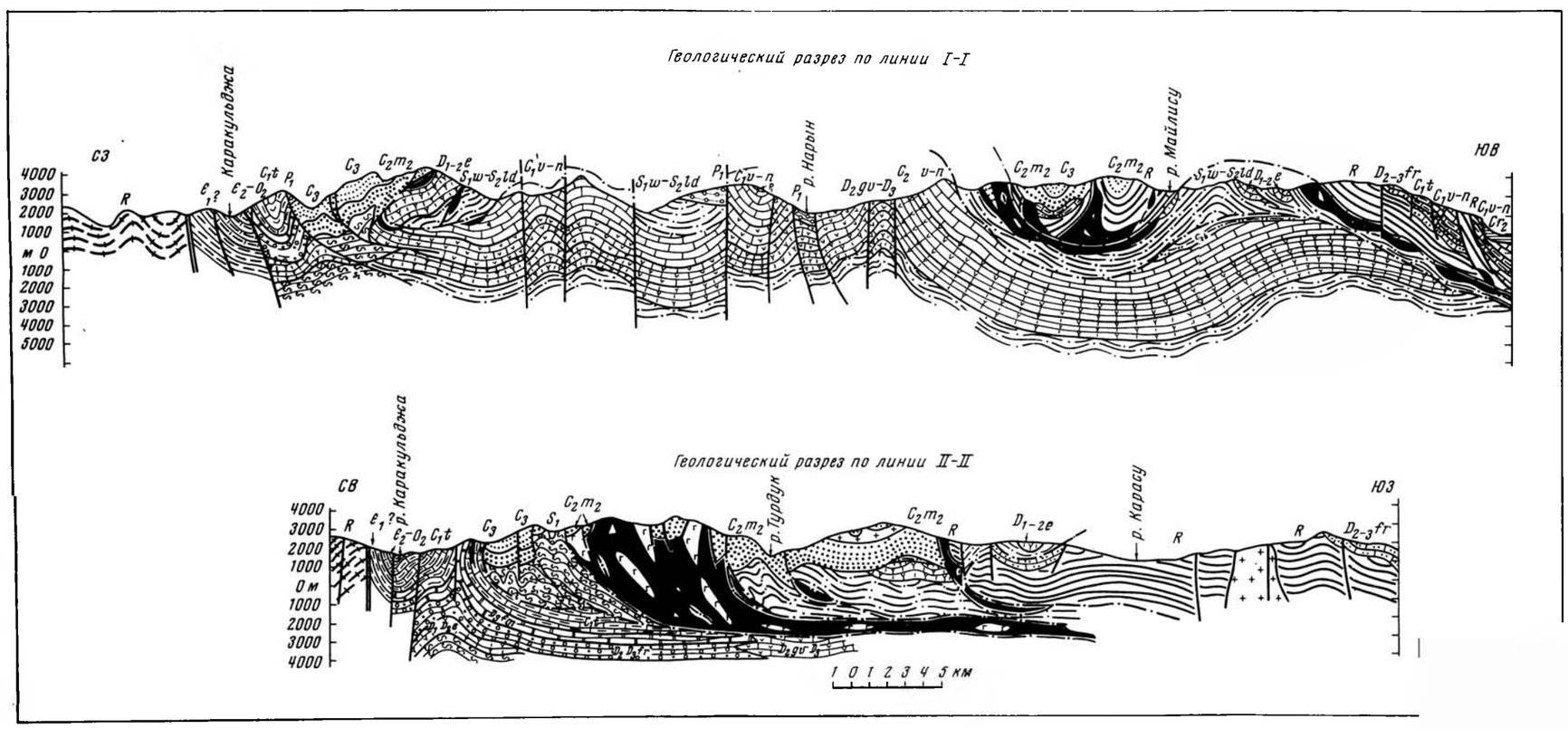


Рис. 39. Схематическая структурно-геологическая карта Северной Ферганы. Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов Г.И. Бискэ, В.Ф. Бородаенко, В.И. Долматова, Н.В. Иванова, В.И. Кнауфа, В.Н. Огнева, Г.С. Поршнякова, Л.И. Турбина, В.М. Тюленева и В.Ф. Храмкова

1 – четвертичные отложения; *2* – палеоген–неоген; *3* – палеоген; *4* – верхний мел; *5* – юра; *6* – нижняя пермь: конгломераты, песчаники; *7* – верхний карбон: песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки; *8* – средний карбон, московский ярус: конгломераты, песчаники, известняки; *9* – намюрский ярус – башкирский ярус (для разрезов Южного Тянь-Шаня) : конгломераты, песчаники, пестрые кремнистые сланцы, туфы, известняки; *10* – намюрский ярус (для Ферганской впадины) : конгломераты, песчаники, известняки; *11* – везейский и намюрский ярусы: известняки; *12* – турнейский ярус (для Срединного Тянь-Шаня и Ферганской впадины) : известняки; *13* – верхний девон–нижний карбон (для Ферганской впадины) : известняки; *14* – фаменский ярус (для Срединного Тянь-Шаня и Ферганской впадины) : известняки; *15* – живетский и франский ярусы (для Срединного Тянь-Шаня) , тюлькубашская свита: конгломераты, песчаники, линзы известняков; *16* – живетский и франский ярусы (для Ферганской впадины) : известняки, доломиты; *17* – живетский ярус–верхний девон: андезитовые и диабазовые порфириты, известняки и доломиты; *18* – нижний девон–эйфельский ярус: конгломераты, диабазы, туфы, рифогенные известняки; *19* – венлокский–лудловский ярусы, сересуйская свита (для Южного Тянь-Шаня) : граувакки, глинистые и кремнистые сланцы, диабазы, известняки; *20* – лландоверийский ярус (для Срединного Тянь-Шаня) : песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, диабазовые и андезитовые порфириты, рифогенные известняки; *21* – верхний ордовик (для Срединного Тянь-Шаня) : песчаники, гравелиты; *22* – средний кембрий–средний ордовик, сандалашская свита (для Срединного Тянь-Шаня) : тиллитоподобные конгломераты, песчаники, кремнистые сланцы, известняки; *23* – нижний кембрий, шорашуйская свита (для Срединного Тянь-Шаня) : конгломераты, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы; *24* – рифей Ферганской впадины, майлисуйская свита: хлорит-серицитовые, актинолитовые и другие зеленые сланцы, порфиритоиды и порфироиды; *25* – рифейский метаморфизованный комплекс Северного Тянь-Шаня; *26* – серпентиниты; *27* – габбро; *28* – габбро-диориты; *29* – мелкие тала диоритов; *30* – сиенит-порфиры; *31* – диорит-порфириты; *32* – проявление гранитизации; *33* – сиениты; *34* – монцониты, габбро, эссекситы; *35* – надвиги послебашкирские; *36* – надвиги послераннепермские: *а* – Западно-Карасуйский, *б* – Атойнокский; *37* – разрывы

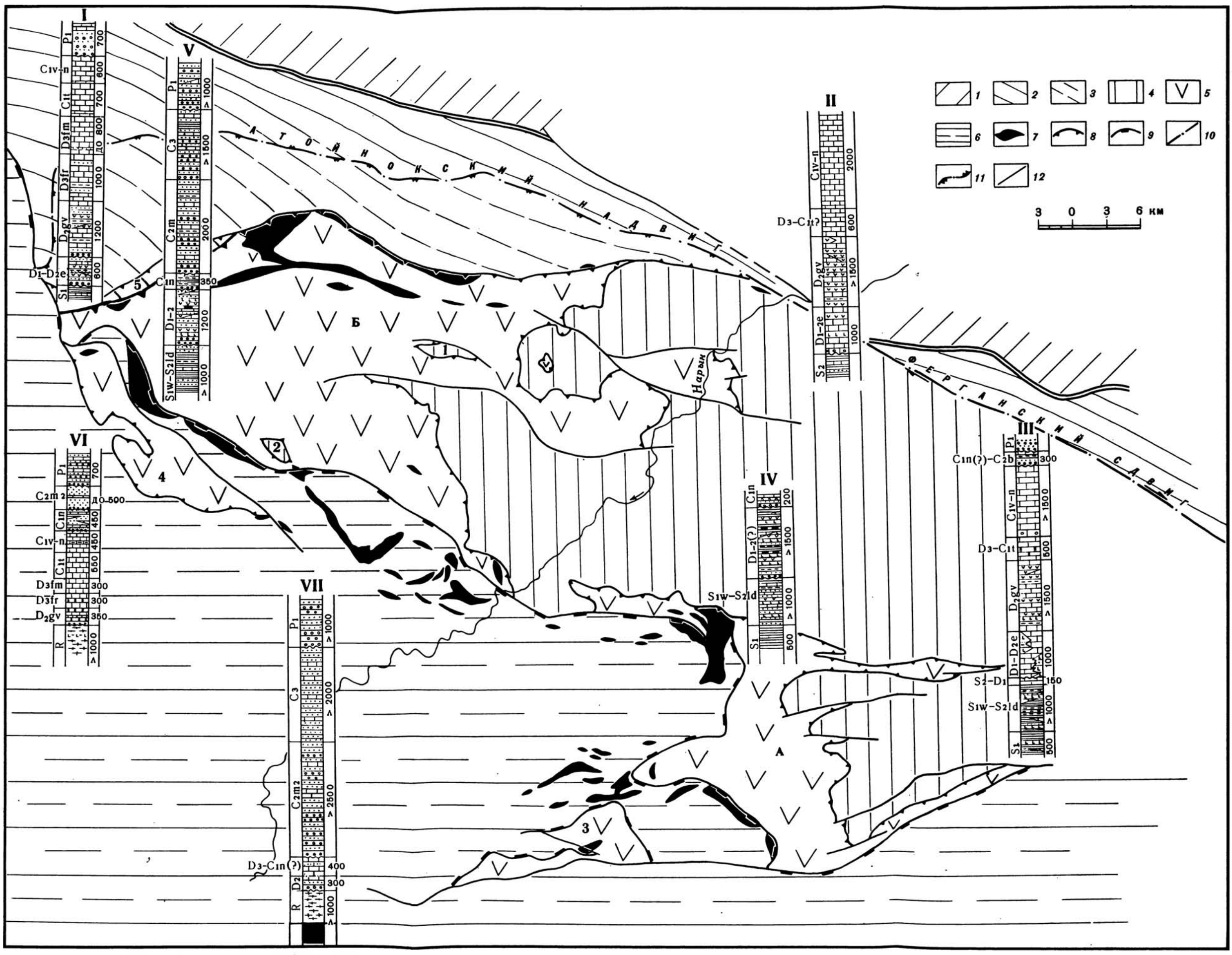


Рис. 40. Схема тектонического строения Северной Ферганы

1 – докембрийско-каледонская складчатая зона Северного Тянь-Шаня; *2* – каледонско-раннегерцинская складчатая зона Срединного Тянь-Шаня; *3* – то же, под покровом Южного Тянь-Шаня; позднегерцинская зона Южного Тянь-Шаня: *4* – автохтонный комплекс, *5* – аллохтонный комплекс ранних покровов, *6* – аллохтонный комплекс поздних покровов; *7* – выходы пород меланократового фундамента; *8* – надвиговая поверхность ранних покровов; *9* – надвиговая поверхность поздних покровов (Западно-Карасуйский надвиг); послепермские нарушения; *10* – Ферганский сдвиг, *11* – Атойнокский надвиг, *12* – сбросы и взбросы. Цифры и буквы на схеме: тектонические окна (1 – Оялма, 2 – Акджол, 3 – Кугай, 4 – Карасу, 5 – Кызылсу), останцы покровов (А – Сересу, Б – Турдук)

I – Срединный Тянь-Шань; II – Кызкурган; III – Баубашаты; IV – Сересуйский покров; V – Турдукский покров; VI – Бозбутау; VII – р. Майлису. Условные обозначения к колонкам см. на рис. 17

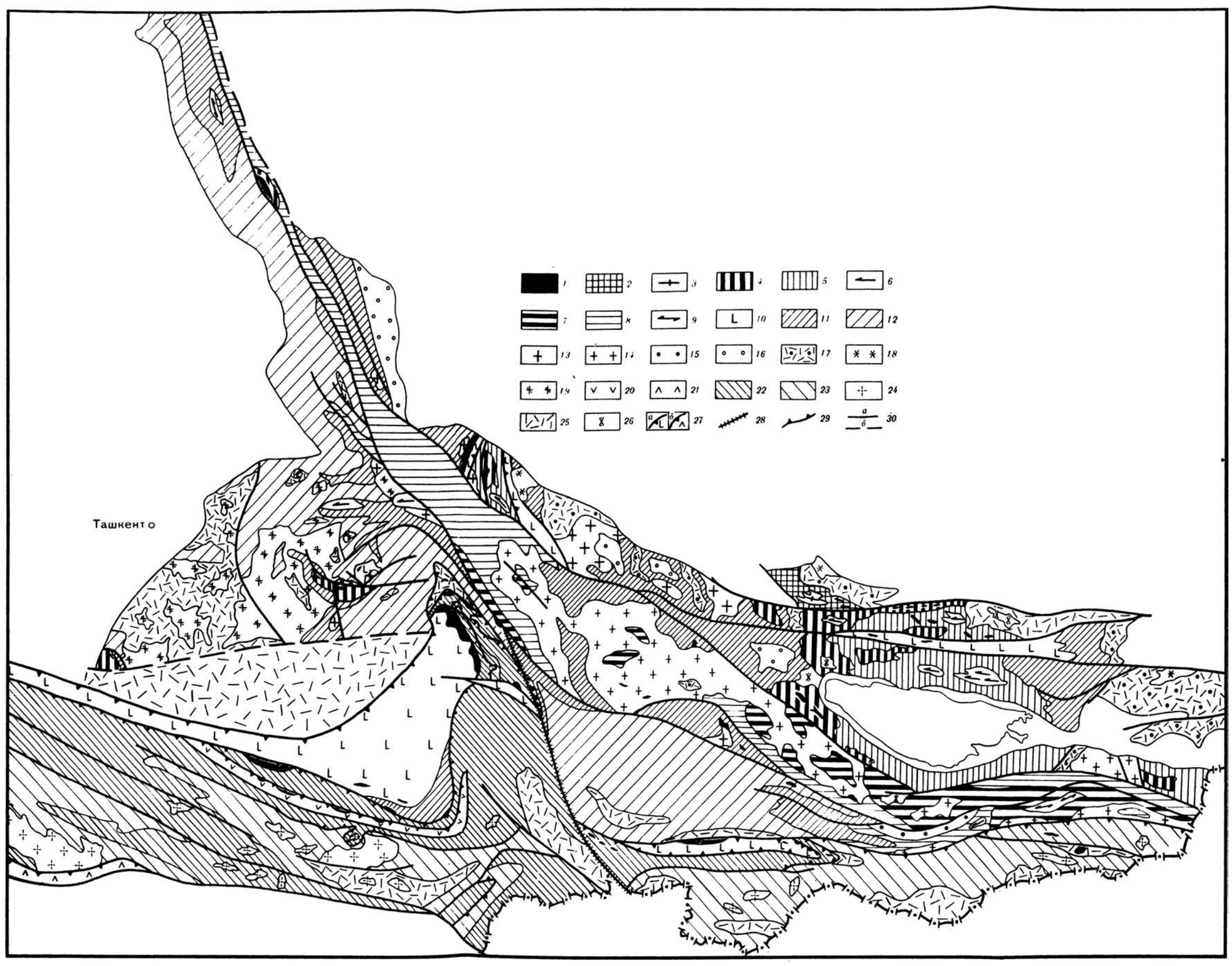


Рис. 56. Схема формирования континентальной земной коры Тянь-Шаня

1 – меланократовый фундамент: блоки гипербазитов и габбро, серпентинитовый меланж, протрузии серпентинитов.

Область с континентальной корой, сформировавшейся к началу позднего палеозоя. *Участки гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося к началу рифея (до 1,7 млрд. лет)*. *2* – комплексы пород океанической и переходной стадий нерасчлененные; *3* – комплексы-показатели формирования гранитно-метаморфического слоя: (плагиогранито-гнейсовая и диорито-гнейсо-мигматитовая автохтонные формации). *Участки гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося в среднем рифее (1275–800 млн. лет)*. Комплексы, отражающие стадии формирования гранитно-метаморфического слоя: *4* – комплексы пород океанической стадии, *5* – комплексы переходной стадии нерасчлененные, преимущественно вулканогенно-осадочные, *6* – комплексы–показатели формирования гранитно-метаморфического слоя: (плагиогранито-гранито-гнейсовая формация раннего рифея (Макбальский блок), диорито-гранодиорито-гранитная формация среднего рифея), *Участки гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося к концу рифея (720–680 млн. лет)*. Комплексы, отражающие стадии формирования гранитно-метаморфического слоя: *7* – комплексы океанической стадии, *8* – комплексы переходной стадии, преимущественно терригенные и флишоидные, реже вулканогенно-терригенные, *9* – комплексы–показатели становления гранитно-метаморфического слоя (диорито-гранодиоритовая формация). *Участки гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося к началу позднего палеозоя.* Комплексы, отражающие стадии формирования гранитно-метаморфического слоя: *10* – комплексы океанической стадии, *11* – комплексы раннего периода переходной стадии, преимущественно вулканогенно-осадочные, *12* – комплексы позднего периода переходной стадии, преимущественно карбонатно-терригенные, *13* – комплексы–показатели становления гранитно-метаморфического слоя (диорито-гранодиорито-гранитная формация), *14* – гранитоидные комплексы раннего палеозоя, наращивающие мощность рифейского гранитно-метаморфического слоя; комплексы-показатели становления континентальной коры: *15* – вулкано-плутоническая ассоциация позднего рифея, *16* – сероцветная молласса верхнего ордовика, *17* – силурийско-девонская вулкано-плутоническая ассоциация, *18* – позднеордовикская–раннесилурийская формация субщелочных-щелочных гранитоидов, *19* – средне-позднекарбоновая гранодиорито-гранитная формация.

Область с континентальной корой, сформировавшейся в позднем палеозое. Комплексы, отражающие стадии формирования гранитно-метаморфического слоя: *20* – комплексы пород океанической стадии (пикрито-спилито-диабазовая формация нижнего палеозоя), *21* – верхнепалеозойская формация того же состава в аллохтонном залегании (Южно-Гиссарская зона), *22* – комплексы раннего периода переходной стадии, преимущественно вулканогенно-осадочные (силурийско-нижнедевонская толща), *23* – комплексы позднего периода переходной стадии, преимущественно карбонатно-терригенные (средний девон – нижний карбон), *24* – комплексы–показатели становления гранитно-метаморфического слоя (диорито-гранодиорито-гранитная формация позднего палеозоя); комплексы–показатели становления континентальной коры: *25* – молласса, флишоидные толщи верхнего карбона – перми, *26* – формация субщелочных и щелочных гранитоидов поздней перми; *27* – комплексы океанической стадии в аллохтонном залегании: *а* – позднерифейские, *б* – позднепалеозойские; *28* – Ферганский сдвиг; *29* – надвиги; *30* – прочие разрывы: *а* – установленные, *б* – предполагаемые

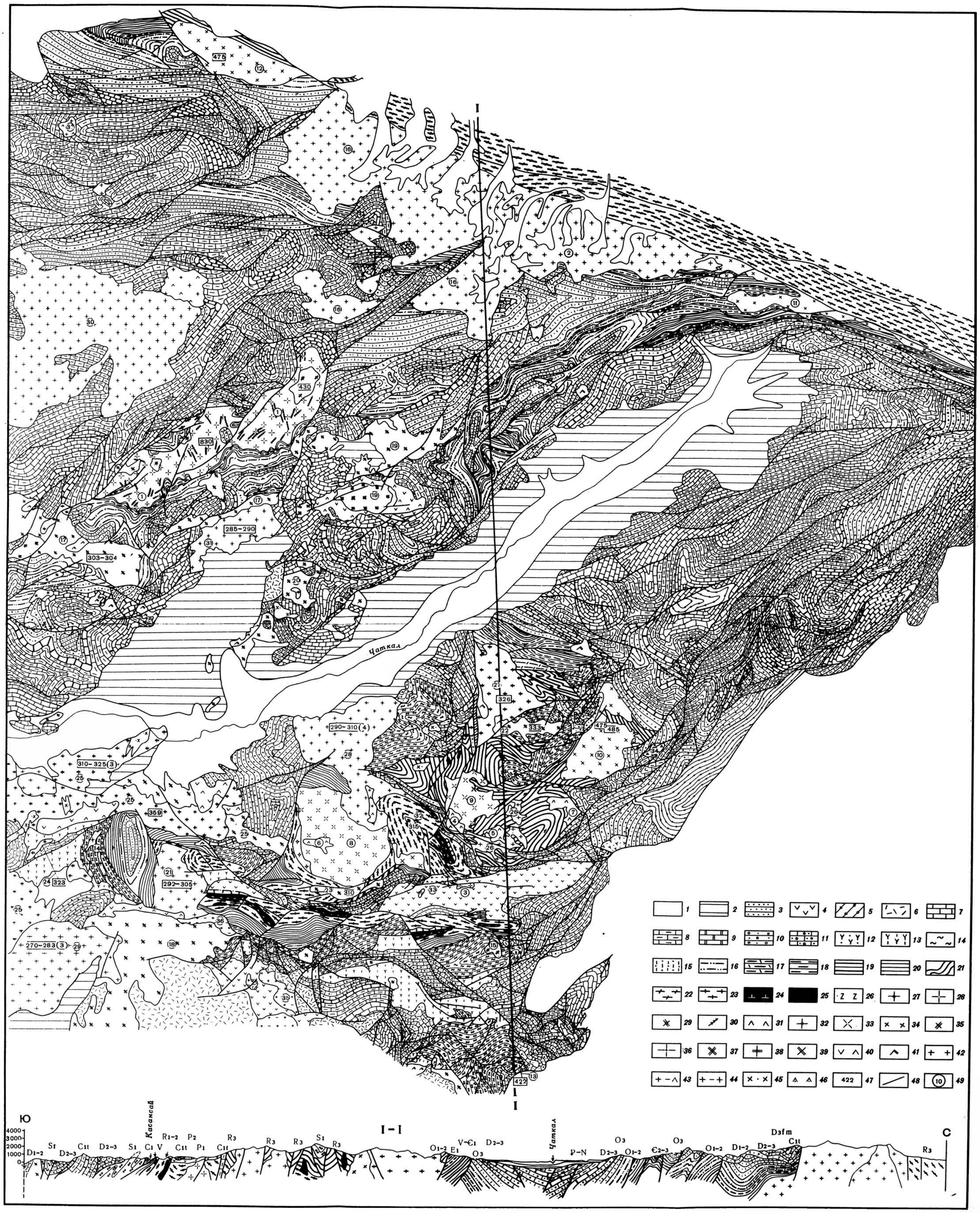


Рис. 41. Схематическая структурно-геологическая карта Чаткальского сектора Срединного Тянь-Шаня. Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов М.Д. Геся, И.И. Войтовича, В.И. Долматова, И.Л. Тесленко, В.Ф. Храмкова и др.

1 – четвертичные отложения; *2* – палеоген–неоген; *3* – верхняя пермь: риолиты, фельзиты, туфы; нижняя пермь: *4* – конгломераты, андезитовые порфириты, дацитовые порфиры, туфы, *5* – гравелиты, песчаники, известняки; *6* – средний карбон, минбулакская свита: андезитовые и диабазовые порфириты, туфы, туфоконгломераты; *7* – визейский ярус: известняки; *8* – турнейский ярус: известняки и доломиты; *9* – фаменский ярус: доломиты и известняки; средний–верхний девон: *10* – тюлькубашская свита: красноцветные конгломераты и песчаники, *11* – песчаники, алевролиты, доломиты, известняки; нижний девон – эйфельский ярус: *12* – конгломераты, песчаники, агломератовые туфы, *13* – андезитовые порфириты и их туфы, дацитовые порфиры, песчаники; *14* – нижний силур: песчаники, глинистые сланцы, спилиты и диабазы; *15* – верхний ордовик, аюторская свита: алевролиты, глинистые сланцы, линзы известняков и конгломератов; *16* – средний и верхний ордовик: глинистые и кремнистые сланцы; *17* – верхний и средний кембрий: известняки; *18* – нижний кембрий: кремнистые, углисто-кремнистые сланцы; *19* – венд (?) –нижний кембрий: тиллитоподобные конгломераты, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, линзы диабазовых и андезитовых порфиритов; *20* – венд (?) –нижний палеозой нерасчлененные; *21* – верхний рифей, каратерекская свита: зеленые сланцы, спилиты и диабазы; *22* – верхний рифей Северного Тянь-Шаня: сланцы; *23* – средний–нижний рифей, касанская свита: эклогиты, амфиболиты, гнейсы, слюдяные сланцы, мраморы; *24* – дорифейский меланократовый метаморфический комплекс; *25* – протрузии серпентинитов

Интрузивные комплексы: *26* – сууктепинский среднерифейский комплекс: диорито-гнейсы, кварцевые диориты; *27* – музбельский позднерифейский комплекс: плагиограниты, кварцевые диориты; *28* – бешторский позднерифейский комплекс (вторая стадия): граниты, адамеллиты; *29* – бешторский позднерифейский комплекс (первая стадия): гранодиориты порфиробластические; *30* – тундукский позднерифейский вулкано-плутонический комплекс: дайки диабазов, конгадиабазов и метадиабазов; *31* – среднетерекский венд (?) –раннепалеозойский комплекс: диориты и кварцевые диориты; *32* – зексайский раннепалеозойский комплекс (вторая стадия): лейкократовые граниты; *33* – то же (первая стадия): гранодиориты, гранодиорито-гнейсы; *34* – алабукинский ордовикский комплекс: гранодиориты; *35* – сумсарский силурийский комплекс: гранодиориты, граниты; *36* – кытайульдинский среднедевонский комплекс: плагиограниты; *37* – сандалаш-чаткальский среднекаменноугольный комплекс (пятая стадия): адамеллиты, гранодиориты, кварцевые монцониты; *38* – то же (четвертая стадия): гранодиориты и граниты; *39* – то же (третья стадия): гранодиориты, кварцевые диориты; *40* – то же (вторая стадия): монцодиориты и монцониты; *41* – то же (первая стадия): диориты и кварцевые диориты; *42* – алмасайский позднекаменноугольный комплекс: граниты и гранодиориты; *43* – пермо-триасовый (?) комплекс малых интрузий: сиенит-порфиты, граносиениты, граносиенит-порфиры, сиенит-диориты; *44* – то же: гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры; *45* – то же: гранодиорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты; *46* – то же: диорит-порфириты, лампрофиры, габбро; *47* – радиологические данные, в скобках количество определений; *48* – разрывы; *49* – интрузивные массивы. Цифры на карте: 1 – Бештор-Тундукский, 2 – Музбельский, 3 – Алмалыбулакский, 4 – Верхне-Сокурбельский, 5 – Среднетерекский, 6 – Кочкоротинский, 7 – Кумбельташский, 8 – Зексайский, 9 – Саардыкский, 10 – Алабукинский, 11 – Кураматорский, 12 – Аксайский, 13 – Сумсарский, 14 – Кытайульдинский, 15 –Караагачкский, 16 – Монасский, 17 – Ихнач-Каракорумский, 18 – Ангренский, 19 – Средне-Сандалашский, 20 – Нижне-Сандалашский, 21 – Раватский, 22 – Чакырторский, 23 – Агдагульский, 24 – Четкисайский, 25 – Акбулакский, 26 – Сокурбельский, 27 – Кызылторский, 28 – Туюкский, 29 – Арашанский, 30 – Майдантальский, 31 – Алмасайский, 32 – Каттасарайский, 33 – Нижне-Терекский, 34 – Мискенский, 35 – Кугалинский, 36 – Чалкидинский, 37 – Ирисуйский

ние исследований – в основу тектонического районирования ставится возраст складчатости (В.А. Николаев, 1933, 1939; А.В. Пейве, 1937, 1938; В.И. Попов, 1938; и др.).

В.А. Николаев разделил выделенные Д.В. Наливкиным центральные дуги на три зоны: Чаткало-Нарынскую, Кураминскую и Фергано-Кокшаальскую. Северные дуги Тянь-Шаня рассматривались им в герцинской структуре в качестве геоантиклинальной области. В.А. Николаевым обоснована тектоническая природа границы между северными и центральными дугами, названная важнейшей структурной линией Тянь-Шаня, вдоль которой, по его мнению, произошло тектоническое сближение упомянутых дуг.

В.И. Попов в работе "История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня" (1938) на основе анализа геологических формаций обосновал структурную самостоятельность Срединного Тянь-Шаня. Применительно к Тянь-Шаню он впервые высказал мнение о длительности складкообразования, одновременного с осадконакоплением. Анализ развития поднятий и прогибов привел В.И. Попова к выделению так называемых пограничных разломов (дискордантногенных). По сути дела, в его работе содержатся зачатки представлений ядерного развития Тянь-Шаня.

В работах А.В. Пейве этого периода (1937–1938 гг.) дается обоснование различного возраста структур Западного Тянь-Шаня, обсуждается характер границ между тектоническими зонами, в частности, вопрос о существовании переходных фаций между разрезами северного и южного типов. В дискуссии по вопросу о характере границ между крупными структурными зонами Тянь-Шаня участвовали В.Н. Огнев (1935, 1937, 1939) и С.С. Шульц (1948). Н.В. Огнев (1935) большую роль в формировании складчатых структур Тянь-Шаня отвел горизонтальным движениям, убедительно доказав сдвиговую природу Таласо-Ферганского разлома.

Таким образом, период с 1926 по 1940 г. характеризуется разработкой схем тектонического районирования Тянь-Шаня, которые послужили основой для современных представлений о зональном строении Тянь-Шаня.

В дальнейшем сущность новых тектонических схем сводится к уточнению границ между зонами и разработке принципов более дробного их расчленения. Ведущим принципом по-прежнему остается возраст складчатости.

Развивая это направление, Н.М. Синицын (1957, 1960) подразделил складчатые сооружения Южного Тянь-Шаня на разновозрастные зоны. Он разработал принцип зонального тектонического районирования по комплексу признаков: возрасту и типу складчатости, типу разреза, особенностям магматизма. Границами зон, по его мнению, являются краевые разломы. По существу, эти признаки легли в основу всех последующих схем тектонического районирования Тянь-Шаня (Зубцов, 1956 а, б; Вонгаз, 1958а, б; Огнев, 1959; Довжиков, 1960; Королев, 1961а, б; Кухтиков, 1963; Кнауф, 1966; Кухтиков, 1969; и др.).

Период с начала 40-х и до конца 60-х годов характеризуется господством идей о решающей роли вертикальных движений в формировании структуры складчатых областей. Такое направление тектонической мысли не только отразилось на развитии представлений о тектонике Тянь-Шаня в работах геологов этого периода, но в значительной мере и формировалось на материалах по Тянь-Шаню. В процессе дискуссии о природе важнейшей структурной линии Тянь-Шаня возникли первые представления о конседиментационных разломах как о глубинных структурах, которые контролируют осадконакопление и проявления магматизма. Эти представления явились основой возникновения нового направления в геотектонике – учения о глубинных разломах, выдающаяся роль в создании которого в нашей стране принадлежит В.И. Попову (1938) и А.В. Пейве (1945, 1956а, б; 1960). Установление блокового строения земной коры не только оказало решающее влияние на дальнейшее развитие принципов тектонического районирования складчатых областей и Земли в целом, но и привело к пересмотру ряда уже сложившихся представлений по главнейшим вопросам тектоники. С глубинными разломами стали связывать ограничения платформ, а также заложение геосинклиналей и положение целых складчатых поясов (Хаин, 1963, 1969), проявления магматизма (Резвой, 1973), торцовые сочленения разновозрастных систем и т.д. Возникло

много классификаций глубинных разломов, появились первые представления об эволюции этих разломов (Суворов, 1968, 1973). Глубинными разломами стали объяснять зоны геофизических аномалий, поля развития гранитоидов, а зоны фациальных переходов стали связывать с развитием конседиментационных разломов меньших глубин заложения и длительности развития. Одним словом, наметилась тенденция, при которой фациальные различия соседних блоков стали связывать исключительно с движениями по разломам в период осадконакопления.

Такие представления особенно широко распространены в настоящее время среди исследователей Тянь-Шаня (Каледа, 1965; Довжиков, 1971; Резвой, 1973; Кнауф, 1973а, б; и др.). Так, под влиянием идей о ведущей роли вертикальных движений постепенно складывалось представление о тектонической зональности Тянь-Шаня. Тектонические зоны стали рассматривать как узкие блоки земной коры, ограниченные глубинными и краевыми разломами, обладающие самостоятельным тектоническим режимом и автономной складчатостью (Кухтиков, 1969). На схемах тектонического районирования Тянь-Шаня разных авторов, опубликованных в последние годы, показано свыше 20 зон и подзон. Их границами обязательно являются глубинные разломы или зоны разломов, причем под зонами разломов некоторые исследователи (Резвой, 1973) понимают обширные протяженные области, включающие складчатые структуры разного возраста, и приписывают этим зонам ведущую роль в проявлении магматизма как ультраосновного и основного, так и кислого составов. Такое широкое понимание глубинных разломов по своей сути отличается от классического определения, данного этой категории структур в работах А.В. Пейве (1945).

Противоположными изложенному выше направлению в понимании тектоники Тянь-Шаня являются представления Г.С. Поршнякова (1960–1973 гг.). Им выделены различные типы одновозрастных разрезов по принципу полноты, составу и мощности. Структурный анализ привел Г.С. Поршнякова к выводу о большой роли горизонтальных движений, выразившихся в тектоническом сближении разрезов разного типа по надвигам и обусловивших покровно-чешуйчатое строение Южного Тянь-Шаня. Эти же идеи, являющиеся развитием ранних представлений Д.И. Мушкетова и В.Н. Огнева, приняты В.С. Буртманом (1964–1973 гг.), Ш.Ш. Сабдюшевым, Р.Р. Усмановым (1971), Т.С. Замалетдиновым, В.Л. Клишевичем, А.В. Яговкиным (1968) и другими исследователями Южного Тянь-Шаня. Таким образом, представления о тектонической зональности региона складывались в ходе борьбы идей между сторонниками фиксизма и мобилизма.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФУНДАМЕНТЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

В свете современных идей об эволюции структуры земной коры большой интерес представляют высказывания предшественников о строении фундамента, на котором возникли геосинклинали прошлого, и о самом существе геосинклинального процесса.

В трактовке тектоники Тянь-Шаня господствует мнение о ведущей роли вертикальных движений в формировании складчатой структуры региона. Эти идеи вытекают из представления о том, что сиалическая кора существует на континентах повсеместно с глубокого докембрия и что ее раздробление глубинными разломами приводит к заложению геосинклиналей, развитие которых, в свою очередь, заканчивается образованием молодых платформ. Процесс поступательного развития возникших на сиалическом фундаменте геосинклиналей может быть прерван тектонической активизацией, в результате которой может последовать снова возвращение к начальной стадии геосинклинального процесса. Такие события могут повторяться неоднократно, и каждому повторению будет отвечать определенный тектоно-магматический цикл в развитии геосинклинальной области. На основе этих теоретических построений в ходе изучения геологического строения Тянь-Шаня были высказаны разные мнения о тектоническом режиме территории в докембрии и раннем палеозое. Широкое распространение получили две точки зрения.

Согласно первой, тектонической режим раннего докембрия привел к возникновению в Тянь-Шане эпикарельской платформы. С рифея эта протоплатформа испытывала неоднократное раздробление, одни ее части в разное время были вовлечены в геосинклинальный процесс и переработаны, другие оставались в виде консолидированных блоков и играли роль "жестких масс" или срединных массивов в рифейских и палеозойских складчатых поясах. К данной категории структур обычно относят Таримский, Южно-Гиссарский (Байсунский), Сулутерекский массивы и массив Юго-Западного Памира. Все они расположены к югу от складчатой зоны Южного Тянь-Шаня, и считается, что они когда-то составляли северную окраину Индостано-Китайской платформы. В северном обрамлении палеозоид такими "обломками" эпикарельской платформы являются Чуйская, Кендыктасская, Актюз-Боординская и Иссык-Кульская стабильные массы. Высказывается мнение, что рифейские геосинклинали Северного Тянь-Шаня заложились на сиалическом фундаменте эпикарельского возраста (Королев, 1967; Бакиров, 1973), а раннепалеозойские – на байкальском складчатом основании и, частично, та том же протоплатформенном сиалическом фундаменте (Киселев, Королев, 1972; Кнауф, 1973б). Анализируя осадконакопление раннего палеозоя в Срединном и Южном Тянь-Шане, Н.М. Синицын (1937) пришел к выводу о платформенном режиме развития этой территории в указанное время. В.Г. Королев (1967) этот тип развития Срединного Тянь-Шаня сравнивает с режимом подвижной платформы. Такой же точки зрения придерживаются Е.Д. Карпова (1961), В.И. Кнауф (1966), М.А. Ахмеджанов с соавторами (1967) и др. Согласно представлениям этих исследователей, геосинклинальный режим в Срединном Тянь-Шане начинается только в силуре, а геосинклинали Южного Тянь-Шаня заложились на докембрийском платформенном основании (М.А. Ахмеджанов с соавторами) или на "догеосинклинальном комплексе" (Поршняков, 1973; Зубцов и др., 1974), под которым понимается карбонатный разрез нижнего палеозоя.

Вторая точка зрения отличается от первой только трактовкой начала геосинклинального режима различных зон Тянь-Шаня. Так, Д.П. Резвой (1959) и Б.В. Яскович (1960, 1968) считали началом геосинклинального режима в Южном Тянь-Шане раннепалеозойское время, исходя из предположения, что геосинклинали Тянь-Шаня (а также эвгеосинклинали) закладывались на сиалическом докембрийском фундаменте в результате его раздробления глубинными разломами.

Таким образом, в обеих точках зрения нет расхождений по вопросу о возрасте сиалического фундамента. В них последовательно развивается идея о раздроблении и вовлечении в геосинклинальный процесс эпикарельской платформы и отмечается смещение этого процесса из Северного Тянь-Шаня в Южный. В наиболее полном виде эта концепция изложена В.В. Киселевым и В.Г. Королевым (1972). Характеризуя докембрийскую структуру региона, авторы пишут: "Общий рисунок позднедокембрийской тектоники отчетливо иллюстрирует идею распада некогда единого древнедокембрийского (послекарельского?) основания на серию глыб, разграниченных или узкими поясами подвижных зон, или собственно внутрикратонными прогибами" (с. 60). Позднедокембрийские эвгеосинклинали рассматриваются в качестве узких трогов, которые "на фоне общей структуры региона выглядят узкими лентами "метастаз", проникающих по зонам разломов в разбитое на блоки тело жесткой раннедокембрийской массы" (с. 66).

Иное мнение о тектоническом развитии Казахстана и Тянь-Шаня в докембрии и раннем палеозое высказали В.И. Попов, Н.А. Штрейс, А.А. Богданов и М.В. Муратов. В своих построениях эти исследователи подчеркивали поступательный ход геосинклинального процесса, обращая внимание на стадийность развития его во времени и неодновременность проявления разных стадий на площади.

В.И. Попов еще в 1938 г. высказал идею о магматическом разрастании земной коры на протяжении всей геологической истории Тянь-Шаня.

Н.А. Штрейс (1960), анализируя разрезы докембрия, высказал мнение, что фундамент палеозойских складчатых областей Казахстана и Средней Азии слагают геосинклинальные образования рифейского возраста, а более древние комплексы распространены локально и никогда здесь не слагали крупных платформенных

структур. Он пришел к мысли о латеральной неоднородности этой территории еще в раннедокембрийское время.

Позднее аналогичный вывод сделал А.А. Богданов (1965), показав, что Срединный и Северный Тянь-Шань в позднем докембрии и раннем палеозое одновременно испытали геосинклинальный режим развития и после орогенного этапа в отличие от Южного Тянь-Шаня превратились в эпигерцинскую платформу. Выступы более древних, чем рифейские, докембрийских образований в Казахстане и Средней Азии он рассматривал как области ранней консолидации. Эта точка зрения, в частности на природу Ферганской впадины, существенно отличалась от ранних высказываний А.Д. Архангельского (1941), поддержанных А.И. Рыбиным (1959) и А.Л. Яншиным (1965), которые считали, что под Ферганской впадиной находится погруженная древняя докембрийская плита.

Развитие идеи о стадийности геосинклинального процесса привело М.В. Муратова (1962, 1963, 1967) к выводу, что фундамент Альпийского пояса Европы также сложен складчатыми образованиями рифейского возраста и является тем основанием, на котором закладывались палеозойские геосинклинали.

Высказывания Н.А. Штрейса, А.А. Богданова и М.В. Муратова ставят под сомнение существование на обширной площади этой части Евразии древней докембрийской платформы, на которой позднее в результате активизации возникали молодые складчатые пояса, и, по-существу, содержат зачатки нового, генетического подхода к анализу геосинклинального процесса (направленность, стадийность, неравномерность). Необратимый характер геосинклинального развития подчеркивали многие исследователи (Белоусов, 1952, 1966; Николаев, 1953; Богданов, 1965; Муратов, 1963, 1967, 1969; Павловский, 1953, 1970; Хаин, 1964а, б; Милановский, Хаин, 1964; Обуэн, 1967; Шейнманн, 1968, 1970; и др.). Развитие геосинклинальных систем завершается превращением их в складчатые области. Разновременность геосинклинального развития крупных регионов земного шара и возникновение вследствие этого складчатых областей разного возраста послужили основанием для тектонического районирования последних по возрасту складчатости при составлении обзорных тектонических карт. Однако уже в конце 50-х годов ставился вопрос о другом подходе к районированию складчатых областей.

А.А. Богданов, Н.С. Шатский и А.Л. Яншин – составители "Объяснительной записки к Тектонической карте СССР и сопредельных стран" – считали возможным проводить тектоническое районирование не по концу геосинклинального развития, а по его началу. "Возможно иное возрастное подразделение структурных областей, а именно – не по концу геосинклинального развития, т.е. не по времени превращения складчатых геосинклинальных образований в платформенные, а, наоборот, по эпохам зарождения новых геосинклинальных областей и систем, т.е. по началу геосинклинального развития" (Богданов и др., 1957, с. 7). Однако в то время такой подход был невозможен по ряду причин, прежде всего из-за неопределенности представления о характере фундамента (обломки платформ, комплекс основания), на котором закладывались геосинклинали, а также неясности в отношении того, что считать началом зарождения геосинклинали.

Как правило, время зарождения геосинклиналей связывают с этапом преобладания погружения обширных областей, которому сопутствуют проявления основного вулканизма и внедрение основных и ультраосновных интрузий. Погружения обычно сменяются поднятиями, сопровождающимися кислым вулканизмом и внедрением гранитоидов. Неоднократная смена погружений поднятиями в одном и том же месте послужила основанием для выработки представления о полициклическом развитии земной коры. Полицикличность допускает наложение более поздних геосинклиналей (и эвгеосинклиналей) на гранитизированный фундамент предшествующих циклов развития, а поскольку продукты инициального магматизма несомненно являются мантийными образованиями, то для их транспортировки вверх обычно используются зоны глубинных разломов. Следовательно, традиционные представления о геосинклинальном процессе сводятся к установлению времени и механизма формирования складчатой структуры осадочной оболочки Земли.

Резкий перелом в развитии учения о геосинклиналях наступил в конце 60-х и начале 70-х годов, чему в большей мере способствовали успехи в изучении геологии дна океанов, а также исследования по проблеме связи процессов метаморфизма и гранитообразования с развитием структур геосинклинальных систем континентов. В последнее десятилетие получено много данных о геологическом строении дна океанов не только геофизическими методами, но и прямыми геологическими исследованиями – океаническое бурение, драгирование (Исследования по проблеме..., т. 1, 2, 1972, т. 3, 1974; Бонатти и др., 1973; Аументо и др., 1973, Дмитриев, 1975). В океанах первый верхний геофизический слой образован неконсолидированными осадками, второй – преимущественно базальтовой формацией. Третьему, базальтовому, слою отвечают габброиды, ниже которых залегают серпентинизированные перидотиты четвертого слоя. Драгирование и бурение дна океана показали, что в коре океанов отсутствуют продукты гранитоидного магматизма и такие высокометаморфизованные породы, как эклогиты, гранатовые амфиболиты и кристаллические сланцы, широко представленные в коре континентов. Следовательно, получили подтверждение представления геологов об основном отличии состава океанической коры от континентальной, заключающемся в том, что гранитообразования в коре океанов не происходило, и по этой причине в коре океанов отсутствует гранитно-метаморфический слой.

Однако на континентах обнаружены фрагменты коры океанического типа, находящиеся в тектонических соотношениях с блоками сиалической коры. Последние пронизаны множеством поколений гранитоидов. Это породы знаменитой триады Г. Штейнмана (Steinmann, 1926) или офиолитовой ассоциации (Пейве, 1969; Книппер, 1970). В Альпийской складчатой области в основании офиолитовой ассоциации всегда залегают ультраосновные породы, которые стратиграфически вверх сменяются полосчатыми габбро, перекрытыми основными эффузивами. Эффузивы ассоциируют с глубоководными пелагическими осадками – радиоляритами и пелитоморфными известняками. Сравнение разрезов офиолитовой ассоциации эвгеосинклинальных зон в складчатых поясах континентов с разрезами коры океанов показывает большое их сходство. Таким образом, была установлена общая закономерность строения нижних частей разреза эвгеосинклинальных зон континентов и разрезов современной океанической коры.

Большая роль в развитии нового направления в учении о геосинклиналях принадлежит А.В. Пейве. В работе "Океаническая кора геологического прошлого" (1969) им высказано мнение о том, что эвгеосинклинали в истории Земли всегда проходили океаническую стадию развития. А.В. Пейве подметил связь между структурами современных океанов, в которых гранитный слой отсутствует или имеет малую мощность (островные дуги, окраинные моря), и складчатыми зонами континентов (геосинклинали прошлого), для которых характерно наличие мощного гранитного слоя. Второй вывод, вытекающий из сходства указанных разрезов, заключается в том, что на месте складчатых поясов некогда располагались пространства с океаническим типом строения коры. Эти новые идеи послужили своеобразным импульсом к пересмотру представления о положении офиолитовой ассоциации в пределах Евразии. За короткое время фрагменты океанической коры геологического прошлого были изучены в Альпийской складчатой области (Казьмин, 1966; Книппер, 1969, 1971 а,б, 1975; Ломизе, 1970), в герцинидах Урала (Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Перфильев, Руженцев, 1973), на Тихоокеанском побережье (Марков и др., 1972), в фундаменте Восточно-Европейской платформы (Новикова, 1975), в палеозоидах Казахстана и Тянь-Шаня (Муратов, 1972; Макарычев, Штрейс, 1973; Макарычев, Висьневский, 1973; Макарычев, Пазилова, 1973; Макарычев, 1974). Было подтверждено мнение А.В. Пейве и А.Л. Книппера о том, что офиолитовая ассоциация имеет двучленное строение: гипербазито-габбровое основание и вулканогенно-кремнистую покрышку разного возраста.

Полученные новые факты привели к пересмотру ряда положений учения о геосинклиналях. Прежде всего это коснулось существа геосинклинального процесса. Еще совсем недавно геосинклинальный процесс рассматривался с точки зрения времени и механизма формирования складчатой структуры осадочной оболочки Зем-

ли, и при этом подразумевалось, что сиалическая кора существует на континентах повсеместно с глубокого докембрия. Теперь многие исследователи стали считать, что гранитно-метаморфический слой является вторичным по отношению к базальтовому слою Земли и что его формирование происходит в ходе геосинклинального процесса (Штрейс, Макарычев, 1969; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве и др., 1972). Этот принципиально новый генетический подход к определению геосинклинального процесса, сущность которого заключается в преобразовании вещества мантии с последовательным формированием базальтовой и гранитной оболочек Земли, был бы невозможен без больших достижений, прежде всего – в изучении связей явлений магматизма и структурообразования. Новому подходу в немалой степени способствовало учение о геологических формациях, основоположниками которого являются Н.С. Шатский (1964) и Н.П. Харасков (1967). Большой вклад в изучение магматических формаций также внес Ю.А. Кузнецов (1964).

Проблема связи магматизма и метаморфизма с развитием геосинклинальных систем всегда привлекала внимание геологов. По сути дела, само понятие геосинклинали, геосинклинального процесса немыслимо без учета явлений магматизма. Большую роль этому в теории геосинклинали отводили основоположники этого учения – Дж. Холл, Дж.Д. Дэна, Э. Ог. В наиболее полном виде концепция создана Г. Штилле (1964). Она до сих пор пользуется признанием многих ученых как за рубежом, так и в нашей стране. Стали привычными такие понятия и термины, как инициальный (или начальный) магматизм, синорогенный гранитоидный магматизм, субсеквентный магматизм, финальный магматизм. Каждый тип магматизма отражает определенный этап в развитии геосинклинальной системы. Согласно этой концепции, смена инициального магматизма синорогенными гранитоидами может осуществляться не один раз, что обусловливает полицикличность в развитии геосинклинальной системы. По Г. Штилле, инициальный магматизм всегда быстро сменяется синорогенным гранитоидным магматизмом в период проявления фаз складчатости на всем пространстве геосинклинальной системы. Эта концепция не предусматривает каких-либо закономерностей связи различных типов магматизма с конкретными структурами. В ходе геосинклинального режима не происходит нового прироста сиалических масс, а осуществляется только неоднократное плавление ранее существовавшего сиалического (гранитного) слоя.

Магматическая концепция теории геосинклинали быстро завоевала всеобщее признание. Она использовалась для классификации геосинклиналей по вещественному признаку (Муратов, 1957, 1962; Богданов, 1959; Хаин, 1948, 1964в; Белоусов, 1954; Штрейс, 1951; и др.). Изучение магматизма геосинклинальных систем привело к выделению эв- и миогеосинклиналей, при этом считалось, что они закономерно сменяют друг друга по латерали (Кэй, 1951; Штилле, 1964; Обуэн, 1967). Этот вывод, полученный при изучении Альп и Аппалачей, применен и для других геосинклинальных систем, в частности для Тянь-Шаня (Королев, 1961а; Кухтиков, 1968; Довжиков, 1971; Кнауф, 1973б; и др.). Особенности магматизма геосинклиналей использованы для металлогенических обобщений (Билибин, 1955; Карпова, 1953; 1958; Шеглов, 1971; и др.). Тот же принцип положен А.В. Пейве и В.М. Синицыным (1950) в основу выделения первичных, вторичных и остаточных геосинклиналей.

Однако многие положения концепции Г. Штилле и его последователей вызывали возражения, особенно по вопросу о связи гранитоидного магматизма со структурообразованием. Прежде всего критическому рассмотрению подверглось представление о том, что в период складчатости происходит погружение сиалического слоя и осадков и их переплавление, что приводит к образованию гранитов на всем пространстве развивающейся геосинклинальной системы. Изучение гранитоидного магматизма в конкретных складчатых областях выявило его приуроченность к зонам геоантиклинальных поднятий. На связь гранитообразования с поднятиями указывали П.Н. Кропоткин (1953), Е.В. Павловский (1953), В.В. Белоусов (1954, 1966), Т.Г. Павлова (1964), В.Е. Хаин (1964а), Г.И. Макарычев (1964), М.В. Муратов (1967, 1969) и др. Отдельные исследователи отмечали латеральную неравномерность проявления процессов гранитообразования, которая обусловливала, по их мнению, различие в глубинном строении разных зон геосинклинальных систем.

Так, В.И. Попов (1955, 1964) в пределах Средней Азии выделил ядерные и межъядерные зоны. В ядерных зонах, по его мнению, осуществляется активный рост сиалической коры. Межъядерные зоны характеризуются мощным осадконакоплением в прогибах, унаследованных от "первичноокеанических депрессий". Таким образом, В.И.Попов поставил вопрос об эволюции земной коры в ходе геосинклинального процесса. Та же мысль проводится в работах Н.П.Васильковского (1960), Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина (1964; Хаин, 1964а,б). "Миграция прогибов и разрастание поднятий ведет в конце концов к образованию достаточно протяженного, хотя и неоднородного по мощности гранитного слоя" (Хаин, 1964а, с. 66). В.Е. Хаин (1964б, с. 24) также сформулировал положение о направленном развитии оболочек Земли: "Ведущая роль в развитии земной коры принадлежит бесспорно направленности, определяющей генеральную линию этого развития – от океанических платформ к геосинклинальным подвижным поясам и от геосинклинальных поясов к материковым платформам, с последовательным возрастанием мощности коры сначала за счет базальтового слоя, наращиваемого вулканическими извержениями, затем за счет осадочного слоя и, наконец, гранитного слоя, возникающего при ультраметаморфизме осадочных толщ".

Большая роль в разработке нового генетического понимания геосинклинального процесса принадлежит Н.А. Штрейсу, раскрывшему сущность связей между проявлениями гранитоидного магматизма и структурообразованием геосинклинальных систем. Согласно представлениям Н.А.Штрейса (1967а,б, 1968), гранитоидный магматизм, так же как и ультраметаморфизм, начинается в зонах геоантиклинальных поднятий, последовательно охватывает геосинклинальные прогибы по мере их вовлечения в поднятия. Этот процесс, протекающий неравномерно во времени и пространстве, приводит к созданию гранитно-метаморфического слоя земной коры. Гранитоидный магматизм представляет собой длительно развивающийся процесс в областях поднятий. Он не связан генетически ни с фазами складчатости, ни с глубинными разломами. "Охватывание "гранитным" слоем всей геосинклинальной системы приводит к ее консолидации . . ." (Штрейс, 1968, с. 9). "Полную противоположность, не только по своему вещественному составу, но и тектоническому положению, представляет формация гипербазитов . . . Гипербазиты являются чуждыми процессу становления гранитного слоя . . ." (Штрейс, 1967а, с.20). Это высказывание о "чуждости" формации гипербазитов геосинклинальному процессу, сущность которого Н.А.Штрейс видит в становлении гранитно-метаморфического слоя земной коры, оказалось весьма важным для понимания развития оболочек Земли. Теперь установлено, что гипербазиты и габбро слагают тот фундамент, на котором развиваются современные геосинклинальные системы и закладывались геосинклинальные системы геологического прошлого. Теоретические построения Н.А. Штрейса существенно базируются на новом фактическом материале по тектонике и магматизму Тянь-Шаня.

Приведенные выше высказывания многих исследователей о роли процессов магматизма в развитии геосинклинальных систем отражают эволюцию взглядов на существо геосинклинального процесса. В них проводится идея о последовательном разрастании континентальной коры за счет коры океанического типа.

Однако, как уже отмечалось, решительный перелом в этом направлении наступил после установления тождественности разреза океанической коры строению нижней части разрезов эвгеосинклинальных зон складчатых областей (Пейве, 1969; Thayer, 1969; Мурс, Вайн, 1973; и др.). Породы офиолитовой ассоциации получили новую тектоническую трактовку. Они связали современные океаны с эвгеосинклиналями геологического прошлого в один эволюционный ряд. Это позволило А.В. Пейве с соавторами (1972) сформулировать положение о том, что эвгеосинклинали геологического прошлого первоначально формировались на гипербазито-габбровом основании и что гранитно-метаморфический слой земной коры рождается в ходе геосинклинального развития. Была предложена схема эволюции земной коры от океанического типа через переходный к континентальному с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем.

Таким образом, многие достижения в изучении геологии континентов, полученные за последние 10–15 лет, и новейшие исследования океанического дна привели

к пересмотру традиционных представлений о существе геосинклинального процесса (Хаин, 1972). Вместе с тем эти открытия привели к возрождению идей сторонников мобилизма о решающей роли горизонтальных движений в формировании структуры Земли. Родилась мобилистская концепция "глобальной тектоники плит", согласно которой в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов происходит раздвигание литосферных плит и погружение их под континенты в зонах Беньофа. Сторонники этой концепции полагают, что на континентах вдоль границ раздвигающихся литосферных плит периодически обнажается океаническая кора, на которой закладываются новые геосинклинальные системы и затем вновь формируется гранитно-метаморфический слой. Согласно этой концепции, раздвижение литосферных плит в одних зонах приводит к столкновению их в других, что вызывает образование покровов, в которых участвует океаническая кора. Так, океаническая кора в Альпийской складчатой области Европы была раскрыта в мезозое (Пейве, 1969; Книппер, 1975), на Урале – в раннем палеозое (Пейве, 1973; Руженцев, 1974). Л.П. Зоненшайн (1971) допускает раскрытие океана в Южно-Монгольской зоне в позднем силуре с последующим закрытием его в раннем карбоне. В близкое время, по мнению С.С. Шульца (мл.) (1972) и А.Б. Бакирова (1973), обнажилась океаническая кора в Южном Тянь-Шане. В.И. Кнауф (1973б) раскрытие океана в Южном Тянь-Шане относит к раннему палеозою, считая, что раскрытие происходит "в результате длительного прогибания и обусловленного им растяжения и разрыва глубоких горизонтов докембрийского гранитизированного цоколя" (с. 36).

Сторонники концепции раздвигания плит в своих построениях исходят из допущения, что на большей части Земли литосфера (гранитно-метаморфический слой) была сформирована еще в раннем докембрии. По сути дела, в новых мобилистских построениях традиционные представления о раздроблении сиалической коры глубинными разломами и возникающими на этой основе новыми геосинклинальными системами теперь заменяются представлениями о раздвижении той же сиалической коры, о раскрытии океана, а затем его закрытии с образованием нового гранитного слоя. В этих построениях меняется механизм возникновения геосинклиналей, а существо остается прежним, так как допускается первоначальная непрерывность континентальной коры еще с докембрия. Однако эти построения не согласуются с реальной картиной развития геосинклинальных систем мозаичного типа, примером которых могут служить Центрально-Азиатский складчатый пояс, Центральный Казахстан и складчатая область Западного Тянь-Шаня, для которых установлено необратимое направленное развитие геосинклинального процесса, приводящего к повсеместному становлению континентальной коры.

В свете новых открытий в геологии континентов и океанов следует отметить два направления в развитии учения о геосинклинальном процессе на современном этапе. Первое состоит в том, что геосинклинали всегда возникают на коре океанического типа, которая в ходе геосинклинального процесса преобразуется в континентальную кору. Согласно второму, формирование континентальной коры осложняется процессом ее деструкции, что находит подтверждение в виде крупных рифтовых зон на континентах и в больших горизонтальных перемещениях ранее сформированного гранитно-метаморфического слоя. На этом основывается дальнейшее развитие учения о геосинклиналях.

Итак, из сказанного видно, что представления о тектонике Тянь-Шаня складывались исторически в зависимости от развития учения о геосинклиналях. Первоначально установленная тектоническая зональность Тянь-Шаня не только не потеряла свое значение, но в свете новых данных получила подтверждение в направленности формирования гранитно-метаморфического слоя земной коры. Однако нельзя не отметить, что на изучении складчатых структур Тянь-Шаня базировались решения многих общих теоретических вопросов тектоники. На материалах по Тянь-Шаню А.В. Пейве (1945–1967 гг.) разработал учение о глубинных разломах, С.С. Шульц обосновал "конседиментационную складчатость", М.В. Муратов (1963–1969 гг.) и А.А. Богданов (1959–1965 гг.) – стадийность геосинклинального процесса, Н.М. Синицын (1957–1960 гг.) – принципы зонального тектонического районирования. В.И. Попов (1955–1964 гг.) в общем виде поставил вопрос о последовательном разраста-

нии материковой коры за счет океанической. Н.А. Штрейс вместе с автором (Штрейс, Макарычев, 1969) обосновали длительность процесса гранитообразования, связь явлений метаморфизма и гранитоидного магматизма с геоантиклинальными зонами, латеральную миграцию этих процессов в ходе развития геосинклинальных систем. Все эти идеи явились важным звеном в разработке новых представлений о сущности геосинклинального процесса.

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

Анализ современного фактического материала показывает, что наиболее обоснована схема трехчленного деления Тянь-Шаня, предложенная В.И. Поповым (1938). Согласно этой схеме, принимаемой автором монографии, выделяются три линейно вытянутые зоны: Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань. Срединный Тянь-Шань разделен Таласо-Ферганским разломом на два сектора: Чаткальский, расположенный к западу от разлома, и Нарынский, расположенный к востоку. В монографии анализируется развитие этих зон в западной части Тянь-Шаня, а также в хр. Каратау (Южный Казахстан). Эту территорию автор рассматривает в качестве складчатой области Западного Тянь-Шаня. В ее состав включены Северный Тянь-Шань (западное окончание Киргизского хребта, Малый Каратау и северные предгорья хр. Большого Каратау), Срединный Тянь-Шань (Чаткало-Кураминские горы и хр. Большой Каратау) и Южный Тянь-Шань (Туркестанский и Алайский хребты на западе, Ферганский и Атбашинский хребты на востоке). В самостоятельную зону выделена область современной Ферганской впадины. Под таким же названием эта территория описана А.В. Пейве (1973) и В.И. Поповым (1938). В отличие от названных исследователей автор монографии в состава Западного Тянь-Шаня включает складчатую систему хр. Каратау, которая по геологическому строению несомненно является частью геосинклинальной области Тянь-Шаня.

Выделенные тектонические зоны различаются по времени заложения эвгеосинклиналей на океническом гипербазито-габбровом фундаменте. Сходные по составу геологические формации в разных зонах имеют различный возраст. Длительность геосинклинального процесса в них также различна. Более того, для зон устанавливается смещение начала геосинклинального режима из северной зоны в южную с последовательным формированием в этом направлении гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Зональное строение Тянь-Шаня тесно связано с глубинным строением земной коры (Земная кора . . ., 1974). Геофизические исследования последних лет выявили отчетливое ступенчатое строение поверхности Мохо под разными зонами. Так, в Северном Тянь-Шане эта поверхность расположена на глубине 42–45, в Срединном – 35–40; в Ферганской впадине – 50–55; в Южном Тянь-Шане – 60 км (Крестников, Нерсесов, 1962). Эти данные отражают только общую специфику глубинного строения Тянь-Шаня. В деталях картина много сложнее. Исследования О.П. Горькового и В.И. Уломова (1967) показали резкую неоднородность земной коры в Срединном Тянь-Шане. Здесь мощность коры меняется на коротких расстояниях от 40 до 65 км. Максимальная ее мощность наблюдается под Касанским поднятием, она постепенно уменьшается в сторону смежных с поднятием Сандалашского (50–55 км) и Сумсарского прогибов (45–50 км). Наименьшая мощность (40, иногда 33 км) коры отмечена в Кураминской подзоне. Еще большими колебаниями характеризуется мощность гранитного слоя: от 8–10 км в Кураминской подзоне до 35–40 км в Касанском поднятии Чаткальской подзоны. Резкое различие в мощностях земной коры и особенно гранитного слоя под прогибами и поднятиями, по-видимому, отражает направленность в формировании структуры коры и тесно связано с развитием основных зон Тянь-Шаня.

Тектонические зоны этой территории отличаются не только строением коры, но и временем проявления тектонических движений и магматизма. Ранее было установлено несовпадение главных этапов осадконакопления и складчатости в разных зонах Тянь-Шаня. Если в Северном Тянь-Шане образование геосинклинальных форма-

ций происходило в рифее и раннем палеозое, то в Южном их накоплению отвечает интервал от раннего палеозоя до среднего карбона. Срединный Тянь-Шань из-за своего положения между Северным и Южным в рифее и раннем палеозое испытывал влияние со стороны Северного Тянь-Шаня, а в среднем и позднем палеозое – со стороны Южного Тянь-Шаня. Такое же смещение во времени наблюдается в проявлении процессов магматизма. Активный вулканизм с образованием спилито-диабазовой формации в Северном и Срединном Тянь-Шане имел место в рифее и в дальнейшем не возобновлялся. В Южном Тянь-Шане аналогичные формации образовались в раннем палеозое в Туркестано-Алае и в раннем карбоне в Южном Гиссаре.

Гранитоидный магматизм в Северном Тянь-Шане впервые проявился в раннем рифее и достиг максимального развития в ордовике. Судя по данным абсолютной геохронологии, к этому времени относится широкое проявление гранитизации, захватившей отложения рифея и нижнего палеозоя. В Срединном Тянь-Шане появление первых гранитоидов относится к среднему рифею, однако наиболее интенсивный гранитоидный магматизм проявился в раннем и среднем палеозое. В Южном Тянь-Шане достоверно установлены только пермские гранитоиды.

Ферганская впадина в целом характеризуется обширным минимумом силы тяжести, чем принципиально отличается от своего горного обрамления. Существенные отличия наблюдаются и в характере геотермического поля. Геотермический градиент во впадине равен 3–3,5, а в горном обрамлении 2,5–3,0 ед.; при этом изгибы изолиний геотермического градиента совпадают с контурами впадины. Область современной Ферганской впадины отличается от других зон историей геологического развития. Геосинклинальный процесс в этой зоне начался в позднем рифее с накоплением мощной толщи спилитов и диабазов. Наиболее сильные тектонические движения, после которых эта зона вступила в орогенное развитие, произошли на границе раннего и среднего карбона. Ферганская впадина характеризуется поздним началом формирования гранитно-метаморфического слоя. Первые проявления гранитоидного магматизма здесь относятся к концу среднего палеозоя. Все эти особенности позволяют рассматривать Ферганскую впадину в палеозойской истории развития Западного Тянь-Шаня в качестве самостоятельной структурной единицы.

ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ В СКЛАДЧАТЫХ ЗОНАХ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Гипербазиты, габбро и вулканогенно-кремнистые образования, составляющие офиолитовую ассоциацию, развиты во всех складчатых зонах Западного Тянь-Шаня. При этом структурное положение гипербазитов и габбро в них различно: 1) они образуют небольшие тела, приуроченные к зонам разрывных нарушений; 2) залегают в ядрах антиклинальных структур и характеризуются ненарушенным залеганием, позволяющим установить соотношения между членами ассоциации; 2) сгруппированы в линейные зоны, кулисообразно сменяющие друг друга и образующие пояса офиолитов огромной протяженности; 4) гипербазиты (серпентиниты), подобно соляным диапирам, протыкают свою покрышку. Во многих случаях стуктурное положение гипербазитов и габбро связано с мощными зонами надвигания, где они слагают тектоническую формацию – серпентинитовый меланж.

Общее для гипербазитов и габбро – их тесная связь с областями развития спилитов, диабазов, туфов и ассоциирующих с ними кремнистых, терригенных и карбонатных пород.

Исследователи, изучавшие офиолитовую ассоциацию в Западном Тянь-Шане, рассматривали гипербазиты и габбро как интрузивные образования, внедрившиеся в верхние горизонты по зонам глубинных разломов. Время их внедрения определялось появлением этих пород в зоне денудации, и в соответствии с этим их возраст определялся как раннепалеозойский в Северном, среднепалеозойский – в Срединном и девонский или среднекарбоновый – в Южном Тянь-Шане. В отдельных случаях указывалось на наличие интрузивных контактов между гипербазитами и вмещающими их породами.

Проведенное нами специальное изучение гипербазитов и габбро в Западном Тянь-Шане выявило большое разнообразие их структурного положения, отсутствие интрузивных контактов с вмещающими породами и ряд особенностей в их строении, не укладывающихся в представления об интрузивном их внедрении.

Ниже приводится описание пород офиолитовой ассоциации (структурное положение, возраст, соотношение между членами ассоциации и др.) для Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня. При этом надо иметь в виду следующее: в проблеме о возрастной последовательности формирования разных членов офиолитовой ассоциации главное место занимает исследование полных разрезов, не нарушенных тектонически и не измененных процессами метаморфизма. Такой разрез в регионе имеется в Южном Тянь-Шане, и логичнее было бы начать описание фактического материала с него. Однако для проведения более стройного анализа имеющихся данных об эволюции геосинклинального процесса принимается описание с севера на юг в соответствии с принятой тектонической схемой.

СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Породы офиолитовой ассоциации обнажаются на северном склоне хр. Большого Каратау и в западной части Киргизского хребта. В этих районах гипербазитами и габбро сложены тектонические блоки среди докембрийских образований.

Бессазский блок расположен в хр. Большой Каратау в центральной части Кокджотской горст-антиклинали, сложенной метаморфическими породами докембрия. Длина блока 30, ширина 5 км. С юго-запада и северо-востока блок ограничен двумя ветвями Главного Каратауского разлома, к северу и югу от которых обнажаются породы верхнего рифея. Бессазский блок разбит на несколько частей, которые, судя по элементам залегания слагающих их пород, составляли до раздробления единую структуру. Простирание метаморфической полосчатости пород и складчатости внутри блока – субширотное, чем он резко отличается от остальной части хр. Каратау, характеризующейся северо-западным простиранием структур. Это свидетельствует о том, что Бессазский блок – обломок реликтовой структуры, более древней, чем верхнерифейская Кокджотская горст-антиклиналь.

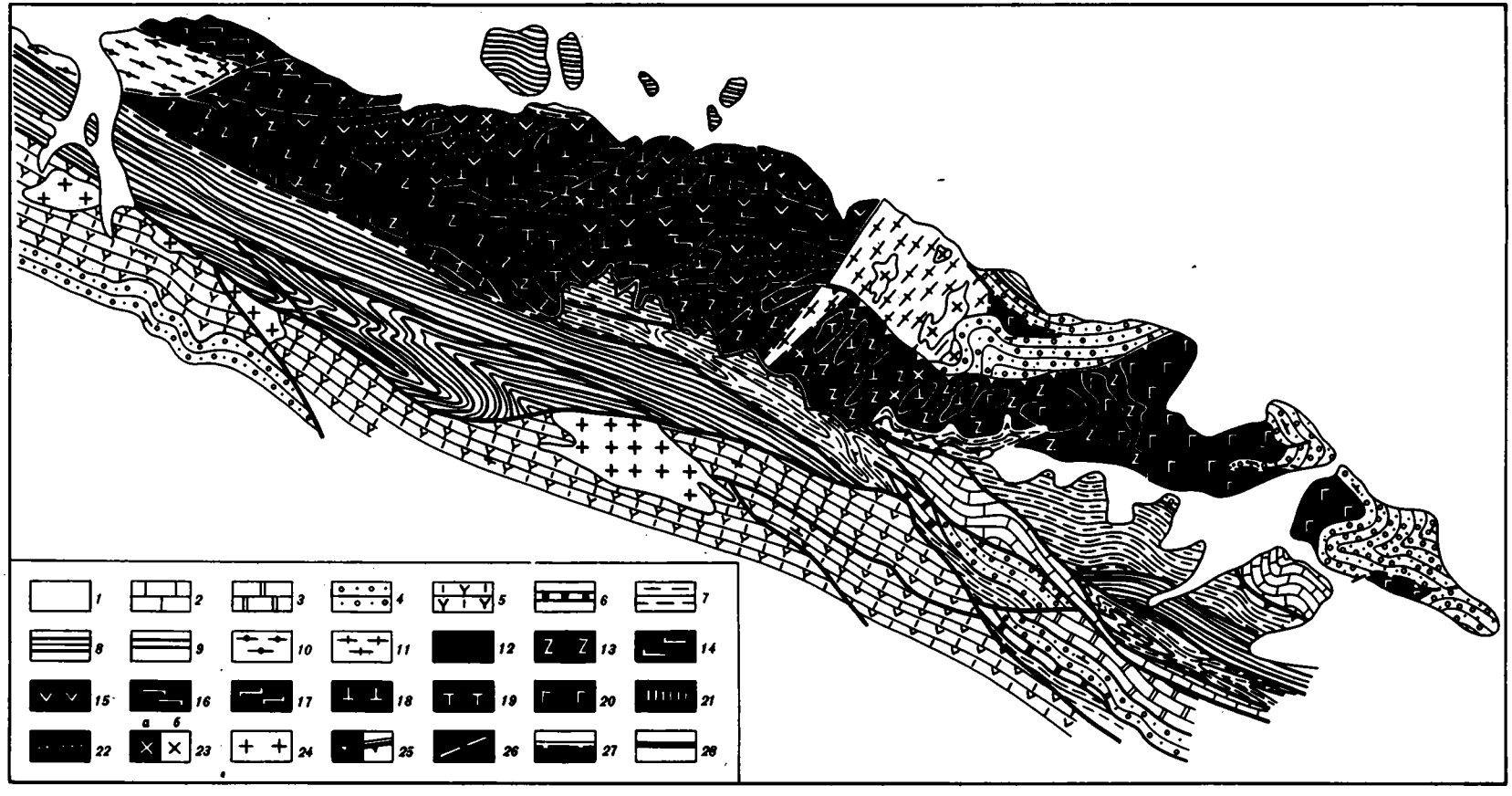
Строение блока очень сложное. В пределах его обнажается полиметаморфическая толща, в которой присутствуют амфиболиты, пироксен-плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые породы габброидного типа, роговообманковые и слюдяные сланцы, мраморы и различные по морфологии и размерам тела серпентинитов и габбро-амфиболитов. Здесь же широко развиты плагиомигматиты, амфибол-биотитовые гнейсы и плагиогранито-гнейсы. Все эти породы находятся в сложных взаимоотношениях друг с другом.

Эта толща изучалась многими исследователями. В отношении ее генезиса высказывались различные мнения. Наиболее распространенной до недавнего времени оставалась точка зрения И.И. Бока (1941), согласно которой породы Бессазского блока – интрузивные образования, принадлежащие габбро-перидотитовой формации. Другое мнение высказали Г.И. Макарычев, В.И. Пазилова (1963), Г.И. Макарычев (1957) и Н.И. Николаев с соавторами (1961). Названные исследователи рассматривали бессазскую серию как полиметаморфическую толщу сложного строения, первоначальный состав которой соответствовал основным эффузивам и туфам, содержащим силлы габбро-диабазов. Габбро трактовались как интрузии, близкие по возрасту излияниям основных эффузивов; вместе с тем отмечалось отсутствие интрузивных контактов габбро с метаморфическими породами. Тела гипербазитов традиционно принимались за интрузии, внедрившиеся по Главному Каратаускому разлому. Следовательно, уже в начале 60-х годов в Бессазском блоке были выявлены различные генетические типы пород, подвергшиеся метаморфизму.

Новые исследования, проведенные автором в 1972 г. совместно с В.И. Пазиловой, позволили выделить в Бессазском блоке два комплекса пород, образовавшихся в результате преобразования пород двух принципиально различных толщ. Первый – гипербазито-габбровый комплекс – возник в результате полиметаморфизма ультраосновных пород. Породы, входящие в состав этого комплекса, связаны петрохимическим родством. Наблюдаются постепенные переходы от серпентинитов к двупироксеновым габбро. Второй – сланцево-амфиболитовый комплекс – характеризуется той же ступенью метаморфизма, что и первый, имеются признаки образования его за счет метаморфизма эффузивно-осадочной толщи.

Гипербазито-габбровый комплекс слагает большую часть Бессазского блока. В состав комплекса входят собственно гипербазиты (серпентиниты), пироксен-цоизитовые и амфибол-цоизитовые метаморфические породы, амфиболиты, в том числе гранатовые и пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые габброидные породы, роговообманковые и двупироксеновые габбро. Для комплекса в целом характерна отчетливая полосчатость, которая на ряде участков дислоцирована и нарушена разрывами, с чем, видимо, связано изменение ее ориентировки.

Важнейшая особенность строения комплекса – наличие сложных переходов между разнообразными петрографическими типами пород. Нередко в одном обнажении можно видеть переход серпентинитов через пироксен-цоизитовые и цоизитовые породы к пироксен-плагиоклазовым породам габбрового типа. Последние имеют состав габбро, но характеризуются крайне неоднородным строением и отсутствием магматических струтур. В них полосчатые разности наблюдаются


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
a б
23
24
25
26
27
28

рядом с пятнистыми. Полосчатые рассланцованные амифибол-плагиоклазовые породы ассоциируют с массивными зернистыми цоизитовыми породами, роговообманковыми габбро, горнблендитами и габбро-пегматитами. Соотношения между ними настолько разнообразны, что на коротком расстоянии невозможно установить какую-либо закономерность в смене одних пород другими. Границы между породами комплекса выделяются условно и отражают преобладание одного типа пород над другим (рис. 1). Серпентиниты сохраняются в них в виде реликтов и слагают линзы и гнезда неправильной формы. Наиболее многочисленны выходы апогипербазитовых пород в западной части блока. Однако они известны и внутри полос гипербазитов, где образуют небольшие участки причудливой конфигурации. Соотношения серпентинитов с разными типами метаморфических пород, а также взаимопереходы между ними свидетельствуют против магматического становления этих пород и связаны с изменением гипербазитов (серпентинитов) в результате проявления метасоматических процессов. Наиболее часто гипербазиты переходят в пироксен-цоизитовые и цоизитовые породы, а через них – в роговообманковые и двупироксеновые габбро. Эти геологические соотношения, а также петрохимическое родство апогипербазитовых пород с гипербазитами свидетельствуют о формировании всего комплекса пироксен-цоизитовых пород, амфиболитов и других за счет преобразования гипербазитов. Сами гипербазиты повсеместно превращены в серпентиниты.

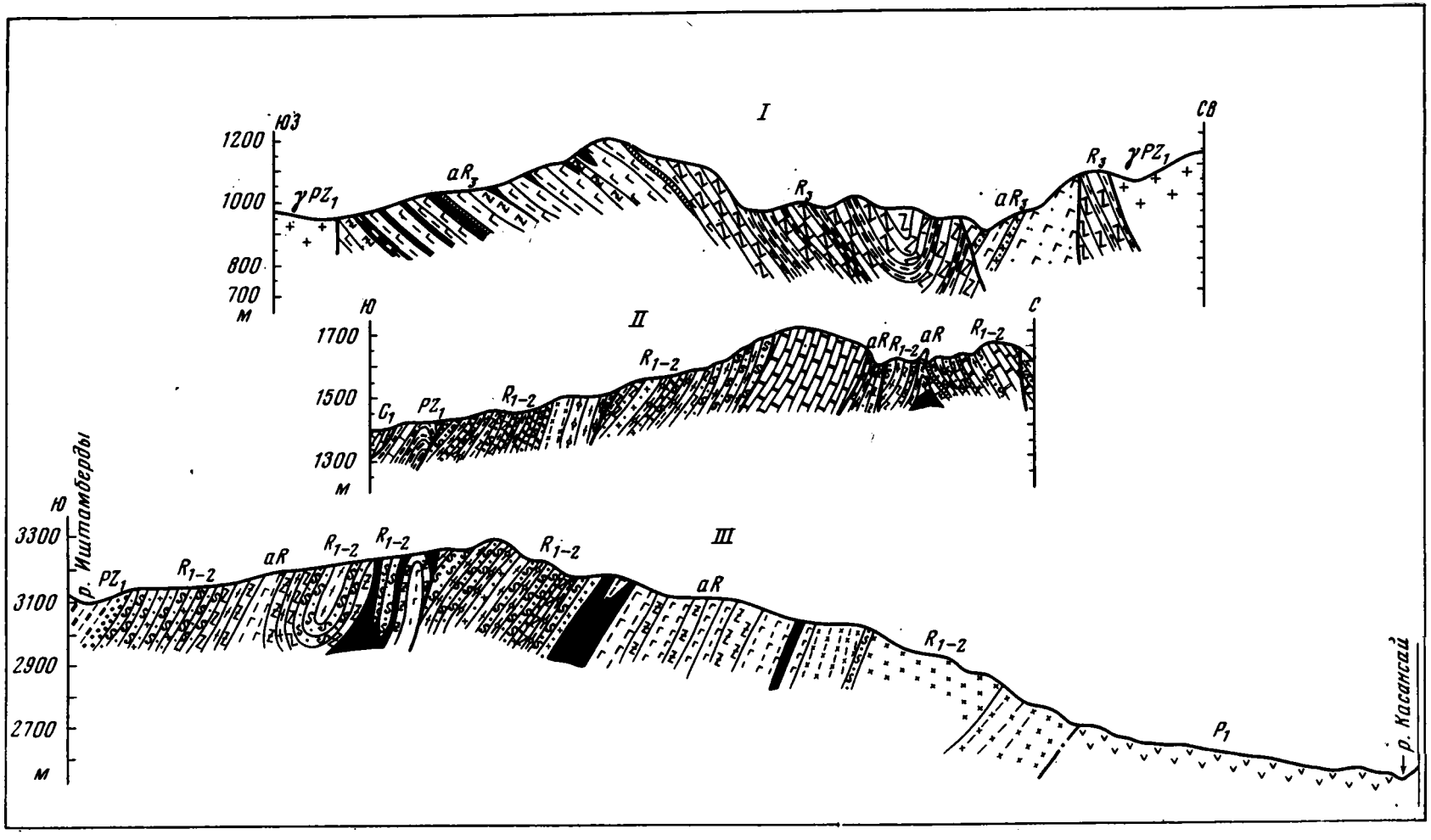
Переходы серпентинитов в габброидные породы установлены по многим сечениям в западной части блока, где наблюдается чередование серпентинитов, пироксен-цоизитовых пород, амфиболитов и других пород. От р. Карагуз на западе до р. Итмурун на востоке на расстоянии 6 км прослежена полоса серпентинитов шириной до 1 км. Южный контакт серпентинитов тектонический. Вдоль него обнажаются листвениты, актинолит-серпентинитовые, тремолит-серпентинитовые, актинолит-цоизит-тальковые, актинолит-цоизит-плагиоклазовые сланцы, часто с порфиробластовыми структурами.

В центральной части этой полосы серпентиниты серо- и темно-зеленые, массивные и плотные, со сланцеватыми каемками вокруг массивных глыб. Сланцеватые разности слагают участки и полосы шириной от 1 до 50 м, вытянутые в соответствии с простиранием основной полосы. По составу это хризотил-антигоритовые серпентиниты с петельчатой структурой перидотитов, обусловленной расположением зерен магнетита. Антигорит образует пластинчатые кристаллы и лейсты. Часто наблюдаются радиально-лучистые сростки, промежутки между которыми заполнены тонкораспыленным магнетитом.

Северная граница серпентинитовой полосы, так же как и ее восточное окончание, намечена условно. В этих местах установлена переходная зона от серпентинитов к метаморфической полосчатой толще сложного состава, причем сами серпентиниты имеют также полосчатое строение. Падение полосчатости в серпентинитах и в метаморфической толще совпадает. Сложный характер соотношения серпентинитов и

Рис. 1. Схематическая структурно-геологическая карта Бессазского блока Большого Каратау (Макарычев, Пазилова, 1973)

1 – четвертичные отложения; *2* – нижний карбон: известняки; *3* – фаменский ярус: известняки; *4* – живетский и франский ярусы (тюлькубашская свита): конгломераты и песчаники; *5* – нижний девон – эйфельский ярус: эффузивы среднего и кислого состава и их туфы; *6* – нижний ордовик: кремнистые сланцы; *7* – венд (?) – кембрий: тиллитоподобные конгломераты, песчаники, углисто-кремнистые сланцы, известняки; *8* – верхний рифей, кайнарская свита: метаэффузивы, туфы и туфопесчаники, эпидот-хлоритовые, эпидот-актинолитовые и хлоритовые сланцы, линзы известняков; *9* – верхний рифей, шованская и бакырлинская свиты: доломиты и хлоритовые сланцы; *10* – средний рифей, карагузская свита: слюдяные сланцы, амфиболовые сланцы, амфиболиты; *11* – нижний (?)-средний рифей, жунусатинская свита: амфиболовые сланцы, амфиболиты, мраморы; *12* – серпентиниты; *13* – амфибол-цоизитовые породы; *14* – амфиболовые сланцы; *15* – амфиболиты; *16* – роговообманковые гнейсы; *17* – биотитовые гнейсы; *18* – пироксен-плагиоклазовые породы; *19* – роговообманково-плагиоклазовые породы; *20* – габбро двупироксеновое; *21* – листвениты; *22* – направление метаморфической полосчатости; *23* – плагиогранитизация (*а*) и тела плагиогранитов (*б*); *24* – граниты среднепалеозойские; *25* – надвиги; *26* – разрывы внутри гипербазито-габбрового комплекса; *27* – разрывы по контактам гипербазито-габбрового комплекса с породами кровли; *28* – разрывы в породах кровли


I
ЮЗ
СВ
1200
1000
800
700
м
γPZ1
aR1
R1
R1
aR1
γPZ1
II
Ю
С
1700
1500
1300
м
C1
PZ1
R1-2
R1-2
aR
R1-2
aR
R1-2
III
Ю
р. Иштамберды
3300
3100
2900
2700
м
PZ1
R1-2
aR
R1-2
R1-2
R1-2
aR
R1-2
P1
р. Касансай

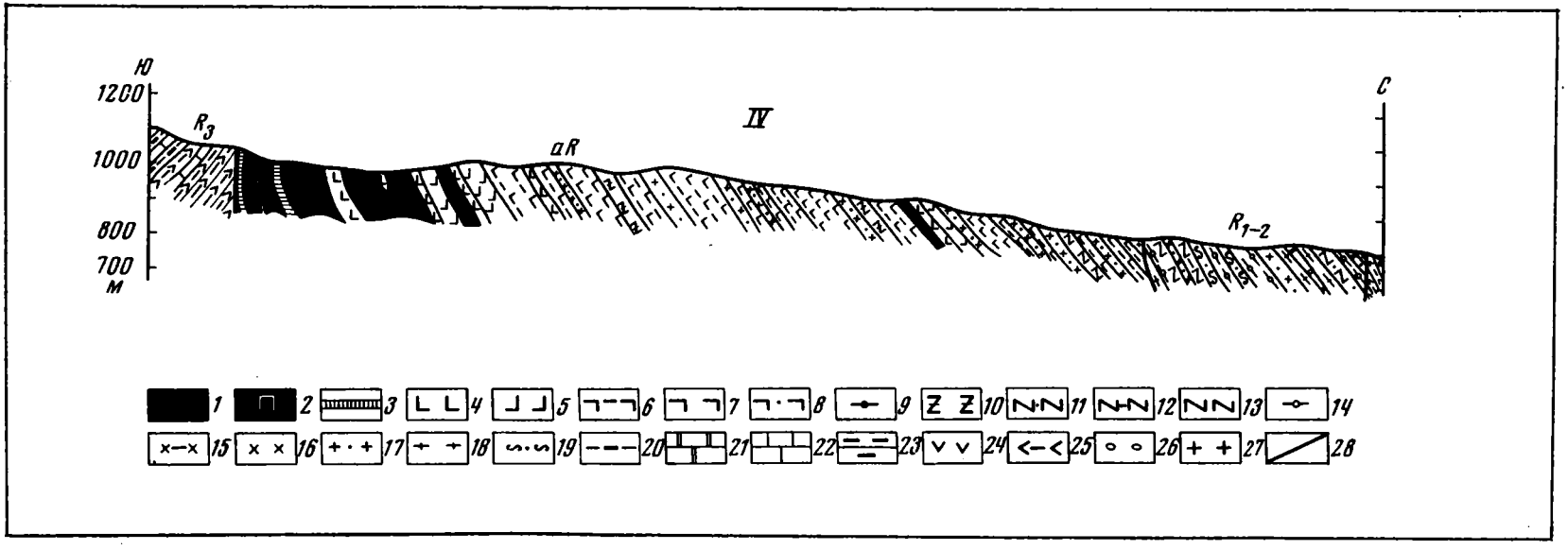


Рис. 2. Геолого-петрографические разрезы офиолитовой ассоциации

I – Караарчинский блок в западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань); II – Нижне-Касанская антиклиналь в Чаткальском хребте (Срединный Тянь-Шань); III – Иштамбердинская моноклиналь в Чаткальском хребте (Срединный Тянь-Шань); IV – Бессазский блок в Большом Каратау (Северный Тянь-Шань). Породы гипербазито-габбрового комплекса: *1* – серпентиниты, *2* – перидотиты, *3* – листвениты, *4* – пироксен-цоизитовые, *5* – пироксен-цоизит-амфиболовые, *6* – полосчатые габбро, *7* – габбро-амфиболиты, *8* – горнблендиты, *9* – эклогиты, *10* – гранатовые амфиболиты. Геосинклинальные образования: *11* – полосчатые амфиболиты, *12* – амфиболовые гнейсы и сланцы, *13* – амфиболиты с реликтами эффузивных пород, *14* – очковые амфиболовые и биотитовые гнейсы, *15* – диорито-гнейсы, *16* – диориты, *17* – плагиогранито-гнейсы, *18* – биотитовые гнейсы, *19* – биотит-гранатовые сланцы, *20* – биотитовые кварциты, *21* – мраморы, *22* – известняки, *23* – яшмы и кремнистые сланцы, *24* – эффузивы, *25* – зеленые сланцы, *26* – конгломераты, *27* – граниты; *28* – тектонические нарушения

продуктов их метаморфизма хорошо виден в разрезах по рекам Топтам, Карабайбулак, Карагуз, междуречья Топтам и Итмурун, а также Бессазского блока (рис. 2, IV).

В Бессазском блоке автором совместно с В.И. Пазиловой изучены четыре разреза пород офиолитовой ассоциации. Разрезы ориентированы с юго-запада на северо-восток, вкрест простираний полосы офиолитов, продуктов их метаморфизма и вмещающих пород. Южное ограничение офиолитовой ассоциации – Главный Каратауский разлом; с севера она перекрыта четвертичными отложениями. Из-за сложных взаимопереходов между различными породами офиолитовой ассоциации в некоторых разрезах вместо мощностей приведена ширина выхода различных их типов.

Наиболее хорошо разрез офиолитовой ассоциации представлен по р. Топтам. В северном направлении от Главного Каратауского разлома здесь обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Лиственниты сильно рассланцованные, зеленовато-серые, с линзами серпентинитовых сланцев (0,5 × 5,0 м)	20
2. Сланцы актинолитовые, с мелкими порфиробластами плагиоклаза, с небольшими линзами серпентинитов, слои падают круто	15
3. Серпентиниты плотные, грубо сланцеватые, серо-зеленые, с мелкими зернами бурого карбоната и единичными лейстами актинолита	30
4. Лиственниты светло-серые, сланцеватые; на плоскостях сланцеватости развиты актинолит и серпентин; в лиственитах наблюдаются глыбы и линзы (2–3 м) слоистых почти черных хлорит-актинолитовых сланцев со скоплением рудного минерала	30
5. Серпентиниты с характерной "конгломератовидной" отдельностью, плотные; темно-зеленые их разности образуют глыбы, обтекаемые тонкосланцеватыми светло-зелеными серпентинитами	15
6. Сланцы актинолит-цоизитовые, темно-зеленые, с магнетитом, реликтами зерен пироксена и участками серпентинита, со следами полосчатости на выветрелой поверхности	10
7. Серпентиниты с "конгломератовидной" отдельностью	30
8. Сланцы актинолит-цоизитовые, темно-зеленые, с магнетитом, с участками голубовато-зеленого серпентинита, со следами полосчатости	150
9. Серпентиниты густо-зеленые плотные, мелкозернистые, с хорошо заметной полосчатостью на выветрелой поверхности; полосчатость прерывистая, обусловлена обособлением рудного минерала	50
10. Сланцы роговообманково-цоизитовые, тонкополосчатые, с мелкими порфиробластами роговой обманки и светлыми скоплениями цоизита	20
11. Цоизит-роговообманковая порфиробластовая порода, массивная, тонкополосчатая; светлые цоизитовые полосы, местами расплывчатых очертаний, порфиробласты роговой обманки до 3–4 мм; наблюдается чередование слабо и четко полосчатых разностей этих пород; участками в виде полос в них обособляются скопления крупных (до 1 см) зерен роговой обманки, светлые полосы нередко расплывчаты и состоят из цоизита и плагиоклаза; местами порода имеет пятнистый облик, что обусловлено концентрацией цоизита или роговой обманки	100
12. Амфиболиты массивные, серо-зеленые и темно-зеленые, порфиробластовые, неравномернозернистые; зерна роговой обманки достигают 0,7–1 см; масса породы сложена цоизитом, плагиоклазом и мелкозернистой роговой обманкой; светлые полосы прерывистые, отдельные полосы и участки породы сложены горнблендитами; в виде гнезд наблюдаются участки плагиоклазита и габбро-пегматита; между всеми разностями существуют взаимопереходы	100
13. Амфиболиты черные, мелкозернистые, пронизанные согласными и секущими полосами цоизита и плагиоклаза, которые в отдельных местах образуют гнезда и участки до нескольких метров	200
14. Амфиболиты темно-зеленые, плитчатые, мигматизированные по сланцеватости кварц-полевошпатовым материалом	20
15. Габброиды массивные, местами со слабо выраженной прерывистой полосчатостью, с такситовой структурой, иногда гомогенные; среди них встречаются участки амфибол-цоизитовых пород линзовидной и неправильной формы с реликтами актинолитизированного серпентина; эти участки развиты в толще неравномерно, размеры их колеблются от 10 см до нескольких метров. Здесь же развиты зоны габбро-пегматитов и плагиоклазов	800

Далее к северу на протяжении 2 км строение толщи сохраняется, преобладают типичные породы гипербазито-габбрового комплекса с такситовыми структурами.

В них сохраняются участки цоизитовых пород. Размеры и форма тел различные. Местами наблюдается обилие зон инъекций пород кварц-полевошпатового состава, явлений гранитизации и мигматизации.

В междуречье Топтам и Итмурун к северу от Главного Каратауского разлома обнажается полоса антигоритовых серпентинитов шириной 900 м. Серпентиниты образуют понижения в рельефе; как и в первом разрезе, в зоне разлома развиты листвениты и актинолитовые сланцы, чередующиеся с линзами серпентинитовых сланцев. В центре полосы серпентинитов возвышаются небольшие сопки, основания которых сложены серпентинитами, часто с полосчатой текстурой, выше которых по склону выходят актинолит-цоизитовые сланцы, амфиболиты, габброиды с таксиновой структурой с гнездами габбро-пегматитов. Перечисленные породы связаны взаимопереходами.

По северному краю полосы серпентинитов в обрыве, подножье которого сложено серпентинитами, выходят (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Сланцы актинолит-цоизитовые, с линзами сланцеватых серпентинитов неправильной формы	50
2. Серпентинит-цоизит-актинолитовая порода, массивная, мелкозернистая	10
3. Серпентиниты массивные, с редкими зернами пироксена	40
4. Серпентиниты массивные, со слабой полосчатостью, чередуются с цоизит-актинолитовыми сланцами и амфибол-цоизитовыми породами; участками развиты габбро-пегматиты, полосы горнблендитов и плагиоклазитов	80
5. Амфиболиты темно-зеленые, мелкозернистые, порфиробластовые, местами слабо полосчатые; порфиробласты представлены амфиболами	80
6. Амфиболиты слабо полосчатые, с редкими более крупными порфиробластами роговой обманки в мелкозернистой светлой основной массе	50
7. Габброиды массивные, с полосами меланократового состава, с гнездами габбро-пегматитов и плагиоклазитов, с линзами крупнозернистых горнблендитов	200–250
8. Серпентиниты тонкослоистые фисташково-зеленые сменяются грубополосчатыми, с четкими темными полосами, обогащенными рудным минералом; среди них встречаются пятнистые разности массивных тонкозернистых серпентинитов	300
9. Амфиболиты массивные, слабо полосчатые, содержащие вытянутые линзы горнблендитов шириной 10–20 м, участки и линзы роговообманково-цоизитовых пород	300
10. Серпентиниты зеленовато-серые, тонкоплитчатые, слагают выход линзовидной формы	20–25
11. Амфиболиты массивные, с участками тонкополосчатых цоизитовых амфиболитов	300
12. Серпентиниты зеленые, слабо полосчатые; местами слагают цепочки небольших линз	50
13. Амфиболиты с участками разнообразных по структуре габброидов, габбро-пегматитов и плагиогранитов	250

По р. Карабай-булак к северу от зоны Главного Каратауского разлома неблюдается следующая последовательность выходов пород офиолитовой ассоциации:

	Мощность, м
1. Актинолит-цоизитовая порода, плотная, массивная, внешне похожая на мезократовое габбро, залегает ниже поверхности надвига, падающей под углом 50°. Отдельные линзы и участки сложены пироксен-амфибол-плагиоклазовой породой; реже встречаются участки габбро-амфиболитов; переходы между разными типами пород постепенные	600
2. Пироксен-плагиоклазовая порода, сильно амфиболизирована, усиление амфиболизации происходит в северном направлении; отдельные зоны сложены заметно полосчатыми разностями; полосчатость нарушается изометричными участками роговой обманки и плагиоклаза, гнездами крупнозернистого горнблендита и крупными (1 см) порфиробластами плагиоклаза; местами присутствуют линзовидные прослои реликтовых гипербазитов	300
3. Амфибол-плагиоклазовые, амфибол-цоизитовые породы с хорошо видимой полосчатостью, которая падает вертикально и ориентирована меридионально; слагают полосу шириной 800 м; отдельные разности имеют гнейсовидное строение; преобладают мелкозернистые породы с участками крупнозернистого строения; широкое проявление мигматизации и плагиогранитизации с образованием	

Мощность, м

линейных полос мигматитов и гнезд плагиогранитов; последние обусловливают псевдобрекчиевую текстуру пород 800

4. Габброиды с резко выраженным такситовым строением; расплывчатой формы участки мелкозернистого строения актинолит-цоизитового состава сменяются четкими линзовидными телами горнблендитов, зонами и полосами меланократового состава; отдельные участки сложены актинолитом с реликтовыми структурами гипербазитов; обилие титаномагнетита; широко проявлена гранитизация в виде полос, линз и гнезд плагиогранитов; в северном направлении заметно увеличивается роль явлений гранитизации; отдельные тела плагиогранитов достигают размеров 100–150 м^2, форма тел обычно неправильная. Ширина полосы габброидов 500

5. Гипербазито-габбровый комплекс пород с широким развитием мигматизированных разностей псевдобрекчиевого состава. Ширина выхода 200

6. Габбро-амфиболиты, среди которых распространены зоны амфибол-цоизитовых и актинолит-цоизитовых пород; последние слагают перемычки шириной 10–30 м между выходами габбро-амфиболитов очень разных по структурно-текстурным особенностям. Ширина выхода 100

7. Зона развития плагиоклазитов и плагиогранито-гнейсов; породы субстрата сохранились в виде линз и гнезд разнообразной ориентировки; множество изометричных тел габбро-пегматитов и горнблендитов. Ширина выхода 200

Разлом субширотного простирания отделяет вышеописанный гипербазито-габброидный комплекс, в котором породы находятся в очень сложных взаимоотношениях друг с другом, от толщи пород сланцево-амфиболитового комплекса, отличающегося от первого стратифицированностью. Хорошо заметные складки имеют субширотное простирание осей, совпадающее с простиранием полосчатости в породах гипербазито-габбрового комплекса. Очевидно, эта мощная толща некогда перекрывала гипербазито-габбровый комплекс.

Далее разрез наращивается следующим образом:

Мощность, м

8. Амфиболиты мелкозернистые чередующиеся с роговообманковыми сланцами, амфибол-биотитовыми гнейсами, нередко "очкового" строения, слагают нижнюю часть стратифицированной толщи (жунусатинская свита). В амфиболитах наблюдаются реликтовые структуры магматических пород; в подчиненном количестве присутствуют горизонты чистых белых мраморов. Ширина выхода 1000–1200

9. Биотитовые гнейсы и слюдяные сланцы слагают верхнюю часть жунусатинской свиты; амфиболиты и амфиболовые гнейсы сохраняются в виде отдельных горизонтов; толща гнейсов и сланцев северо-восточного падения прослеживаются вкрест простирания на 1000 м. Обе части разреза жунусатинской свиты содержат зоны мигматитов и тела плагиогранитогнейсов с расплывчатыми очертаниями; отдельные тела слагают участки размером до 1,5 м^2. Суммарная мощность жунусатинской свиты около 2500

Явления гранитизации распространились и на породы гипербазито-габбрового комплекса, которые обнажаются по разломам. К этим же разломам приурочены выходы лиственитов.

В описанном разрезе отчетливо выделяются два комплекса пород: гипербазито-габбровый и сланцево-амфиболитовый. В современной структуре соотношения между ними тектонические.

Такое же строение офиолитовая ассоциация имеет в западной части Бессазского блока. В разрезе по правому борту р. Карагуз к северу от Главного Каратауского разлома наблюдается такая последовательность пород:

Мощность, м

1. Антигоритовые серпентиниты, среди них – узкие зоны актинолитовых серпентинитовых сланцев, линзовидные тела лиственитов. Ширина выхода 400

2. Зона перехода между ультрабазитами и габброидами, в которой отмечено беспорядочное чередование пород амфибол-цоизитового состава, габбро-пегматитов, тонких полос цоизитового состава. Последние обтекают гнезда, сложенные горнблендитами; в результате возникают структуры типа брекчии замещения. Узкие полосы сложены актинолитовыми серпентинитовыми сланцами. Названные породы сменяют друг друга по простиранию и вкрест него. Ширина выхода 150

3. Актинолитовые серпентиниты с небольшими участками габброидов такситового строения. Переходы всегда постепенные. Ширина выхода 200

Мощность, м

4. Далее наблюдается задернованный участок шириной 100 м; отдельные крупные глыбы метаморфических пород и обилие кварцевых жил указывают на тектоническое нарушение. За разломом обнажается толща метаморфических пород карагузской свиты.

5. Пачка слюдяно-гранатовых сланцев, сильно дислоцирована; сланцы плойчатые сильно мигматизированы 70

6. Пачка чередующихся амфибол-биотитовых и биотит-гранатовых сланцев, пронизана плагиогранито-гнейсами; в контакте с ними сланцы превращены в гнейсы . . 200

7. Роговообманково-плагиоклазитовые сланцы порфиробластовой структуры, чередуются с мелкозернистыми амфиболитами; пачка имеет отчетливое слоистое строение. 400

8. Слюдяно-плагиоклазовые порфиробластовые сланцы, содержат линзы и горизонты мелкозернистых амфиболитов, очковых гнейсов, участки плагиогранитов; отчетливое падение толщи на северо-восток под углом 45°. Ширина выхода. 800

Далее следует задернованная полоса шириной 150 м; в разрозненных выходах обнажаются полосчатые роговообманковые сланцы, "очковые" амфиболовые гнейсы, после чего наблюдаются слюдяные сланцы и амфиболовые гнейсы, падающие на северо-восток под углом 50°. Мощность – 200 м.

Суммарная мощность карагузской свиты свыше 1800 м.

Приведенные разрезы свидетельствуют о сложном строении зон перехода от серпентинитов к породам габброидного типа. В то же время присутствие серпентинитов в составе метаморфической толщи позволяет рассматривать их в качестве реликтов гипербазитового субстрата. Для гипербазито-габбрового комплекса характерно отсутствие элементов стратификации.

Полосчатость серпентинитов вызвана их перекристаллизацией, вследствие чего наблюдается чередование полос с различной крупностью пластинок антигорита и обособлением магнетита в тонкие короткие полосы. Реже этот вид полосчатости связан с появлением хризотиловых полос в массе антигорита. Метаморфиты – это серпентиниты, потерявшие свой первоначальный облик в связи с наложением различных процессов метаморфизма (метасоматоз). Поэтому полосчатость в метаморфитах обусловлена неодинаковой степенью преобразования исходной породы. В обнажениях и под микроскопом отчетливо видно появление в серпентинитах пироксена, цоизита и плагиоклаза. Пироксен возникает в виде единичных порфиробластов, образует скопления и полосы расплывчатой формы. Четкая полосчатость всегда связана с появлением лейкократового материала, цоизита и плагиоклаза. При этом как структурное направление обычно используется полосчатость серпентинитов. В результате в зоне перехода серпентинитов в метаморфические породы возникают разнообразные сочетания новообразованных минеральных ассоциаций, определяющих полосчатое строение толщи. Серпентиниты в одних полосах замещаются цоизитом, в других – мелкозернистым пироксеном с последующим замещением его амфиболами.

Появление основного плагиоклаза (анортит) связано с фельдшпатизацией серпентинитов и приводит к обогащению их плагиоклазом и возникновению габброподобных пироксен-плагиоклазовых пород. Этот процесс имеет площадное распространение, проявляется в линейных зонах, где он усиливает метаморфическую полосчатость апогипербазитовых пород.

Описанная последовательность перехода от серпентинитов к метаморфическим породам является наиболее полной; однако в большинстве случаев отмечены сокращенные зоны перехода. Обилие амфиболитов и плагиомигматитов в составе комплекса связано с проявлением последующих процессов амфиболизации и плагиогранитизации, что и обусловило полную переработку гипербазитового субстрата. Вся совокупность процессов проявлялась неравномерно, чем, видимо, и можно объяснить различия в строении различных частей Бессазского блока.

В центральной части блока преобладают массивные роговообманково-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые породы, чередующиеся с гранатовыми амфиболитами и габбро-амфиболитами. По р. Алмалы значительные площади сложены

роговообманковыми гнейсами, напоминающими диорито-гнейсы, которые возникли в процессе гранитизации пород амфиболитового состава; исходными породами для них служили новообразования переработанного гипербазито-габбрового комплекса. Между крайними типами пород существуют переходные разности.

В северо-западной части блока установлены все разновидности пород, отмеченные для центральной части, однако количественно здесь преобладают серпентиниты.

В юго-восточной части Бессазского блока серпентиниты не встречены, но здесь также представлены все другие разности пород гипербазито-габбрового комплекса. Наиболее широко в его составе развиты пироксен-плагиоклазовые породы. Среди амфиболитов и амфибол-цоизитовых пород появляются линзы и неправильной формы тела мелко-зернистых роговообманково-плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых пород габброидного типа. В них обособляются участки массивных двупироксеновых габбро, близких по составу габбро-норитам, но имеющих такситовое строение. Также встречаются амфибол-цоизитовые породы, габбро-пегматиты, горнблендиты и габбро-амфиболиты, сохраняющие общую субширотную ориентировку полосчатости. Пироксен-цоизитовые породы слагают пониженные участки рельефа между выходами двупироксеновых габбро. В целом цоизитовые породы являются связующим звеном между серпентинитами и другими разновидностями метаморфических апогипербазитовых пород.

Приведенные данные о соотношениях серпентинитов с разнообразными метаморфическими породами позволяют в пределах Бессазского блока наметить последовательную смену пород в разрезе гипербазито-габбрового комплекса, а именно: массивные серпентиниты – полосчатые серпентиниты – полосчатые пироксен-амфибол-цоизитовые породы – пироксен-плагиоклазовые породы – двупироксеновые габбро и габбро-амфиболиты. Все эти разновидности пород возникали в результате неоднократного проявления процессов метаморфизма. Петрография и химизм пород гипербазито-габбрового комплекса изучались автором совместно с В.И. Пазиловой. В шлифах пород габброидного облика присутствуют цоизит наряду с плагиоклазом (андезит-лабрадор) и порфиробласты пироксена. Цоизит слагает ксеноморфные агрегаты в такситовых габбро. Нередко он ассоциирует с серпентинитом, что свидетельствует об образовании габброидов по ультраосновным породам субстрата, где цоизит и серпентин сохранились в виде реликтов. Химизм метаморфических образований очень близок химизму гипербазитов, на что обращал внимание еще И.И. Бок (1941) и что подтверждено исследованиями автора. Эти данные подтверждают химическое родство гипербазитов и разнообразных апогипербазитовых пород.

Таким образом, на основании полевых наблюдений, микроскопического изучения и исследования химизма пород можно сделать вывод, что гипербазито-габбровый комплекс возник в результате метаморфических преобразований ультраосновных пород субстрата, реликтами которого являются серпентиниты. Несмотря на крайнюю неравномерность проявления этих процессов и наложенную затем гранитизацию, установлена определенная направленность преобразования гипербазитов в метасоматическое габбро через пироксен-цоизитовые породы. Особая роль в формировании гипербазито-габбрового комплекса, видимо, принадлежит процессам амфиболизации и плагиогранитизации. Эти процессы захватили не только породы гипербазито-габбрового комплекса, но и эффузивно-осадочную толщу. Разновременность проявления метасоматических и метаморфических процессов в выделенных комплексах Бессазского блока свидетельствует о разновозрастности этих комплексов.

С л а н ц е в о-а м ф и б о л и т о в ы й к о м п л е к с представлен стратифицированными отложениями вулканогенно-осадочного генезиса, метаморфизованными в амфиболитовой фации. В составе комплекса В.И. Пазилова (1968) выделила две свиты: жунусатинскую и карагузскую. Первая развита на юго-востоке, вторая – на северо-востоке Бессазского блока. Соотношения свит с гипербазито-габбровым комплексом тектонические.

Жунусатинская свита сложена амфиболовыми, роговообманковыми, эпидот-роговообманковыми и слюдяными сланцами, содержащими линзовидные тела пироксеновых, гранатовых и эпидотовых амфиболитов, а также прослои белых мрамо-

ров. Породы свиты собраны в крупные складки северо-восточного простирания, совпадающего с простиранием метаморфической полосчатости в породах гипербазито-габбрового комплекса. Видимая мощность свиты 1500 м.

В карагузской свите преобладают гранат-слюдяные, преимущественно мусковитовые и двуслюдяные сланцы. Амфиболовые сланцы вместе с амфиболитами приурочены к низам разреза свиты. Карагузская свита, видимо, надстраивает разрез жунусатинской свиты. Породы сильно дислоцированы вплоть до появления изоклинальных складок в слюдяных сланцах. Видимая мощность свиты 1200 м.

Для сланцево-амфиболитового комплекса характерно широкое проявление гранитизации с образованием полосчатых пород разного состава, мигматитов и плагиогранито-гнейсов. Наиболее сильно гранитизация проявилась среди пород жунусатинской свиты, где расположено несколько изометричных тел плагиогранито-гнейсов. Однако гранитизация захватила и породы гипербазито-габбрового комплекса, чем существенно осложнила соотношения между ними. Кроме того, процессы гранитизации и амфиболизации привели к возникновению однообразно метаморфизованной толщи (амфиболитовая фация), в основе которой лежат породы заведомо разного генезиса. Интенсивность гранитизации зависит от состава, текстуры пород и степени их дислоцированности. Процессы гранитизации интенсивно развиваются по простиранию пород и быстро затухают вкрест простирания. В слюдяных и амфиболитовых сланцах развиты широкие зоны послойных мигматитов с чередованием слюдяно-плагиоклазовых и роговообманковых гнейсов с очковой текстурой. Для гипербазито-габбрового комплекса линейные мигматиты не характерны. Для него более типична пятнистая гранитизация с образованием агматитов. Следы субстрата в них представлены небольшими сгустками темноцветных компонентов, а также линзами амфиболитовых пород.

Мигматиты по составу чаще всего соответствуют плагиоклазовым порфиробластовым гнейсам, а гранитизированные тела – плагиогранито-гнейсам. В новообразованных гнейсах и плагиогранито-гнейсах всегда наблюдаются реликтовые минералы исходных пород, так же как в апогипербазитовых породах присутствуют реликты серпентинитов.

Из изложенного выше можно сделать вывод о последовательности процессов, приведших к образованию метаморфической толщи Бессазского блока. Метаморфизованными оказались два генетически различных комплекса пород. Процесс метаморфизма их можно разделить на три основные стадии: 1) преобразование гипербазитов; 2) метаморфизм вулканогенно-осадочной толщи; 3) гранитизация, наложившаяся на оба комплекса.

В преобразовании гипербазитов (серпентинитов) имели место процессы пироксенизации, цоизитизации и фельдшпатизации.

Пироксенизация вызвала порфиробластовые выделения диопсида и энстатита в серпентинитах. Эти выделения существенно затушеваны более поздними процессами амфиболизации. Пироксенизация, видимо, играла главную роль при образовании пироксен-цоизитовых пород, так как широко распространены амфибол-цоизитовые породы, в которых пироксен является реликтовым минералом.

Цоизитизация также имела широкое распространение. Цоизит, в отличие от пироксена, сохраняется лучше, хотя частично преобразуется в основной плагиоклаз. По текстурным и морфологическим особенностям новообразованных пород цоизитизация аналогична инъекционным и метасоматическим мигматитам. Видимо, поэтому полосчатые текстуры, созданные цоизитизацией, наследуются затем плагиомигматизацией. Пироксенизация и цоизитизация привели к образованию пироксен-цоизитовых пород массивной и полосчатой текстуры. В дальнейшем почти весь пироксен был замещен роговой обманкой.

Фельдшпатизация (образование анортита) имела большое значение при преобразовании серпентинитов и насыщении их плагиоклазом. Текстурно она близка цоизитизации, хотя и не дает четких мигматитоподобных образований. Она привела к широкому развитию пироксен-плагиоклазовых пород с различными структурами, среди которых появляются структуры, свойственные габбро. Пироксены этих пород также частично замещены роговой обманкой.

Перечисленные процессы метасоматоза вызвали преобразование гипербазитов в габброиды пироксен-цоизитового и пироксен-плагиоклазового состава с крайне неравномерным строением. В итоге возник своеобразный гипербазито-габбровый комплекс пород.

Метасоматические процессы, в результате которых гипербазиты преобразуются в габброидные породы и габбро, обстоятельно изучены и неоднократно описаны В.Ф. Морковкиной (1962, 1967, 1968, 1974), С.В. Москалевой (1959, 1960), А.А. Ефимовым и Л.П. Ефимовой (1967, 1974) применительно к гипербазитам Урала. Автор совместно с В.И. Пазиловой пришли к аналогичному выводу, изучая гипербазиты и габброиды хр. Каратау. Последовательность процессов, установленная на Урале и в Каратау, свидетельствует об общих закономерностях в преобразовании гипербазитов. Вместе с тем на примере Бессазского блока можно проследить дальнейшие изменения апогипербазитовых пород. Они связаны с более поздними процессами метаморфизма, захватившими как вулканогенно-осадочную толщу, так и породы гипербазито-габбрового комплекса. Совершенно очевидно, что эти процессы оторваны от описанных выше достаточно длительным промежутком времени, в течение которого произошло накопление мощной толщи вулканогенных отложений. Больше того, эта толща была затем интенсивно дислоцирована совместно с породами гипербазито-габбрового комплекса, о чем свидетельствует одинаковое простирание пород этих комплексов, резко отличное от простирания пород верхнего рифея, характеризующихся зеленосланцевой фацией метаморфизма.

Имеется много данных, позволяющих считать, что сланцево-амфиболитовый комплекс образовался в результате регионального метаморфизма вулканогенно-осадочной толщи. В карагузской и особенно в жунусатинской свите широко представлены различные амфиболиты, амфиболовые и роговообманковые сланцы, являющиеся продуктами метаморфизма основных эффузивов.

Эти же процессы метаморфизма захватили и породы гипербазито-габбрового комплекса и почти полностью преобразовали их в амфиболиты, амфибол-цоизитовые, амфибол-плагиоклазовые породы и габбро-амфиболиты. Серпентиниты и продукты их метаморфизма сохранились в виде реликтовых участков среди полей амфиболитов и габбро-амфиболитов. Для гипербазито-габбрового комплекса процессы амфиболизации, очевидно, носили регрессивный характер в отличие от эффузивно-осадочной толщи, где они имели прогрессивный характер. Процессы амфиболизации имели площадное распространение.

Амфиболизация теснейшим образом связана с плагиогранитизацией. Последняя проявилась в Бессазской блоке также широко и захватила породы обоих комплексов, будучи наиболее поздним наложенным процессом. Плагиогранитизация сопровождалась образованием небольших тел плагиогранито-гнейсов. Она вызвала локальный диафторез, в результате которого степень метаморфизма пород понизилась до фации эпидотовых амфиболитов.

Таким образом, метаморфическая толща Бессазского блока возникла в результате изменения различных по составу, генезису и возрасту пород. Возрастные соотношения между комплексами решаются на основании установленной последовательности метаморфических процессов и радиологических данных. Процессы, преобразовавшие гипербазиты в полосчатые породы гипербазито-габбрового комплекса, не затронули вулканогенно-осадочную толщу; следовательно, они предшествовали ее накоплению и метаморфизму в амфиболитовой фации и поэтому являются более древними. Возраст метаморфизма карагузской свиты по мусковиту из сланца оценивается в 934 млн.лет., что позволяет считать гипербазито-габбровый комплекс доранне рифейским. Первое появление пород комплексов в зоне денудации относится к концу рифея, вторичное – к среднему девону, на что указывает присутствие гальки пород метаморфической толщи (включая серпентиниты) в конгломератах венда (?) – нижнего палеозоя и тюлькубашской свиты. Следовательно, древнейшими породами хр. Каратау следует считать породы гипербазито-габбрового комплекса Бессазского блока, что подтверждается аномальным положением блока в структуре хр. Каратау.

КАРААРЧИНСКИЙ БЛОК

Караарчинский блок расположен в западной части Киргизского хребта. К востоку от него находится Макбальский блок, отделенный сложной системой разрывных нарушений. С запада Караарчинский блок разломом одноименного названия отделен от Алмалинского синклинория. Северная и южная границы его скрыты соответственно под каменноугольными и четвертичными отложениями. Длина блока 25, ширина – 2,5 км.

Караарчинский блок сложен породами офиолитовой ассоциации. В основании разреза залегает гипербазито-габбровый комплекс, который вверх по разрезу сменяется вулканогенно-кремнистой толщей. Гипербазито-габбровый комплекс все исследователи принимали за интрузию габбро-диоритового состава. Ошибочность такого вывода теперь очевидна, так как в этом комплексе отсутствуют диориты и присутствуют гипербазиты, которые через промежуточные разности переходят в полосчатые габброидные породы. Гипербазиты представлены серпентинизированными перидотитами и серпентинитами, слагающими линзовидные полосы и неправильной формы участки среди полосчатых габбро. Размеры полос и гнезд гипербазитов варьируют от сантиметров до десятков метров. Наблюдаются тела лиственитов и гранатовых амфиболитов. Последние всегда ассоциируют с полосчатыми габброидами. На породах этого комплекса без видимого несогласия и следов интрузивного воздействия залегает эпидот-амфиболит-кремнистая толща верхнего докембрия (терекская свита). В амфиболитах сохранились реликтовые структуры эффузивов. Осадочные породы представлены кремнистыми сланцами. Эта толща слагает узкую синклинальную складку. Северо-восточное крыло складки оборвано разломом, за которым снова обнажается гипербазито-габбровый комплекс офиолитовой ассоциации. На этом участке в нем широко представлены горнблендиты, интенсивно гранитизированные, с образованием пород типа брекчий замещения.

По среднему истоку р. Каинды в 0,5 км вдоль правого борта (см. рис. 2, I) офиолитовая ассоциация по разлому граничит с массивом гранитов каледонского возраста. К северу от разлома обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Габбро массивные, содержащие линзы и гнезда актинолитовых серпентинитов; полосчатость в габбро хорошо выдержана и падает круто на северо-запад	100
2. Серпентиниты темно-зеленые, сланцеватые	7
3. Габбро мезократовые, полосчатые	4
4. Серпентиниты тремолитовые, светло-зеленые, сланцеватые	6
5. Габбро полосчатые, разнозернистые, с порфиробластами амфиболизированного пироксена и роговой обманкой; среди них в виде гнезд размером от 0,1 до 0,5 м присутствуют темно-зеленые серпентиниты с редкими вкрапленниками пироксенов	60
6. Серпентиниты тремолитовые, темно-зеленые, плотные	10
7. Габбро полосчатые, содержат участки массивных разнозернистых габбро и включения серпентинитов	70
8. Серпентиниты сланцеватые, с участками до 0,5 м пироксен-цоизитовых, амфибол-пироксен-цоизитовых и пироксен-плагиоклазовых пород; наблюдаются взаимопереходы между серпентинитами и другими типами пород	20
9. Пироксен-плагиоклазовые полосчатые габброидные породы	30
10. Габбро-амфиболиты полосчатые, светлые полосы сложены цоизитом и плагиоклазом; полосчатость падает на северо-восток под углом 45°; здесь же встречены линзы и гнезда плагиогранитов	80
11. Перидотиты темные, массивные, содержат участки плотных серпентинитов	25
12. Листвениты желто-бурые, содержат линзы серпентинитовых сланцев; падение сланцев северо-восточное	3
13. Габбро полосчатые, с темными полосами серпентинита и светлыми – пироксен-цоизита и плагиоклаз-цоизита	80
14. Габбро-амфиболиты, ассоциирующие с полосчатыми пироксен-плагиоклазовыми породами; последние содержат реликты серпентинита	55
15. Чередующиеся полосчатые и массивные габброиды; серпентиниты слагают небольшие линзы; в массивных габброидах отмечены участки изометричной формы пироксен-цоизитовых пород	120

	Мощность, м
16. Листвениты желто-бурые, сланцеватые	5
17. Габбро-амфиболиты темно-зеленые, отчетливо плойчатые	30

На породы гипербазито-габбрового комплекса стратиграфически налегают амфиболизированные эффузивы. Контакт в плане извилистый, признаков срыва или интрузивного воздействия габбро-амфиболитов на эффузивы не наблюдается. Метаморфизованные эффузивы изучены и выделены В.В. Киселевым (1964) под названием терекской свиты. Как теперь установлено, терекская свита залегает на гипербазито-габбровом комплексе и является верхним членом офиолитовой ассоциации. По среднему истоку р. Каинды разрез офиолитовой ассоциации наращивается следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
18. На полосчатые габброиды налегают амфиболизированные диабазы и спилиты; полосчатость габброидов и сланцеватость метаэффузивов совпадают и падают на северо-восток под углом 55°, о чем подчеркивается структурное единство двух комплексов. В эффузивах заключены линзы и гнезда черных и малиновых яшм и кремней	100
19. Тонкое чередование черных и зеленых кремнистых сланцев с желваками красных яшм	130
20. Метаэффузивы типа порфиритоидов, сланцеватые	50
21. Пересланивание кремнистых и эпидот-актинолитовых сланцев; в последних сохранились структурно-текстурные признаки эффузивов	180
22. Спилиты миндалекаменные, с отчетливыми лейстами плагиоклаза; миндалины заполнены хлоритом и халцедоном	120
23. Чередование пестроокрашенных кремнистых сланцев; прослойки миллиметровой толщины	70
24. Чередование спилитов с зелеными кремнистыми сланцами; спилиты сильно амфиболизированы; количественно преобладают сланцы	115
25. Ортоамфиболиты порфиробластовые, темно-зеленые	60
26. Сланцы эпидот-актинолит-хлоритовые, с включением массивных ортоамфиболитов	180
27. Сланцы кремнистые, черные, тонкослоистые	45
28. Амфибол-эпидот-актинолитовые сланцы с включениями диабазов с крупными вкрапленниками оливина	260

Последняя пачка слагает ядро синклинали. К северу-востоку от выхода наблюдается повторение разреза. Суммарная мощность свиты свыше 1300 м.

Как видно из разреза, строение гипербазит-габбрового комплекса в Караарчинском блоке аналогично таковому Бессазского блока. Это сходство усиливается процессами гранитизации с образованием полос и гнезд плагиогранитного состава. Отличие состоит в том, что в Караарчинском блоке разрез не нарушен. В нем установлена стратиграфическая последовательность комплексов офиолитовой ассоциации: в основании разреза залегают гипербазиты, переходящие вверх в полосчатые габброиды (нижний комплекс), которые перекрываются метаморфизованной вулканогенно-кремнистой толщей (верхний комплекс). Возраст метаморфизма эффузивов терекской свиты 700 млн. лет (валовая проба, определение М.А. Гаррис). В Бессазском блоке видна та же последовательность комплексов. Однако контакт между ними тектонический, и один и тот же по составу гипербазито-габбровый комплекс перекрывается вулканогенно-кремнистой толщей разного возраста.

МАКБАЛЬСКИЙ БЛОК

Макбальский блок расположен на западном окончании Киргизского хребта, на западе граничит с Караарчинским, на востоке – с Терекским блоками, имеет сложную внутреннюю структуру.

Основы тектоники и стратиграфии данной территории разработаны выдающимся исследователем Тянь-Шаня В.А. Николаевым (1930, 1937, 1939, 1954, 1957). В дальнейшем стратиграфия детализировалась И.Е. Медведевой (1959), Л.Н. Белько-вой и В.Н. Огневым (1961, 1964). Большие успехи в изучении геологии Северного

Тянь-Шаня связаны с исследованиями В.Г. Королева (1956, 1963, 1971). Многие представления о стратиграфии, тектонике и магматизме докембрия Киргизии сформулированы В.Г. Королевым в соавторстве с геологами, работающими под его руководством.

Разрез докембрия Макбальского блока В.А. Николаев подразделил на пять свит (снизу вверх): макбальскую, нельдинскую, каиндинскую, кенкольскую и спилитовую. Присутствие в основании разреза высокометаморфизованных пород (амфиболиты, эклогиты и гнейсы) он связывал с контактовым воздействием позднедокембрийских гранитоидов. Этот разрез является опорным для всего Северного Тянь-Шаня. Он используется для корреляции с прилегающими районами Южного Казахстана и для понимания эволюции геосинклинального процесса. Поэтому очень важно знать природу и структурное положение таких образований, как эклогиты, амфиболиты и другие высокометаморфизованные породы. В настоящее время по этому вопросу существуют противоположные мнения. И.Е. Медведева (1960) генезис эклогитов связывает с высокотемпературным региональным метаморфизмом мергелистых серий. А.Б. Бакиров (1973) образование эклогитов объясняет метаморфизмом высоких давлений силловых тел платобазальтов. И.А. Ефимов (1964) и Ю.А. Алехин (1971) доказывают магматическую природу рассматриваемых пород.

Эклогиты Макбальского блока залегают в основании разреза докембрия. Они развиты у пер. Тюякарын и в истоках р. Каинды. Для эклогитов характерна тесная связь с габбро, горнблендитами, амфиболитами, а также с гранат-глаукофан-слюдяными сланцами. Решающее значение имеет ассоциация эклогитов и гранатовых амфиболитов, в которой эклогиты присутствуют в виде небольших линзовидных и округлых участков среди гранатовых амфиболитов. Если к этому добавить, что эклогиты связаны постепенными переходами с гранатовыми амфиболитами и с полосчатыми габбро, то можно прийти к выводу, что они возникли метасоматическим путем за счет габброидов и основных эффузивов.

Метасоматическое происхождение эклогитов доказано Н.Г. Удовкиной (1971) для Полярного Урала. Рассматривая эклогиты как метасоматические образования, можно объяснить полное отсутствие элементов стратификации в породах, слагающих низы разреза Макбальского блока, которое, как было отмечено выше, характерно и для пород гипербазито-габбрового комплекса Бессазского блока. Эта же особенность ранее была подчеркнута В.Ф. Морковкиной (1967) для гипербазито-габбрового комплекса Полярного Урала.

Образование разнообразных метасоматических пород (гранатовые амфиболиты, амфибол-клиноцоизитовые, кварц-гранатовые и тальк-гранатовые сланцы) в Макбальском блоке И.А. Ефимов (1964) объясняет результатом взаимодействия основного материала с более кислым, непрерывно поступающим из мантии в виде "сквозьмагматических" растворов. Метасоматическое преобразование эклогитов в амфиболиты и гранат-глаукофан-слюдяные сланцы доказывает И.Е. Медведева. Специально изучив оптические свойства и химизм гранатов, она пришла к выводу, что гранат во всех разновидностях пород является пироп-альмандином одного и того же состава. Тот же вывод относится к омфациту и глаукофану эклогитов, амфиболитов и сланцев, т.е. все эти минералы – реликтовые минералы эклогитов. Сами эклогиты, по нашему мнению, возникли в результате метаморфизма габброидов и основных эффузивов.

Итак, геологические, петрографические и петрохимические данные в совокупности позволяют сделать вывод о том, что самые древние породы Макбальского блока – породы гипербазито-габбрового комплекса офиолитовой ассоциации. Этот комплекс, по новым данным, перекрывается нельдинской свитой, в составе которой большую роль играют амфиболиты, образовавшиеся при метаморфизме основных эффузивов. Следовательно, макбальская свита кварцитов, содержащая обломочные цирконы, датированные в 1840 ± 170 млн. лет, не может рассматриваться как стратиграфическая покрышка гипербазито-габбрового комплекса. Это подтверждает и возраст эклогитов (1688 ± 75 млн. лет).

Таким образом, из изложенного выше следует, что офиолитовая ассоциация западной части Киргизского хребта имеет двучленное строение: однотипно постро-

енное гипербазито-габбровое основание и вулканогенно-кремнистую покрышку. Последняя в разных блоках различается по возрасту и степени метаморфизма. Причины этих различий пока не ясны. Весьма возможно, что они отражают неравномерность проявления процессов метаморфизма, связанную с первичной тектонической дифференциацией гипербазито-габбрового комплекса, хотя нельзя исключить и такое объяснение, что в современной структуре Киргизского хребта эти разрезы оказались тектонически сближенными в конце позднего рифея.

СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

В Срединном Тянь-Шане породы офиолитовой ассоциации обнажаются в Касанском антиклинории, среди метаморфических толщ рифея. Строение и структурное положение ассоциации различно. В одних случаях породы офиолитовой ассоциации слагают ядра антиклиналей, в других – выведены на поверхность по разломам и расположены в основании разреза нижнего рифея, в третьих – в виде протрузий прорывают отложения верхнего рифея. В последнем случае гипербазиты представлены исключительно серпентинитами. Обычно это округлые или слабо удлиненные тела, не имеющие строгой ориентировки. В ядрах антиклиналей и в блоках гипербазиты ассоциируют с полосчатыми габброидами, гранатовыми амфиболитами, реже – эклогитоподобными породами. Всегда присутствуют тела лиственитов.

Гипербазиты Касанского антиклинория наиболее детально изучены Л.И. Турбиным (1962б), который по аналогии с гипербазитами Южного Тянь-Шаня считает их интрузиями позднепалеозойского возраста. Наши исследования не подтвердили выводов Л.И. Турбина как в отношении их интрузивного залегания, так и возраста. Это видно из разрезов офиолитовой ассоциации водораздела рек Иштамберды и Касансай и Нижне-Касанской антиклинали.

Первый разрез описан в 2 км восточнее Чалкидысая через водораздел Иштамберды-Касансай (см.рис.2, III).

На южном склоне водораздела развита толща венда (?) – нижнего палеозоя. В основании ее обнажаются конгломерато-сланцы, содержащие гальку амфиболитов, гнейсов, диорито-гнейсов, полосчатых пород габбрового ряда. Конгломерато-сланцы с небольшим угловым несогласием перекрывают толщу нижнего (?) -среднего рифея. Последняя смята в складки, которые, в свою очередь, осложнены разрывами. В ядрах антиклинальных складок и по разрывам на поверхность выведены породы гипербазито-габбрового комплекса.

В разрезе через водораздел наблюдаются следующие соотношения гипербазито-габбрового комплекса с комплексом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, вторым членом офиолитовой ассоциации (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Конгломерато-сланцы венда (?)-нижнего палеозоя несогласно налегают на отложения нижнего (?)-среднего рифея. Последние представлены пачкой переслаивания биотит-гранатовых и амфиболовых сланцев и биотитовых гнейсов. Преобладают биотитовые сланцы, слои падают на юго-запад под углом 75 °.	270
2. Амфиболовые сланцы, амфиболиты с горизонтами "очковых" биотит-амфиболовых гнейсов, полосками и линзами плагиогранито-гнейсов. Элементы залегания сохраняются.	100
3.Гранатовые амфиболиты слагают крылья крутой антиклинальной складки, в ядре которой обнажаются лейкократовые полосчатые габбро. Контакты амфиболитов и габбро нерезкие, с постепенными переходами. Северное крыло подвернуто и переходит в запрокинутую синклинальную складку, осевая поверхность которой наклонена к югу-западу под углом 80°. Складка сложена толщей, аналогичной пачке 1	300
4. Серпентиниты. Ширина выхода	30
5. Биотит-гранатовые сланцы, падение юго-западное под углом 80°	70
6. Серпентиниты, аналогичные описанным в пункте 4	20
7. Серпентинитовые и актинолит-тремолит-серпентинитовые сланцы.	25
8. Биотит-гранатовые сланцы, биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, содержащие горизонты амфиболитов и амфиболовых сланцев. Вся толща подверглась гранитизации с образованием "очковых " пород и плагиогранитных полос. Ширина полос колеблется от долей сантиметров до 50 м. Плагиограниты	

Мощность, м

секут вмещающие породы. Толща в целом сохраняет юго-западное падение под углом 45° 700

9. Серпентиниты, актинолит-тремолитовые и тальковые сланцы с тонкими прослойками серпентинитов, отделенные от толщи пункта 8 разрывом большой протяженности. Эти породы сменяют друг друга по разрезу и по простиранию, отсутствуют всякие элементы стратификации 100

10. Полосчатый комплекс, в котором по преобладанию тех или иных текстурных признаков условно можно выделить различные типы габброидов. Полосчатые габброиды сложены цоизитом и плагиоклазом. Ширина выхода 100

11. Гранатовые амфиболиты 40

12. Меланократовые габбро-амфиболиты. Ширина выхода 120

13. Гранатовые амфиболиты 30

14. Чередование полосчатых лейкократовых и массивных разнозернистых габбро. Ширина выхода 80

15. Гранатовые амфиболиты с участками габбро-амфиболитов. Ширина выхода 110

16. Полосчатые габброиды такситового строения с участками и гнездами габбро-пегматитов и крупнозернистых меланократовых габбро. Ширина выхода 140

17. Серпентиниты, переходящие в полосчатые габброиды. Ширина выхода 30

18. Полоса диорито-гнейсов с отдельными участками меланократовых пород массивного сложения размером до 20 м. Ширина выхода 150

19. Сланцы биотит-гранатовые, с отчетливым юго-западным падением под углом 60°, по простиранию выклиниваются без видимого срыва.

20. Массивные диориты и габбро-диориты: ориентировка полосчатости диоритов совпадает со сланцеватостью биотитовых сланцев. Ширина выхода 400

21. Диорито-гнейсы с участками меланократовых пород массивного сложения. Ширина выхода 350

Весь описанный разрез полосчатого комплекса надвинут на отложения перми, слагающие Верхне-Касанский грабен.

Второй разрез офиолитовой ассоциации изучен в ядре Нижне-Касанской антиклинали (см. рис. 2, II). Разрез пройден в 200 м выше уреза р. Касансай.

Нижне-Касанская антиклиналь расположена в 350 м ниже впадения р. Каинсу в р. Касан. Антиклиналь вытянута в широтном направлении, прослеживается на расстоянии 15 км и представляет узко сжатую складку, надвинутую на Большой Касанский грабен, заполненный отложениями перми. Южное крыло антиклинали сильно осложнено крутыми надвигами. Ядро антиклинали хорошо очерчено толщей мраморов. Разрез в районе Нижне-Касанской антиклинали (снизу вверх):

Мощность, м

1. В ядре антиклинали обнажены гранатовые амфиболиты, оконтуренные с двух сторон полосами лиственитов, в которых сохранились пропластки актинолит-тремолитовых сланцев с реликтами серпентинитов. Мощность гранатовых амфиболитов и лиственитов 50

2. Сланцы слюдяно-гранатовые 25

3. Амфиболиты и амфиболовые сланцы 40

4. Гнейсы биотитовые 35

5. Сланцы биотит-гранатовые 45

Породы, описаннные в пунктах 2–5, падают на юг под углом 60–75°, относятся к вулканогенно-осадочной толще, а породы в пункте 1, очевидно, являются самыми верхними горизонтами гипербазито-габбрового комплекса. Далее к югу, за разломом, обнажаются:

6. Листвениты, аналогичные описанным в пункте 1 5

7. Амфиболиты гранатовые 20

8. Горнблендиты 8

9. Эклогитоподобные породы 12

10. Амфиболиты гранатовые, с игольчатой роговой обманкой 15

Далее к югу обнажается толща белых мраморов, надвинутая на амфиболиты. Породы в пунктах 6–10 связаны взаимопереходами, элементы стратификации отсутствуют.

В приведенных разрезах эклогитоподобные породы залегают в виде гнезд среди гранатовых амфиболитов и горнблендитов. Впервые они установлены

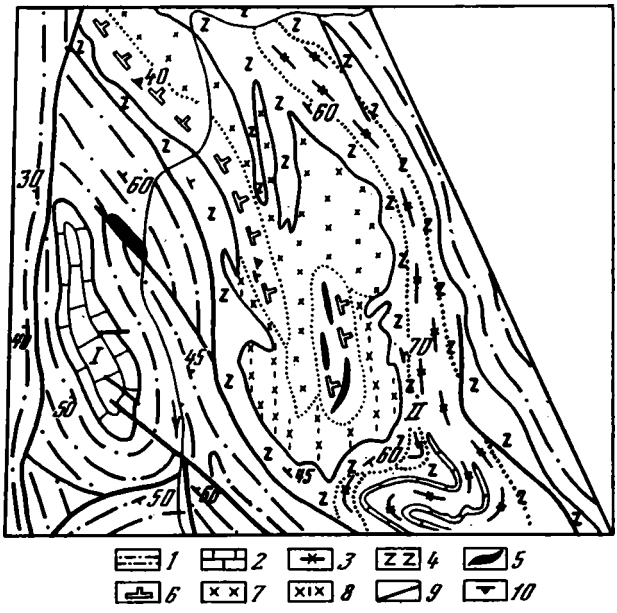


Рис. 3. Схема геологического строения района р. Терексай
I – Терекская и II – Арчасуйская антиклинали. Рифейские отложения: *1* – слюдяно-гранатовые сланцы, *2* – мраморы, *3* – амфиболовые, биотит-роговообманковые сланцы и гнейсы, *4* – амфиболиты; породы гипербазито-габбрового комплекса: *5* – серпентиниты, *6* – габбро, габбро-амфиболиты, габбро-пегматиты, *7* – диориты, габбро-диориты, *8* – диорито-гнейсы; *9* – разрывы; *10* – падение полосчатости

А.Б. Бакировым (1973), который приводит следующий их состав: зеленый пироксен (омфацит), гранат, плагиоклаз, магнетит. Более поздние минералы (зеленая роговая обманка, эпидот, хлорит, соссюрит) замещают первичные (пироксен, плагиоклаз, гранат). Участками сильно проявлена эпидотизация с образованием эпидот-гранатовой породы. Интересно поведение граната. В эклогитоподобных породах (друзиты) гранат имеет четкие очертания, в гранатовых амфиболитах форма гранатов порфиробластовая, а в сланцах они сохранились в виде реликтов среди порфиробластов биотита, отличающегося высокой железистостью. Во всех трех случаях гранат отвечает пироп-альмандину, и в амфиболитах и сланцах он является реликтовым минералом эклогитов, подчеркивающим метасоматический генезис этих пород по эклогитам.

Аналогичный комплекс пород развит по р. Терексай (рис. 3). Ранее этот комплекс относили полностью к диоритам и диорито-гнейсам (Макарычев, Павлова, 1967), считая слагающие его породы магматическими образованиями. Исследования автора последних лет выявили среди диоритов породы гипербазито-габбрового состава. Интересно их структурное положение. В долине р. Терексай рифейские отложения слагают две антиклинальные складки: Терекскую и Арчасуйскую, разделенные разломом. В ядре Терекской антиклинали обнажены мраморы, крылья сложены биотит-гранатовыми сланцами. Этот комплекс пород в Нижне-Касанской антиклинали залегает выше гипербазито-габбрового комплекса, перекрытого эклогит-амфиболитовой толщей, т.е. надстраивает разрез рифея. В Арчасуйской антиклинали ядро сложено породами полосчатого комплекса с реликтовыми участками гипербазитового субстрата. Крупные участки здесь заняты диоритами, габбро-диоритами и диорито-гнейсами. Границы их с породами полосчатого комплекса нерезкие, наблюдаются переходы. Химический состав диоритов, по данным М.Д. Гася (1972), отвечает диориту по составу, приближающемуся к габбро, что указывает на петрохимическое родство их с породами полосчатого комплекса. Ядро антиклинали облекается толщей амфиболитов, амфиболитовых, биотит-роговообманковых сланцев и гнейсов. Контакты этой толщи с диорито-гнейсами резкие, нередко секущие; с породами полосчатого комплекса установлены постепенные переходы. В юго-восточной части района видно периклинальное замыкание антиклинали, подчеркнутое горизонтами мраморов. Наблюдение над полосчастостью показало, что в большинстве случаев она совпадает с падением слоистости рифейских отложений.

Между этими антиклиналями сохранилось восточное крыло синклинали, ядро которой перекрыто надвинутой Арчасуйской антиклиналью. По разрывам обнажаются небольшие тела серпентинитов, что свидетельствует о неглубоком залегании

здесь гипербазито-габбрового комплекса. Многочисленные протрузии серпентинитов имеются также среди верхнерифейских отложений в верховьях р. Терексай.

Таким образом, в Касанском антиклинории Срединного Тянь-Шаня установлена офиолитовая ассоциация пород, аналогичная таковой Бессазского и Макбальского блоков в Северном Тянь-Шане. Здесь также повсеместно установлены сложные взаимопереходы в породах гипербазито-габбрового комплекса, отсутствуют элементы стратификации, наблюдается петрохимическое родство пород, что свидетельствует об их образовании за счет гипербазитов, реликты которых сохранились в них в виде изометричных участков серпентинитов. Структурное положение гипербазито-габбрового комплекса в ядрах названных антиклиналей под толщей метасланцев нижнего—среднего рифея позволяет считать его возраст более древним (дорифейским), чем возраст перекрывающих образований. Продукты размыва пород этого комплекса совместно с метабазитами присутствуют в конгломератах венда (?) — нижнего палеозоя (Макарычев, 1964). В Пскомском хребте этот комплекс прорывается гранитоидами с абсолютным возрастом 830 млн. лет.

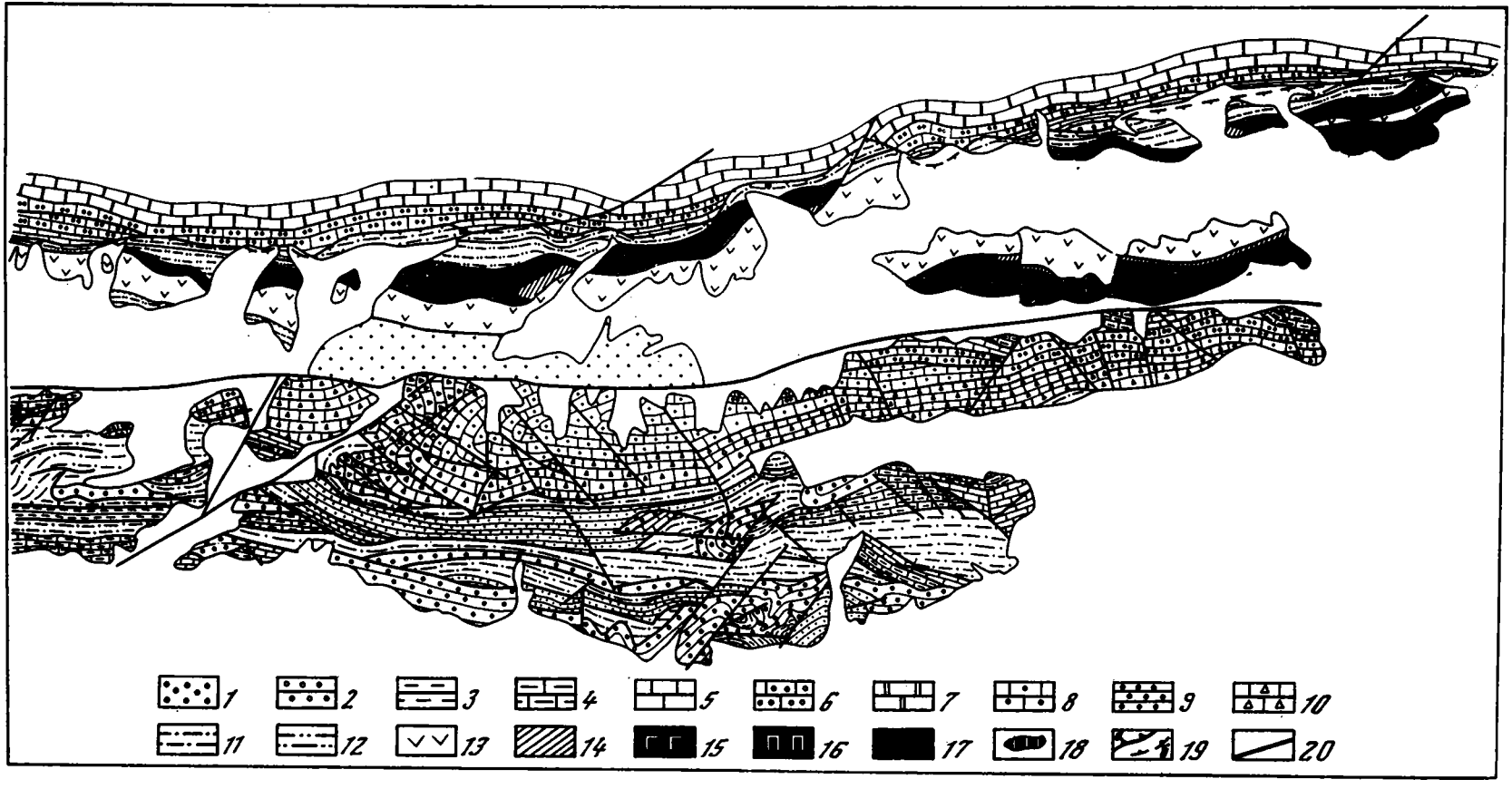
В Касанском антиклинории комплекс метабазитов и метасланцев совместно с венд (?)-нижнепалеозойскими отложениями слагает единые складчатые структуры, в которых отсутствуют признаки перестройки. Поэтому отнесение метаморфической толщи Касанского антиклинория к архею, только по степени метаморфизма пород, как это делают Л.Н. Белькова, В.Н. Огнев и А.Ф. Тащилов (1969), вряд ли может считаться доказательством ее архейского возраста.

Сравнение пород офиолитовой ассоциации Северного и Срединного Тянь-Шаня показывает, что они претерпели два этапа метаморфизма, поздний из которых был связан с амфиболизацией и плагиогранитизацией. Это обусловило однородный метаморфизм нижних частей разрезов этих регионов. Приуроченность эклогитов и гранатовых амфиболитов исключительно к выходам гиперабазитов и габбро, близость петрохимических составов пород, повидимому, указывают на их генетическое родство. Вместе с тем метасоматические и метаморфические процессы, а также наложенный диафторез сильно изменили облик первичных пород.

ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

В Южном Тянь-Шане породы офиолитовой ассоциации слагают Южно-Тяньшаньский офиолитовый пояс большой протяженности, который, начинаясь в горах Султануиздага, в виде выпуклой к югу дуги прослеживается к востоку по северным склонам гор Тамдытау и Нуратау. Далее он тянется вдоль низких предгорий Туркестано-Алайской горной системы к подножью Ферганского хребта, круто поворачивает на север в горах Алдыяр, огибая восточный борт Ферганской впадины. На правобережье р. Нарын пояс снова приобретает субширотное направление, прослеживается на восток, где срезается Таласо-Ферганским сдвигом. В Нарынском секторе он наблюдается у подножья Атбашинского хребта вдоль границы Южного и Срединного Тянь-Шаня. На всем этом огромном протяжении (свыше 1000 км) гипербазиты и габбро обычно слагают небольшие тела, сгруппированные в линейные зоны. В большинстве случаев породы офиолитовой ассоциации интенсивно переработаны и превращены в серпентинитовый меланж. Гораздо реже встречаются ненарушенные разрезы.

В петрохимическом отношении гипербазиты и габбро объединены в габбро-перидотитовую формацию (Висьневский, 1958; Халматов, 1957; Кравченко, 1961; Хамрабаев и др., 1964, 1967; Алексеенко, Портнягин, 1966; Поршняков, 1973; и др.). Рассматривая породы этой формации как интрузивные образования, некоторые исследователи обращали внимание на отсутствие интрузивных контактов гипербазитов с вмещающими породами, объясняя этот факт влиянием последующих тектонических движений (Морозов, 1960). Возраст гипербазитов и габбро в различных частях офиолитового пояса трактовался в широком диапазоне: от девона


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

в Кызылкумах и Алайском хребте до среднего карбона в предгорьях Ферганской впадины. На этом основании выделялись разные по возрасту, но тождественные по составу офиолитовые комплексы. Возраст офиолитов определялся обычно по появлению продуктов их размыва в конгломератах или по единичным радиологическим определениям (Алексеенко и др., 1969).

Изучение пород офиолитовой ассоциации, проводившееся автором в последние годы в различных частях Южно-Тяньшанского пояса (Канская полоса, урочище Сартале, горы Карачатыр и Алдыяр, Ферганский, Атойнокский и Атбашинский хребты), показало, что офиолиты всюду находятся в сложных тектонических соотношениях с окружающими породами. Ни в одном случае не было установлено интрузивных контактов. Обычно офиолиты вместе с окружающими породами образуют мощные зоны тектонических брекчий, цементом которых является серпентинитовая масса. Эти новые данные не позволяют рассматривать гипербазиты в современной структуре Южного Тянь-Шаня как внедрившиеся в разное время интрузии, а поэтому их следует относить к категории тектонических формаций типа меланжа. Подобные образования развиты во многих поясах мира, на что обращали внимание А.В. Пейве (1969), А.Л. Книппер (1971а, б), В.Е. Хаин (1968, 1969) и М.Г. Ломизе (1970).

Для офиолитовой ассоциации Южного Тянь-Шаня характерны две особенности: 1) наличие ненарушенного разреза в урочище Сартале, что позволило установить стратиграфическую последовательность образования ее членов и 2) широкое развитие формации серпентинитового меланжа в горном обрамлении Ферганской впадины. Появление огромных масс офиолитов в пределах пояса произошло за короткий интервал времени (конец раннего–начало среднего карбона) и связано с проявлением складчатости.

БЛОК С НЕНАРУШЕННЫМ РАЗРЕЗОМ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Урочище Сартале

Ненарушенный разрез офиолитовой ассоциации урочища Сартале обнаружен в Алайском хребте, в междуречье Сох и Шахимардан. Этот разрез изучался при геолого-съемочных работах А.И. Гончаровым, Т.С. Замалетдиновым, В.С. Сафиным и др. Древнейшими породами в нем считались сланцы нижнего силура, охарактеризованные граптолитами. Вулканогенная толща относилась к девону (араванская свита). Гипербазито-габбровый комплекс принимался за стратиформную интрузию, внедрившуюся после среднего девона (считалось, что гипербазиты рвут араванскую свиту) по глубинному разлому с последовательностью: перидотиты, габбро, перидотиты. Этой же точки зрения придерживалась Э.В. Пояркова (1969, 1970), специально изучавшая петрографию гипербазитов.

Разрез Сарталинской полосы изучен автором совместно с Я.С. Висьневским и летом 1973 г. был показан участникам экскурсии Международного симпозиума "Офиолиты в земной коре" (Макарычев, Висьневский, 1973).

Рис. 4. Схематическая структурно-геологическая карта Сарталинской полосы офиолитов (Южный Тянь-Шань). Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов А.И. Гончарова, Т.С. Замалетдинова, Э.В. Поярковой и В.С. Сафина

1 – палеоген–неоген: песчаники и алевролиты; *2* – московский ярус, толубайская свита: конгломераты, песчаники, алевролиты; *3* – башкирский–московский ярусы: известняки афанитовые, обломочные; *4* – намюрский–башкирский ярусы: известняки тонкослоистые с прослоями кремней; *5* – визейский ярус: известняки оолитовые; *6* – верхний девон–визейский ярус: известняки оолитовые, обломочные; *7* – живетский ярус, охнинская свита: доломитизированные известняки; *8* – нижний девон – эйфельский ярус, актурская свита: известняки криноидные, обломочные; *9* – нижний девон–эйфельский ярус, караджигачская свита: алевролиты, песчаники, конгломераты; *10* – лудловский ярус–нижний девон, ишметауская и матчайская свиты: известняки пелитоморфные, прослои доломитов; *11* – венлокский–лудловский ярусы, пульгонская свита: сланцы, алевролиты, песчаники, прослои известняков и эффузивов; *12* – лландоверийский ярус: конгломераты, глинистые и кремнистые сланцы, эффузивы основного состава; *13* – нижний палеозой (?): спилиты, диабазы, пикритовые порфириты; *14* – габбро-диабазы; *15* – полосчатое габбро; *16* – перидотиты; *17* – серпентиниты; *18* – листвениты; *19* – надвиги: *а* – прослеженные, *б* – предполагаемые; *20* – разрывы

Сарталинская полоса офиолитов приурочена к высоким предгорьям Алайского хребта. Севернее, в зоне низких предгорий обнажается серпентинитовый меланж Канской полосы. Структурное положение офиолитовой ассоциации в урочище Сартале четкое. Она слагает центральную часть Охнинско-Талдыкского антиклинория, имеющего сложное строение (рис. 4). С севера антиклинорий ограничен крупным Катранбашинским надвигом, по которому он надвинут на толщу, сложенную моноклинально падающими к югу известняками среднего девона—нижнего карбона и конгломератами среднего карбона гряды Катранбаши. С юга по системе крупных разломов антиклинорий граничит с известняками среднего палеозоя Тамчи-Ишметауской гряды, представленной крупной синклиналью с редуцированным северным крылом. Сохранившееся южное крыло структуры запрокинуто к югу, что указывает на общее движение горных масс в северном направлении.

В состав офиолитовой ассоциации Сарталинской полосы входят серпентиниты, серпентизированные гарцбургиты, роговообманковые габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы (нижний комплекс) и эффузивная серия пород основного и ультраосновного состава (диабазы, спилиты, пикритовые порфириты), а также линзы красных яшм (верхний комплекс). Соотношения между двумя комплексами хорошо видны на Надирском участке и на левом борту р. Сох.

На Надирском участке с юга на север обнажаются (рис. 5):

	Мощность, м
1. Серпентиниты с участками серпентинизированных гарцбургитов	100
2. Серпентизированные перидотиты с линзами и участками неправильной формы серпенитинтов	200
3. Габброиды полосчатые с линзами серпентинитов, полосчатость в габброидах круто наклонена на север	400
4. Габбро-диабазы с характерной радиально-лучистой структурой; петрографическое изучение привело Я.С. Висьневского к выводу о гипабиссальной их природе, о чем свидетельствуют магматические структуры пород и полосовое (дайковое) залегание; среди гипабиссальных габбро-диабазов имеются участки габбро-диабазов с шаровой отдельностью, напоминающей подушечную отдельность лав	50–150

На этом гипербазито-габбровом комплексе с перерывом залегает вулканогенно-кремнистая толща нижнего палеозоя:

	Мощность, м
5. Конгломераты, состоящие из плохо окатанных обломков габбро-диабазов, цементом служат более мелкие обломки тех же габбро-диабазов	1–3
6. Сланцы кремнистые яшмовидные	4
7. Порфириты пикритовые	0,7
8. Сланцы кремнистые	0,5
9. Диабазы с радиально-лучистой структурой	10
10. Сланцы кремнистые	8
11. Диабазы, аналогичные описанным в пункте 8	2
12. Сланцы кремнистые	8
13. Порфириты пикритовые с шаровой отдельностью, плотные, темно-серые; порода состоит из бурой основной массы, сложенной тонкопористыми образованиями пироксена (авгит) и мелких вкрапленников	200
14. Однообразные микродиабазы и диабазовые порфириты с редкими прослоями крупнозернитых диабазов; среди диабазов в подчиненном количестве присутствуют спилиты с характерной шаровой отдельностью и гнезда сургучных яшм; выделяются темно-зеленые плотные диабазы и более светлые спилиты с хорошо выраженными макроскопически лейстами пироксена в лучистых сростках	300
15. Плагиоклазовые порфириты	100

На Надирском участке продолжение разреза закрыто четвертичными отложениями, но обнажено западнее у родника Каратепе:

	Мощность, м
16. Конгломераты с резким несогласием перекрывают подстилающие плагиоклазовые порфириты; в гальке присутствуют обломки диабазов, спилитов, плагиопорфиритов, габбро-диабазов и полосчатых габброидов	20
17. Граувакки с прослоями сланцев	50
18. Граувакки, алевролиты, глинистые сланцы с прослоями диабазов	55
19. Пачка переслаивающихся алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев	95
20. Конгломераты, гравелиты, линзы эффузивов	20
21. Сланцы кремнистые, глинистые, с прослоями алевролитов	95

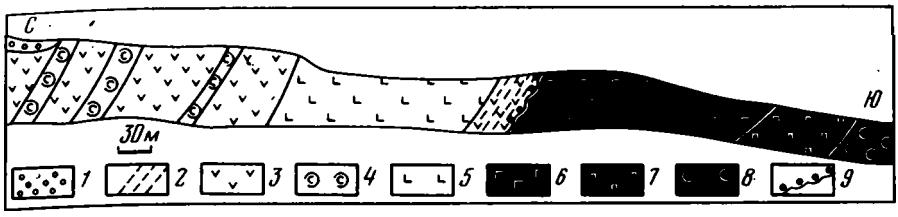


Рис. 5. Разрез офиолитовой ассоциации Надирского участка Сарталинской полосы (Макарычев, Висьневский, 1973)

1 – четвертичные отложения; *2* – яшмовидные кремнистые сланцы; *3* – диабазы и диабазовые порфириты; *4* – спилиты; *5* – пикритовые порфириты; *6* – полосчатые габброиды и габбро-диабазы; *7* – серпентинизированные перидотиты; *8* – серпентиниты; *9* – граница трансгрессивного налегания конгломератов

Пачка сланцев по разлому граничит с известняками карбона. В сланцах пунктов 18 и 19 В.С. Сафин, А.И. Гончаров, Г.С. Замалетдинов собрали граптолиты ландоверийского яруса, а в слое 21 – граптолиты венлока–лудлова. Следовательно, возраст эффузивно-кремнистой толщи, трнасгрессивно перекрытой породами нижнего силура, не может быть моложе раннего палеозоя, а возраст гипербазито-габбрового комплекса в этом случае, по-видимому, рифейский.

Сходный разрез описан С.А. Куренковым по левому борту р. Сох, где на гипербазито-габбровом комплексе залегают серпентинитовые конгломераты, песчаники и алевролиты, свидетельствующие о размыве пород подстилающего гипербазито-габбрового комплекса.

Из приведенного разреза отчетливо видно двучленное строение офиолитовой ассоциации. Основание ее сложено гипербазито-габбровым комплексом (нижний член ассоциации). Этот комплекс с перерывом (в основании конгломераты с галькой габброидов) перекрывается вулканогенно-кремнистой толщей (верхний член ассоциации), возраст которой не моложе раннего палеозоя. Следовательно, возраст гипербазито-габбрового комплекса должен быть, по крайней мере, рифейским, а может быть, и более древним.

Разрез офиолитовой ассоциации урочища Сартале уникальный. Он имеет принципиальное значение для расшифровки как метаморфизованных, так и тектонически нарушенных офиолитовых разрезов в зонах развития меланжа.

Новые данные о возрасте гипербазито-габбрового комплекса и вулканогенно-кремнистой толщи (т. е. всей ассоциации) заставляют пересмотреть существующие представления о тектонике этой части Южного Тянь-Шаня. В трактовке Г.С. Поршнякова (1973) Сарталинская полоса – ядро Охнинско-Талдыкского синклинория. Д.П. Резвой (1959), напротив, считает ее ядром крупного антклинория. Оба исследователя доказывают веерообразное строение этой структуры: в первом случае – синклинория, во втором – антиклинория. При анализе структуры Сарталинской полосы Г.С. Поршняков отдает предпочтение внутреннему строению этой зоны, считая возраст вулканогенно-кремнистой толщи девонским (вулканогенно-кремнистый тип разреза). Д.П. Резвой свои выводы основывает на возрастной последовательности толщ в Сарталинской полосе и ее обрамлении. Он, так же как и Г.С. Поршняков, вулканогенно-кремнистую толщу (араванская свита) относит к девону; но, поскольку с севера и юга эта толща ограничена более молодыми отложениями, напрашивается вывод об антиклинальном строении всей зоны, ядро которой – Сарталинская полоса эффузивов.

Необходимо отметить, что оба исследователя гипербазиты и габбро считали типичными интрузиями, которые прорывают вулканогенно-кремнистую толщу. Новые данные (Макарычев, Висьневский, 1973) о возможном рифейском возрасте гипербазито-габбрового комплекса и нижнепалеозойском возрасте вулканогенно-кремнистой толщи (последняя с несогласием перекрывается сланцами силура) свидетельствуют о том, что Охнинско-Талдыкская структура сложена самыми древними породами Южного Тянь-Шаня и является антикли-

норием, тем более, что в обрамлении ее расположены структуры, сложенные среднепалеозойскими отложениями.

От Сарталинской полосы офиолитовая ассоциация протягивается на запад к перевалу Баткен, где она надвинута в северном направлении на отложения среднего верхнего палеозоя. Выходы пород офиолитовой ассоциации в виде тектонических блоков прослеживаются и в восточном направлении к долине р. Акбуры и дальше в урочище Алдыяр. Наиболее широко они распространены в междуречье Аравана и Акбуры. Здесь присутствуют все члены ассоциации, находящиеся в тектонических соотношениях. Отдельные блоки сложены серпентинитами, постепенно переходящими в полосчатые габброиды. Широко развиты габбро-диабазы, представляющие собой дайковый комплекс, по всем признакам сходный с комплексом параллельных даек Кипра (Мурс, Вайн, 1973). В ряде мест дайки прорывают полосчатые габбро, переходя в шаровые лавы диабазового состава, и, по-видимому, являются подводящими каналами для эффузивов. Вулканогенная толща спилито-диабазового состава с горизонтами красных яшм условно отнесена Г.С. Поршняковым к силуру (чилесайская свита). Эта свита имеет тот же состав, что и вулканогенно-кремнистая толща в урочище Сартале. Логично предположить, что она того же возраста. Такое предположение подтверждается находками кембрийской фауны в блоках карбонатных пород, заключенных в вулканогенно-кремнистой толще, а также пространственной связью этой толщи с выходами гипербазитов и габбро. Все это позволяет думать, что здесь развит разрез офиолитовой ассоциации, тот же, что и в урочище Сартале, с той лишь разницей, что стратиграфические соотношения между разными членами ассоциации здесь тектонически нарушены.

Таким образом, новые данные свидетельствуют о дораннепалеозойском возрасте гипербазито-габбрового комплекса. Вулканогенно-кремнистая толща принадлежит раннему палеозою. Ее образованию предшествовал перерыв, выраженный в разрезе урочища Сартале конгломератами с галькой габбро-диабазов, а на левом берегу р. Сох – серпентинитовыми гравелитами и песчаниками. Структурное положение офиолитовой ассоциации определяется приуроченностью к центральной части протяженной антиклинальной зоны, известной в литературе под названием Охинско-Талдыкского антиклинория (Резвой, 1959). На всем протяжении от перевала Баткен до р. Акбура эта структура надвинута в северном направлении на южное обрамление Ферганской впадины.

СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В Южном Тянь-Шане разрез офиолитовой ассоциации сильно нарушен и превращен в гигантскую тектоническую брекчию (серпентинитовый меланж), цементом которой являются серпентиниты. Меланж изучался автором в разных местах центральной части пояса: на Кане, в Наукатской долине, в горах Карачатыр, Алдыяр, в Ферганском хребте у Каракольских озер, в долинах рек Майлису, Турдука, Кокджайлоу, в Атбашинском хребте. В настоящее время наиболее хорошо изучены Канская полоса меланжа, а также меланж предгорий Ферганского хребта. Повсеместно в составе меланжа наряду с гипербазитами и габбро присутствуют блоки метаморфических пород рифейского возраста, а также различные палеозойские образования.

Канская полоса

В складчатой структуре Алайского хребта Канская полоса серпентинитового меланжа представлена крайней северной тектонической пластиной, надвинутой на меловые отложения Ферганской впадины. Длина пластины 25, ширина 4 км (рис. 6). С севера она по разлому, падающему на юг, граничит с отложениями мела, причем местами наблюдается опрокидывание известняков мела к северу и надвигание на них серпентинитов. С юга прослеживается разлом, также падающий на юг, по которому меланж погружается под отложения намюрского яруса карбона.

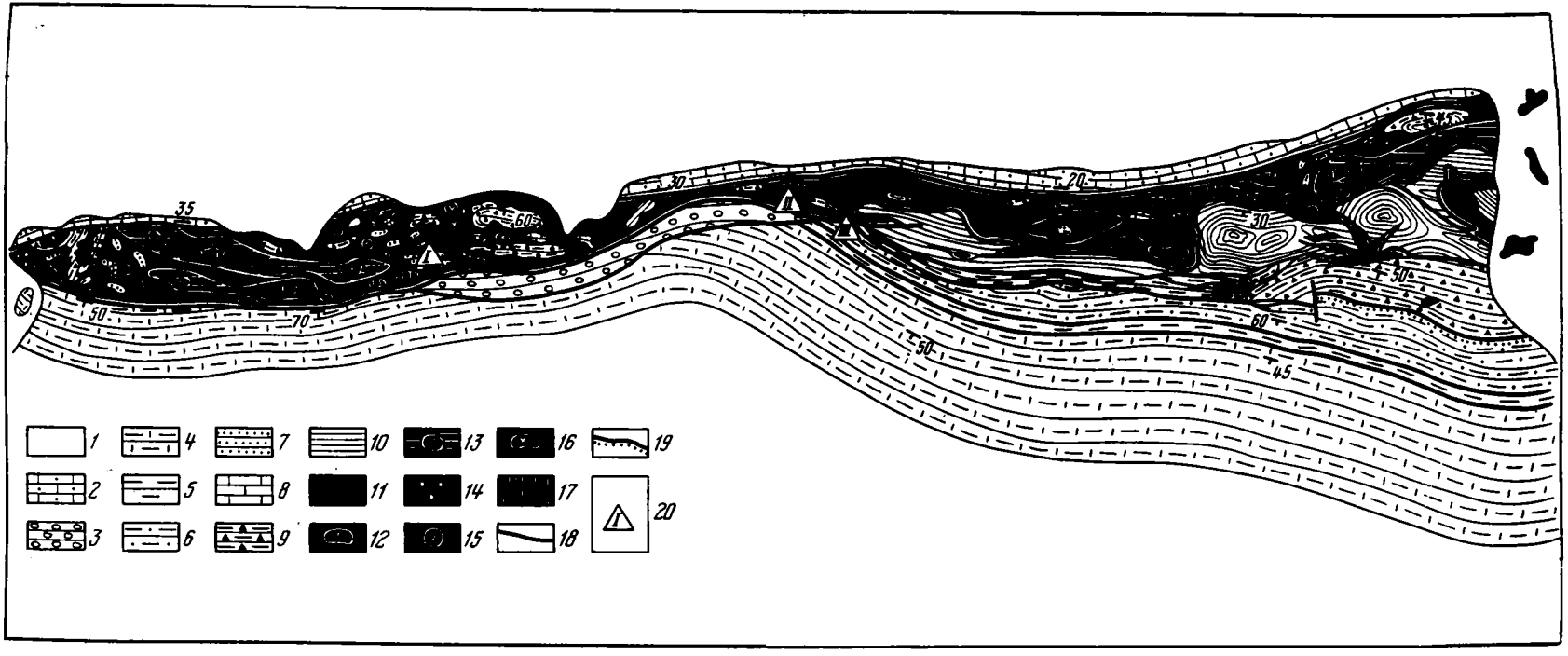


Рис. 6. Схема геологического строения серпентинитового меланжа Канской полосы. Составили С.А. Куренков и Г.И. Макарычев с использованием материалов И.П. Морозова и В.С. Сафина

1 – четвертиные отложения; *2* – верхний мел: известняки, конгломераты, аргиллиты; *3* – юра: конгломераты, песчаники, аргиллиты; *4* – средний карбон, нижнемосковский подъярус: чередование песчаников, известняков и конгломератов; *5* – башкирский ярус: чередование песчаников, сланцев и песчанистых известняков; *6* – нижний карбон, верхненамюрский подъярус: чередование песчаников, гравелитов, песчанистых и тонкоплитчатых известняков; *7* – нижненамюрский подъярус: серпентинитовые песчаники и алевролиты, известняково-серпентинитовые брекчии, серпентинито-сланцевые конглобрекчии; *8* – визейский ярус: брекчированные известняки; *9* – средний девон: сланцевые брекчии с линзами известняков; *10* – верхний рифей, канская свита: метаморфические сланцы; *11* – серпентиниты; *12* – габбро; *13* – гипербазиты карбонатизированные с реликтами перидотитов; *14* – родингиты; *15* – основные эффузивы, яшмы и кремнистые сланцы (предположительно, нижнепалеозойские); *16* – лампрофиры; *17* – листвениты; *18* – разрывные нарушения; *19* – граница трансгрессивного налегания; *20* – скважины

Канская полоса отличается сложностью строения. Наибольшим распространением здесь пользуются бастит-хризотиловые серпентиниты – массивные породы с реликтовой структурой перидотитов. Оливин в них замещен крупнопетельчатым хризотилом, а ромбический пироксен – баститом. Эти породы слагают характерный мелкосопочный "меланжевый" рельеф предгорий Алайского хребта. В серпентинитовый субстрат включены блоки магматических, метаморфических и осадочных пород, залегающие, как правило, на вершинах сопок, подошва которых всегда сложена серпентинитами. Размер тектонических включений колеблется от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров. В крупных блоках местами сохранились пачки слоистых пород, части разрезов, обрывки складок, однако ориентировка последних настолько хаотична, что не позволяет восстановить домеланжевую структуру. Среди этих блоков полностью отсутствуют породы гранитоидного ряда, не установлены также интрузивные контакты гипербазитов с заключенными в них блоками пород разного состава и возраста.

Среди серпентинитов наблюдаются все переходы от черных массивных разностей с кристаллами бастита размером до 5 мм до белых, светло-зеленых, очень рыхлых пород, представляющих милонит по серпентиниту. Чаще серпентиниты образуют мелкие тектонические линзочки или чешуи грубо изометричной формы размером в 10–20 см. В ряде случаев переработка пород настолько интенсивная, что они превращены в серпентинитовую муку, в которой заключены катуны серпентинитов шарообразной формы размером от нескольких сантиметров до нескольких метров в диаметре. Поверхность катунов представляет собой сплошное зеркало скольжения.

В тесной связи с серпентинитами находятся специфические образования, похожие на выделенные в Альпах (*Dal Piaz*, 1969) под названием "родингиты". Они слагают изометричные тела, закатанные в серпентинитовую "рубашку". Размеры тел самые разнообразные, расположены они хаотично. В крупных телах наблюдаются переходы от гигантокристаллических пироксенитов к скрытокристаллическим родингитам, которые микроскопически представляют собой везувиан-гидрогранат-хлоритовую породу с редкими фенокристами пироксена-диаллага.

Среди включений в серпентинитах присутствуют массивные и полосчатые габбро, габбро-пегматиты, спессартиты, габбро-диабазы. Залегание их аналогично залеганию родингитов, т. е. это небольшие изометричные тела, "плавающие" в серпентинитовой массе. Спессартиты и габбро-диабазы – дайковые образования – образуют цепочки глыб, свидетельствующие о тектоническом растаскивании некогда единых тел. Поверхность тел имеет следы тектонического воздействия: борозды и зеркала скольжения. Спессартиты специально изучены Я.С. Висьневским (1954). Роговообманковые габбро-пегматиты обладают пегматоидной структурой. Основной составляющей их является роговая обманка, кристаллы которой достигают 20–30 см. Массивные и полосчатые габбро развиты преимущественно на западном окончании полосы, в междуречье Орус и Дангебулак. Здесь в тектоническом окне наблюдаются сильно перемятые серпентиниты, среди которых расположены глыбы соссюритового габбро размером до 200 м в поперечнике. Массивные габбро светло-серого цвета сложены почти полностью тремолитизированным пироксеном и соссюритизированным плагиоклазом. В них наблюдаются сгустки темного мелкокристаллического вещества. Местами габбро переходят в настоящие тремолитовые амфиболиты. И те и другие интенсивно катаклазированы. Среди габбро наблюдаются участки, сложенные серпентинитами. Полосчатые габбро отличаются от массивных разностей только текстурными особенностями. В них также установлены тонкие полосы, сложенные серпентинитом. Очевидно, первоначально существовала зона постепенного перехода от гипербазитов к габбро, фрагменты которой и сохранились в разобщенных глыбах.

Кроме пород гипербазито-габбрового комплекса, в состав меланжа вовлечены самые разнообразные осадочные отложения, часто представленные достаточно крупными блоками. Наиболее интересный пример – блоки пород размером в сотни метров, слагающие вершины гор Джолбарс, Карбонатной, Южной и др. Общим для них является серпентинитовое обрамление. Строение некоторых обнажений показано на рис. 7.

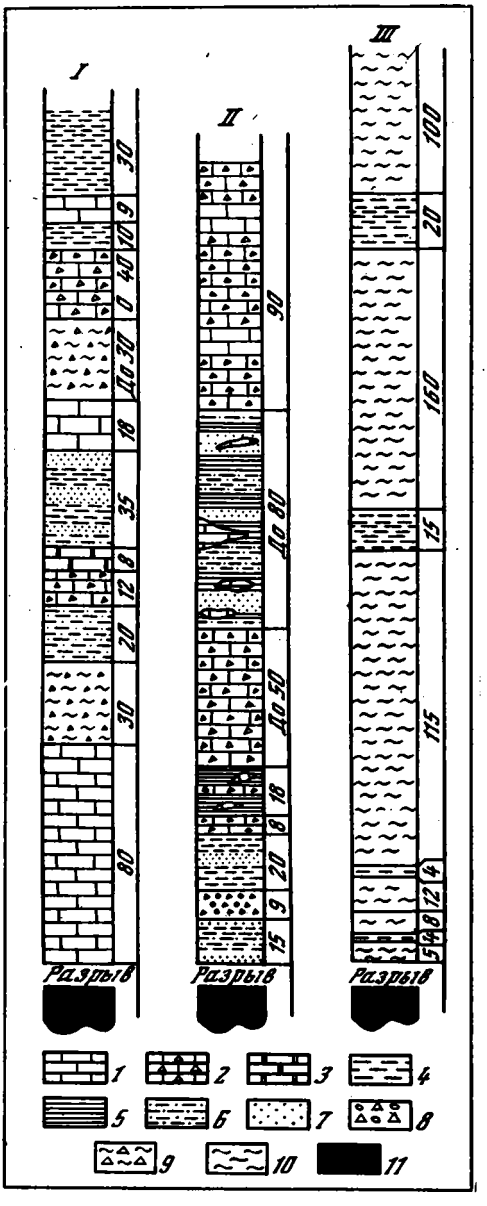


Рис. 7. Стратиграфические колонки крупных блоков, выделенных в составе Канского серпентинитового меланжа. Составили Г.И. Макарычев и С.А. Куренков.

I – Карбонатная гора (средний девон–нижний карбон); II – гора Джолбарс (средний девон); III – левый борт р. Шуран (канская свита, поздний рифей ?).

1 – известняки массивные; *2* – известняки брекчированные; *3* – доломиты, мергели; *4* – кремнистые сланцы и яшмы; *5* – глинистые сланцы; *6* – алевролиты; *7* – песчаники; *8* – конглобрекчии; *9* – сланцевые брекчии; *10* – зеленые метаморфические сланцы; *11* – серпентиниты

Разрез горы Джолбарс интересен тем, что он хорошо охарактеризован палеонтологически. По многочисленным сборам брахиопод и кораллов уверенно устанавливается среднедевонский возраст отложений. В общем здесь наблюдается чередование известняков (прослой до 100 м) с пачками аргиллитов и алевролитов. В подчиненном количестве содержатся кремнистые сланцы. Известняки сильно брекчированы. Отдельные горизонты терригенных пород превращены в сланцевую брекчию. По мелким разрывам и трещинам в эту толщу выжаты серпентиниты. На горе Джолбарс сохранился фрагмент крутопадающей на юг моноклинали с небольшим антиклинальным пережимом. Эта моноклиналь находится в окружении серпентинитов и метаморфических сланцев рифейской канской свиты и, очевидно, является крупным отторженцем в меланже.

Близкий разрез представлен в блоке, слагающем гору Карбонатную. Здесь наблюдается сложное переслаивание сланцевых брекчий, доломитов, яшм, кремней. В разрезе существенную роль играют брекчированные известняки. В этом блоке установлена отчетливая синклинальная складка, осложненная разрывными нарушениями. Девонский возраст толщи определен Г.С. Поршняковым и А.Д. Миклухо-Маклаем (1955).

Несколько отличный разрез находится на горе Южной. Здесь наблюдается переслаивание кремнистых сланцев, кремней, зеленых и красных яшм. В разрезе присутствуют крупные линзы брекчированных известняков, маломощные прослои туфов, туфопесчаников и диабазов. Слои падают на юг. Эти отложения в виде узкой полосы простираются на восток, где в долине р. Шуран они тектонически контактируют с отложениями намюрского яруса карбона. По составу пород и их последовательности этот разрез сходен с разрезом вулканогенно-кремнистой толщи урочища Сартале. По р. Шаматалкозы среди серпентинитов заключены блоки диабазов, розовых и зеленых яшм, аналогичных описанным в составе пород нижнего палеозоя Сарталинской полосы.

На восточном фланге Канской полосы широко развиты метаморфические породы канской свиты. Возраст ее долгое время оставался спорным. Д.П. Резвой (1959)

по находкам среднедевонской фауны в верхней части разреза всю толщу отнес к девону. В.С. Сафин метаморфические сланцы выделил под названием джолбарской свиты и считал ее возраст силурийским. Силурийский возраст канской (джолбарской) свиты и ее аналогов в Южном Тянь-Шане широко принят геологами-съемщиками. Автор высказал предположение о рифейском возрасте метаморфических пород Южного Тянь-Шаня, считая их древнейшими образованиями, слагающими фундамент Ферганской впадины (Макарычев, 1970). О докембрийском возрасте канской свиты ранее писали Н.М. Синицын (1960), Л.Н. Белькова и др. (1969).

В полосе меланжа рифейские отложения представлены актинолит-эпидот-хлоритовыми и кварц-эпидот-альбит-серицит-хлоритовыми сланцами, эпидозитами и другими зелеными сланцами. В локальных участках в сланцах присутствует глаукофан. Петрографическое изучение зеленых сланцев показало, что они образовались за счет основных эффузивов и пирокластических пород, реликтовые структуры которых хорошо сохранились.

В Канской полосе, как и всюду в пределах офиолитового пояса, зеленые сланцы ассоциируют с гипербазитами. Эта ассоциация имеет не только парагенетическую, но, видимо, и генетическую связь, так как в ненарушенных разрезах Восточной Ферганы сланцы залегают на полосчатых габброидах (р. Акджол) и, будучи образованными за счет основных эффузивов, подчеркивают петрохимическое сходство всего комплекса офиолитов. Гораздо чаще сланцы находятся в нарушенном залегании. На Кане они в виде отторженцев присутствуют в меланже или слагают крупную пластину, залегающую среди серпентинитов. Эта пластина раздроблена, и в зоне робления выжаты серпентиниты, что хорошо видно в бассейне р. Шурана (см. рис. 6).

В междуречье Орусбулак и Шунк находится несколько блоков, сложенных толщами неясного возраста. В основании их выделяется пачка метаморфических сланцев эпидот-хлоритового состава с линзовидными прослоями кремнистых сланцев и кварцитов. Более высокие горизонты разреза сложены сланцевыми брекчиями. Обломочный материал в них представлен хлоритовыми сланцами, хорошо окатанными серыми известняками, сливными песчаниками и яшмами. Цемент песчано-глинистый. Мощность пластин не превышает 350 м. Скорее всего, в этих блоках присутствуют толщи различного возраста. Нижние горизонты принадлежат канской свите, а осадочные сланцевые брекчии – среднему девону, судя по сходству состава с фаунистически доказанными разрезами.

Помимо крупных блоков, в составе меланжа в виде небольших тектонических включений в серпентинитах присутствуют все породы, слагающие эти блоки. Среди них установлены известняки силура, среднего девона и визейского яруса карбона, известняково-сланцевые брекчии среднего девона, диабазы, зеленые и красные яшмы, кремнистые сланцы нижнего (?) палеозоя.

Пример тектонических отторженцев в серпентинитах – шарообразный выход девонских брекчированных известняков на правом берегу р. Шаматалкозы. Это обнажение демонстрировалось участникам экскурсии международного симпозиума "Офиолиты в земной коре" летом 1973 г. Как и во всех других случаях, известняки не несут никаких признаков контактового воздействия. Напротив, в обнаженном контакте с серпентинизированными перидотитами наблюдается тектоническое вдавливание серпентинитов в известняки, что особенно хорошо проявлено по трещинам.

В Канской полосе большой интерес представляют своеобразные образования, представленные известняково-серпентинитовыми конглобрекчиями. Это слоистая толща, сложенная чередующимися песчаниками, алевролитами и гравелитами серпентинитового состава, которые переслаиваются с известняково-серпентинитовыми конглобрекчиями и фациально замещают их по простиранию. Цемент серпентинитовых обломочных пород карбонатный. Обломки серпентинитов составляют 95% породы. Кроме них присутствуют обломки зеленых метаморфических сланцев, красных и зеленых яшм и единичные обломки габбро. Значительно шире представлены хорошо окатанные гальки серых известняков и, что особенно важно, розовых плотных офикальцитов. В последних постоянно наблюдаются реликты перидотитов. В отдельных обнажениях видно налегание конглобрекчий на

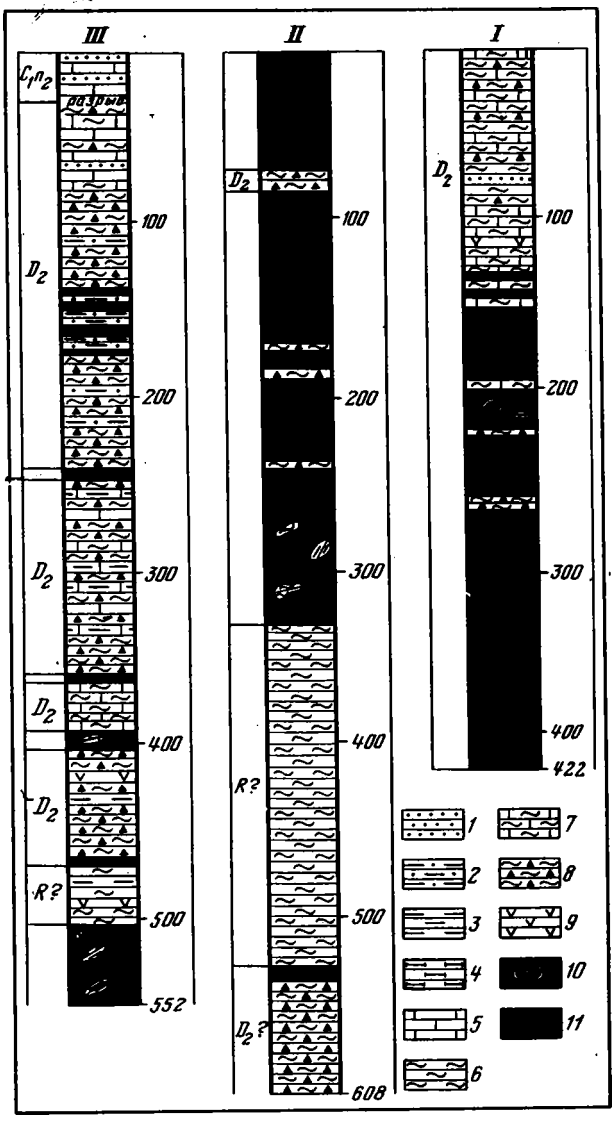


Рис. 8. Строение серпентинитового меланжа Канской полосы по данным бурения. Составили Г.И. Макарычев и С.А. Куренков

I–III скважины см. на рис. 6.

1 – песчаники; *2* – алевролиты; *3* – кремнистые сланцы; *4* – яшмы; *5* – мраморизованные известняки; *6* – метаморфические сланцы; *7* – известняково-сланцевые брекчии; *8* – сланцевые брекчии; *9* – эффузивы основного ряда; *10* – габбро; *11* – серпентиниты

серпентиниты и офикальциты. В карбонатном цементе конглобрекчий разными исследователями собраны гониатиты и микрофауна намюрского яруса карбона. Наличие обломков зеленых сланцев, известняков, яшм и габбро указывает на то, что эта толща уже в намюре перекрывала сформировавшийся меланж и является, таким образом, кровлей последнего.

Естественно, что в составе канского серпентинитового меланжа описаны только наиболее крупные включения. Как справедливо отмечал И.П. Морозов (1960), только на сравнительно небольшой площади Канского рудного поля количество крупных отторженцев, выходящих на поверхность, превышает 1 500, а если учесть мелкие тела, да если еще принять во внимание не вскрытые эрозией, то их число практически не поддается подсчету. В этом убеждает нас строение меланжа на глубине. В глубоком карьере, а также бурением (рис. 8) установлено, что крупные блоки на глубине, подобно мелким включениям в серпентинитах на поверхности, не имеют корней, а оказываются плавающими в серпентинитовой массе.

По существу, в составе меланжа Канской полосы присутствуют все породы офиолитовой ассоциации, слагающие разрез Сарталинской полосы. К ним добавлены рифейские зеленые сланцы, широко развитые вдоль южного борта Ферганской впадины. Сходство компонентов меланжа Кана с породами ненарушенного разреза Сартале позволяет сделать вывод о едином гипербазито-габбровом основании этих зон Южного Тянь-Шаня, на котором в раннем палеозое началось формирование вулканогенно-кремнистых отложений.

Наукатская долина

Полоса серпентинитового меланжа прослеживается вдоль северного борта долины от. р. Чилесай на западе до р. Араван на востоке. Наибольшая ширина ее равна 1,5 км у с. Бель-Урюк. В составе меланжа крупные участки сложены метасланцами верхнего рифея, кремнистыми сланцами, красными и зелеными яшмами, спили-

тами и диабазами нижнего (?) палеозоя. В отдельных блоках сохранились элементы стратифицированного разреза, фрагменты складчатой структуры. Ориентировка блоков хаотичная. Блоки рифейских пород торцово сочленяются с блоками палеозойских пород. Первые обычно сильно нарушены, по срывам в них выжаты серпентиниты. Кроме серпентинитов присутствуют амфиболизированные лейкократовые габброиды, горнблендиты, родингиты. В отличие от меланжа Канской полосы, здесь в изобилии присутствуют блоки белых мраморов неясного возраста. Вдоль южного края полосы выходов меланжа обнажается толща глинистых сланцев силура, а с севера – крупные блоки вулканогенно-осадочных пород среднего девона. Здесь, так же как и в Канской полосе, в составе меланжа не обнаружены породы гранито-гнейсового фундамента. Самые молодые отложения в меланже относятся к нижнему мелу, они трансгрессивно перекрывали меланж и вошли в него как компонент в результате движений альпийского времени.

Наимановское водохранилище

К северу от Наукатской долины в широтном направлении прослеживается широкая зона чешуйчатого строения. Этот район интересен в том отношении, что здесь сохранились фрагменты довольно крупных структур, которые надвинуты и взброшены друг на друга в северном направлении. Полосы серпентинитового меланжа прослеживаются по зонам надвигания. Наиболее широкая из них (до 1 км) расположена у северного подножья горы Улуттау. Офиолитовая ассоциация в меланже представлена серпентинитами, перидотитами, полосчатыми габбро, телами родингитов, габбро-амфиболитов. Среди осадочных образований развиты метасланцы рифея и вулканогенно-осадочные породы нижнего девона (яшская свита). Зона меланжа, видимо, является границей между разрезами Южного Тянь-Шаня и Ферганской впадины. Ранее эта граница многими исследователями трактовалась как зона Южно-Ферганского разлома. К северу от нее в горах Карачатыр разрез силура – среднего карбона сложен исключительно карбонатными отложениями. К югу от этой границы силурийские отложения представлены сланцами, а среди выходов метасланцев канской свиты также присутствуют тела серпентинитов. У горы Улуттау протяженность выхода серпентинитов свыше 10 км. Несколько полос серпентититов меньшей длины установлено И.Л. Тесленко в районе водохранилища. Важным фактом здесь является ассоциация серпентинитов с метасланцами канской свиты. Последние всегда располагаются в рельефе гипсометрически выше серпентинитов, и, хотя теперь контакты нарушены, вполне логично предположить, что метасланцы в прошлом перекрывали гипербазито-габбровый комплекс, как это наблюдается в Ферганском хребте по р. Акджол.

Горы Алдыяр

Горы Алдыяр расположены в южно-восточной части Ферганской впадины и служат продолжением Южного Тянь-Шаня. Этот район также характеризуется сложным чешуйчатым строением. По данным В.Б. Горянова и Л.В. Фомченко, отложения нижнего силура здесь залегают в покрове на известняках визейского яруса. Гипербазиты и габбро эти авторы относили к интрузиям среднепалеозойского возраста, а метасланцы канской свиты – к среднему девону.

Наши исследования в долине р. Куршаб позволили установить стратиграфические соотношения между породами офиолитовой ассоциации (рис. 9). На правом борту р. Куршаб серпентиниты вверх сменяются лейкократовыми габброидами такситового строения. Последние перекрыты метасланцами канской свиты.

Граница резкая, без видимых признаков срыва. Сланцы падают на юго-восток, такое же падение полосчатости и в габброидах. Породы офиолитовой ассоциации слагают пластину северо-восточного простирания, надвинутую в западном направлении на отложения среднего карбона, на нее с востока надвинуты известняки нижнего карбона. Последние по крутому разрыву контактируют с нижне-среднедевонскими отложениями. Юго-восточнее расположено еще несколько тектони-

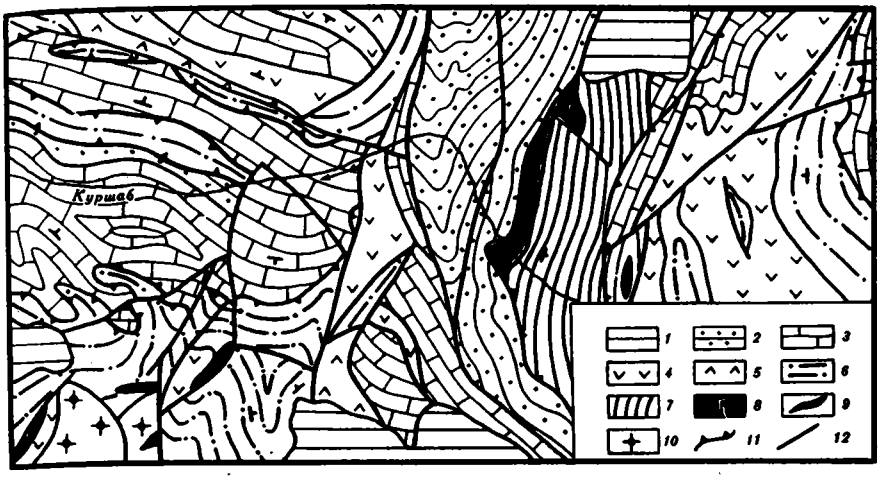


Рис. 9. Схема геологического строения гор Алдыяр. Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов В.Б. Горянова

1 – мезозой–кайнозой; *2* – средний–верхний карбон; *3* – нижний карбон; *4* – нижний–средний девон, араванская свита; *5* – нижний девон, яшская свита; *6* – нижний и верхний силур; *7* – верхний рифей, канская свита; *8* – габбро; *9* – серпентинизированные гипербазиты; *10* – плагиограниты; *11* – пологие надвиги; *12* – разрывы

ческих чешуй. В этом пакете породы офиолитовой ассоциации слагают нижнюю пластину. На левом борту р. Куршаб гипербазиты представлены серпентинитами, которые приурочены к разрывам или протрузивно прорывают отложения среднего палеозоя.

Восточная Фергана

Ультраосновные и основные породы Восточной Ферганы впервые изучены в конце 40-х годов Е.Н. Горецкой. С тех пор полученные ею выводы неизменно приводятся во всех сводках по магматизму Киргизии (Горецкая, 1961; Горецкая и др., 1968; Геология СССР, т. XXV, 1972). Гипербазиты рассматриваются как интрузивные образования габбро-перидотитовой формации, положение которых контролируется глубинными разломами: при этом считается, что первоначально внедрялись и интрузии дунит-перидотитового состава, затем – верлиты и пироксениты. Габбро и габбро-диабазы, в свою очередь, прорываются гипербазитами. Аналогичной концепции придерживались Л.И. Турбин (1962б), Ю.Л. Семенов, В.И. Долматов и другие, проводившие геологическую съемку региона в последние годы.

Автором обследованы все известные ранее выходы гипербазитов и выявлено много новых мест их развития, но нигде не установлено интрузивных контактов гипербазитов с другими породами. Исследования проводились совместно с геологами-съемщиками Южно-Киргизской экспедиции В.И. Долматовым, В.Ф. Храмковым, И.И. Войтовичем, В.Ф. Бородаенко.

Результаты изучения показали, что породы офиолитовой ассоциации всюду находятся в тектонических соотношениях с осадочными толщами. Обычно они слагают основание тектонических пластин. Одна из них в виде гигантской изогнутой дуги прослеживается вдоль восточной границы Ферганской впадины. На всем протяжении породы гипербазито-габбрового комплекса ассоциируют с метасланцами майлисуйской свиты (аналог канской свиты). На отдельных участках этой дуги развит серпентинитовый меланж двух типов: полимиктовый меланж (рис. 10), в котором кроме гипербазитов и габброидов, содержатся блоки сланцев рифея и силура и известняков нижнего карбона (Каракольские озера, реки Майлису, Кызылбиит, Манубалды и Турдук), и мономиктовый меланж, состоящий из пород гипербазито-габбрового комплекса (реки Сересу и Кезарт).

В Атойнокском и Ферганском хребтах офиолитами сложены тектонические блоки, в которых сохранились первичные соотношения гипербазитов и габбро.

Рис. 10. Структурно-геологическая карта среднего течения р. Карасу (Восточная Фергана). Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов В.И. Долматова и Л.В. Свиренко

1 – неоген-четвертичные отложения; *2* – пермь; *3* – средний карбон, московский ярус; *4* – нижний карбон: известняки; *5* – средний–верхний девон: известняки; *6* – силур: сланцы; *7* – верхний рифей: метасланцы; *8* – габбро; *9* – серпентиниты; *10* – перидотиты; *11* – серпентинитовый меланж; *12* – тектоническое окно с разрезом отложений Срединного Тянь-Шаня; *13* – надвиги; *14* – разрывы

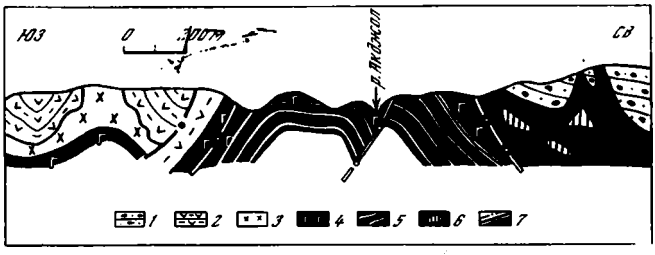


Рис. 11. Геологический разрез в верхнем течении р. Акджол (Восточная Фергана)

1 – конгломераты среднего карбона, московский ярус; *2* – метасланцы верхнего рифея, майлисуйская свита; *3* – диориты и габбро-диориты; *4* – лейкократовое габбро; *5* – серпентиниты, линии показывают ориентировку полосчатости; *6* – меланж; *7* – разрывы

Последние образуют верхнюю часть разреза и связаны переходами с гипербазитами. Такие фрагменты разреза можно наблюдать в Ярыкташском и Кокджайлоуском блоках. В этих же хребтах среди отложений палеозоя выявлено множество протрузий серпентинитов. Эта форма нахождения серпентинитов хорошо изучена на Кавказе А.Л. Книппером (1969).

В Восточной Фергане протрузии серпентинитов обычно принимались за самостоятельную фазу внедрения ультраосновной магмы. На этом основании выделялись интрузии однотипных гипербазитов разного возраста. Считалось, что главная масса гипербазитов внедрилась после раннего карбона, так как продукты их размыва присутствуют в базальных конгломератах среднего карбона. Налегание конгломератов на гипербазиты впервые установлено по рекам Манубалды и Мадексай в 1941 г. Е.Н. Горецкой, однако оно свидетельствует не о возрасте гипербазитов, а о первом их появлении в зоне денудации. Истинный возраст их древнее.

В Ферганском хребте ненарушенный разрез офиолитовой ассоциации обнажается по р. Акджол в ядре крупной антиклинальной структуры (рис. 11). Видимое

основание разреза сложено породами гипербазито-габбрового комплекса, ассоциирующего с метасланцами верхнего рифея (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Серпентиниты с включениями перидотитов	600
2. Габбро лейкократовые, слабо полосчатые	400
3. Габбро, переходящие в массивные породы габбро-диоритового состава; вверх по разрезу в них появляется тонкая полосчатость, обусловленная чередованием светлых плагиоклазовых и темных амфиболовых полос	150
4. Метаморфические сланцы, темно-зеленые, амфибол-жадеит-актинолитового состава, содержащие гнезда габбро-диоритов, постепенно сменяются монотонной толщей хлорит-альбит-эпидот-актинолитовых сланцев; преобладают хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы; роговая обманка присутствует спорадически; сохраняются реликтовые структуры эффузивов	500
5. Чередование альбит-эпидот-актинолитовых сланцев с кремнистыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, возникшими в результате метаморфизма красных океанических глин; преобладают метасланцы по основным эффузивам	350
6. Переслаивание пестроокрашенных кремнистых сланцев с эпидот-актинолит-хлоритовыми сланцами; прослой метаморфизованных туфов и граувакк	240
7. Альбит-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы, подобные описанным в пункте 5	170
8. Пачка туфов, граувакк, кремнистых сланцев с редкими горизонтами метаморфизованных хемогенных известняков	160

Продолжение разреза можно видеть в нижнем течении р. Акджол, а также по правым притокам р. Майлису. Так, у Каракольских озер на метаморфизованные эффузивы налегает толща, в составе которой преобладают осадочные породы. Вышеприведенный разрез наращивается:

	Мощность, м
9. Переслаивание филлитовых сланцев с тонкослоистыми метаморфизованными известняками, хлорит-эпидот-альбит-актинолитовыми сланцами; метасланцы в этой части разреза играют подчиненную роль, хотя их доля все еще значительна	200–500
10. Чередование кремнисто-глинистых и алеврито-глинистых сланцев с метапесчаниками; метасланцы слагают единичные прослои; заметно возросла роль тонкослоистых метаморфизованных известняков и кремнистых сланцев	400

Суммарная мощность толщи более 2000 м.

Из разреза видно, что выше гипербазито-габбрового комплекса без признаков срыва, как и в других районах Тянь-Шаня, залегают метасланцы верхнего рифея. Это свидетельствует о допозднерифейском возрасте гипербазито-габбрового комплекса. Такие же первичные соотношения между разными членами ассоциации в горном обрамлении Ферганской впадины, очевидно, были повсеместны. Контакты оказались нарушенными, вероятнее всего, в период складчатости, на рубеже раннего и среднего карбона. Последующие движения вызвали протрузивное внедрение серпентинитов в толщу верхнего палеозоя.

Атбашинские горы

В Нарынском секторе Тянь-Шаня у северного подножья Атбашинских гор во многих местах обнажается полимиктовый серпентинитовый меланж. Нами изучался восточный фланг полосы меланжа – от р. Балыкчи до слияния рек Улан и Джалжир, а также сделаны два пересечения Атбашинских гор в центральной и западной их частях. Полоса меланжа шириной 2 км хорошо обнажена ниже слияния указанных рек. Строение и состав меланжа здесь близки к канскому; в серпентинитовом цементе присутствуют глыбы перидотитов, родингитов, полосатых габбро, блоки метаморфических пород. Последние некоторыми исследователями (Белькова и др., 1969) относятся к архею. По нашему мнению, они являются возрастными аналогами канской и майлисуйской свит. Включения меньших размеров представлены красными яшмами, спилитами, диабазами, сланцами силура, известняками девона.

В меланже центральной части Атбашинского хребта встречены гранатовые серпентиниты, гранатовые амфиболиты, эклогиты и глаукофановые сланцы. Эти компоненты меланжа, вероятно, более древние (нижнерифейские), по возрасту

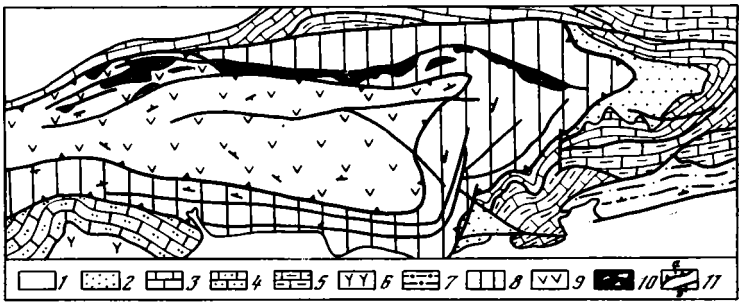


Рис. 12. Структурно-геологическая схема восточной части Атбашинских гор. Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов Е.В. Христова и Ш.Ш. Сабдюшева

Автохтон: *1* – палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения нерасчлененные; *2* – средний–верхний карбон: конгломераты, песчаники, известняки; *3* – турнейский–визейский ярусы: известняки; *4* – верхний девон–нижний карбон: известняки; *5* – нижний–средний девон: известняки, эффузивы; *6* – нижний девон: спилиты, диабазы; *7* – силур: песчаники, кремнистые сланцы, эффузивы; аллохтон; *8* – нижняя пластина: сланцы, эффузивы силура; *9* – верхняя пластина: метаэффузивы, метасланцы, яшмы, мраморизованные известняки верхнего рифея (атбашинская свита); *10* – серпентинитовый меланж; *11* – тектонические нарушения: *а* – надвиги, *б* – сбросы и взбросы

близки к низам нельдинской свиты Северного Тянь-Шаня. Пространственно меланж приурочен к зоне Атбашинского надвига, по которому структуры Южного Тянь-Шаня надвинуты на складчатые сооружения Срединного Тянь-Шаня. Полоса Атбашинского меланжа фиксирует собой фронт надвигания (рис. 12).

Таким образом, строение офиолитовой ассоциации и ее структурное положение в Нарынском секторе тождественно таковым горного обрамления Ферганской впадины. Здесь мы имеем продолжение Южно-Тяньшанского офиолитового пояса – этой важнейшей структурной границы палеозойского Тянь-Шаня.

История формирования меланжа

В современной структуре офиолитовый пояс Южного Тянь-Шаня расположен на границе двух структурно-фациальных зон. К югу от пояса находятся позднегерцинские складчатые структуры Южного, к северу располагается среднегерцинская зона Срединного Тянь-Шаня. Образование меланжа здесь, по нашему мнению, произошло на рубеже среднего–позднего палеозоя в результате одновременного надвигания зоны Южного Тянь-Шаня на рифейско-палеозойское складчатое основание Ферганской впадины в Чаткальском секторе и на среднепалеозойские структуры Срединного Тянь-Шаня в Нарынском секторе.

Складчатый фундамент Ферганской впадины обнажается вдоль низких предгорий ее горного обрамления. Одновозрастный фундамент известен в Кызылкумах, а также в Атбашинских горах Нарынского сектора Тянь-Шаня. Повсеместно он сложен метасланцами – метаморфизованными эффузивами основного состава в фации зеленых сланцев. В горном обрамлении Ферганы это канская или майлисуйская свиты, в Нуратау – моджерумская, в Атбаши – свита одноименного названия. Рифейский возраст метаморфических пород в последнее время признается многими исследователями. Известные данные радиологического возраста не выходят за пределы среднего–позднего рифея (Бакиров, 1973). Метасланцы рифея ассоциируют с гипербазито-габбровым комплексом. Соотношения между ними в большинстве случаев тектонические. Лишь в двух местах (реки Акджол и Куршаб) установлено перекрывание метасланцами полосатых габброидов.

В горах Тамдытау и Бозбутау на рифейский складчатый фундамент несогласно налегают отложения нижнего–среднего девона, преимущественно в карбонатных фациях, которые выше сменяются известняками нижнего карбона. Более сложная картина наблюдается вдоль южного края Ферганской впадины, где среди силурийских и более молодых палеозойских образований М.М. Кухтиков (1968), Д.П. Резвой (1953), Г.С. Поршняков (1973) и Б.В. Яськович (1968) установили отложения

кембрия и ордовика. Они представлены преимущественно карбонатными породами, залегающими в виде крупных блоков среди среднепалеозойских толщ. В последние годы в прослоях известняков среди основных эффузивов в Карачатырских горах найдены многочисленные остатки кембрийских археоциат и трилобитов (Тесленко, Журавлева, 1974). В одном из блоков у горы Улуттау И.Л. Тесленко совместно с автором собрали онколиты, которые, по мнению определившей их З.А. Журавлевой, свидетельствуют о вендском возрасте мраморизованных известняков (Макарычев, Куренков, 1974).

Структурная принадлежность этих блоков не ясна. Однако их пространственное положение в низких предгорьях Туркестано-Алая и ассоциация с рифейскими зелеными сланцами позволяют относить их к структурной зоне, на месте которой расположена южная часть Ферганской впадины. Если суммировать все новейшие данные, то первоначальный разрез Ферганы, Северных Кызылкумов и Атбаши можно представить в следующем виде: породы гипербазито-габбрового комплекса в рифее были перекрыты основными эффузивами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. В венде отлагались преимущественно карбонатные осадки. Фрагменты подобного разреза мы отмечали в серпентинитовом меланже Канской полосы и Наукатской долины. Вместе с тем в меланже в изобилии присутствуют отторженцы, сложенные основными эффузивами, красными и зелеными яшмами. Эти породы неизвестны в ненарушенных палеозойских разрезах Ферганской впадины и, напротив, широко развиты в Южном Тянь-Шане (урочище Сартале, горы Карачатыр). Различия разрезов сохраняются в силуре и раннем девоне (вулканогенно-осадочные серии в Южном Тянь-Шане и карбонатные осадки в горах Карачатыр). Условия осадконакопления выравниваются в позднем девоне и карбоне. В это время в обеих зонах формируются карбонатные толщи.

Разный тип палеозойских разрезов Южного Тянь-Шаня и Ферганской впадины многие исследователи, в том числе и автор (Макарычев, 1970), связывали с жизнью глубинного разлома. В свете новых данных эти объяснения уже не могут удовлетворить, так как они не дают ответа на вопрос, каким образом в составе серпентинитового меланжа оказались перемешанные фрагменты разрезов разных структурно-фациальных зон. Более логичным кажется тектоническое сближение этих зон, а именно – надвигание Южного Тянь-Шаня на палеозойские структуры Ферганы и Срединного Тянь-Шаня. При таком объяснении становится понятна и природа крупных тектонических блоков карбонатных пород венда и кембрия, заключенных среди отложений позднего палеозоя. Вероятно, зона их развития оказалась перекрытой надвинутыми структурами Южного Тянь-Шаня. В пользу такого перемещения свидетельствует чешуйчатое строение низких предгорий Туркестано-Алая и Атбашинских гор.

Пояс серпентинитового меланжа является самой северной, а Сарталинская полоса и ее аналоги в Атбаши – южной чешуей в этом пакете тектонических пластин. Чешуи обычно падают на юг, нередко в пакете чешуй рифейские сланцы слагают верхнюю пластину (см. рис. 12).

Время тектонического сближения этих зон устанавливается достаточно точно по появлению пород офиолитовой ассоциации в зоне денудации. Первоначальное появление гипербазитов и габбро в составе меланжа произошло в период герцинской складчатости на рубеже раннего и среднего карбона. Складчатость сопровождалась мощными горизонтальными перемещениями с образованием покровных структур вдоль границы Южного и Срединного Тянь-Шаня (Сабдюшев, Усманов, 1971; Макарычев, Штрейс, 1973). Движения захватили и породы офиолитового комплекса, служившего фундаментом позднерифейской геосинклинали Ферганы и раннепалеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Отсутствие магматических контактов гипербазитов с породами рифея и палеозоя свидетельствует о том, что гипербазиты в холодном состоянии были выжаты в складчатую структуру донамюрского возраста. Об этом же свидетельствуют и фрагменты структур, сложенных рифейскими и палеозойскими породами, всюду наблюдаемые в составе серпентинитового меланжа. В Канской полосе в намюрское время меланж уже размывался и был перекрыт серпентинитовыми песчаниками и гравелитами. Оса-

дочные породы серпентинитового состава известны не только среди поля меланжа, но и в основании разреза намюрского яруса вдоль южного ограничения Канской полосы. Эти породы после своего накопления были передроблены и вошли в состав меланжа. Вместе с тем в меланже отсутствуют гнейсы, гранитоиды и другие породы, характерные для гранитного слоя. Это позволяет считать, что в Южном Тянь-Шане процессы гранитизации в рифее и раннем палеозое не происходили. Следовательно, современный офиолитовый пояс – важнейшая структурная линия (граница), разделявшая в палеозое (до позднего карбона) области с различным типом строения коры – континентальным в Срединном и океаническим в Южном Тянь-Шане.

В обрамлении Ферганской впадины в меланже присутствуют блоки юрских и меловых пород, меланжированных в эпоху альпийского тектогенеза. В Атбашинских горах меланж перекрывают отложения перми. Эти же породы являются его компонентами. Таким образом, формирование меланжа – длительный многоступенчатый процесс.

* * *

Приведенный выше анализ внутреннего строения и структурного положения офиолитовой ассоциации показывает, что она слагает основание складчатых зон Западного Тянь-Шаня. Ассоциация всюду имеет двучленное строение. В ненарушенных разрезах гипербазито-габбровый комплекс перекрывается вулканогенно-кремнистой толщей пород, имеющей разные возраст и степень метаморфизма. Установлено, что гипербазиты не имеют активных контактов с окружающими породами. Гипербазиты и габбро связаны взаимопереходами, обусловленными проявлениями процессов метасоматоза и прогрессивного метаморфизма, что хорошо согласуется с выводами В.Ф. Морковкиной (1962, 1967, 1974) о метасоматической природе габброидов Полярного Урала и Малого Кавказа.

Выявлены четыре формы нахождения гипербазито-габбрового комплекса: 1) крупные блоки, в которых сохранилась первичная последовательность пород в разрезе: гипербазиты – метасоматические габброиды – в разной степени метаморфизованные вулканогенно-кремнистые образования; 2) тектонические пластины гипербазитов и габбро; 3) протрузии серпентинитов; 4) серпентинитовый меланж. В составе меланжа не обнаружены гнейсы и гранитоиды, что косвенно указывает на отсутствие континентальной коры к моменту образования меланжа. Первичные соотношения гипербазито-габбрового комплекса с породами кровли нередко затушеваны наложенными процессами амфиболизации и плагиогранитизации.

Вопросы взаимоотношения пород внутри офиолитовой ассоциации в отечественной литературе впервые разобраны А.В. Пейве (1969) и А.Л. Книппером (1969, 1970) на примере Альпийской складчатой области Европы. Эти исследователи показали, что возраст вулканогенно-кремнистой покрышки не может использоваться для доказательства возраста гипербазито-габбрового комплекса. Последний всегда древнее покрышки. Изучая офиолитовую ассоциацию в Западном Тянь-Шане, автор пришел к аналогичному выводу. Так, в Макбальском блоке основание разреза сложено габброидами, горнблендитами, эклогитами, гранатовыми амфиболитами и другими метасоматическими образованиями. Эта толща сложного состава перекрыта амфиболитами нижнерифейской (?) нельдинской свиты.

По условиям залегания и петрохимическому составу амфиболитов можно думать, что они образовались при метаморфизме основных эффузивов. В Срединном Тянь-Шане гипербазито-габбровый комплекс перекрыт касанской серией, близкой по составу и возрасту нельдинской свите. В Караарчинском блоке выше гипербазитов и габбро залегают эффузивно-кремнистые образования верхнерифейской терекской свиты. В Ферганской впадине этот комплекс перекрыт метасланцами верхнего рифея, а в Южном Тянь-Шане – пикрито-спилито-диабазовым комплексом нижнего палеозоя. Следовательно, возраст гипербазито-габбрового комплекса в Западном Тянь-Шане заведомо докембрийский.

Вопрос об истинном возрасте гипербазито-габбрового комплекса остается открытым из-за отсутствия радиологических данных. Сейчас неясно, имеет ли этот комплекс в разных зонах Тянь-Шаня один и тот же возраст или он разновозрастный. Автор допускает его разновозрастность в фундаменте древних платформ, в складчатых поясах и океанах. Однако по аналогии с историей формирования гранитно-метаморфического слоя можно полагать, что в пределах крупных участков континентов возраст гипербазито-габбрового комплекса может быть одинаковым. В предлагаемой работе принята эта точка зрения. Автор считает, что гипербазито-габбровый комплекс – это фундамент, на котором закладывались эвгеосинклинали Западного Тянь-Шаня. При таком подходе четко устанавливается начало геосинклинального режима, ибо продукты инициального магматизма в истории геосинклиналей Западного Тянь-Шаня появляются только один раз на ранних стадиях и всегда перекрывают гипербазито-габбровое основание.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В складчатых зонах Западного Тянь-Шаня выше гипербазито-габбрового комплекса всюду залегают вулканогенно-осадочные толщи, отделенные перерывом в ненарушенных разрезах. Эти толщи в разных зонах имеют первично одинаковый состав и строение. Отличаются они только по возрасту и степени метаморфизма пород. Им свойственны обилие основных эффузивов, чередующихся с кремнистыми и кремнисто-глинистыми глубоководными породами, последовательная смена основных эффузивов средними и кислыми, т.е. все те особенности, которые издавна считались характерными для эвгеосинклиналей. Это позволяет думать, что гипербазито-габбровый комплекс является тем фундаментом, на котором закладывались эвгеосинклинальные зоны Тянь-Шаня.

В теории геосинклинального процесса всегда большая роль отводилась вулканизму, отражающему проницаемость земной коры геосинклинальных систем. По этому признаку в 1940 г. Г. Штилле (1964) предложил выделять внутри ортогеосинклинали эв- и миогеосинклинальные пространства. Первые характеризуются проявлением начального (инициального) вулканизма (магматизма); вторые – "... в большинстве своем миомагматические вплоть до амагматических..." (Штилле, 1964, с. 268). По своей сути выделение типов геосинклиналей основывается на формационном выполнении последних, эти понятия широко вошли в литературу и использованы в данной работе. Вместе с тем в Западном Тянь-Шане имеются геосинклинальные зоны, формационное выполнение которых не укладывается в понятия эв- и миогеосинклиналей. В них обычно развиты разрезы переходного типа от эв- до миогеосинклинальных зон. Такие геосинклинальные зоны Ю.М. Пущаровский предложил выделять в самостоятельную группу геосинклиналей. "Эту третью группу геосинклиналей удобно именовать миктогеосинклиналями, от греческого слова "миктос" (*μικτός*), что означает "смешанный" (Пущаровский, 1972, с. 74). Выделение миктогеосинклиналей вполне оправданно, поскольку они отражают смену во времени тектонических режимов осадконакопления и свидетельствуют о направленном развитии структуры земной коры. Действительно, в геосинклинальных разрезах Западного Тянь-Шаня за спилито-диабазовой формацией всегда следует андезито-базальтовая, андезитовая и, наконец, андезито-дацитовая вулканогенные формации. В связи с этим необходимо вспомнить, что при выделении эвгеосинклиналей в состав продуктов начального магматизма Г. Штилле включал гипербазиты и габбро, т.е. те породы, которые, как теперь установлено, перекрываются толеитовыми базальтами в океанах и спилито-диабазовой формацией в эвгеосинклинальных зонах складчатых поясов континентов. Последняя играет роль чехла по отношению к гипербазито-габбровому комплексу, который многие геологи, в их числе и автор (Пейве и др., 1972), теперь рассматривают в качестве меланократового фундамента эвгеосинклиналей. Понятие о меланократовом фундаменте ввел в литературу М.С. Марков (1970, 1975). В его состав, кроме гипербазитов и габбро, он включил амфиболиты – продукты метаморфизма основных вулканитов. Так же поступил и Н.А. Богданов (1975), охарактеризовав фундамент палеозойских геосинклиналей обрамления Тихого океана.

Исследования, проведенные нами в Западном Тянь-Шане, выявили наличие резкого разрыва во времени образования гипербазито-габбрового комплекса и вулканоген-

ных толщ. Возраст последних постепенно омолаживается от раннего рифея в Северном и Срединном Тянь-Шане к позднему рифею в Ферганской впадине и раннему палеозою в Южном Тяно-Шане. Поэтому автор считает, что понятие о меланократовом фундаменте нуждается в уточнении. Его нужно сохранить только для нижнего члена офиолитовой ассоциации (гипербазиты и габбро), основываясь на сходстве состава и положения этого комплекса в разрезах на континентах и, как показало глубинное бурение (Дмитриев, 1975), в срединно-океанических хребтах. Именно в таком объеме и используется в данной работе понятие о меланократовом фундаменте. По своему смыслу оно тождественно гипербазито-габбровому основанию.

За последние 10–15 лет в учении о геосинклиналях прошлого укоренилось представление о стадийности геосинклинального процесса. Разработка этого важного теоретического положения связана с исследованиями советских геологов и прежде всего А.А. Богданова, М.В. Муратова, Е.Е. Милановского, Е.Д. Карповой, П.Н. Кропоткина, В.А. Николаева, Е.В. Павловского, А.В. Пейве, Ю.М. Пущаровского, В.Е. Хаина, Н.А. Штрейса, Ю.М. Шейнманна, А.Л. Яншина и др. Под разными названиями они обычно выделяли две стадии: собственно геосинклинальную (главная геосинклинальная) и орогенную (заключительная). При этом считалось, что геосинклинали внутри континентов развивались на континентальной коре ("комплекс основания").

Новые данные о сходстве разреза коры современных океанов с нижними частями разреза эвгеосинклинальных зон континентов позволили сделать вывод о том, что геосинклинали прошлого испытали океаническую стадию развития, которая во времени сменилась переходной и затем континентальной (Пейве и др., 1972). Каждой стадии свойствен свой тип строения коры: безгранитный – первой океанической стадии, с локальным развитием гранитно-метаморфического слоя – второй переходной стадии. Третья континентальная стадия характеризуется повсеместным развитием в геосинклинальной системе мощного гранитно-метаморфического слоя.

Генетический подход к пониманию стадийности геосинклинального процесса отражает направленность в развитии оболочек Земли. Эта направленность выражается в особенностях осадконакопления и структурообразования, которые характеризуют две стороны единого процесса становления гранитно-метаморфического слоя земной коры. Она подтверждается эволюцией вещества Земли, на что много раз обращала внимание В.Ф. Морковкина.

Все вышеизложенное позволяет пересмотреть существующие представления, согласно которым геосинклинали Западного Тянь-Шаня возникали в результате раздробления глубинными разломами гранито-гнейсового фундамента некогда единой эпикарельской платформы.

Возвращаясь к традиционным представлениям о стадийности геосинклинального процесса и новому его пониманию, можно заметить известное сходство главного геосинклинального этапа прежней схемы с переходной, а орогенного этапа – с континентальной стадиями новой схемы. Это позволяет в данной работе пользоваться терминологическими понятиями, характеризующими структурные особенности главного геосинклинального и орогенного этапов. Трудно представить складчатую систему без антиклинориев и синклинориев, наложенных впадин, так же как геосинклинальную область – без геоантиклинальных зон (поднятия) и геосинклинальных прогибов. Эти понятия прочно вошли в литературу, в них заключен историко-геологический подход к анализу складчатых областей. Более того, существование соответствующих им структурных форм доказано огромным мировым фактическим материалом. Что же касается океанической стадии, то, очевидно, здесь следует говорить об островных поднятиях, дугах, океанических впадинах и других структурных формах, которыми пользуются исследователи, изучающие современные геосинклинальные системы.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОКЕАНИЧЕСКУЮ СТАДИЮ

Северный Тянь-Шань

В хребтах Каратау и Киргизском выше меланократового фундамента залегают типичные эвгеосинклинальные формации, подвергшиеся складчатости и метаморфизму. По возрасту они докембрийские.

Хребет Большой Каратау

Океаническая стадия Большого Каратау охватывает время формирования жунусатинской и карагузской свит нижнего–среднего рифея. Эти свиты ассоциируют с гипербазито-габбровым комплексом, они одновременно испытали складчатость и метаморфизм в амфиболитовой фации и участвуют в строении Бессазского блока. Свиты верхнего рифея претерпели зеленосланцевую стадию метаморфизма. Они слагают Кокджотскую горст-антиклиналь и ядра ряда антиклинальных структур Большого Каратау.

Жунусатинская свита обнажается в юго-восточной части Бессазского блока (см. рис. 1). В ее составе широко представлены гранатовые амфиболиты, гнейсы, менее развиты слюдяно-гранатовые сланцы и мраморы. Толща подверглась гранитизации с образованием плагиогранито-гнейсов и микроклиновых порфиробластовых гнейсов. Элементы залегания пород хорошо согласуются с ориентировкой полосчатости в меланократовом фундаменте. Мощность свиты 2000 м.

Карагузская свита выходит в северо-западной части Бессазского блока. В ее составе преобладают слюдяно-гранатовые сланцы; амфиболиты и амфиболовые сланцы слагают нижние горизонты разреза. Видимая мощность свиты 1200 м.

Сланцево-амфиболитовый комплекс (жунусатинская и карагузская свиты) до метаморфизма в амфиболитовой фации представлял мощную толщу основных эффузивов и пелито-глинистых глубоководных осадков и содержал силлы габбро-диабазов (подводящие каналы эффузивов). При тщательном микроскопическом изучении в амфиболитах обнаружены реликты структур эффузивных пород. Возраст метаморфизма карагузской свиты среднерифейский (934 млн. лет). Этот комплекс структурно тесно связан с меланократовым фундаментом, хотя соотношения между ним и фундаментом тектонические. Продукты размыва обоих комплексов содержатся в базальных конгломератах венда (?) – нижнего палеозоя. Вместе с тем изоклинальный характер складок, их субширотное простирание и амфиболитовая фация метаморфизма пород резко отличают жунусатинскую и карагузскую свиты от свит верхнего рифея, породы которых характеризуются зеленосланцевой фацией метаморфизма и собраны в складки северо-западного простирания. Это различие позволяет прийти к выводу, что складчатость и метаморфизм в амфиболитовой фации в этих свитах предшествовали позднерифейскому осадконакоплению. Следовательно, можно сланцево-амфиболитовый комплекс поместить в основание разреза и рассматривать его как самую раннюю (начальную) стадию эвгеосинклинального развития Большого Каратау на меланократовом фундаменте (рис. 13).

Верхний рифей Большого Каратау представлен комплексом отложений, в котором также присутствуют эффузивы, но характеризующиеся смешанным составом. Наряду с эффузивами наблюдаются карбонатные и терригенные отложения, линзы и горизонты межформационных конгломератов. Появление конгломератов в разрезе свидетельствует о проявлении дифференцированных движений в морском бассейне в период осадконакопления. Смешанный состав эффузивов, последовательная смена основных разностей средними и кислыми, до полного прекращения вулканической деятельности отражают сложность эволюции геосинклинального процесса. Этот тип формационного выполнения прогиба Большого Каратау в позднем рифее отвечает скорее раннему этапу переходной стадии, которая в ходе развития эвгеосинклинали Большого Каратау сменяет океаническую стадию.

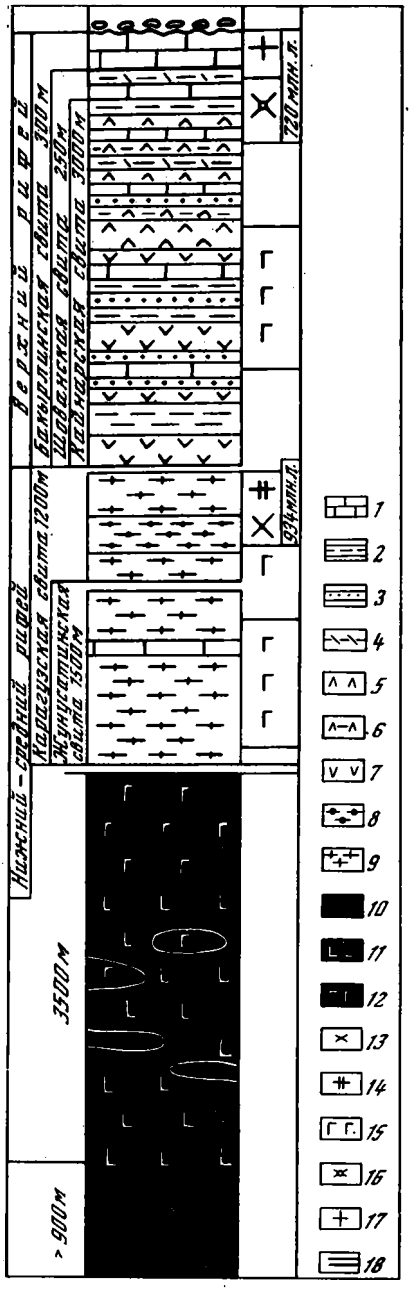


Рис. 13. Стратиграфический разрез меланократового фундамента и отложений эвгеосинклинали Большого Каратау (Беҫазский блок) (Макарычев, Пазилова, 1973)

1 – известняки; *2* – микрокварциты; *3* – туфопесчаники; *4* – кварцевые порфиры; *5* – андезитовые порфириты; *6* – туфы; *7* – спилиты и диабазы; *8* – слюдяные сланцы, биотитовые гнейсы; *9* – амфиболовые сланцы, амфиболиты; *10* – серпентиниты; *11* – габбро-амфиболиты; *12* – двупироксеновое габбро; *13* – плагиограниты; *14* – плагиогранитизация; *15* – габбро, габбро-диабазы; *16* – диориты; *17* – фельдшпатизация; *18* – тектонические контакты

Нижний член верхнерифейского комплекса – кайнарская свита (рис. 14, см. вкладку). Свита подразделена на три части. В нижней части широко распространены эффузивы и туфы основного и среднего состава. Эффузивы представлены метаморфизованными диабазовыми и андезитовыми порфиритами, спилитами и кератофирами с характерными миндалекаменными текстурами. Стреди них распространены сланцы – амфиболовые, эпидот-серицит-хлоритовые, актинолитовые, локально образовавшиеся за счет эффузивов. Обломочные породы, преимущественно граувакки и туфогенные песчаники, имеют подчиненное значение и включают линзы кремнистых пород с микрокварцитовыми структурами. В средней части свиты преобладают кератофиры, ассоциирующие с агломератами и лавобрекчиями. Здесь же присутствуют пачки хлорит-серицитовых и углисто-серицитовых сланцев. В отдельных разрезах эта часть свиты целиком представлена агломератами и вулканическими брекчиями. Состав верхней части свиты более однообразен. Здесь преобладают кварцевые порфиры. Среди них иногда присутствуют туфы и лавы основного состава. Из осадочных пород обычны песчаники, линзы конгломератов и особенно серицитовые сланцы с реликтовыми структурами туфов.

Кайнарская свита пространственно фациально меняется. В общем виде эти изменения выражаются в постепенном замещении эффузивов осадочными породами (рис. 15). На отдельных участках вулканогенные образования почти полностью слагают эту свиту, что наблюдается по рекам Улькен-Саускандык, Улькен-Шага, Тегистык, Бакай, Костобе. Аналогичный состав свиты описан М.В. Тащининой (1951) в Южном Каратау. В других районах, в частности в Северо-Западном Каратау, продукты вулканизма перемежаются с осадочными породами.

Среди эффузивов кайнарской свиты широко распространены субвулканические тела габбро-диабазов. Они тяготеют к низам разреза, ассоциируются с диабазовыми порфиритами и спилитами и образуют в ряде мест (междуречье Кайнар–Бакай) линейно вытянутые зоны в соответствии с простиранием свиты. Габбро-диабазы представлены мелкими пластовыми телами типа силлов длиной от нескольких десятков до 100 м, шириной от долей до нескольких десятков метров. Наиболее обычный размер тел – 15 × 60 м. Контакты их с вмещающими породами рез-

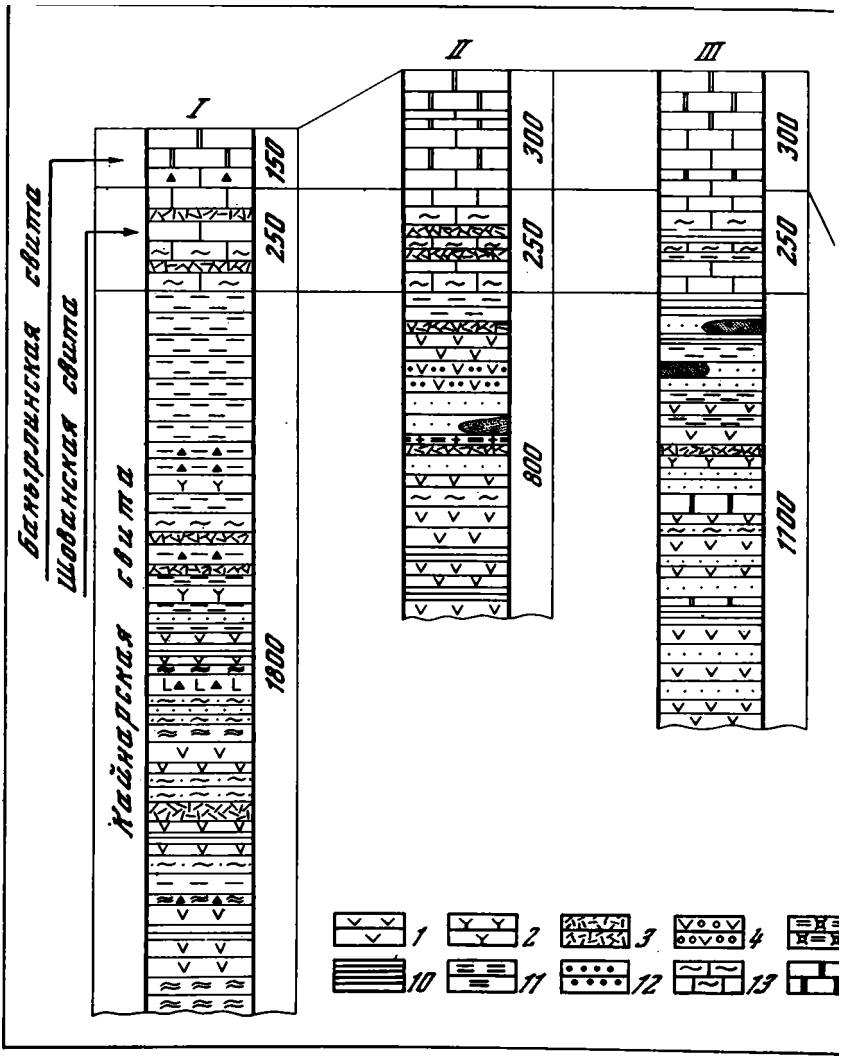


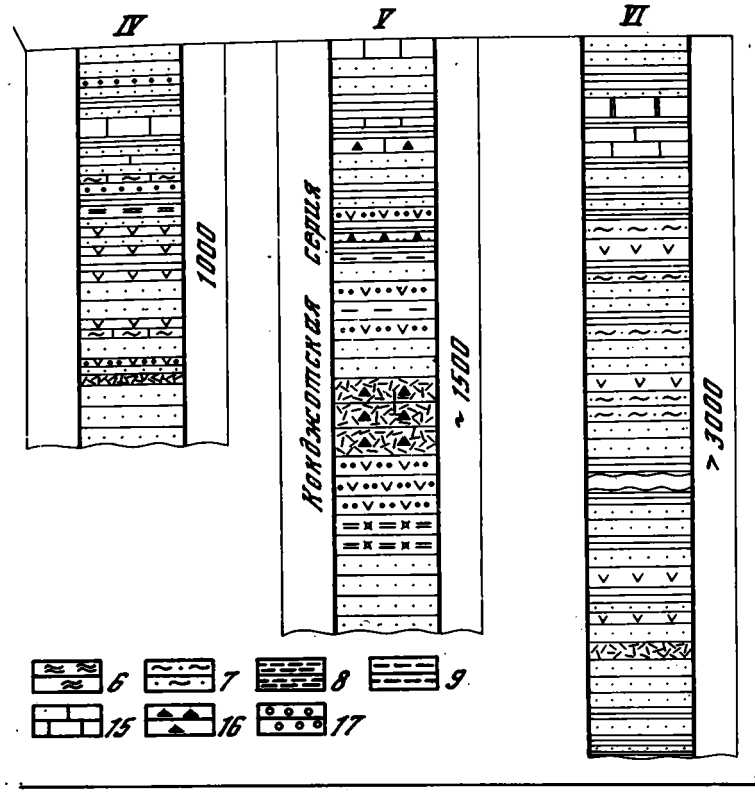
Рис. 15. Схема сопоставления разрезов верхнерифейских отложений Каратау

I – гора Акмая; II – р. Суыныкксай; III – р. Кайнар; IV – р. Арпаозен; V – р. Бабаата; VI – р. Тамды

1 – спилиты, диабазовые и андезитовые порфириты; *2* – кератофиры и ортофиры; *3* – кварцевые порфиры, фельзиты; *4* – туфы порфиритов; *5* – туфы кислых эффузивов; *6* – сланцы по габбро-диабазам (амфиболовые, актинолитовые); *7* – сланцы по порфиритам (эпидот-серицит-хлоритовые, серицит-хло-

кие, а с эффузивами наблюдаются постепенные переходы. Форма залегания и химизм пород позволяют считать их подводящими каналами основных эффузивов.

Из анализа строения кайнарской свиты и распространения ее пород можно сделать ряд выводов об особенностях проявления вулканизма в позднем рифее. Прежде всего – это неравномерность проявления и различная интенсивность вулканизма в пределах хребта. Наиболее интенсивным вулканизм был в Большом Каратау там, где имеются непрерывные разрезы эффузивов мощностью свыше 2 км, с последовательным рядом вулканогенных пород от основных к кислым. В кокджотской серии Малого Каратау (возрастном аналоге кайнарской свиты) хотя и содержатся эффузивные породы, но их роль по сравнению с осадочными явно незначительна. В этой серии преобладают мощные терригенные толщи граувакковых песчаников, алевролитов и сланцев. Этот тип разреза прослежен и в Таласском хребте.



ритовые); *8* – сланцы по ортофирам (альбит-кварц-калишпатовые); *9* – сланцы по кислым эффузивам (серицитовые, альбит-кварцевые); *10* хлорит-серицитовые, углисто-серицитовые сланцы; *11* – кремнистые сланцы и кварцитовидные алевролиты; *12* – песчаники граувакковые и алевролиты (метаморфизованные); *13* – известково-хлоритовые сланцы; *14* – доломиты; *15* – известняки; *16* – брекчии различного состава; *17* – конгломераты

Вулканическая деятельность в позднем рифее происходила повсеместно в подводных условиях, что подтверждается частым чередованием лавовых покровов с осадочными породами. Местами среди эффузивов присутствуют прослои и линзы межформационных конгломератов. Они наиболее многочисленны в междуречье Кайнар–Карагуз, вблизи Бессазского блока. Мощность прослоев колеблется от 5 до 15 м. Галька хорош окатана, но давлена; представлена амфиболитами и кристаллическими сланцами. Источники сноса, очевидно, располагались на месте Бессазского блока, где, видимо, находились островные поднятия. Появление конгломератов среди лавовых покровов указывает на дифференцированные движения дна водоема в период осадконакопления. Состав лав очень изменчив. Лавы каждого последующего излияния имеют иной, отличный от предыдущего химический состав, что, видимо, связано с прерывистым процессом вулканизма, в виде ряда последовательных пульсаций развития магматического очага. Это возможно, если допустить смену на-

пряжений растяжения и сжатия в глубинных частях земной коры. В периоды преобладания растягивающих усилий происходит раскрытие трещин и поступление на поверхность продуктов вулканизма; в период сжатия – их закрытие и прекращение вулканической деятельности.

Другой вывод касается характера излияний и положения центров вулканической деятельности. Решение этого вопроса может быть дано только в общем виде, поскольку древние вулканические аппараты, как правило, не сохраняются. По всей видимости, главную роль в накоплении мощной толщи вулканогенных продуктов играли излияния трещинного типа. На это указывает выдержанность состава продуктов вулканических излияний по простиранию кайнарской свиты. Было отмечено, что нижняя часть ее сложена основными эффузивами. Эти породы прослеживаются вдоль Главного Каратауского разлома с юго-востока на северо-запад, от Бессазского блока до р. Улькен-Саускандык. Линейная ориентировка многочисленных тел габбро-диабазов также может рассматриваться как доказательство существования трещин. Однако наряду с трещинными излияниями были и вулканические извержения центрального типа. Обращают внимание особенности распространения грубых продуктов вулканизма: агломератов, лавобрекчий, грубообломочных туфов. Эти породы распространены в общем локально, они слагают отдельные участки по рекам Улькен-Саускандык, Костобе и Итмурун. Очевидно, вблизи этих мест располагались вулканические аппараты, из которых магматический расплав выбрасывался на поверхность.

Важным является то, что места концентрации грубых продуктов вулканизма приурочены к линейно вытянутой зоне. Характерно, что эта зона в структуре Большого Каратау совпадает с положением Главного Каратауского разлома, структурное оформление которого как системы глубоких расколов произошло в заключительный период предкембрийской складчатости. Это позволяет думать, что уже в ходе позднерифейского осадконакопления зона отличалась большой подвижностью и высокой проницаемостью земной коры магматическими расплавами. По существу, мы имеем дело с зоной проницаемости безгранитной земной коры. В позднем докембрии в Большом Каратау проявились мощные растягивающие усилия, которые обусловили прогибание и растрекивание земной коры, лишенной гранитного слоя, и сделали ее легко проницаемой для магматических расплавов. Линейная ориентировка силлов габбро-диабазов указывает на то, что разрядка напряжений происходила в локальных протяженных зонах. Процесс этот протекал длительно и прерывисто. Также длительно и прерывисто развивался вулканизм.

Значение разломов как путей движения магматического расплава из земных недр к поверхности убедительно показано в работах В.И. Смирнова и В.Н. Козеренко (1950), А.В. Пейве (1956б, 1960), Н.А. Штрейса (1951) и др. На примере хр. Каратау можно сделать вывод о том, что глубинные разломы как структурные швы возникают на месте зон проницаемости. Образованные глубинные разломы в процессе дальнейшего развития геосинклинали в значительной мере определяли места проявления вулканизма. Главный Каратауский глубинный разлом заложился в позднем рифее в результате растяжения земной коры, лишенной гранитного слоя.

Анализ вулканизма выявил изменения химизма лав во времени. Для позднего рифея в Большом Каратау установлены изменения состава излияний в сторону повышения кислотности магматического расплава. Первоначально, в момент интенсивного прогибания и заложения разлома, изливались лавы преимущественно основного состава. Затем спилиты и диабазы сменились андезитами и андезито-дацитами. Химизм следующего этапа вулканизма характеризовался появлениям пород с повышенной щелочностью (ортофиры), хотя последние не имеют повсеместного распространения. Для этого же этапа характерно обилие обломочных пород, что указывает на появление внутри бассейна участков островной суши. Появление в разрезе кайнарской свиты не насыщенных кремнекислотой пород (ортофиры), их локальное распространение совместно с грубыми продуктами вулканической деятельности, по-видимому, должны рассматриваться как указание на тектоническую дифференциацию ложа геосинклинали.

Заключительный этап вулканизма позднего рифея характеризуется мощными излияниями лав кислого состава. Мощность микроклиновых кварцевых порфиров и фельзитов местами превышает 800 м. Порфириты и обломочные породы играют резко подчиненную роль. Изменение состава лав от основных к кислым отражает эволюцию вещества земной коры в ходе геосинклинального процесса. Конец позднего рифея характеризуется накоплением известково-глинистых и карбонатных осадков (шованская и бакырлинская свиты) суммарной мощностью 700 м.

Особенности вулканизма в хр. Каратау рассмотрены подробно потому, что они типичны и для других зон Тянь-Шаня. В хр. Каратау комплекс пород интенсивно дислоцирован, часто наблюдается опрокидывание складок в северном направлении. Этот факт нередко приводит к неправильной трактовке последовательности напластования верхнерифейских отложений и, как следствие, к ошибочным выводам об эволюции геосинклинального режима. Так, В.Г. Королев (1971), Ю.А. Зайцев и Л.И. Филатова (1971) кайнарскую свиту рассматривают в качестве примера типичной порфировой формации, помещают ее выше бакырлинских известняков и делают вывод об орогенном режиме развития Большого Каратау в позднем рифее. Из этого следует, что в этом регионе к позднему рифею уже сформировался развитый гранитно-метаморфический слой. С этим выводом нельзя согласиться, если учесть состав эффузивов, а также последовавшее за их накоплением внедрение первых гранитоидов. В разрезе верхнего рифея хр. Каратау широко представлены основные эффузивы; они чередуются с граувакками, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами глубоководного генезиса; установлена последовательная смена основных эффузивов средними и кислыми разностями, резкая фациальная изменчивость, что совершенно не свойственно орогенному режиму. Изменение фаций и мощностей, появление конгломератов лишь свидетельствуют о дифференцированных движениях и зарождении первых островных поднятий.

Бессазский блок в начале раннего рифея выступает в виде поднятия. Слагающая его вулканогенно-осадочная толща нижнего—среднего рифея подверглась гранитизации с образованием плагиогранито-гнейсов. По своей сути это первое проявление гранитоидного магматизма указывает на локальное зарождение гранитного слоя земной коры и появление зачаточных геоантиклинальных поднятий. В конце рифея тектоническая дифференциация эвгеосинклинали усиливается, внутри эвгеосинклинали формируются Кумыстинское и другие поднятия, в которые внедряются массивы плагиогранитов и кварцевых диоритов. К ним приурочено проявление процессов калиевого метасоматоза. Возраст диоритов Кумыстинского массива 720 ± 70 млн. лет (Киселев, Королев, 1972). Нарастание процессов гранитоидного магматизма тесно связано со структурной дифференциацией геосинклинального бассейна и, по-видимому, отражает общую направленность развития глубинных зон Земли. Пространственно проявления гранитоидного магматизма приурочены к геоантиклинальным зонам эвгеосинклиналей и, видимо, стимулируют их рост.

Таким образом, в рифейское время в Большом Каратау начался процесс созидания гранитно-метаморфического слоя земной коры, а не его разрушения, как до сих пор считают многие исследователи. Совершенно очевидно, что заложение эвгеосинклинали хр. Каратау произошло на уже сформированном меланократовом фундаменте. Океаническая стадия эвгеосинклинали сменилась переходной. Эти стадии в хр. Каратау разделены складчатостью, метаморфизмом пород в амфиболитовой фации и первыми проявлениями гранитизации. Вулканогенные образования океанической стадии представлены недифференцированными сериями, в них отсутствуют грубообломочные породы. Переходная стадия по характеру вулканизма вначале как бы продолжает океаническую стадию, но в то же время отличается от нее появлением расчлененного тектонического рельефа, обусловленного тектоническими движениями и локальным проявлением гранитоидного магматизма. Массовое становление гранитоидов произошло в конце позднего рифея и в раннем палеозое и привело к возникновению внутри эвгеосинклинали больших участков гранитно-метаморфи-

ческого слоя. Главный Каратауский глубинный разлом возник во второй половине рифея в результате растяжения безгранитной коры, а как структурный элемент оформился лишь в период предвендской складчатости. Эти факты показывают, что одни явления зарождаются в океаническую стадию геосинклинального процесса и продолжают развитие в переходную стадию, другие возникают только в последнюю. Поэтому границы между стадиями геосинклинального процесса достаточно условны, а общим для них остается определенная направленность эволюции вещества земной коры.

Киргизский хребет

В западной части Киргизского хребта меланократовый фундамент вскрыт в двух крупных структурах: в Макбальском и Карааарчинском блоках (рис. 16, см. вкладку). Этот фундамент перекрыт однотипными эвгеосинклинальными формациями разного возраста (рис. 17, колонки IV–VI; см. вкладку).

Макбальский блок. После работ В.А. Николаева древнейшими отложениями Киргизского хребта принято считать породы макбальской свиты, слагающей ядро одноименного антиклинория. Крылья этой структуры, согласно существующим представлениям, образованы последовательно залегающими более молодыми нельдинской и каиндинской свитами. Считается, что все три свиты связаны постепенными переходами. Подобные заключения неоднократно публиковались Л.Н. Бельковой, В.Н. Огневым, В.Я. и И.Е. Медведевыми, В.В. Киселевым, В.Г. Королевым, А.Б. Бакировым и многими др. Однако ряд фактов, не укладывающихся в общепринятую схему, остался без объяснения; прежде всего – соотношения между нельдинской и макбальской свитами.

И.Е. Медведева (1959) макбальскую свиту разделила на две части: нижнюю часть она выделила в самостоятельную тюекарынскую свиту (гранатовые амфиболиты и эклогиты), оставив в составе макбальской свиты только кварциты и мраморы.

Контакты между двумя частями она считала стратиграфическими. И.А. Ефимов (1964) тюекарынскую свиту рассматривал в качестве эклогитовой формации, полагая, что эклогиты являются мантийными образованиями. Оба исследователя отмечали метасоматическое происхождение пород тюекарынской свиты, подчеркивая реликтовый характер гранатов (из эклогитов) в составе амфиболитов. По данным И.А. Ефимова, эклогитовая формация имеет тектонический контакт, сопровождаемый горизонтальными срывами и зонами мощных брекчий, с кварцитами макбальской свиты.

Наши исследования подтвердили вывод И.А. Ефимова о составе тюекарынской свиты и ее соотношениях с макбальской свитой. Кроме того, в тюекарынской свите установлены тела полосчатых апогипербазитовых габбро, пегматоидные габбро с гнездами горнблендитов, а также участки перехода эклогитов в гранатовые амфиболиты. Эта часть разреза перекрывается нельдинской свитой, сложенной слюдяно-гранатовыми сланцами, среди которых амфиболиты присутствуют в виде пластовых залежей.

Таким образом, состав эклогитовой формации (тюекарынская свита) позволяет рассматривать ее как офиолитовую ассоциацию, состоящую из пород меланократового фундамента и метаморфизованных в амфиболитовой фации эвгеосинклинальных образований океанической стадии. Следовательно, древнейшими образованиями Макбальского блока являются не породы макбальской свиты, как это считается до сих пор, а породы меланократового фундамента (тюекарынская свита, по И.Е. Медведевой) и нельдинской свиты. Остановимся на соотношениях последней с макбальской свитой.

Соотношения между этими свитами изучены в урочище Ойджайлоу, по р. Курганташ, в центральной и южной частях Макбальского блока. В урочище Ойджайлоу рифейские отложения дислоцированы в систему узких складок северо-западного простирания (рис. 18). Макбальская свита здесь сложена плитчатыми слюдистыми мраморами, которые сменяются вверх по разрезу розовыми мономинеральными кварцитами. Химический анализ кварцитов показал высокое

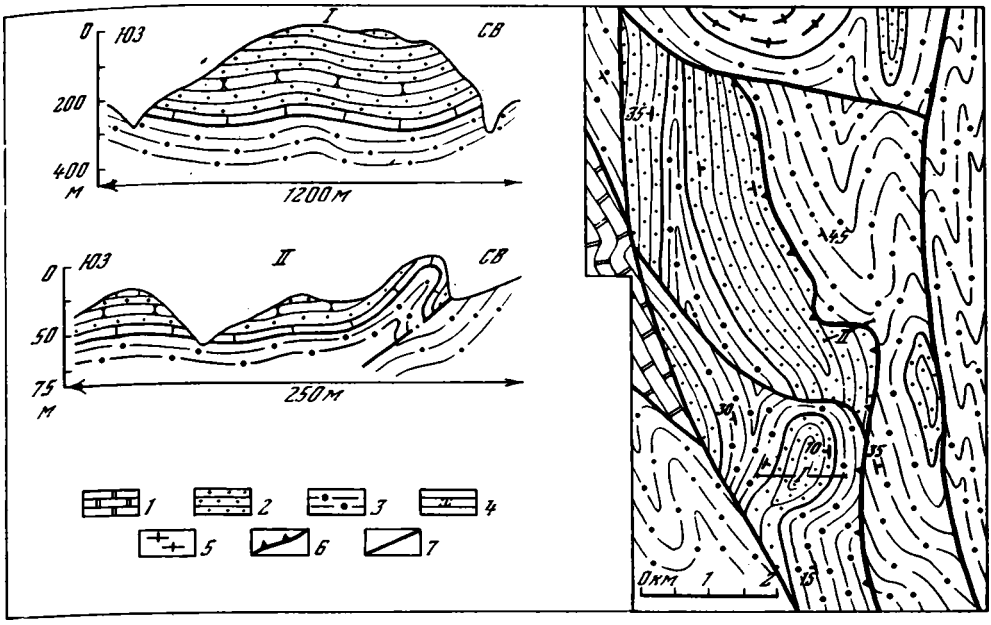


Рис. 18. Схема геологического строения урочища Ойджайлоу. Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов А.Б. Бакирова

1 – ачикташская свита: мраморы; *2* – макбальская свита: слюдистые, актинолитовые кварциты, плитчатые мраморы; *3* – нельдинская свита: слюдяно-гранатовые сланцы, прослои амфиболитов; *4* – актинолитовые кварциты; *5* – плагиогнейсы и гранитогнейсы; *6* – надвиги; *7* – взбросы и сбросы

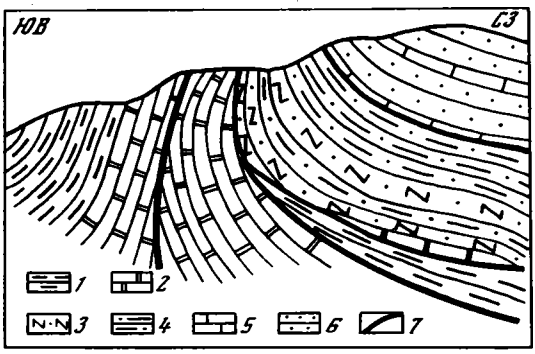


Рис. 19. Соотношение свит нижнего рифея на юго-восточном окончании Макбальского блока. Зарисовка стенки по правому борту р. Курганташ

Ачикташская свита: *1* – слюдяные сланцы, *2* – массивные мраморы; нельдинская свита: *3* – гранатовые амфиболиты с гнездами эклогитов, *4* – слюдяно-гранатовые сланцы; макбальская свита: *5* – слюдистые слоистые мраморы, *6* – амфиболовые и мономинеральные кварциты; *7* – разрывы

содержание в них титана, марганца и железа, что характерно для кремнистых образований в современных океанах. Суммарная мощность этих пород около 200 м. Макбальская свита залегает в ядрах синклинальных складок, крылья которых сложены слюдяно-гранатовыми сланцами нельдинской свиты.

По правому борту р. Курганташ отчетливо видно залегание макбальской свиты на нельдинской (рис. 19). Как и в первом случае, здесь сохраняется последовательность напластования: в основании свиты залегают тонкоплитчатые слюдистые мраморы, перекрытые кварцитами. Мощность свиты возрастает до 400 м.

Аналогичное стратиграфическое положение занимает макбальская свита и в южной части блока (рис. 20).

Структурно-геологическое картирование центральной части блока позволило установить тектоническое сдваивание разреза, с перекрытием по надвигу кварцитов макбальской свиты кристаллическими сланцами нельдинской свиты. Кроме того, выявлена сложная складчатая структура центральной части Макбальского блока, который в целом характеризуется не антиклинорным строением, как было при-

нято считать до сих пор, а синклинорным (рис. 21). Полученные автором новые данные прямо указывают на более высокое стратиграфическое положение макбальской свиты по отношению к нельдинский в разрезе рифея.

Современная структура Макбальского блока создана в результате тектонического скучивания в конце раннего рифея после образования каиндинской свиты, но перед образованием кенкольской серии среднего рифея. Последняя отличается резкой фациальной изменчивостью и залегает на разных свитах нижнего рифея. Таким образом, установлена следующая последовательность свит в Макбальском блоке: 1) гипербазито-габбровый (меланократовый) фундамент, 2) нельдинская свита, 3) макбальская свита в объеме прежней верхней подсвиты (слюдистые мраморы и кварциты), 4) каиндинская свита с пачкой ачикташских мраморов, 5) кенкольская серия. Судя по данным абсолютного возраста эклогитов (1688 млн. лет) и положению в разрезе, нельдинская, макбальская и каиндинская свиты принадлежат нижнему рифею (киргизская серия). Кенкольская серия содержит строматолиты среднего рифея и прорывается гранитоидами, имеющими возраст 1150±100 млн. лет (Киселев и др., 1974).

Новая стратиграфическая схема хорошо отражает эволюцию осадконакопления в ходе геосинклинального процесса. Нельдинская свита обладает многими признаками эвгеосинклинального разреза, свойственными раннему этапу океанической стадии. Другие свиты киргизской серии наращивают разрез, что отражает начало дифференциации тектонических движений. Тектоническому скучиванию на рубеже раннего и среднего рифея подверглись негранитизированные вулканогенно-осадочные толщи. Они испытали метаморфизм в амфиболитовой фации после скучивания, перед накоплением пород кенкольской серии, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Мигматиты плагиогранитного состава и тела гранито-гнейсов локализованы исключительно среди пород киргизской серии. Следовательно, в конце раннего рифея в Макбальском блоке впервые возникли участки гранитно-метаморфического слоя. Поэтому нельзя согласиться с мнением тех исследователей, которые считают, что разрез киргизской серии по составу пород и особенностям тектоники относится к протоплатформенным образованиям.

К а р а а р ч и н с к и й б л о к. В Караарчинском блоке гипербазито-габбровый фундамент перекрыт терекской свитой верхнего рифея. Соотношение терекской свиты с фундаментом показано на рис. 2,I.

Терекская свита имеет вулканогенно-кремнистый состав. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой субфации, в них сохранились реликтовые структуры эффузивов. Свита по составу отвечает спилито-диабазовой формации начальной стадии эвгеосинклинального развития. Ее залегание на меланократовом фундаменте показывает, что эвгеосинклиналь здесь заложилась в позднерифейское время. Этот факт имеет принципиальное значение, так как он указывает на один и тот же тип фундамента, на котором в Киргизском хребте в разное время возникали эвгеосинклинали. В Макбальском блоке эвгеосинклинальный режим возник в раннем рифее со времени образования нельдинской свиты, а в Караарчинском блоке – только в позднем рифее. До этого времени, видимо, здесь оставались пространства меланократового фундамента, не вовлеченные в геосинклинальное развитие. Кайнарская свита Большого Каратау одновозрастна терекской, и если в Каратау она завершает океаническую стадию или начинает переходную, то в Караарчинском блоке океаническая только начинается с момента образования терекской свиты. Окончание ее падает на ранний палеозой – время формирования караарчинской свиты. Так же неодновременно в этих блоках формируется и гранитно-метаморфический слой. В Макбальском блоке гранитоиды появляются в среднем рифее, тогда как в Караарчинском – только в раннем палеозое. Эти факты указывают на неодновременность становления гранитно-метаморфического слоя в западной части Киргизского хребта в ходе геосинклинального процесса.

Такой вывод существенно отличается от выводов предшествующих исследователей. Начиная с работ В.А. Николаева (1928), все исследователи считали, что спилито-диабазовая формация накапливалась на заведомо гранитизированном фундаменте. Поэтому они делали и делают теперь неверный вывод о заложении позднe-

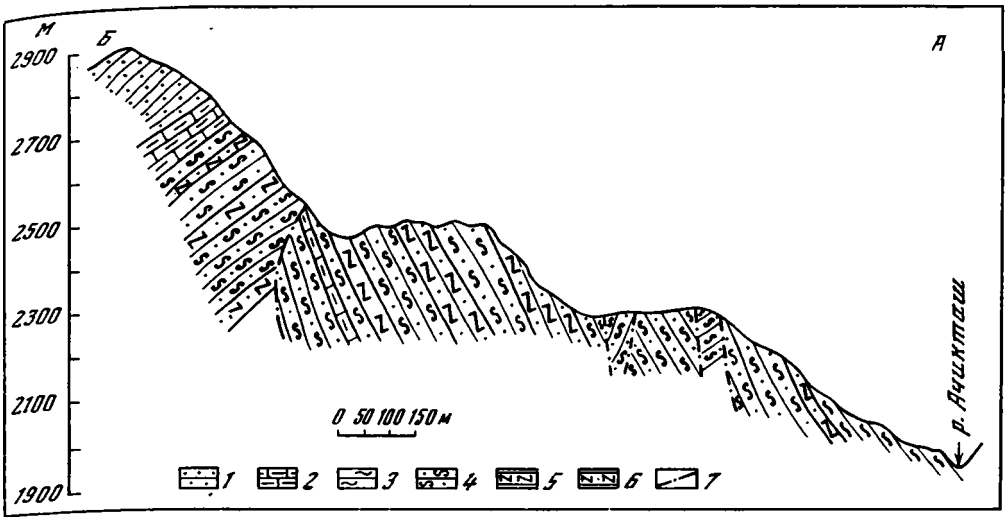


Рис. 20 Послойный разрез рифейских отложений на южном крыле Макбальского блока. Составил С.А. Куренков (положение разреза показано на рис. 21)

Макбальская свита: *1*– кварциты мономинеральные, *2*– мраморы тонкослоистые слюдистые; нельдинская свита: *3*– биотитовые сланцы, *4*– слюдяно-гранатовые сланцы, *5*– амфиболиты и амфиболитовые сланцы, *6*– гранатовые амфиболиты; *7*– разрывы

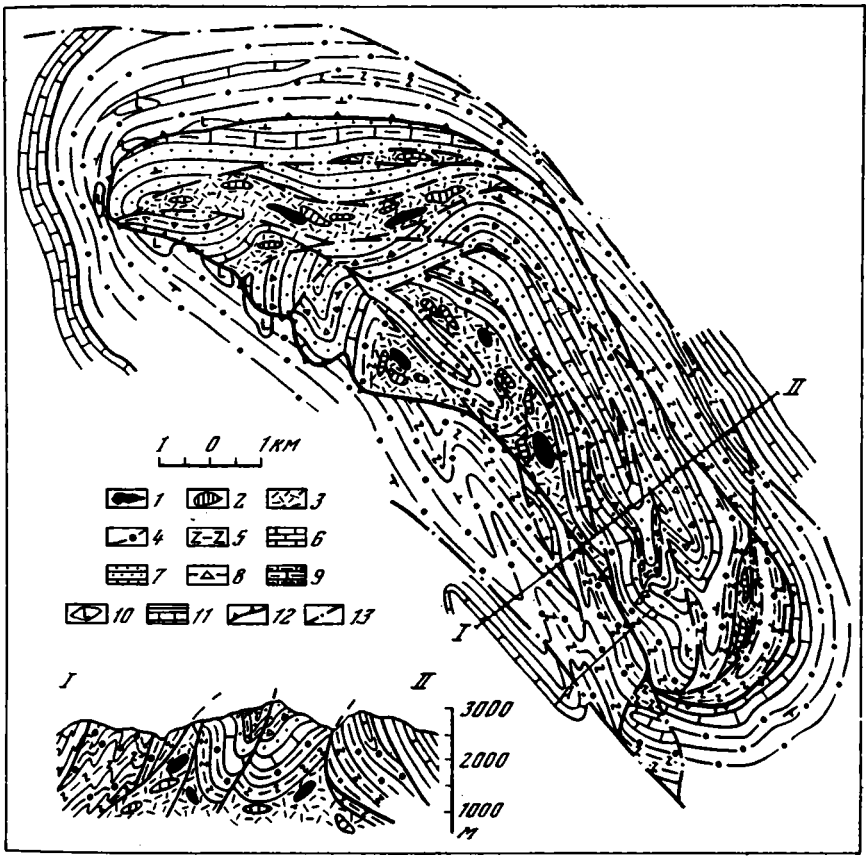


Рис. 21. Структурно-геологическая карта центральной части Макбальского блока

1– породы меланократового фундамента (габбро и амфибол-цоизитовые); эклогитовая формация: *2*– реликтовые тела гранат-омфацитовых эклогитов, *3*– апоэклогитовые породы (гранатовые амфиболиты, амфибол-клиноцоизитовые и кварц-гранат-мусковитовые сланцы); нельдинская свита: *4*– гранат-биотитовые сланцы, *5*– амфиболиты, *6*– мраморы; макбальская свита: *7*– слюдистые кварциты, *8*– амфиболовые кварциты, *9*– актинолит-тремолитовые мраморы; *10*– секущие тела габбро-диабазов; *11*– ачикташская свита: мраморизованные известняки, сланцы; *12*– надвиги; *13*– разрывы

рифейских эвгеосинклиналей на гранитизированном фундаменте эпикарельской платформы. Это представление основано, с одной стороны, на ошибочном отнесении к терекской свите слабо метаморфизованных вулканогенно-терригенных отложений раннего палеозоя (карааарчинская свита), с другой – на неправильно установленном соотношении терекской свиты с отложениями среднего рифея в Терекском блоке.

А.Ф. Степаненко (1959) в верховьях рек Котуджан, Кокдунен и Макбель описал под названием карааарчинской свиты вулканогенно-обломочную толщу большой мощности, отнеся ее к нижнему палеозою. В ней наряду с диабазами и спилитами присутствуют конгломераты, граувакки, туфогенные песчаники, известняки, в изобилии содержатся пирокластические породы. Эффузивы отличаются дифференцированностью состава, среди них много порфиритов. Породы не претерпели зеленокаменного перерождения, пироксены в эффузивах не затронуты амфиболизацией. Эта толща с угловым несогласием залегает на кенкольской серии и перекрывается отложениями с фауной низов среднего кембрия. Аналогичную толщу описали по р. Западный Курганташ Л.Н. Белькова и В.Н. Огнев (1964). Они также подчеркнули трансгрессивное налегание ее на кенкольскую серию и отметили обилие обломков пород последней в низах разреза. По их данным, карааарчинская свита перекрывается учкошойской, содержащей строматолитовые постройки нижнего кембрия. Очевидно, в обоих случаях описана одна и та же толща. Из сравнения видно, что эта толща резко отличается от терекской свиты Карааарчинского блока как по составу и метаморфизму, так и по строению фундамента, на котором она залегает.

Идею о существовании в Киргизком хребте двух разновозрастных вулканогенных свит выдвинул В.В. Киселев (1964а). Проведенные им петрохимические исследования показали различие в составах эффузивов терекской и карааарчинской свит. Для последней установлен андезитовый состав вулканитов в противоположность базальтовому составу эффузивов терекской свиты. Этот вывод В.В. Киселева полностью согласуется с нашими данными, полученными летом 1974 г. Вместе с тем при картировании в бассейне р. Кенкол В.В. Киселев описал согласный стратиграфический контакт терекской и подстилающей джельдысуйской свит. Последняя сложена обломочными породами, среди которых широко представлены кварциты, возникшие по песчаникам. В действительности терекская свита в бассейне р. Кенкол отделена от джельдысуйской полосой серпентинитового меланжа, в составе которого присутствуют блоки пород меланократового фундамента (серпентиниты) и породы терекской свиты, что хорошо видно по р. Чачке. Однако в составе меланжа отсутствуют породы гранитно-метаморфического слоя. Следовательно, можно предположить, что в восточном обрамлении Макбальского блока первоначально существовали те же соотношения терекской свиты с меланократовым фундаментом, что и в Карааарчинском блоке. В современной структуре эти соотношения нарушены. Обращает внимание полное отсутствие в обрамлении Макбальского блока пород киргизской серии. Самые древние здесь – породы меланократового фундамента, перекрытые терекской и вышележащей карааарчинской свитами. Состав этих свит отражает длительность и направленность эволюции вулканизма от недифференцированных базальтовых лав терекской свиты к андезито-базальтовым и андезитовым лавам карааарчинской свиты. Состав последней характерен для современных островных дуг. По типу строения и истории развития Макбальский блок чужд своему обрамлению, от которого он отделен зонами разломов. По-видимому, в конце рифея произошло новое тектоническое скучивание, после которого возник единый блок западной части Киргизского хребта. В раннем палеозое он был перекрыт вулканогенно-осадочными толщами и в нем прошли процессы гранитизации, сформировавшие гранитный слой.

Срединный Тянь-Шань

На южном склоне Чаткальского хребта меланократовый фундамент перекрыт породами касанской серии. Эта метаморфическая толща слагает обширное Касанское поднятие. Метаморфические породы обнажены в обособленных блоках. В них сохранились фрагменты складчатой структуры, представленные простыми брахиантиклиналями или участками с моноклинальными падением слоев.

В составе касанской серии широко представлены амфиболиты, амфиболовые гнейсы и сланцы, гранато-слюдяные сланцы, менее распространены мраморы и микрокварциты. Породы интенсивно фельдшпатизированы и мигматизированы, вследствие чего превращены в порфиробластовые амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы. На отдельных участках процессы гранитизации проявились настолько интенсивно, что привели к образованию диорито-гнейсов и псевдомагматических диоритов.

Высокая степень метаморфизма пород касанской серии существенно отличает их от образований верхнего рифея и венда – нижнего палеозоя. Тем не менее К.Т. Мустафин (1961) и Л.И. Турбин (1962а) относят эту толщу к нижнему палеозою, объясняя высокий метаморфизм контактовым воздействием герцинских интрузий. Напротив, Б.Н. Наследов (1935) и Н.М. Синицын (1937) по тем же признакам считают ее протерозойской. Л.Н. Белькова с соавторами (1969) датируют касанскую серию археем, отождествляя амфиболиты с парапородами. По данным автора и Т.Г. Павловой (1967), касанская серия в деталях сопоставима с нижне-среднерифейскими образованиями Бессазского блока хр. Каратау и киргизской серией Макбальского блока. Она прорвана гранитоидами позднего рифея (Гесь, 1967), имеет единый структурный план с верхнерифейскими образованиями и отличается от них лишь степенью метаморфизма.

Касанская серия расчленена на пять свит. Разрез касанской серии типичен для эвгеосинклинальных зон. Нижняя часть его сложена ортоамфиболитами, роговообманково-плагиоклазовыми ортогнейсами, слюдяно-гранатовыми сланцами, объединенными в свиту амфиболитов и слюдяных сланцев (рис. 22). В ней резко преобладают амфиболиты, которые через гранатсодержащие разности связаны переходами с эклогитоподобными породами. Среди гранатовых амфиболитов заключены тела неправильной формы гранатовых и биотитовых сланцев. Гранат в амфиболитах и сланцах, видимо, является реликтовым минералом эклогитоподобных пород. Биотитовые сланцы с гранатом характеризуются высокой железистостью, чем отличаются от аналогичных сланцев верхней части разреза. Нижняя свита обнажена в ядрах Нижне-Касанской и Иштамбердинской антиклиналей.

Свита мраморов наращивает разрез рифея. Контакт мраморов с нижней свитой обнажен только в Нижне-Касанской и Иштамбердинской антиклиналях. Он обычно резкий, нередко осложнен тектоническими подвижками. Мощность свиты 340 м. Свита сложена мономинеральными мраморами, состоящими из крупных таблитчатых зерен кальцита.

Свита биотитовых сланцев представлена биотитовыми, биотит-кварцевыми и амфибол-полевошпатовыми сланцами. Для нее характерно следующее строение разреза. В нижней части преобладают биотитовые и кварц-полевошпат-биотитовые сланцы. В средней части наблюдается чередование кварц-полевошпатовых и амфибол-полевошпатовых сланцев. Верхи разреза сложены биотит-кварцевыми сланцами. Мощность свиты сильно варьирует, что указывает на дифференциацию движений в период седиментации. Максимальная мощность около 1500 м.

Свита амфиболитов и биотит-кварцевых сланцев характеризуется резкими фациальными изменениями и большими вариациями в составе пород. В полных разрезах свита имеет трехчленное деление. Нижняя и верхняя подсвиты сложены меланократовыми породами, средняя представлена биотитовыми сланцами. В нижней подсвите преобладают амфиболиты и амфибол-полевошпатовые сланцы. Амфиболовые породы часто обладают полосчатой текстурой. Средняя подсвита сложена микрокварцитами, биотитовыми сланцами и биотитовыми "очковыми" гнейсами. Верхняя подсвита сходна с нижней; отличие между ними заключается в том, что среди амфиболсодержащих пород присутствуют амфиболовые кварциты. Особенностью этой свиты в целом является крайне интенсивная и неравномерно проявленная фельдшпатизация и плагиогранитизация, обусловившие метасоматическое преобразование пород с образованием диорито- и плагиогранито-гнейсов. Суммарная мощность свиты 1500–1700 м.

Свита кварц-слюдяных сланцев заканчивает разрез. В ней наблюдается ритмичное чередование биотит-гранатовых, биотит-ставролитовых и кварц-биотитовых

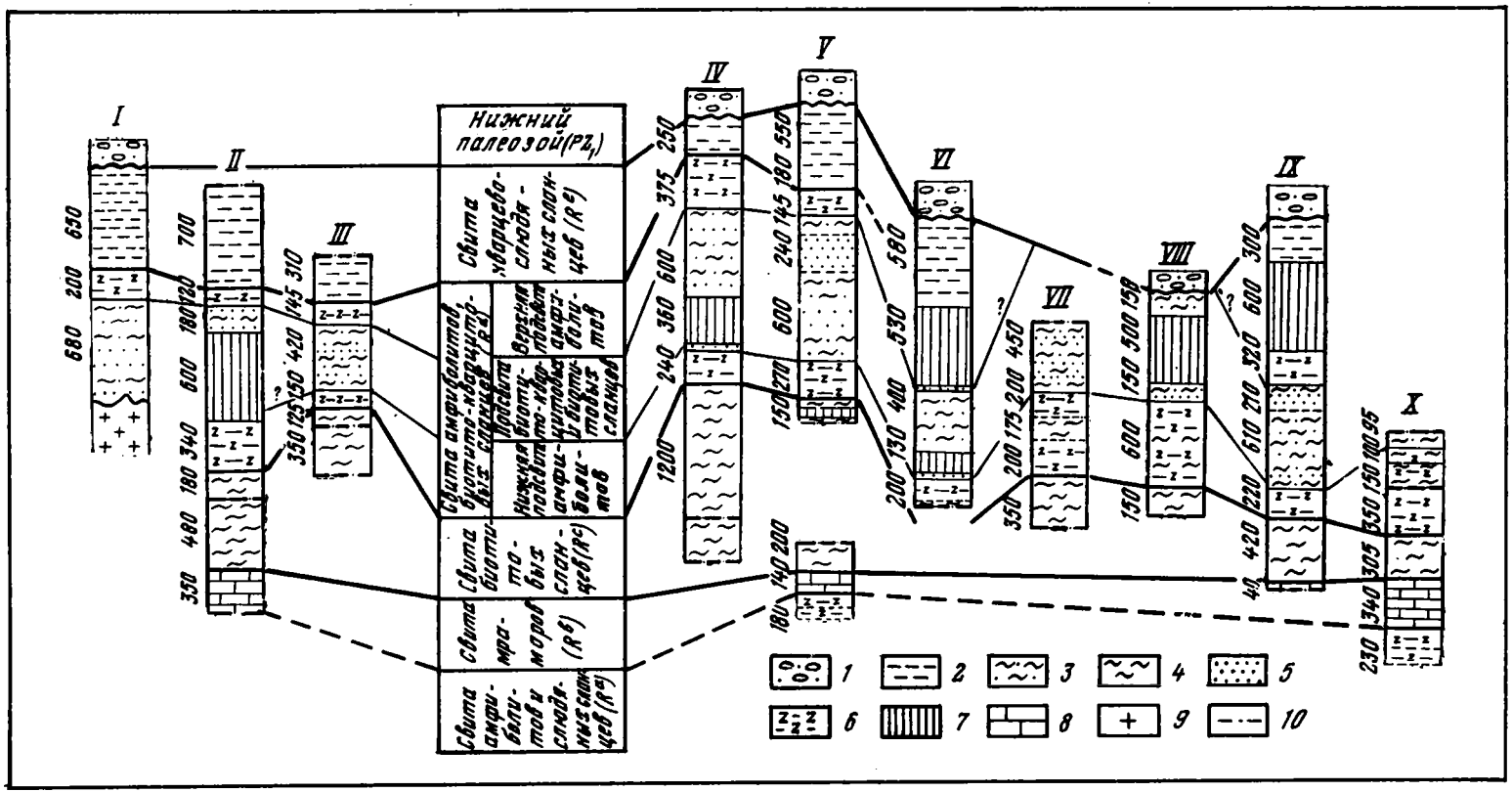


Рис. 22. Схема сопоставления рифейских отложений Касанского антиклинория. Составили Г.И.Макарычев и Т.Г. Павлова

I – р. Кунгей-Иштамберды; II– р. Терексай; III– р. Арчасай; IV– р. Казанбулак; V – р. Терской-Иштамберды; VI– р. Андагул; VII– р. Байконур; VIII– р. Кашкасу; IX– северный склон горы Сууктобе; X– р. Касансай

1– конгломерато-кварциты с галькой подстилающих пород; *2*– кварцево-слюдяные сланцы; *3*– биотитовые микрокварциты; *4*– биотит-гранатовые сланцы и гнейсы; *5*– биотитовые и амфиболовые гнейсы; *6*– амфиболиты, амфиболовые сланцы, амфиболовые "очковые" гнейсы; *7* – положение в разрезах габбро-диоритов и диорито-гнейсов; *8* – мраморы; *9* – граниты; *10* – разрывы

сланцев с прослоями амфиболовых сланцев и биотитовых кварцитов. Все эти породы отличаются тонкозернистым строением и сланцеватыми текстурами. Амфиболовые породы являются парапородами в отличие от ортоамфиболитов, развитых в основании и частично в средней части разреза. Мощность свиты крайне изменчива, но не превышает 700 м.

Анализ разрезов нижне-среднерифейских отложений Касанского поднятия показывает большую фациальную изменчивость свит при значительном изменении их мощности. За время раннего – среднего рифея в Чаткальском хребте накопилась толща эвгеосинклинальных осадков свыше 5000 м.

Фрагменты разреза океанической стадии сохранились и в других частях Срединного Тянь-Шаня. Так, в основании разреза метаморфической толщи в хр. Моголтау обнажены ортоамфиболиты, пронизанные лейкократовыми инъекциями. Выше залегают гнейсы, которые сменяются биотит-гранатовыми сланцами. Суммарная мощность свыше 1000 м.

Второй выход метаморфических пород расположен у родника Дахчалы. Здесь нижние горизонты сохранившегося разреза представлены чередованием ортоамфиболитов и амфиболовых сланцев. Заканчивается разрез мраморами.

Многочисленные останцы меланократовых пород в главном батолите Карамазара, а также по Сардопсаю свидетельствуют о широком распространении эвгеосинклинальных серий в Кураминской подзоне. Близость разрезов докембрия Чаткальской и Кураминской подзон не только по типам пород, но и по их последовательности в разрезах свидетельствует об обширности бассейна осадконакопления в раннем–среднем рифее. Этот бассейн располагался и на месте Пскемского хребта, где также установлены амфиболиты, амфиболовые гнейсы, биотит-полевошпатовые и слюдяные сланцы. Эти метаморфические породы обнажаются в тектоническом блоке. Как и в других районах Западного Тянь-Шаня, они пронизаны лейкократовыми инъекциями и прорваны гранитоидами.

Как показали петрографические исследования, весь этот комплекс пород до метаморфизма в амфиболитовой фации представлял собой толщу основных эффузивов и кремнисто-глинисто-карбонатных пород глубоководного генезиса. Следовательно, доступные наблюдению низы разрезов в Бессазе, Макбальском блоке, Касанском поднятии, в хребтах Моголтау и Пскемском имеют одинаковый состав и, видимо, близкий возраст. Основной состав эффузивов, подвергшихся метаморфизму, в сочетании с выдержанностью разреза на огромной площади Северного и Срединного Тянь-Шаня сближает условия осадконакопления в раннем рифее с условиями, существующими в современных океанических впадинах.

В Чаткальском хребте в бассейне р. Каратерек развита толща (каратерекская свита), близкая по составу терекской свите Киргизского хребта. Ее возраст здесь по положению в разрезе под отложениями венда–нижнего палеозоя, скорее всего, позднерифейский. В составе свиты присутствуют хлорит-эпидот-актинолитовые, хлорит-эпидотовые и актинолитовые сланцы, чередующиеся с метадиабазами и спилитами. Последние замещают сланцы по латерали и далее сами замещаются граувакковыми песчаниками. Общая мощность 1900 м.

На площади развития каратерекской свиты установлены многочисленные протрузии серпентинитов, что свидетельствует, по-видимому, о близком залегании меланократового фундамента. Серпентиниты не содержат отторженцев пород кислого ряда, что косвенно указывает на отсутствие на глубине гранитно-метаморфического слоя. Проявление фельдшпатизации в породах каратерекской свиты связано с процессами гранитизации, протекавшими в венде – раннем палеозое. К этому же времени (500 млн. лет) относится повторный метаморфизм пород нижне-среднерифейской касанской серии. Состав каратерекской свиты, протрузии серпентинитов, позднее проявление гранитизации указывают на то, что эта свита формировалась на меланократовом фундаменте. Мозаичный характер ее выходов исключает возможность раскалывания и раздвижения уже гранитизированного в раннем рифее основания, а, скорее, свидетельствует о наличии в позднем рифее в Срединном Тянь-Шане участков меланократового фундамента. Как уже отмечалось, подобные

участки в Северном Тянь-Шане также были вовлечены в геосинклинальный процесс в позднем рифее, о чем свидетельствует налегание терекской свиты непосредственно на меланократовый фундамент. Приведенные факты отражают поступательный характер геосинклинального процесса по латерали и показывают, что уже в конце океанической – начале переходной стадии в рассматриваемом районе возникли острова гранитно-метаморфического слоя.

Ферганская впадина

Древнейшие отложения Ферганской впадины прослеживаются вдоль низких предгорий ее горного обрамления. Так, у подножия Туркестано-Алая от р. Акбура на востоке до р. Сох на западе обнажается канская свита. В восточном обрамлении впадины в горах Алдыяр и Тогузбулак, а также в северной части Ферганского хребта распространены выходы майлисуйской и тогузбулакской свит. Эти три свиты образуют толщу метасланцев и сложены однообразными в формационном отношении образованиями: эффузивами основного состава, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, горизонтами кремнистых пород. В ограниченном количестве присутствуют граувакки и хемогенные карбонатные породы. Близкие по составу образования этого же возраста прослеживаются к западу от Ферганской впадины в горах Нуратау (маджерумская свита), а также в Атбашинских горах (атбашинская свита).

Для толщи метасланцев характерна тесная связь с породами гипербазито-габбрового комплекса. Всюду, где обнажаются метасланцы, присутствуют гипербазиты. Соотношения между ними чаще тектонические. Они совместно находятся либо в составе меланжа, как в Канской полосе, либо слагают тектонические пластины. Однако даже в нарушенном залегании метасланцы расположены всегда выше гипербазито-габбрового комплекса. Особенно четко это соотношение видно в северо-восточной Фергане. Нами установлены два района (реки Акджол и Куршаб), где толща метасланцев залегает на гипербазито-габбровом фундаменте без явных признаков срыва. В других местах из-за интенсивной тектонической нарушенности представлены только фрагменты разрезов (рис. 23). Описание разреза по р. Акджол приведено в главе II.

Если отвлечься от частностей, то по результатам анализа разреза можно сделать вывод об определенной направленности образования этой толщи. Нижняя часть ее, залегающая на меланократовом фундаменте, представлена метаморфизованными основными эффузивами, кремнистыми породами и, по-видимому, туфами. Химический состав метаэффузивов, по данным В.Б. Горянова, характеризуется существенным преобладанием магния над кальцием и натрия над калием, что свидетельствует о высокой их основности. В средней части толщи наряду с метаэффузивами заметную роль играют метаморфизованные глубоководные кремнистые отложения. Наконец, верхняя часть разреза сложена преимущественно осадочными породами – хемогенными известняками, граувакковыми песчаниками.

Метаморфизм толщи характеризуется зеленосланцевой фацией. Отчетливо устанавливается падение степени метаморфизма пород вверх по разрезу от эпидот-амфиболитовой субфации к типичной зеленосланцевой фации с минеральными ассоциациями альбит-олигоклаз-хлорит-эпидот-актинолит для метаэффузивов и кварц-альбит-серицит для пород осадочного генезиса.

Строение толщи и степень метаморфизма пород хорошо выдерживаются не только в обрамлении Ферганской впадины, но и в Нуратау и Атбашинских горах, что отражает, видимо, одинаковые условия осадонакопления и последующего метаморфизма во всей зоне, примыкающей к современному Южному Тянь-Шаню. Развиваемые А.Б. Бакировым (1973) и Н.Л. Добрецовым (1974) представления о широком развитии в составе рифея глаукофансодержащих разностей сланцев сильно преувеличены. Собственно глаукофановые сланцы, за исключением района Атбаши, по существу, отсутствуют. Глаукофан и амфибол со свойствами глаукофана в единичных зернах (редко больше 7%) присутствуют совместно с эпидотом, актинолитом, альбитом и кварцем в породах, сохранивших реликтовую структуру эффузивов. Эти данные скорее свидетельствуют о возникновении глаукофансодержащих толщ в процессе метаморфизма кремнисто-базальтоидной формации эвгеосинклинального типа и о тесной ассоциации ее с гипербазито-габбровым основанием. Все эти особенности

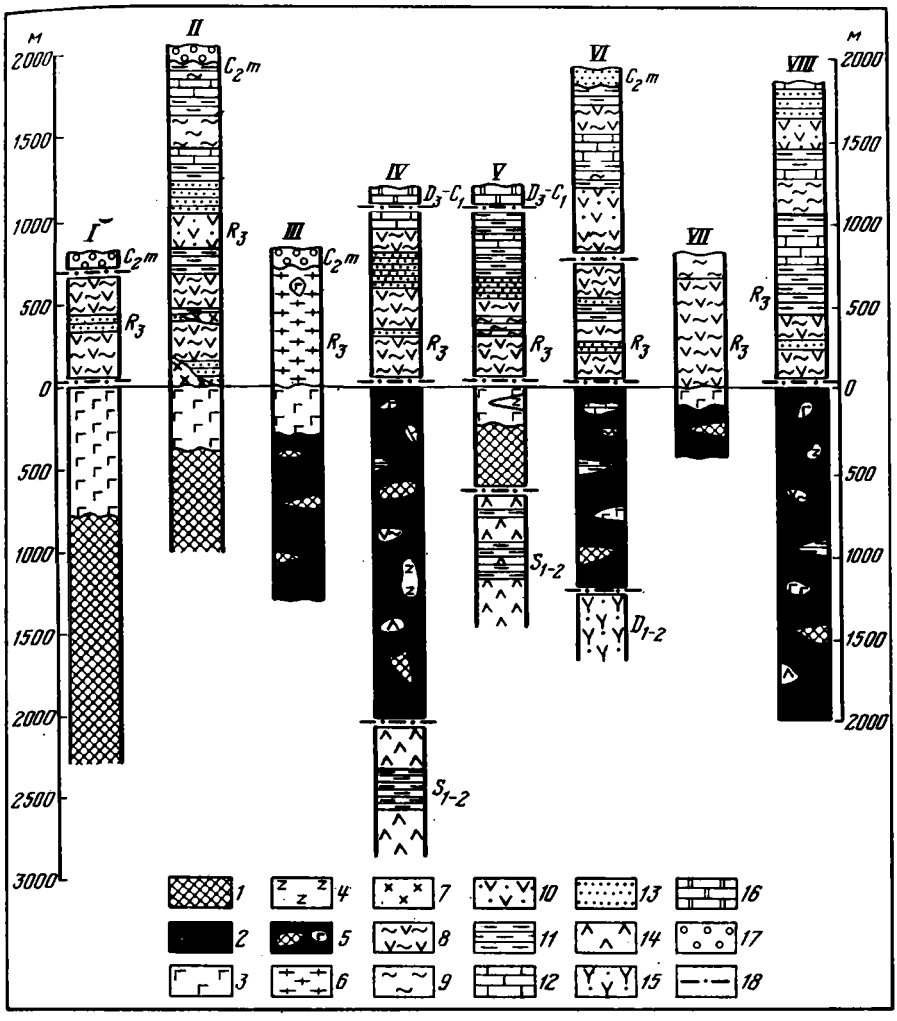


Рис. 23. Положение офиолитовой ассоциации в разрезах Восточной Ферганы и Атбашинских гор

I – р. Кокджайлоу; II – р. Акджол; III – р. Курпсай; IV – р. Караколь; V – р. Майлису; VI – горы Тогузбулак; VII – р. Куршаб; VIII – Атбаши (междуречье рек Балыкчи – Улан)

1 – серпентинизированные перидотиты; *2* – серпентиниты; *3* – лейкократовое габбро; *4* – габбро-амфиболиты; *5* – полимиктовый меланж с блоками перидотитов, габбро, габбро-амфиболитов, метасланцев и яшм рифея, эффузивов и кремнистых сланцев силура, известняков девона и карбона; *6* – плагиограниты; *7* – габбро-диориты и диориты; рифей: *8* – метасланцы по эффузивам, *9* – метасланцы по осадочным породам, *10* – туфы, *11* – яшмы и кремнистые сланцы, *12* – известняки, *13* – граувакки; *14* – эффузивы и сланцы силура; *15* – эффузивы нижнего девона; *16* – известняки верхнего девона–нижнего карбона; *17* – конгломераты среднего карбона; *18* – разрывы

присущи толще метасланцев горного обрамления Ферганы, Нуратау и Атбашинских гор.

Суммируя все новейшие данные, можно думать, что в горном обрамлении Ферганы, Северных Кызылкумах и Атбашинских горах меланократовый фундамент был перекрыт основными эффузивами и ассоциирующими с ними океаническими осадками, позже метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Эти данные позволяют сделать вывод о том, что время накопления метасланцев знаменует начало геосинклинального процесса на гипербазито-габбровом основании, и свидетельствует об отсутствии в Ферганской впадине древнего гранитно-метаморфического слоя. Две группы фактов подтверждают этот вывод. Во-первых, в хорошо изученных зонах меланжа полностью отсутствуют породы гранитно-метаморфического слоя. Во-вторых, в восточной части Ферганской впадины, по геофизическим данным, на глу-

бине 20 км залегают породы с плотностями базальтового слоя (Кнауф, 1973а, б). Мощность осадков мезозоя-кайнозоя в этом районе 9–10, рифея и палеозоя – приблизительно 4–5 км. Простой расчет показывает, что на долю гранитно-метаморфического слоя здесь приходится всего 5–6 км, причем этот слой, судя по времени проявления гранитоидного магматизма, мог возникнуть после образования толщи метасланцев. Указание геофизиков (Зуннунов и др., 1973) на присутствие в западной части Ферганской впадины крупных масс гранитоидов с геофизическими параметрами позднепалеозойских гранодиоритов карамазарского типа, развитых в Кураминской подзоне, подтверждает сказанное выше.

Большое значение для установления времени заложения эвгеосинклинали в Ферганской впадине приобретает вопрос о возрасте метасланцевой толщи. Исследователи Ферганы решают его по-разному, основываясь на возрасте перекрывающих эту толщу отложений. Поскольку наиболее часто толща метасланцев перекрывается отложениями, возраст которых колеблется от силура до перми, то время ее образования в разных районах определяется от раннего палеозоя до девона. Некоторые исследователи считают, что метасланцы – результат динамометаморфизма толщ разного возраста.

В 1970 г. нами было высказано мнение о рифейском возрасте этой толщи (Макарычев, 1970). Оно основывалось на наличии выдержанности состава исходных пород, региональном характере метаморфизма, на отсутствии подобных образований (по составу) среди палеозойских отложений Срединного и Южного Тянь-Шаня. В.Б. Горянов в последние годы установил налегание неметаморфизованных образований среднего палеозоя на толщу метасланцев с трансгрессивным контактом и признаками углового несогласия. Наиболее древние породы кровли (ордовик) наблюдаются стратиграфически выше маджерумской свиты в Нуратау. В Алайском хребте в междуречье Киргизата-Акбура на метаморфических сланцах с перевывом залегают отложения нижнего силура. Аналогичные соотношения установлены в горах Алдыяр. Эти отложения ограничивают верхний возрастной предел метаморфических сланцев. На первый взгляд, возникает возможность отнесения метаморфических сланцев к нижнему палеозою. Однако этому противоречит состав венд-кембрийских отложений, развитых в Восточном Карачатыре. И.Л. Тесленко и И.Т. Журавлева (1974) обосновали раннекембрийский возраст развитой здесь вулканогенной толщи. В ней также присутствуют карбонатные породы, содержащие онколиты венда (Макарычев, Куренков, 1974). И хотя толща венд-кембрия не имеет стратиграфических контактов с метасланцами, ее состав и степень метаморфизма существенно отличаются, что указывает на разновозрастность этих толщ.

Вышеизложенные новые данные оставляют в силе ранее высказанную нами точку зрения о докембрийском (рифейском) возрасте метасланцев канской свиты и ее аналогов. По первичному составу и степени метаморфизма свита сходна с верхнерифейскими свитами: каратерекской в Срединном и терекской в Северном Тянь-Шане. Общим для них является ассоциация с гипербазито-габбровым комплексом, слагающим фундамент, на котором они, видимо, формировались. Появление в разных зонах Западного Тянь-Шаня однотипного по составу вулканизма в позднерифейское время свидетельствует о неравномерности развития различных частей геосинклинальной области во времени. В Северном и Срединном Тянь-Шане в позднерифейское время, по-видимому, в геосинклинальный процесс вовлекаются остаточные участки первичного меланократового фундамента, находившиеся в окружении островных поднятий с развитым гранитно-метаморфическим слоем. В Ферганской впадине в это время на таком фундаменте эвгеосинклинали только закладывались.

Южный Тянь-Шань

Геологическому строению Южного Тянь-Шаня посвящено много научных статей и монографий, и тем не менее ряд кардинальных вопросов все еще остается остро дискуссионным. Из анализа литературы отчетливо видны два подхода к оценке тектонического режима этого региона в раннем палеозое.

Первый подход основан на ранних представлениях А.В. Пейве и В.М. Синицына (1950)[1] о заложении геосинклиналей Тянь-Шаня на сиалической коре в результате раздробления ее глубинными разломами. Эта идея нашла широкую поддержку у геологов Средней Азии. Ее последовательно развивали и развивают в своих работах Н.М. Синицын, В.Н. Огнев, Е.И. Зубцов, В.Г. Королев, А.Е. Довжиков, М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, Г.С. Поршняков, М.М. Кухтиков и др. Две группы фактов, считавшиеся доказанными, способствовали в свое время утверждению этих взглядов: 1) терригенно-карбонатный разрез нижнего палеозоя и небольшая его мощность; 2) отсутствие складчатости на рубеже раннего и среднего палеозоя и позднее проявление гранитоидного магматизма. Большое значение в этих построениях отводилось типу разреза, поскольку считалось, что эффузивы в составе отложений кембрия и ордовика отсутствуют, а крупные несогласия и перерывы в осадконакоплении этого времени не связывались с геосинклинальным режимом.

Второй подход связан с работами Д.П. Резвого (1959) и др. По данным о больших мощностях нижнего палеозоя и присутствии в его составе мощных вулканогенных серий, Д.П. Резвой сделал вывод о существовании в Туркестано-Алае в это время прогиба геосинклинального типа. К аналогичному выводу пришел П.Д. Виноградов (1964) применительно к Алай-Кокшаальской горной системе. Идея о геосинклинальном режиме Южного Тянь-Шаня в раннем палеозое получила дальнейшее обоснование в исследованиях Б.В. Ясковича. В Туркестано-Алае он выявил разрезы кембро-ордовика, содержащие мощные толщи вулканитов (Яскович, 1968). Казалось, второй подход к оценке тектонического режима в раннем палеозое как геосинклинального получил надежное обоснование. Однако находки фауны среднего и позднего палеозоя в ряде разрезов, которые Б.В. Яскович относил к нижнему палеозою, вновь сделали проблематичной тектоническую обстановку начала палеозоя.

М.М. Кухтиков (1968) высказал предположение о переотложении кембрийской фауны в позднепалеозойское время. Эти же факты дали возможность Г.С. Поршнякову (1973) исключить эффузивы из разреза кембрия и вернуться к прежним представлениям о платформенном (догеосинклинальном) режиме Тянь-Шаня в раннем палеозое. Складчатая структура района рассматривается Г.С. Поршняковым как "одноэтажная конструкция",сложенная" в основном средне-и верхнепалеозойскими толщами" (1973, с.8). Заложение герцинских геосинклиналей, по его мнению, произошло в раннем силуре на формациях подвижной платформы. Такой же вывод сделан в недавно опубликованной работе Е.И. Зубцова с соавторами (1974). Новые данные о возрасте вулканогенных толщ противоречат сказанному выше. Об этом свидетельствует разрез офиолитовой ассоциации в урочище Сартале (рис. 24), который коренным образом меняет существующие представления о времени заложения геосинклинали в этой зоне, а также и того фундамента, на котором она возникла. Силурийские отложения здесь по составу соответствуют отложениям зрелой (переходной) стадии геосинклинального процесса, которая после перерыва сменяет океаническую стадию. Пикрит-спилит-диабазовая толща не только структурно тесно связана с меланократовым фундаментом, но и имеет признаки петрохимического родства с ним. Относить эту толщу к девону (араванская свита), как это многие делают, теперь нельзя. Она несогласно перекрыта базальными конгломератами нижнего силура. Кроме того, фаунистически охарактеризованная араванская свита залегает на яшской, и обе они характеризуются андезитовым составом эффузивов.

Разрез Сартале является уникальным, но не единственным в этой зоне. Аналогичный разрез описан на левом берегу р. Сох. Фрагменты подобного разреза с гипербазитами прослеживаются и в долине р. Исфары. Можно думать, что мощные вулканогенно-кремнистые толщи урочищ Шодымир и Сулюкты, охарактеризованные кембрийской фауной, также принадлежат раннему палеозою. Структурно они расположены в единой зоне и заключают блоки пород меланократового фундамента. Что же касается находок фауны среднего карбона в ряде блоков, то, очевидно, осадки,

---

[1] А.В. Пейве (1967) пересмотрел свои ранние представления о возникновении геосинклиналей и во всех последующих работах развивает диаметрально противоположные идеи о заложении настоящих геосинклиналей на меланократовом фундаменте.

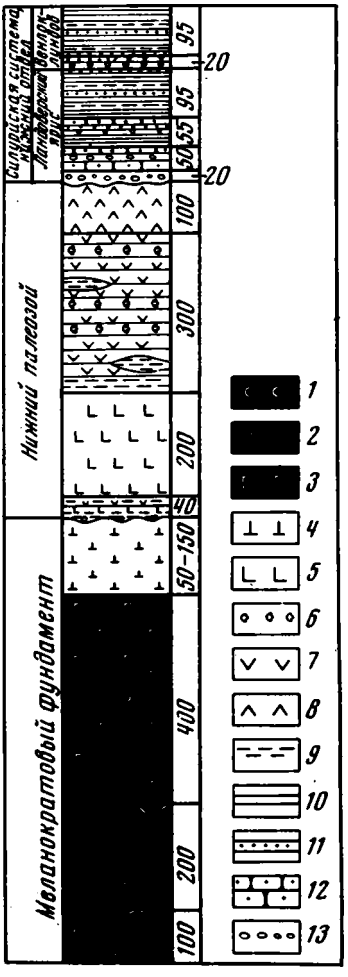


Рис. 24. Стратиграфическая колонка Сарталинской полосы (Южный Тянь-Шань)

1– серпентиниты; *2*– серпентинизированные перидотиты; *3*– полосчатые габброиды; *4*– габбро-диабазы; *5*– пикритовые порфириты; *6*– спилиты; *7*– диабазы; *8*– плагиопорфириты; *9*– кремнистые сланцы и яшмы; *10*– глинистые сланцы; *11*– алевролиты; *12*– песчаники; *13*– конгломераты

их содержащие, являются тектоническими отторженцами, образовавшимися при сжатии геосинклинальной системы в период главной складчатости.

Выходы пород океанической стадии известны не только в Сулюкте, а прослеживаются в Нуратау и в горном массиве Тамды. В этих районах, по данным Ш.Ш. Сабдюшева с соавторами (1969), мощные спилито-диабазовые серии с рифогенными известняками и линзами карбонато-кремнистых пород палеонтологически доказанного нижнего–среднего кембрия аллохтонно залегают на породах среднего карбона. Здесь те же соотношения, что и в Охнинско-Талдыкской структуре.

К востоку от урочища Сартале, в бассейнах рек Абшир, Киргизата и Акбура, развиты мощные спилито-диабазовые толщи. Они содержат блоки пород меланократового фундамента, а также карбонатно-кремнистые породы с фауной кембрия и здесь обычно относятся к араванской свите девона или чилесайской свите силура. Есть все основания считать их нижнепалеозойскими. Возражения против отнесения их к араванской свите приведены выше. Принадлежность их к силуру еще менее вероятна, так как силурийские отложения в этой зоне практически лишены вулканогенных пород.

Таким образом, изложенные выше новые данные в сочетании с известными ранее свидетельствуют о широком распространении в Туркестано-Алае продуктов инициального вулканизма раннепалеозойского возраста. Основной и ультраосновной состав эффузивов, их ассоциация с гипербазито-габбровым комплексом, а также залегание на нем с размывом позволяют относить эти эффузивы к океанической стадии. По сути дела, здесь развит тот же разрез, что и в обрамлении Ферганской впадины, только датируется он нижним палеозоем. Огромная протяженность распространения океанических формаций свидетельствует о существовании в позднем рифее на месте Туркестано-Алая обширных пространств с негранитизированной корой.

Менее ясным представляется начало геосинклинального режима в Зеравшано-Гиссаре и в Восточном Алае. Зеравшано-Гиссарская зона отделена от Туркестано-Алая Зеравшанским разломом, мнение о глубинной природе которого разделяют многие исследователи: Н.М. Синицын, Д.П. Резвой, М.М. Кухтиков, П.Д. Виноградов, Э.А. Портнягин, А.И. Суворов. В последние годы А.К. Бухарин с соавторами (1972) развивают идею о разделении Южного Тянь-Шаня на два сектора: Туркестано-Алайский и Зеравшано-Гиссарский. Границей между ними, по их мнению, служит Зеравшанский глубинный разлом. Структурное единство Зеравшано-Гиссара с Восточным Алаем признается многим исследователями.

Особенность этой зоны – широкое развитие метаморфических пород, возраст которых определяется от докембрия до позднего палеозоя. К ним относятся ягнобские сланцы и их аналоги в Гармском блоке, сугутская серия в Восточном Алае. Сторонники докембрийского возраста этих образований основывают свои выводы на высокой ступени метаморфизма пород, считая метаморфизм региональным процес-

сом. Такую точку зрения высказывали С.К. Овчинников (1959), Л.Н. Белькова с соавторами (1969), М.М. Кухтиков (1968), Е.И. Зубцов с соавторами (1974). Напротив, Э.А. Портнягин с соавторами (1973) привели доказательства раннесилурийского возраста ягнобских сланцев, в которых ими найдены остатки строматопороидей и ругозы. Находки фауны, как справедливо отмечают авторы, "...снимают вопрос о докембрийском возрасте ягнобских сланцев" (с. 84). По мнению Э.А. Портнягина с соавторами, ягнобские сланцы отражают осадконакопление в ранние этапы геосинклинального прогибания всей Зеравшано-Гиссарской зоны. Вывод о возрасте сланцев представляется весьма убедительным, ибо он основывается на палеонтологических данных. Перекристаллизованные стебли морских лилий силура найдены и в метаморфической толще Гармского блока (Шадчинев и др., 1970). В этом блоке развиты кристаллические сланцы, мраморы и гнейсы. Высокую степень изменения пород авторы связывают с локальным проявлением динамотермального метаморфизма. Исходными породами они считают тонкообломочные глинисто-алевритовые породы с прослоями эффузивов. Карбонатные отложения верхнего силура-нижнего девона залегают на этой толще согласно и встречаются всегда совместно с ней. Аналогичный состав имеет сугутская сланцевая серия в Восточном Алае. По данным В.Л. Клишевича и В.Б. Горянова, она перекрыта суукторской свитой известняков, сланцев и песчаников с фауной силура без признаков перерыва. Таким образом, новые наблюдения свидетельствуют в пользу раннесилурийского возраста метаморфических сланцев Зеравшано-Гиссара и Восточного Алая. Вместе с тем первичный состав пород, локально подвергшихся метаморфизму, не характерен для океанической, а скорее отвечает переходной стадии.

Возникает вопрос, какие же образования в этой протяженной зоне соответствуют океанической стадии. Можно допустить, что ей отвечает нижняя часть толщи ягнобских сланцев. Изучение шлифов из разрезов ягнобских сланцев, любезно предоставленных мне М.Г. Леоновым, выявило вулканогенную природу этой толщи. В эпидот-актинолит-хлоритовых и актинолит-амфиболовых сланцах наблюдаются реликтовые структуры эффузивов. Доля эффузивов в разрезах ягнобских сланцев весьма значительна. Они приурочены к низам разрезов, доступных для изучения. Средняя часть толщи сложена серицит-хлоритовыми и альбит-серицитовыми сланцами, возникшими при метаморфизме песчано-глинистых пород.

М.М. Кухтиков (1968) описал разрез зеленых сланцев в бассейне р. Дубурса. Слюдисто-кварцевые сланцы барзангинской свиты здесь без перерыва налегают на актинолит-магнетитовые, альбит-актинолитовые сланцы и амфиболиты. Отложения силура перекрывают толщу сланцев без видимого несогласия. Можно предположить образование актинолит-магнетитовых сланцев и амфиболитов за счет основных эффузивов. В Гарм-Хаитской зоне тот же автор отметил присутствие перидотитов среди метаморфических сланцев и амфиболитов. Толщу сланцев М.М. Кухтиков отнес к докембрию, а перидотиты – к пластовым интрузиям, при этом он подчеркнул тесную связь с метаморфическим комплексом. Эти факты имеют принципиальное значение. Во всех зонах Тянь-Шаня гипербазиты ассоциируют с основными эффузивами, в разной степени метаморфизованными. В ненарушенных разрезах установлены стратиграфические соотношения между этими членами офиолитовой ассоциации. По аналогии с этими разрезами можно допустить, что толща зеленых сланцев, содержащая горизонты амфиболитов (каратегинская свита), формировалась на меланократовом основании. Как теперь установлено, возраст метаморфической толщи раннесилурийский, именно здесь А.С. Шадчинев с соавторами (1970) нашли остатки морских лилий. Сборы повторены Э.А. Портнягиным и дополнены находками криноидей в новых районах этой территории.

Перечисленные данные позволяют считать, что океаническая стадия в Зеравшано-Гиссаре и Восточном Алае проявилась в раннем силуре. Если эти построения справедливы, то по сравнению с Туркестано-Алаем в Зеравшано-Гиссарской зоне Южного Тянь-Шаня начало геосинклинального режима было смещено во времени из раннего кембрия в ранний силур.

Особо должна быть рассмотрена Южно-Гиссарская зона. Е.Н. Горецкая (1961) впервые установила здесь спилито-диабазовую формацию раннекаменноугольного

возраста. По простиранию она прослеживается на расстояние свыше 100 км и достигает мощности 2000 м. Формация имеет состав вулканитов океанической стадии, но расположена среди силур-девонских карбонатных отложений. В последние годы специальное изучение этой толщи проведено Э.А. Портнягиным совместно с геологами Таджикского территориального геологического управления. Химический состав эффузивов (Портнягин и др., 1973) близок к среднему составу геосинклинальных спилитов и характеризуется повышенным содержанием Na_2O и пониженным K_2O. Среди эффузивов присутствуют карбонатно-кремнистые и яшмовидные прослои ярко-красного цвета. Как видно из описания, эта толща тождественна спилито-диабазовой формации Сартале, и, следовательно, она характеризует океаническую стадию геосинклинального процесса. Однако первичное соотношение ее с фундаментом остается неясным, так как контакты между этими образованиями всюду тектонические. В верхней части разреза спилито-диабазовой формации присутствует горизонт кремнисто-карбонатных пород, образующих карманы между "подушками" спилитов. В таких карманах Э.А. Портнягин обнаружил гониатиты ранненамюрского возраста. Вверх по разрезу спилито-диабазовая формация сменяется андезитовой формацией башкирско-раннемосковского возраста.Обе формации образуют единые разрезы суммарной мощностью до 4000 м. Состав формаций и последовательность их образования отражают направленное развитие вулканизма в ходе геосинклинального процесса от базальтов океанической стадии к андезито-базальтам переходной стадии.

Итак, в современной структуре Южного Гиссара выделяется эвгеосинклинальная зона, развивавшаяся в конце раннего-начале среднего карбона. Состав фундамента зоны неизвестен. Относительно происхождения этой зоны могут быть высказаны разные точки зрения. Согласно одной, данная зона – глубинный разлом, по которому на поверхность излиты вулканиты спилито-диабазовой формации. Эта точка зрения считается общепринятой. Структурному положению спилито-диабазовой формации в Южно-Гиссарской зоне может быть дано и другое объяснение. В девоне и карбоне к югу от Гиссарского хребта располагалась эвгеосинклинальная зона с меланократовым фундаментом. Эта эвгеосинклиналь простиралась далеко на запад. В Южных Кызылкумах, по данным С.С. Шульца (1972), установлен девонский возраст спилито-диабазовой формации. Положение этой океанической формации в современной структуре приурочено к узкой зоне между палеозойскими складчатыми структурами Южного Тянь-Шаня и Афгано-Таджикским блоком. К востоку эта зона тектонически выклинивается. Логично думать, что спилито-диабазовая формация в Южном Гиссаре залегает аллохтонно. Косвенным доказательством этому является серпентинитовый меланж, развитый вдоль современной границы Афгано-Таджикского блока с Южно-Гиссарской зоной.

В свете сказанного возникает вопрос, в силу каких причин в столь позднее время возникла эвгеосинклиналь в Южном Гиссаре. Заложилась ли она в результате растяжения сиалической коры в девонское время или эта эвгеосинклиналь возникла только в девоне на древнем меланократовом фундаменте, последовательно вовлекавшемся в геосинклинальный процесс сначала в Ферганской впадине, затем в Туркестано-Алае, далее в Зеравшано-Гиссарской зоне и, наконец, в Южном Гиссаре. Второе объяснение более предпочтительно, так как к северу от Гиссарского хребта до Срединного Тянь-Шаня отсутствуют древние сиалические массы, которые можно было считать синхронными Афгано-Таджикскому сиалическому блоку. Высказанная точка зрения на происхождение эвгеосинклинали Южного Гиссара кажется вполне логичной, но не строго доказанной и нуждается в проверке прежде всего в области сочленения Южного Тянь-Шаня с Памиром.

Наконец, нельзя не остановиться на строении фундамента Кызылкумов. В Кызылкумах развиты толщи метаморфических пород, часто ассоциирующихся с гипербазито-габбровым комплексом. Наиболее полные разрезы их известны в горах Ауминзатау, Арыстантау и в Южном Тамдытау. Здесь выделяются ауминзинская, тасказганская и бесапанская свиты. Ауминзинская свита сложена амфиболитами, кристаллическими сланцами и кварцитами, тасказганская – зелеными сланцами, яшмокварцитами, мраморами. Суммарная мощность – 2500 м. Бесапанская свита залега-

ет на тасказганской с перерывом и характеризуется терригенным составом и флишоидным типом напластования. Первые две свиты по составу соответствуют образованию океанической стадии, бесапанская свита соответствует переходной стадии.

По данным Б.В. Ясковича с соавторами (1971), О.И. Кима и А.Л. Суздальского (1971), первые две свиты относятся к рифею. Возраст метаморфизма пород тасказганской свиты 870 млн. лет (Шульц, 1972). Бесапанская свита считается венднижнепалеозойской. Ауминзинская и тасказганская свиты в Центральных Кызылкумах слагают ядра крупных пологих антиклинальных сводов.

В хр. Северный Тымдытау аналогичные по составу образования выделяются в учкудукскую и аккудукскую свиты. В Южном Букантау те же толщи носят название карашахской и кокпатасской свит. В кварцитах кокпатасской свиты М.А. Ахмеджанов нашел позднерифейские онколиты и водоросли. В этих районах породы верхнего рифея, отвечающие океанической стадии, залегают на меланократовом фундаменте и совместно с ним слагают тектонические пластины, надвинутые на среднепалеозойские отложения. Образование покровов произошло в среднем карбоне (Сабдюшев, Усманов, 1971; Буртман, 1970, 1973; Шульц, 1972). Важным является то обстоятельство, что первоначально океанические образования позднего рифея здесь формировались на меланократовом фундаменте и что в этот период в Кызылкумах, как и в Южном Тянь-Шане, отсутствовал гранитно-метаморфический слой. Гранитоидный магматизм в этой протяженной зоне проявился только в позднем карбоне. Трудно допустить, что при образовании покровных структур в Кызылкумах и Южном Тянь-Шане нигде на поверхность не были выведены древние сиалические массы. Вероятно, до позднего карбона их просто не было и вся эта геосинклинальная система возникла на меланократовом фундаменте. Отдельные ее части вступили в эвгеосинклинальное развитие в разное время: Ферганская впадина – в позднем рифее, зона Туркестано-Алая – в раннем палеозое, зона Зеравшано-Гиссара и Восточного Алая – в начале силура, а Южно-Гиссарская зона только в карбоне. Следовательно, на протяжении позднего рифея-палеозоя происходит последовательная латеральная миграция геосинклинального процесса в южном направлении. В этом смысле район Кызылкумов и Южный Тянь-Шань отличаются от Срединного и Северного Тянь-Шаня только тем, что в последних латеральная миграция геосинклинального режима происходила на протяжении рифея.

Таким образом, ранние стадии развития геосинклиналей Западного Тянь-Шаня характеризуются мощным проявлением вулканизма исключительно основного и ультраосновного состава. Вулканиты во всех зонах залегают на меланократовом фундаменте. Это означает, что до начала рифея (а в некоторых местах – раннего и среднего палеозоя) в Западном Тянь-Шане существовал меланократовый фундамент океанического типа и на нем (а не на жестком платформенном основании, как считают до сих пор большинство исследователей Тянь-Шаня) в разное время произошло заложение эвгеосинклиналей. Неодновременность начала океанической стадии обусловила первоначальную структурную неоднородность всей геосинклинальной области Тянь-Шаня на следующей, переходной стадии.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТАДИИ

Как было показано выше, отложения океанической стадии залегают на меланократовом фундаменте и характеризуются выдержанностью фаций и мощностей на больших пространствах. Казалось бы, что эти факты должны свидетельствовать о слабой тектонической дифференциации в начале геосинклинального процесса. Однако теперь установлено, что породы меланократового фундамента и породы океанической стадии как в современных океанах (рифтовые долины), так и на континентах сильно дислоцированы. При драгировании рифтовых долин неоднократно поднимались милонитизированные гипербазиты и плойчатые зеленые сланцы. В Бессазском блоке хр. Каратау в гипербазитах наблюдаются сложные складки, выявляемые по характеру полосчатости. Часто дислокации фундамента и вулканогенно-осадочной покрышки оказываются различными. В Южном Тянь-Шане установлен пере-

рыв между образованиями меланократового фундамента и вулканогенно-осадочной покрышки. Все это заставляет предполагать, что породы фундамента подвергались тектонической переработке еще до образования покрышки. Остается неизвестным пока, дислоцирован ли фундамент в океанах повсеместно или только в рифтовых долинах и зонах трансформных разломов.

Представляется заманчивым сравнить трансформные разломы современных океанов с глубинными разломами континентов. К последним категориям структур приурочены мощные излияния основных вулканитов. По-видимому, зоны глубинных разломов на континентах берут свое начало от разломов меланократового фундамента в океаническую стадию, в противном случае трудно объяснить широкое развитие вулканизма в эвгеосинклиналях прошлого. В Западном Тянь-Шане установлено налегание спилито-диабазовой формации на меланократовый фундамент с тенденцией ее омоложения в южном направлении. Появлению этих серий на поверхности меланократового фундамента неминуемо должно было предшествовать образование зон раскалывания и растяжения. Судя по возрасту спилито-диабазовой формации, раскалывание фундамента мигрировало во времени с севера на юг. Возникнув в океаническую стадию, рассматриваемые зоны расколов, по-видимому, могут существовать длительно; по ним, очевидно, и происходит поступление продуктов дифференциации вещества мантии.

Признание факта зарождения глубинных разломов в океаническую стадию позволяет наметить время возникновения эвгеосинклиналей. Главный Каратауский разлом, возникший в докембрии в результате растяжения безгранитной коры (меланократовый фундамент) в период океанической стадии развития Северного Тянь-Шаня, служит хорошим подтверждением этого положения. Одновременно с проявлением растягивающих усилий в одних зонах, в других – должно происходить сжатие. Это известное положение находит подтверждение в Западном Тянь-Шане, но из-за многократного проявления последующих тектонических фаз складчатости не может быть строго доказано. Так, в Киргизском хребте породы киргизской серии интенсивно дислоцированы с образованием покровной структуры в центральной части Макбальского блока. Покровообразование здесь имело место до проявления процессов гранитоидного магматизма; иными словами, скучиванию подверглись негранитизированные отложения, тектонически нарастившие мощность вулканогенно-осадочной покрышки. Трудно установить, в какой части Тянь-Шаня в это время происходило растяжение меланократового фундамента. Можно лишь предположить, судя по некоторому омоложению возраста спилито-диабазовой формации, что оно могло быть в зоне современного Срединного Тянь-Шаня.

Более определенно можно говорить о синхронности процессов: растяжение–сжатие применительно к движениям конца рифея – раннего палеозоя. В том же Киргизском хребте в позднем рифее произошло повторное тектоническое скучивание Макбальского блока, к этому времени уже нарастившего гранитно-метаморфический слой, и Караарчинского блока, лишенного каких-либо проявлений гранитоидного магматизма. В Ферганской впадине в это время происходило раскалывание меланократового фундамента и мощное излияние вулканитов. Несколько позднее, в раннем палеозое, в Срединном Тянь-Шане в условиях интенсивного сжатия проявилась складчатость, а в Южном Тянь-Шане (Туркестано-Алае) в это же время формировалась пикрито-спилито-диабазовая серия. Здесь уместно напомнить, что в Сартале породы океанической серии залегают на меланократовом фундаменте с перерывом и с конгломератами в основании. Состав обломков представлен исключительно породами фундамента. Слабая окатанность и сортировка обломочного материала свидетельствуют о разрушении океанских поднятий (возможно, островов) в подводных условиях. Острова могли возникнуть в океаническую стадию в результате тектонической дифференциации меланократового фундамента.

Изложенное выше позволяет выделить три формы структурного выражения тектонических движений в ранний период геосинклинального режима: 1) раскалывание и растяжение негранитизированного фундамента с образованием зон проницаемости (термин Н.А. Штрейса, 1951); 2) возникновение островных поднятий,

дающих, возможно, начало островным дугам; 3) тектоническое скучивание океанических осадков с локальным образованием покровных структур. Тектоническое скучивание не приводит к возникновению гранитно-метаморфического слоя, а лишь локально наращивает мощность океанических осадков путем сдваивания разрезов.

Характеристика океанической стадии была бы неполной без упоминания о явлениях гранитизации. В Бессазском и Макбальском блоках, а также в Касанском поднятии отложения океанической стадии претерпели метаморфизм в амфиболитовой фации. Среди них спорадически присутствуют тела плагиогранито-гнейсов. Эти породы образовались в конце океанической стадии, так как они отсутствуют среди отложений переходной стадии. Процесс плагиогранитизации захватил и гипербазито-габбровый комплекс, обусловив его полосчатое строение. По особенностям проявления плагиогранитизация является метасоматическим процессом, приведшим к образованию разнообразных метасоматических пород, в том числе по составу и облику близких гранитам. Отсутствие магматических структур в этих породах свидетельствует о том, что гранитоподобные породы не проходили магматической стадии. Проявление плагиогранитизации по времени оторвано от осадконакопления и является наложенным процессом, который следует за первыми фазами складчатости. Тектоническая сущность этого первого проявления гранитоидного процесса состоит в зарождении "островов" гранитно-метаморфического слоя еще в конце океанической стадии, что обусловливает последующую структурную неоднородность эвгеосинклиналей.

Итак, океаническая стадия в геосинклиналях Западного Тянь-Шаня заканчивается складчатостью и появлением островных поднятий с зарождающимся гранитно-метаморфическим слоем.

ПЕРЕХОДНАЯ СТАДИЯ

Тектоническая дифференциация эвгеосиклиналей, возникшая в конце океанической стадии и сопровождавшаяся скучиванием осадков и плагиогранитизацией, в переходную стадию приводит к активному росту островных поднятий. Главное отличие переходной стадии от океанической состоит в том, что в переходную стадию формирование гранитно-метаморфического слоя охватывает большую часть геосинклинальной системы. Для переходной стадии характерен, и это необходимо подчеркнуть, гетерогенный тип коры геосинклинальной системы, в которой в это время сосуществуют участки с тонким гранитно-метаморфическим слоем и океанические пространства, не затронутые процессами гранитизации. Подобным строением характеризуется кора западной части Тихого океана. Окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб многими исследователями рассматриваются в качестве примера современной геосинклинальной системы (Муратов, 1957; Васильковский, 1960; Хаин, 1964а; Марков, 1970; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пущаровский, 1972; Зоненшайн, 1972; и др.). Логично предположить, что аналогичные системы существовали в геологическом прошлом и в Западном Тянь-Шане.

Переходная стадия ранее выделялась под разными названиями. Наиболее прочно в литературу вошли такие понятия, как "главный геосинклинальный этап" (Муратов, 1963) и "зрелая стадия" (Милановский, Хаин, 1964). Для переходной стадии установлены многие характерные закономерности. Главнейшие из них – резкая изменчивость фаций и мощностей, обилие перерывов и несогласий, конседиментационные структуры, свидетельствующие о дифференциации тектонических движений. К перечисленным закономерностям, применительно к геосинклиналям Западного Тянь-Шаня, нужно добавить направленную дифференциацию продуктов вулканизма от андезито-базальтов до андезито-дацитов и тесную связь процессов гранитообразования и метаморфизма с областями островных поднятий. Общая закономерность геосинклинального процесса в переходную стадию выражается в последовательном разрастании гранитно-метаморфического слоя за счет пре-

образования меланократового фундамента и формаций океанической стадии. Длительность и неравномерность этого процесса, с разной продолжительностью в различных зонах Тянь-Шаня, нашли отражение в зональном строении этой территории. Формационный анализ позволяет сделать вывод о том, что одинаковые формации, свойственные переходной стадии, в разных зонах Тянь-Шаня образовались неодновременно и что одновозрастные, но генетически различные формации всегда расположены по латерали, чем подчеркивается формирование их в строго определенные этапы эволюции земной коры.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПЕРЕХОДНУЮ СТАДИЮ

В геосинклиналях Западного Тянь-Шаня спилито-диабазовая формация и сопутствующие ей породы океанической стадии по вертикали всегда сменяются андезито-базальтовой и андезито-дацитовой вулканогенными формациями. В небольших количествах они содержат спилиты и диабазы. С ними ассоциируют граувакки, туфы и рифогенные известняки. Как правило, геосинклинальный разрез заканчивается терригенной и карбонатной формациями. В этом вертикальном ряду отчетливо обособляются нижняя и верхняя части. Средняя часть представлена смешанными формациями. В теории геосинклинального процесса принято связывать образование спилито-диабазовой формации с эвгеосинклинальным, а терригенно-карбонатной и карбонатной формаций – с миогеосинклинальным режимом осадконакопления. В этой связи средняя часть формационного ряда соответствует миктогеосинклиналям, в понимании Ю.М. Пущаровского (1972).

Выделение геосинклиналей по формационному их выполнению основано на генетическом понимании эволюции земной коры, отражающем направленность геосинклинального процесса. Вместе с тем смешанный тип формаций средней части разреза свидетельствует об условности границы между океанической и переходной стадиями. Более четко этот рубеж устанавливается по первому появлению продуктов гранитоидного магматизма в виде диорито-гранодиоритовой формации, определяющей начало формирования гранитно-метаморфического слоя в переходную стадию. Последняя по формационному принципу и типу геосинклинального режима делится на два этапа: ранний (миктогеосинклинальный) – с характерными для него формациями: андезито-базальтовой, андезито-дацитовой, граувакковой, рифогенной; поздний (миогеосинклинальный) – с терригенно-карбонатной и карбонатной формациями. Принятое разделение переходной стадии хорошо выдерживается в Западном Тянь-Шане (см. рис. 17, вкладку).

Северный Тянь-Шань

Макбальский блок

На территории Макбальского блока ранний этап переходной стадии начался накоплением пород кенкольской серии в среднем рифее. Первоначально кенкольскую серию выделил В.А. Николаев (1939) как верхнюю свиту докембрия, залегающую без перерыва на отложениях каиндинской свиты. Последующими исследователями (Медведев, 1961; Медведева, 1959; Белькова, Огнев, 1964) в основании этой свиты установлены перерыв и угловое несогласие.

Кенкольская серия сложена терригенно-карбонатными породами мощностью свыше 2500 м. В нижней части преобладают серицит-хлоритовые сланцы с горизонтами водорослевых известняков. В средней – развиты те же сланцы, слюдистые алевролиты и песчаники, содержащие горизонты эффузивов среднего состава и тела габбро-диабазов. Верхняя часть представлена углисто-известковистыми сланцами, слоистыми известняками и кварцитовидными песчаниками. Метаморфизм пород соответствует фации зеленых сланцев. Возраст серии долго был спорным и лишь благодаря находкам строматолитов (Королев, Крылов, 1962) получил надежное обоснование как среднерифейский. Кенкольская серия в горах Караджилга прорвана породами диорито-гранодиоритовой формации, датированными в

1150 млн. лет (Киселев и др., 1974). Эти факты позволяют отнести кенкольскую серию к раннему этапу переходной стадии. Образования позднего этапа, а также и континентальной стадии здесь отсутствуют. Прямо на кенкольскую серию налегает толща нижнего–среднего карбона, входящая уже в состав чехла эпикаледонской платформы.

Караарчинский блок

Переходная стадия на территории Караарчинского блока наступила в венде (?) – нижнем кембрии и длилась до конца среднего ордовика. Ранний этап ее представлен миктогеосинклинальным разрезом караарчинской свиты, которая в формационном отношении объединяет андезито-базальтовую, граувакковую и кремнисто-карбонатно-сланцевую формации. Петрохимический состав пород свиты изучен В.Г. Королевым (1961а) и особенно полно В.В. Киселевым (1964а). Согласно их данным, караарчинская свита характеризуется исключительно андезитовым составом эффузивов, что отличает ее от терекской свиты. Как подчеркивает В.В. Киселев, формирование свиты происходило в морских условиях, в обстановке сильно расчлененного рельефа. Вулканическая деятельность этого времени характеризовалась извержениями центрального типа. Свита отличается пестрым изменчивым составом лавовых излияний, лавобрекчий и туфов.

Караарчинская свита с перерывом сменяется мощной толщей нижнего–среднего ордовика, соответствующей миогеосинклинальному типу разреза. Это преимущественно кварц-хлоритовые сланцы и алевролиты с редкими прослоями туфов среднего состава и линзами известняков. Таким образом, в Караарчинском блоке отчетливо выражена направленность эволюции вулканизма от недифференцированных спилитодиабазовых серий океанической стадии к андезито-базальтовой формации раннего этапа переходной стадии.

Терекский блок

Разрез отложений переходной стадии Терекского блока начинается песчано-сланцевой учкошойской свитой. Ее возраст и соотношения с караарчинской свитой трактуются различно. По данным одних исследователей, учкошойская свита содержит строматолиты нижнего кембрия и залегает на караачинской свите (Медведев, Королюк, 1958). Другие исследователи, по определениям строматолитов И.Н. Крыловым и микрофитолитов – З.А. Журавлевой, относят ее к верхнему рифею–венду, полагая при этом, что караарчинская свита залегает выше. Одновременно они отмечают тектонические соотношения этих двух свит (Киселев, Королев, 1972). Выводы В.Я. Медведева о стратиграфической последовательности названных свит подтверждены А.Ф. Степаненко (1959), Л.Н. Бельковой и В.Н. Огневым (1964).

Точка зрения первой группы исследователей кажется более предпочтительной, исходя из направленной эволюции вулканизма в ходе развития геосинклиналей. Учкошойская серия и караарчинская свита по формационному составу соответствуют миктогеосинклинальному типу разреза. Они перекрыты породами миогеосинклинального типа разреза среднего кембрия – среднего ордовика, отвечающими позднему этапу переходной стадии. Первое проявление гранитоидного магматизма в Караарчинском и Терекском блоках было в раннем кембрии, когда внедрились интрузии диорито-гранодиоритовой формации.

Малый Каратау

Раннему этапу переходной стадии на территории Малого Каратау по всем признакам соответствует терригенно-кремнисто-туфовая каройская серия, а позднему – миогеосинклинальный разрез тамдинской серии. Возраст последней определен как венд-палеозойский (Келлер, Покровская, 1965). Первое внедрение диорито-гранодиоритовых интрузий происходило в раннем палеозое; разновременность проявления гранитоидного магматизма в западной части Северного Тянь-Шаня отражает неравномерный характер процесса формирования гранитно-метаморфического слоя в переходную стадию.

Срединный Тянь-Шань

Переходная стадия в Срединном Тянь-Шане охватывает период от венда до среднего карбона. Ранний этап (венд–нижний палеозой) отделен от позднего (силур–нижний карбон) каледонской складчатостью. Оба эти этапа связаны между собой структурным единством. Для переходной стадии в Срединном Тянь-Шане установлено длительное развитие крупных структур, обусловленное неравномерностью прогибания отдельных участков земной коры. После складчатости конца рифея огромная эвгеосинклиналь, возможно микроокеан, распалась. В ней и обособилась зона Срединного Тянь-Шаня с только ей присущими особенностями седиментации, метаморфизма, тектоники и магматизма.

Большой Каратау

В течение раннего этапа в хр. Каратау возникли островные поднятия. Наиболее протяженным, состоящим из серии островов, видимо, было Кокджотское, разделявшее прогибы Большого и Малого Каратау. Многочисленные острова были в прогибе Большого Каратау (рис. 25). Состав отложений венда–нижнего палеозоя тесно связан с разрушением этих островов. Две нижние свиты каройской серии сложены конгломератами и грубозернистыми песчаниками. Со второй половины венда в прогибах накапливались хорошо сортированные осадки с обильной вкрапленностью пирита, анкерита и высокими содержаниями титана и гематита. Насыщение бассейна железом, марганцем и титаном связано с перемывом основных эффузивов в областях поднятий, хотя нельзя исключать и эндогенный источник этих элементов. Как показали исследования Г.С. Дзоценидзе и И.В. Хворовой (1974), вулканизм прямо влияет на породообразование путем выноса веществ и изменения физико-химических условий среды. По-видимому, в венде активно осуществлялся вынос с глубины щелочей и кремнезема, которые влияли на состав осадков. Есть и прямое указание на вулканическую деятельность в этот период – первичный пирокластический материал (роль его заметно возрастает в верхних свитах венда в Большом и Малом Каратау).

Конец венда ознаменовался осушением прогибов и слабой складчатостью. Структурной перестройки за этими движениями не последовало, хотя перерыв в

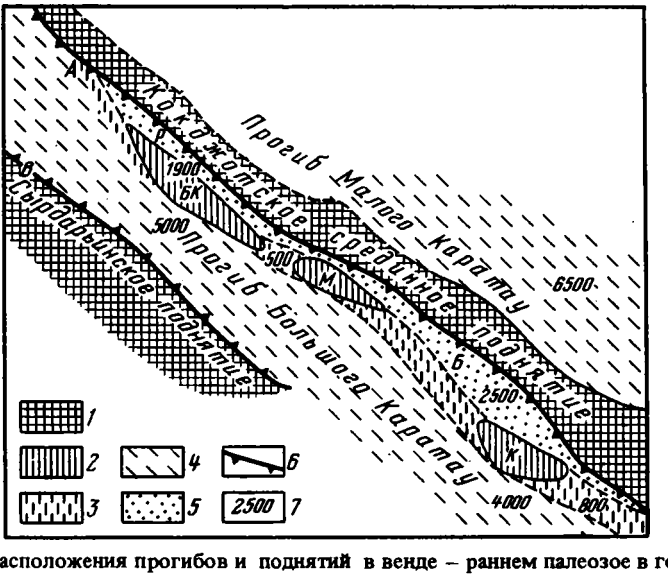


Рис. 25. Схема расположения прогибов и поднятий в венде – раннем палеозое в геосинклинальной системе Каратау

1–островные гряды; *2*– зоны внутренних островных поднятий: Бакырлы-Кумыстинское (БК), Мынжилкинское (М), Кулантауское (К); *3*– предполагаемое продолжение островных поднятий; *4*– геосинклинальные прогибы; *5*– зона приразломных прогибов: Рангского (Р), Байджансайского (Б); *6*–глубинные разломы: Главный Каратауский (А), Сырдарьинский (В); *7*– мощности венд-нижепалеозойских пород

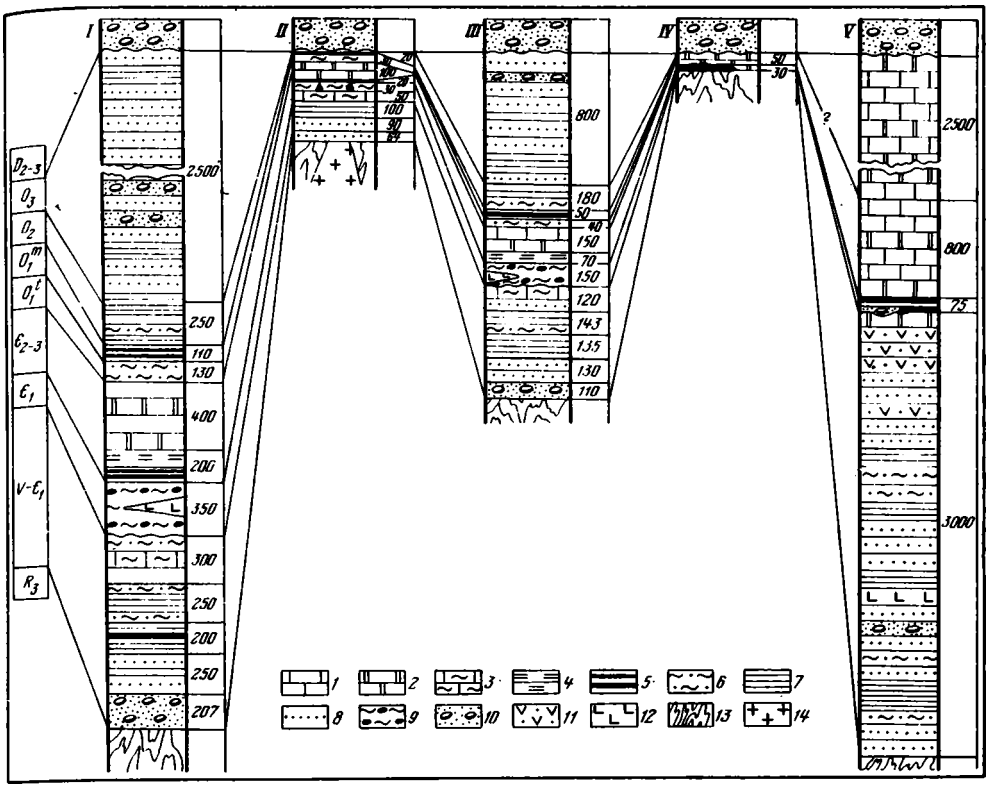


Рис. 26. Схема сопоставления разрезов венда – нижнего палеозоя для различных зон Каратау

I – прогиб Большого Каратау; II – зона внутренних островных поднятий; III – зона приразломных прогибов; IV – зона Кокджотской островной гряды; V – прогиб Малого Каратау

1 – известняки; *2* – доломиты; *3* – известково-глинистые сланцы; *4* – углисто-глинистые, углисто-кремнистые ванадиеносные сланцы; *5* – яшмовидные кремнистые сланцы; *6* – глинистые сланцы; *7* – кварц-хлорит-серицитовые сланцы; *8* – песчаники; *9* – "тиллитоподобные" породы; *10* – конгломераты; *11* – окремневшие туфы; *12* – андезитовые порфириты; *13* – дислоцированные породы океанической стадии; *14* – позднерифейские диориты

осадконакоплении обозначен отчетливо. Разрез нижнего палеозоя в Большом Каратау и в Чаткальском секторе начинается толщей "тиллитоподобных" пород, содержащих в массе известкового цемента обломки и большие глыбы пород венда и верхнего рифея. Эти образования обычно располагаются вдоль современной Кокджотской горст-антиклинали. По своему строению толща "тиллитоподобных" пород напоминает олистостромовые горизонты альпийских геосинклиналей. Положение вблизи поднятий и время образования, совпадающее с движениями начала кембрия, не исключает формирования этой толщи в результате надвигания и разрушения зоны островных поднятий (Кокджотская островная дуга). Стратиграфически выше толщи "тиллитоподобных" пород залегает свита углисто-кремнистых сланцев с высоким содержанием ванадия и фосфора. Поступление этих элементов в морской бассейн следует связывать с фумарольной деятельностью конца раннего кембрия. Ей предшествовали излияния лав андезито-базальтов. Н.С. Шатский (1955) образование фосфоритов хр. Каратау связывал с вулканической деятельностью, относя их ко времени накопления отдаленной кремнистой формации.

Средний и поздний кембрий повсеместно характеризуются кремнисто-карбонатным породообразованием. На протяжении раннего-среднего ордовика в Большом Каратау шло образование сланцевой формации. Анализ мощностей показывает их заметное сокращение в островных поднятиях по сравнению с унаследованно развивавшимися прогибами.

В позднем ордовике в Большом Каратау терригенные осадки отлагались в условиях интенсивных колебательных движений, которые устанавливаются по пластам

и линзам межформационных конгломератов. Для отложений этого времени характерна резкая изменчивость мощностей (рис. 26). Обстановка высокой тектонической подвижности была вызвана начавшимся общим сжатием геосинклинальной системы, которое привело к осушению прогибов и деформации накопившихся осадков. В Северном Тянь-Шане эти движения сопровождались массовым внедрением гранитоидов, что привело к повсеместному созданию гранитно-метаморфического слоя. В Большом Каратау гранитный слой только наращивался в островных поднятиях, чем, видимо, и можно объяснить специфику развития этой территории в поздний этап переходной стадии.

Чаткало-Кураминские горы

Процессы метаморфизма и гранитоидного магматизма конца рифея привели к возникновению островных поднятий на территории Чаткало-Кураминских гор. Такие поднятия возникали в Пскемском, Чаткальском хребтах и на западном склоне Таласского Алатау. В Кураминском хребте подобными структурами были Моголтауское и Калкан-Атинское поднятия. Названные поднятия разделялись прогибами. На протяжении венда–раннего палеозоя эти крупные конседиментационные структуры продолжали существовать и развиваться. В направлении с юго-востока на северо-запад в Чаткальском секторе последовательно прослеживаются (рис. 27) Сумсарский прогиб, Касанское поднятие и Сандалашский прогиб, ориентированные с юго-запада на северо-восток. Прогибы и разделяющее их Касанское поднятие имеют торцовое сочленение со структурами Северного Тянь-Шаня вдоль Терскей-Каратауского разлома. Пскемское поднятие и Угамский прогиб Терскей-Каратауского разлома не достигают. Между ними расположены Боролдай-Жебаглинское и Таласское поднятия, имеющие северо-западное, согласное с разломом простирание. Эти конседиментационные структуры связаны одна с другой и составляют единый ряд в своем развитии.

В венде–раннем палеозое произошло новое опускание, неарвномерно охватившее геоантиклинальные зоны и достигшее максимума в карадоке. В течение этого времени накапливались преимущественно терригенные осадки. Временами осадконакопление сопровождалось подводными излияниями лав среднего, реже основного состава. Андезиты и диабазовые порфириты венда, нижнего кембрия и верхнего ордовика присутствуют в Сандалашском, менее развиты в Угамском прогибах. В позднеордовикское время усилился рост конседиментационных поднятий. В прогибах накапливались грубые осадки с горизонтами межформационных конгломератов. Рост и расширение поднятий привели в конце ордовика к прекращению седиментации на всей площади сектора.

Конседиментационное развитие основных структур района подчеркивается изменением мощностей отложений и локальными размывами в осевых зонах поднятий (рис. 28). Так, в Боролдай-Жебаглинской зоне и в Таласском поднятии, которые погрузились под уровень моря в венде, мощность всего разреза изменяется от 1000 до 1500 м. Пскемская островная область начала погружаться в раннем кембрии и полностью была погружена в среднем и позднем ордовике, мощность отложений этого интервала не превышает 1000 м (Макарычев, 1964). Центральная часть Касанской зоны была вовлечена в опускание в венде, наиболее активное погружение ее было в раннем–среднем ордовике; суммарная мощность отложений около 1200 м. В позднем ордовике седиментация прекратилась. Наибольшие опускания происходили в Угамском, Сандалашском и Сумсарском прогибах. Мощность отложений венда–нижнего палеозоя в восточной части Сандалашского прогиба 3000 (Степаненко, 1958), в центральной – 4000 (Зубцов, Зубцова, 1963), в юго-западной – 4500 м (Макарычев, 1964). В Сумсарском прогибе мощность отложений нижнего палеозоя без верхнего и части среднего ордовика, перекрытых надвинутыми отложениями силура, составляет 3000, а в Угамском прогибе – 3800 м.

Обращает внимание асимметрия конседиментационных структур, обусловленная проявлением горизонтальных движений в период осадконакопления. Эти дви-

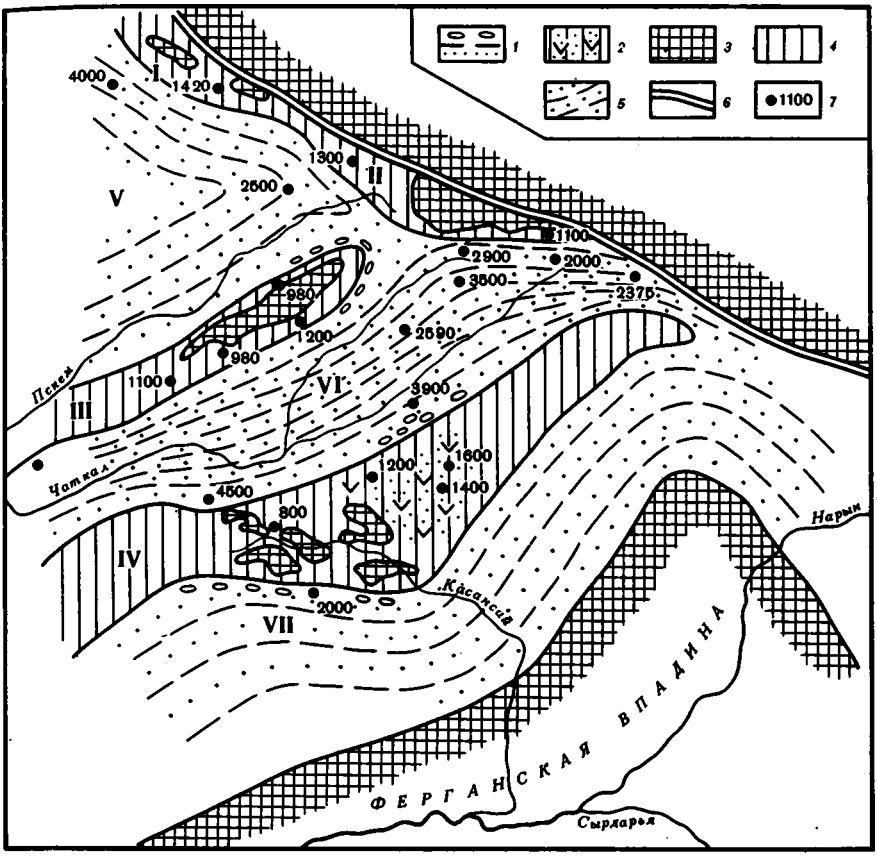


Рис. 27. Схема расположения венд-раннепалеозойских прогибов и поднятий в Чаткальском секторе Срединного Тянь-Шаня

1– области интенсивного осадконакопления (песчано-конгломерато-сланцевые фации); *2*– области слабого осадконакопления (эффузивно-терригенные фации); *3*– области размыва; *4*– островные (геоантиклинальные) поднятия: Боролдай-Жебаглинское (I), Талассское (II), Пскемское (III), Касанское (IV); *5*– геосинклинальные прогибы. Угамский (V), Сандалашский (VI), Сумсарский (VII); *6*– Терскей-Каратауский глубинный разлом; *7*– мощность, м

жения начались в венде, но особенно интенсивно нарастали в позднем ордовике в период общего сжатия геосинклинальной системы Срединного Тянь-Шаня как следствие мощных каледонских деформаций в Северном Тянь-Шане. Ранний этап переходной стадии сопровождался интенсивным региональным метаморфизмом и гранитизацией с образованием зон фельдшпатизации и внедрением интрузий диорито-гранодиорито-гранитной формации. К концу его на всем протяжении от правобережья р. Чаткал и до хр. Каратау сформировался блок с развитым гранитно-метаморфическим слоем. К югу от него к этому времени оставались пространства с корой переходного типа (Ферганская впадина) и меланократовым фундаментом, на котором только закладывались эвгеосинклинали (Южный Тянь-Шань).

Таким образом, в Чаткальском секторе на протяжении раннего этапа переходной стадии происходили структурная дифференциация геосинклинали, ослабление вулканизма и эволюция его состава от натровых серий к калиевым и, наконец, рост гранитно-метаморфического слоя. Венд-нижнепалеозойские отложения по формационному составу отвечают миктогеосинклинальному типу разреза, отражающему качественные изменения в строении коры отдельных зон геосинклинальной системы.

В Каратау и Чаткальском секторе поздний этап переходной стадии начался в разное время. Каледонские движения, охватившие весь Тянь-Шань, привели к обособлению территории, расположенной к северу от современной долины р. Чаткал.

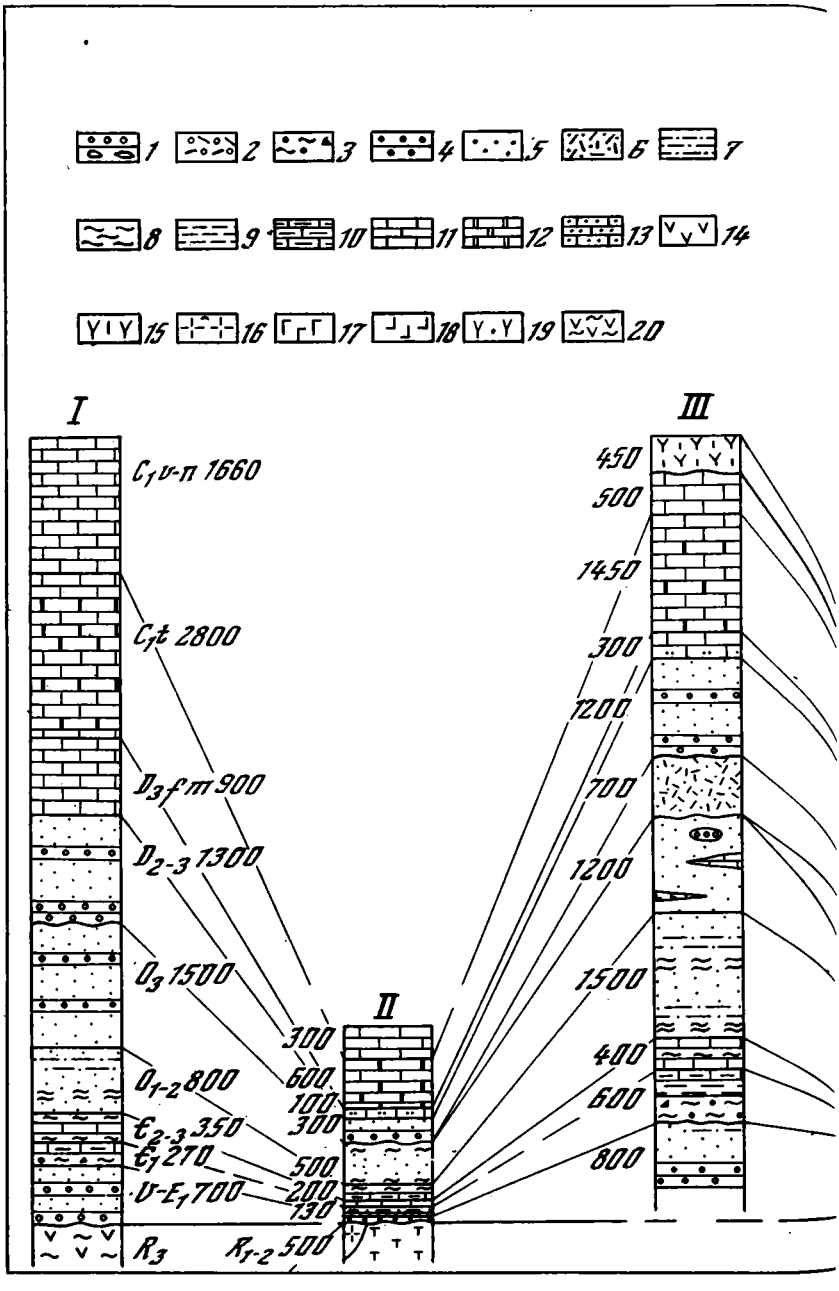


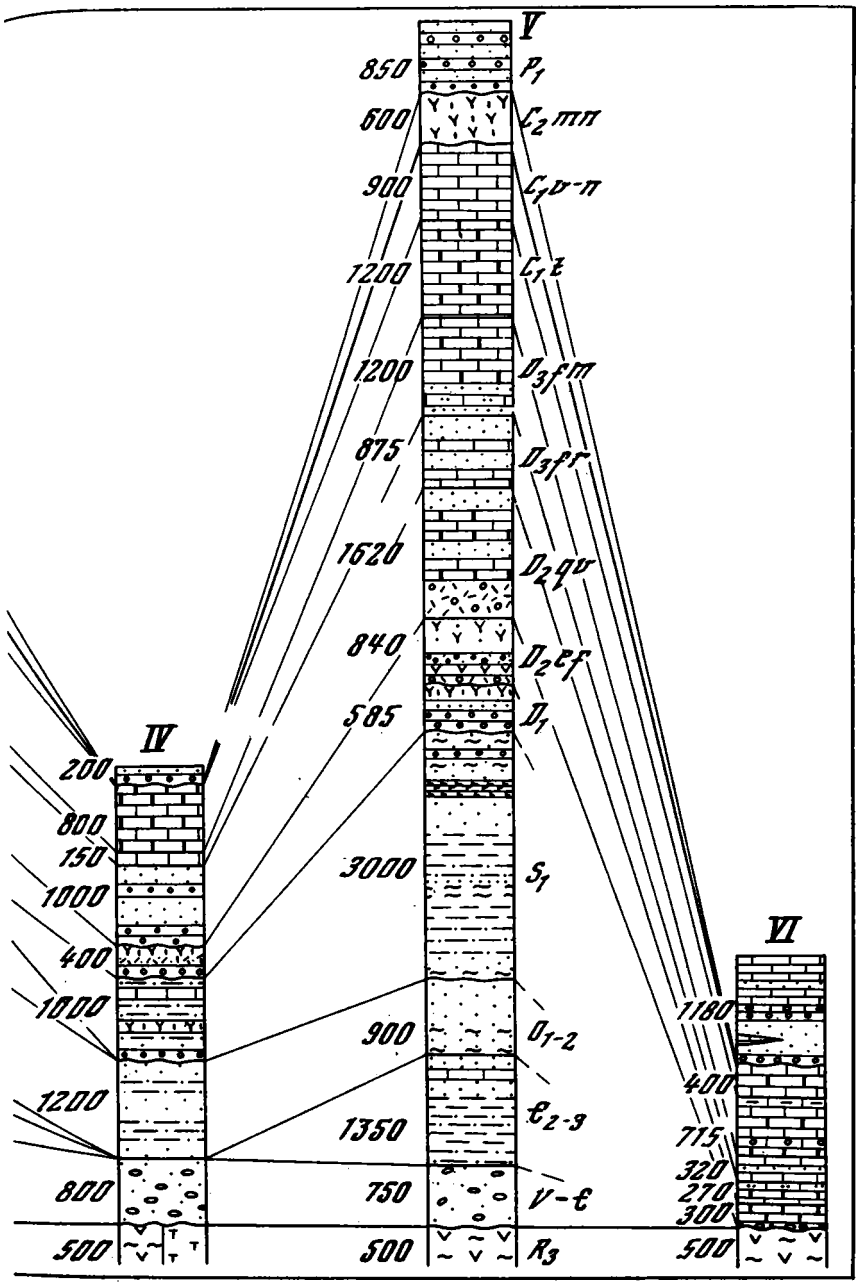
Рис. 28. Схема осадконакопления в переходную стадию в Чаткальском секторе Срединного Тянь-Шаня

I – Угамский прогиб; II – Пскемское поднятие; III – Сандалашский прогиб; IV – Касанское поднятие; V – Сумсарский прогиб; VI – Ферганская впадина (горы Бозбутау).

1 – конгломераты; *2* – туфоконгломераты; *3* – тиллитоподобные породы; *4* – гравелиты; *5* – песчаники и алевролиты; *6* – туфопесчаники; *7* – алевролитовые

На протяжении силура эта территория являлась областью горообразования и размыва. Напротив, к югу от нее происходило активное осадконакопление.

Разрезы нижнего силура Касанского поднятия и Сумсарского прогиба различаются составом и мощностями (рис. 29). В Касанском поднятии накапливались терригенные осадки мощностью от 500 до 1000 м. Источником грубообломочного маетриала служили суша северной части района и, судя по составу обломков,



сланцы; *8*– глинистые сланцы; *9*– кремнистые сланцы; *10*– яшмовидные кремнистые сланцы; *11*– известняки; *12*– доломиты; *13*– песчанистые известняки; *14*– эффузивы смешанного состава; *15*– андезитовые порфириты; *16*– плагиогранитты; *17*– спилиты; *18*– диабазовые порфириты; *19*– туфы андезитовых порфиритов; *20*– метасланцы по эффузивам

выступавшие острова осевой части Касанского поднятия. Вулканизм на поднятии проявился в виде излияния лав андезито-базальтового состава. В Сумсарском прогибе опускание было более интенсивным. По данным В.И. Долматова, И.И. Войтовича, В.Ф. Храмкова, Г.Н. Ситкевич, мощность силура здесь превышает 3000 м. Как установил М.Д. Гесь (1972), в начале силура в прогибе накапливались глинисто-кремнисто-алевритовые осадки; их образование сопровождалось излиянием лав

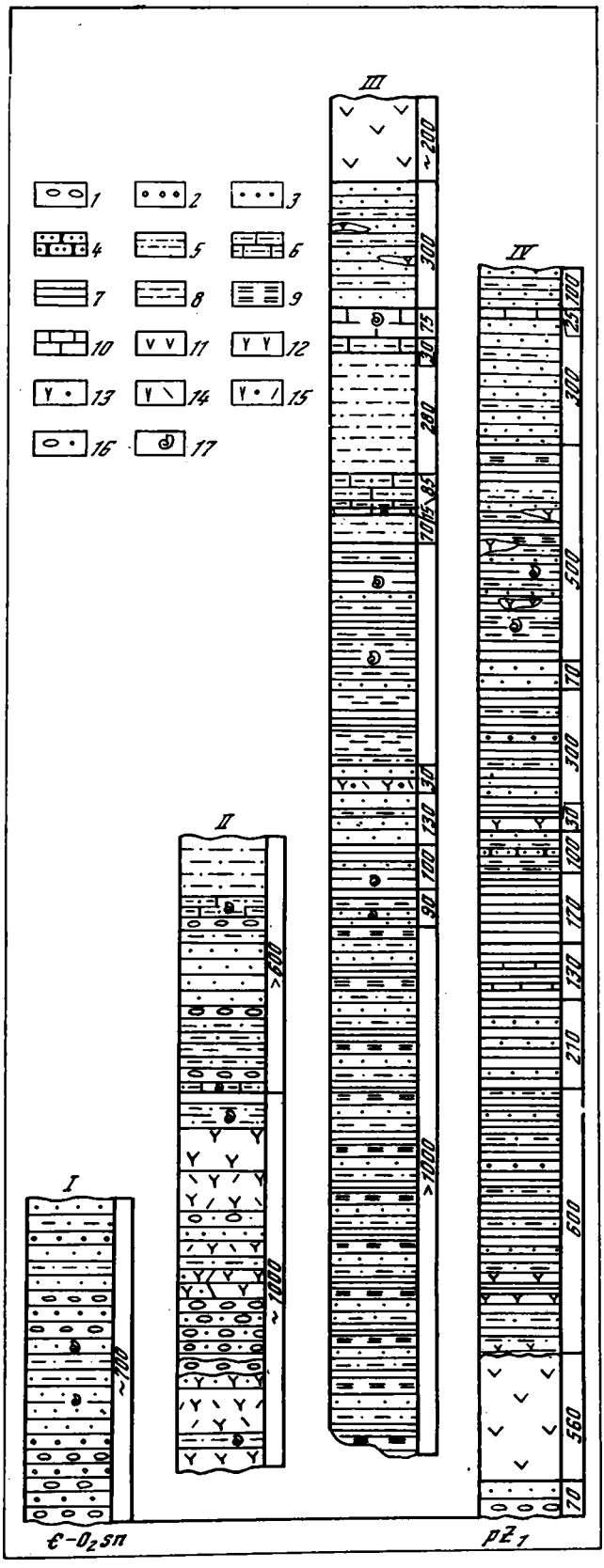


Рис. 29. Разрезы нижнего силура в Срединном Тянь-Шане. Составил М.Д. Гесь

Касанское поднятие: I – р. Чанач-Северный, II – р. Куйлюксай; Сумсарский прогиб: III – междуречье Сумсар-Коксарек, IV –.р. Андагул

1– конгломераты; *2*– гравелиты; *3*– песчаники; *4*– кварциты; *5*– алевролиты; *6*– известковистые алевролиты; *7*– глинистые сланцы; *8*– филлиты; *9*– серицит-кремнистые сланцы; *10*– известняки; *11*– диабазы и спилиты; *12*– андезитовые порфириты; *13*– туфы андезитовых порфиритов; *14*– дацито-андезитовые порфириты; *15*– туфы дацито-андезитовых порфиритов; *16* – туфоконгломераты; *17* – находки фауны

основного состава во внутренней зоне прогиба, среднего – вблизи Касанского поднятия. Конец раннего силура ознаменовался новым воздыманием района и прекращением седиментации. К этому моменту приурочено внедрение гранодиоритов Сумсарского массива.

После позднесилурийского перерыва эта территория в раннем девоне снова начала прогибаться. В это время и в эйфеле на поднятиях накапливался наземный комплекс грубообломочных пород и вулканических образований, среди которых преобладают андезитовые порфириты, дацитовые порфиры, туфолавы и туфы. Обломочные породы представлены туфопесчаниками и туффитами. Прогибание в раннем девоне–эйфеле проявилось и к северу от р. Чаткал. В Пскемском хребте разрез сложен преимущественно туфами андезитовых порфиритов и туфопесчаниками. В Большом Каратау осадки этого возраста характеризуются пестрым составом. В Северо-Западном Каратау и Боролдайском хребте они представлены туфопесчаниками с горизонтами конгломератов и гравелитов. В Центральном

Каратау и Байджансайском районе преобладают вулканогенные образования. Обычно в нижней части разреза доминируют андезитовые порфириты и их туфы, а в верхней – наряду с туфами и туфопесчаниками широко представлены кварцевые порфиры. Толща нижнего девона–эйфеля всегда залегает с резким несогласием на отложениях нижнего палеозоя. Характерна приуроченность наибольших опусканий к зонам активного прогибания венд-раннепалеозойского возраста, из чего следует вывод об унаследованном характере их развития. Так, в Сумсарском прогибе мощность отложений нижнего девона-эйфеля составляет 1800, в прогибе Центрального Каратау – 2500, а в Пскемском – 700, в Касанском поднятии – от 100 до 780 м.

Особенности состава эффузивов и наземные условия их извержения позволили А.А. Богданову (1965) отнести эту толщу к орогенным формациям каледонид. Вместе с тем наземный вулканизм не может рассматриваться как доказательство перехода всей геосинклинальной системы в орогенную стадию развития. Скорее, это указывает на продолжающийся процесс локального наращивания гранитно-метаморфического слоя. В Чаткальском секторе прогибами девонского времени наследуются ранние прогибы, а в поднятиях происходит становление массивов не только гранодиоритов, но и плагиогранитов. Все это указывает на незавершенность процесса становления гранитно-метаморфического слоя. По мнению Ю.А. Кузнецова (1970), наземные андезито-базальтовые и даже андезито-дацитовые формации нередко завершают развитие вулканизма зрелой (переходной) стадии. В осадконакоплении раннего девона–эйфеля в Чаткальском секторе отразилось влияние Северного Тянь-Шаня, где в это время в условиях мощного горообразования формировались наложенные структуры. В Срединном Тянь-Шане аналогичные условия были в среднем карбоне.

Живетско-франские отложения резко несогласно перекрывают все более древние породы. Для этого времени выделяются две области с различными фациальными типами осадков. В современной структуре граница между ними проходит по южному крылу Касанского поднятия. К северу от него мощность терригенных отложений (тюлькубашская свита) около 1000, в Боролдайском прогибе Большого Каратау она достигает порядка 2000 (Арсовски, 1957), а в Сандалашском прогибе – 2500 м. К югу от этой границы распространены уже терригенно-карбонатные породы; их мощность в Сумсарском прогибе свыше 3000 м. Анализ мощностей показал, что и в это время геоантиклинальные зоны оставались районами относительных поднятий.

В фаменском веке и раннем карбоне условия осадконакопления выравниваются. На всей территории Срединного Тянь-Шаня от хр. Каратау на севере до Ферганской впадины на юге накапливались исключительно карбонатные осадки. Как и ранее, полные разрезы с большими мощностями характерны для унаследованно развивающихся прогибов. Во второй половине намюрского века на всей территории Срединного Тянь-Шаня осадконакопление прекратилось, эта область была вовлечена в общее поднятие. В это время произошла главная фаза герцинской складчатости, после чего Срединный Тянь-Шань причленился к Северному. По сути дела, эти две зоны к началу среднего карбона образовали микроконтинент с развитым гранитно-метаморфическим слоем.

На примере Срединного Тянь-Шаня четко устанавливаются главнейшие закономерности осадконакопления (в том числе и вулканизма) и формирования крупных структур в переходную стадию. Прежде всего выявляется ведущая роль длительно развивавшихся прогибов и поднятий. В течение венда и палеозоя (до среднего карбона) на фоне общего прогибания геоантиклинальные зоны выступали как относительные поднятия, постепенно разраставшиеся за счет смежных прогибов, пока, наконец, в общее воздымание не были вовлечены и эти прогибы. Такой путь формирования крупных конседиментационных структур доказывается возрастанием мощностей отдельных толщ по направлению от центральных частей геоантиклинальных зон к сопряженным с ними прогибам. Развитие этих структур сопровождалось фазами складкообразования, проявлявшегося временами неравномерно и неповсеместно. В хр. Каратау и Чаткальском секторе такие фазы складчатости дважды имели место в каледонскую эпоху и трижды – в герцинскую.

Вулканизм переходной стадии характеризуется направленным изменением химизма в сторону увеличения роли щелочей. Вертикальный ряд вулканогенных формаций представлен андезито-базальтовой (венд–ранний палеозой), андезитовой (силур) и андезито-дацитовой (нижний девон–эйфель) формациями. Поздний этап переходной стадии характеризуется миогеосинклинальным типом разреза (по составу), который, по-видимому, указывает на существование под миогеосинклиналями уже хорошо развитого гранитно-метаморфического слоя.

Ферганская впадина

Геосинклинальные формации рифея и палеозоя обнажаются только в горном обрамлении Ферганской впадины (горы Карачатыр), тогда как бо́льшая часть ее площади перекрыта мощным чехлом мезозойских и кайнозойских осадков.

Современная структура гор Карачатыр отличается большой сложностью (рис. 30). Здесь, в полосе шириной 15–20 км среди отложений среднего и верхнего палеозоя обнажаются: блоки пород меланократового фундамента, в которых гипербазиты по вертикали сменяются полосчатыми габбро и далее метасланцами канской свиты; полосы серпентинитов; протяженные узкие зоны серпентинитового меланжа с блоками пород канской свиты; включения блоков корбонатных пород (г. Улугтау); фрагменты крупных антиклинальных структур ("Южная антиклиналь"); блоки моноклинально залегающих кремнистых сланцев. По существу, мы имеем здесь дело с гигантской зоной меланжа. Структурная принадлежность этих блоков совершенно неясна. Во многих из них найдены органические остатки, при этом оказывается, что силур здесь представлен как чисто карбонатным разре-

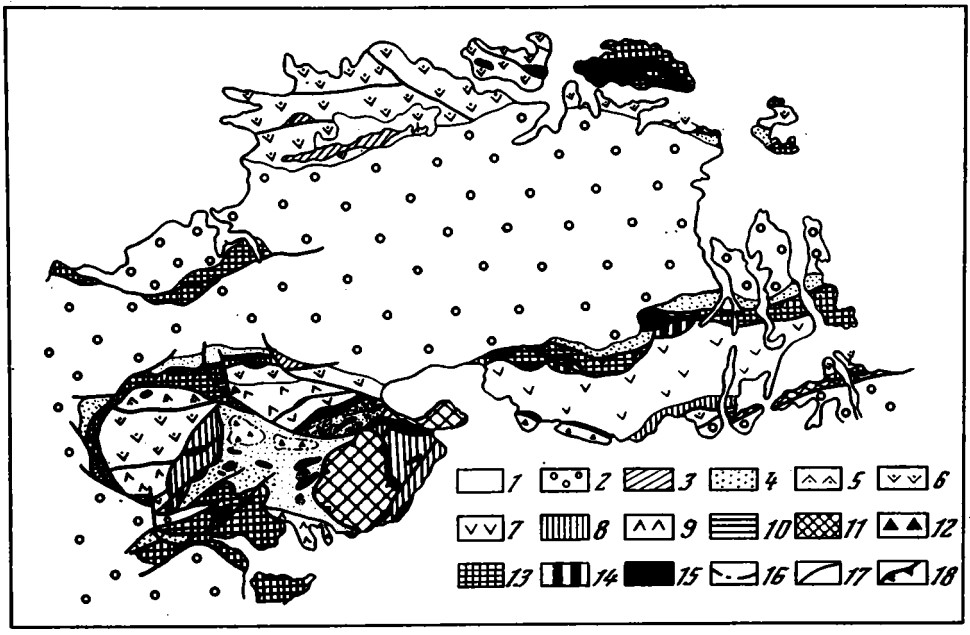


Рис. 30. Схема геологического строения гор Карачатыр. Составили С.А. Куренков и Г.И. Макарычев с использованием материалов И.Л. Тесленко, А.В. Ждана и В.Б. Горянова

1– мезозойско-кайнозойский чехол; *2*– орогенный комплекс: сероцветная моласса среднего-верхнего карбона, красноцветная моласса перми; *3*– блоки отложений нижнего карбона (известняки, сланцы); *4*– олистостромовая толща ранненамюрского (?) возраста; олистолиты пород разного возраста и состава: *5*– верхний девон–нижний карбон (андезитовые порфириты), *6*– нижний-средний девон (араванская свита: порфириты, туфы, туфопесчаники), *7*–нижний девон (яшская свита: эффузивы, туфы, кремнистые сланцы), *8*– венлок – лудлов (пульгонская свита: сланцы, песчаники), *9*– нижний палеозой (спилиты, диабазы), *10*– средний кембрий (битуминозные известняки), *11*– нижний кембрий (спилиты, кварцевые кератофиры), *12*– венд (мраморизованные известняки), *13*– верхний рифей (канская свита: метасланцы); *14*– меланократовый фундамент (гипербазиты и габбро), *15*– серпентиниты, в том числе протрузии; *16*– контуры олистолитов в олистостромовой толще; *17*– разрывы неясного генезиса; *18*– надвиги

зом (Огнев, 1935), так и вулканогенно-кремнисто-сланцевым. Нижний–средний девон сложен вулканогенными породами яшской и арванской свит, в то же время ряд блоков с терригенно-карбонатными породами содержит фауну среднего девона – нижнего карбона. Соотношения между разными типами разреза одного и того же возраста тектонические, переходные разрезы неизвестны. К этому нужно добавить присутствие здесь блоков венда (Макарычев, Куренков, 1974), нижнего кембрия (Тесленко, Журавлева, 1974), а также известные ранее блоки среднего кембрия (Комишан, 1925; Грюше, 1928). Эти факты заставляют предполагать, что в горах Карачатыр тектонически нарушены и сближены разрезы двух фациальных зон: Туркестано-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня и зоны, на месте которой расположена современная Ферганская впадина.

Разрез южного борта Ферганской впадины (см. рис. 17, VII) условно может быть восстановлен в такой последовательности. На меланократовом фундаменте залегают метаэффузивы верхнего рифея (канская свита), соответствующие океанической стадии. Стратиграфически выше, видимо, располагалась толща карбонатных пород с онколитами венда. Местоположение онколитов автору было показано И.Л. Тесленко, сами находки определила З.А. Журавлева. Полоса известняков с оноклитами венда ориентирована согласно простиранию метаэффузивов канской свиты, что, возможно, указывает на структурное единство этих толщ. Вендские образования в зоне Южного Тянь-Шаня пока неизвестны. К югу от гряды вендских известняков расположена "Южная антиклиналь", сложенная вулканогенно-осадочной толщей нижнего кембрия. Разрез "Южной антиклинали" И.Л. Тесленко подразделил на пять пачек. Пачка "А" сложена миндалекаменными карбонатизированными спилитами; мощность 106 м. Пачка "Б" представлена переслаиванием спилитов, туфов и туффитов. В ней присутствуют лапилли и бомбы спилитов; мощность 32 м. В пачке "В" описаны стекловатые спилиты, авгитовые порфириты, прослои туфов и кремней; пачка насыщена лапиллями и бомбами; мощность 470 м. Пачка "Г" – кератофиры: брекчиевые лавы, туфобрекчия кератофиров; мощность 200 м. Пачка "Д" характеризуется эффузивно-осадочным составом. В ней, помимо кварцевых кератофиров, заключены линзы и прослои известняков, доломитов, кремней, красных яшм, туффитов, туфов и туфопесчаников; мощность 285 м. Первые три пачки ископаемых остатков не содержат. В двух других И.Л. Тесленко и И.Т. Журавлева (1974) собрали богатый комплекс органических остатков: строматолиты, археоциаты, трилобиты, губки, хиолиты и водоросли. Согласно определению органических остатков И.Т. Журавлевой, Т.И. Хайруллиной и А.Г. Вологдиным, две верхние пачки относятся к ленскому ярусу нижнего кембрия. Три нижние пачки И.Л. Тесленко относит к алданскому ярусу, одновременно указывая на стратиграфический перерыв между отложениями ленского и алданского ярусов. Отложения кембрия тектонически контактируют с толщей сланцев венлока–лудлова, типичных для пульгонской свиты Южного Тянь-Шаня.

Состав эффузивов и обилие пирокластического материала (включая вулканические бомбы и лавобрекчии) свидетельствуют об извержении центрального типа, а присутствие карбонатных осадков указывает на извержения в условиях морского бассейна с подводными вулканами. Вокруг таких островов, как полагают И.Л. Тесленко и И.Т. Журавлева, располагались органогенные постройки, в образовании которых участвовали водоросли и археоциаты. Приведенные факты позволяют относить отложения венда–нижнего кембрия гор Карачатыр к миктогеосинклинальному типу разреза или (по времени) к раннему этапу переходной стадии. Карбонатный разрез силура и карбонатно-терригенный разрез среднего девона–нижнего карбона типичен для миогеосинклиналей, и его логично относить к позднему этапу переходной стадии. Аналогичный тип разреза развит в Ошских горках, фрагменты его известны в горах Босбутау и в северной части Ферганского хребта. Что же касается сланцевого типа разреза силура и вулканогенно-осадочного разреза нижнего–среднего девона, то они, видимо, чужды для Ферганской впадины. Их принадлежность к Туркестано-Алайской зоне Южного Тянь-Шаня признается многими геологами. По-видимому, они были перемещены в зону Ферганской впадины в результате надвигания Южного Тянь-Шаня.

Герцинская геосинклинальная система Южного Тянь-Шаня относится к категории линейных геосинклиналей, что отличает ее от геосинклиналей мозаичных (Центральный Казахстан и др.). В раннем палеозое эта область, вероятно, представляла собой крупную структуру океанического типа. На севере она была ограничена Срединным Тянь-Шанем с переходным типом строения коры. Что же касается южной границы, то ее истинное положение установить трудно, ибо Южный Тянь-Шань в современной структуре граничит с древними сиалическими блоками Афгано-Таджикского и Таримского массивов.

Смена океанической стадии, переходной в Южном Тянь-Шане, проходила главным образом в раннем силуре (а местами в кембрии и ордовике) и продолжалась в карбоне (Южный Гиссар). За этот длительный интервал в Южном Тянь-Шане и возникли линейные протяженные зоны, определившие современную структуру этой области.

Переходная стадия началась общим погружением геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня. По всей вероятности, ей предшествовали перерыв и деформация осадков нижнего палеозоя. Контакты между отложениями нижнего палеозоя и силура чаще тектонические. Однако там, где они не осложнены разрывами, устанавливаются отчетливый перерыв и несогласие. Такие соотношения наблюдались в урочище Сартале. Несогласие между силуром и нижним палеозоем отмечал и Б.В. Яскович (1968).

В раннем силуре на территории Южного Тянь-Шаня накапливалась преимущественно песчано-сланцевая формация. Осадконакопление происходило на фоне дифференцированных движений, о чем свидетельствует изменение мощностей накопившихся осадков. Здесь нужно оговориться, что сводные колонки разрезов среднего палеозоя (см. рис. 17, VIII–XII) позволяют сделать вывод о направленности развития отдельных частей Южного Тянь-Шаня и не являются основанием для выделения структурно-фациальных зон в обычном понимании. При их составлении, помимо личных наблюдений, использованы стратиграфические данные, опубликованные в последние годы в работах Д.П. Резвого (1959), М.М. Кухтикова (1968), Б.В. Ясковича (1968), Г.С. Поршнякова (1973), К.Л. Волочковича с соавторами (1973). Привязка разрезов чаще совпадает с названием крупных структурных (а не фациальных) зон, иногда – чисто географическая. Стратиграфическая последовательность сводных разрезов с севера на юг указывает, по-видимому, на такое же их расположение в геосинклинальной системе Южного Тянь-Шаня в период седиментации; и хотя в начале континентальной стадии эта система претерпела интенсивное сжатие с образованием чешуйчато-надвиговых и покровных структур, первичная латеральная последовательность конседиментационных структур не была нарушена. Рассмотрим основные этапы развития названных структур.

Урочище Сартале

В Охнинско-Талдыкском антиклинории (урочище Сартале) нижнепалеозойские отложения океанической стадии с несогласием перекрыты базальными конгломератами нижнего силура. Они сменяются вверх по разрезу граувакками, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами. Эффузивы представлены маломощными покровами диабазов. Многочисленные находки граптолитов, сделанные А.И. Гончаровым и В.С. Сафиным, позволили отнести эту толщу к лландоверийскому ярусу нижнего силура. Мощность отложений лландовери в Сартале не превышает 150 м. Выше залегает пачка глинистых сланцев с граптолитами венлока–нижнего лудлова; мощность ее неполная – 300 м. Отложения верхнего силура в урочище Сартале отсутствуют.

Интересные данные о строении силурийских отложений в пределах северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов получены в последние годы. Р.Е. Риненберг (1973) провела детальное изучение разрезов силурийских отложений вкрест простирания структурно-фациальных зон Южного Тянь-Шаня и установила закономерные изменения фаций и мощностей к северу и югу от Охнинско-Талдыкс-

кого антиклинория. Наиболее сильно меняются состав и мощность венлокских отложений. По сечению Кадамжай–Охна–Шахимардан мощность отложений венлока в Охнинской долине уменьшается с 250 до 35 м, а далее к юго-востоку снова возрастает до 600 м. Одновременно меняется состав отложений; в долине р. Охны они наиболее грубозернистые. Аналогичные изменения состава и мощности осадков установлены Р.Е. Риненберг и для верхнего силура. Эти данные крайне важны для восстановления палеотектонической обстановки осадконакопления в силурийское время. Сокращение мощностей и изменение фаций свидетельствуют о дифференциации силурийского бассейна на прогибы и поднятия начиная с венлокского времени. Одно из таких поднятий, как следует из данных Р.Е. Риненберг, располагалось на месте Охнинско-Талдыкского антиклинория.

В восточной части антиклинория верхний силур представлен глинистыми, кремнистыми и углистыми сланцами с прослоями андезитовых порфиритов и линзами известняков. Мощность толщи около 1300 м. Здесь же наблюдается увеличение мощности лландоверийского яруса до 600 м. Суммарная мощность силура в этой части Охнинско-Талдыкского антиклинория более 2000 м.

Низкие предгорья Туркестано-Алая

В зоне низких предгорий Туркестано-Алая силур залегает на вулканогенной толще нижнего палеозоя. Блоки вулканогенных пород и яшм (аналогичные сарталинским) вместе с блоками меланократового фундамента и сланцами нижнего силура в перемешанном состоянии находятся в составе серпентинитового меланжа на Кане. Силурийские отложения низких предгорий расчленены на три свиты (Поршняков, Миклухо-Маклай, 1955; и др.). Нижняя – сюгетская – сложена граптолитовыми глинистыми сланцами и грауваковыми песчаниками с горизонтами кремнистых сланцев. По возрасту она отвечает лландоверийскому ярусу. Ее видимая мощность не превышает 400 м. Средняя – архакаринская – состоит из кварцитовидных песчаников. Сланцы имеют подчиненное значение и охарактеризованы граптолитами венлокского яруса; мощность около 300 м. Верхняя – пульгонская – более разнообразна по составу. Большую роль в ней играют глинистые, углистые и кремнистые сланцы и алевролиты. В верхней ее части появляются прослои карбонатных пород. Мощность около 600 м. В ней найдена фауна верхнего венлока и нижнего лудлова. Суммарная мощность силура 1300 м. Силурийские отложения в этой зоне несогласно перекрыты базальными конгломератами нижнего девона.

Высокие предгорья Алайского хребта

В зоне высоких предгорий Алайского хребта известны выходы отложений нижнего палеозоя. В отличие от Охнинско-Талдыкского антиклинория здесь они представлены карбонатно-терригенной формацией мощностью 750 м (Волочкович и др., 1973). Соотношения ее с терригенной формацией нижнего силура тектонические. Имеется указание К.Л. Волочковича с соавторами на присутствие в основании силура известняковых конгломератов. Появление конгломератов указывает на перерыв в осадконакоплении. Песчано-сланцевая формация лландовери – нижнего лудлова в этой зоне характеризуется слабым развитием известняков и более тонким составом терригенных пород. Мощность этой формации в междуречье рек Янгиарык и Ляйляк те же авторы оценивают в 2500 м. Выше терригенной формации согласно залегает мощная карбонатная формация. В ее основании находятся известняки лудлова, известные под названием матчайской свиты. Мощность свиты изменчива, местами достигает 2000 м. Стратиграфически выше расположена также карбонатная формация, возраст которой – от нижнего девона до визе включительно. Этот разрез отличается наибольшей полнотой и большой мощностью. В литературе он известен под названием алайского типа разреза (Поршняков, 1973). Мощная толща известняков лудлова, в которой широко развиты органогенные известняки, по-видимому, слагала протяженные рифовые постройки современной зоны высоких предгорий Алайского хребта. Следует подчеркнуть ее отсутствие в Охнинско-Тал-

дыкском антиклинории и в зоне низких предгорий Туркестано-Алая. Этот факт имеет значение для определения как направления движения, так и амплитуды тектонического перекрытия различных зон Южного Тянь-Шаня.

Туркестано-Зеравшанская зона

В Туркестано-Зеравшанской зоне отложения силура пространственно ассоциируют с толщами нижнего палеозоя, но всегда разделены разрывными нарушениями. По данным Б.В. Ясковича (1968), П.Д. Виноградова с соавторами (1958) и М.М. Кухтикова (1968), нижний палеозой представлен терригенно-карбонатной формацией мощностью 2800 м. В ней установлены серицито-хлоритовые и кремнистые сланцы, чередующиеся с известняково-глинистыми сланцами и песчанистыми известняками. В среднем кембрии присутствуют прослои диабазов (рабатская свита). В терригенно-карбонатной формации отмечены перерывы между средним кембрием и ордовиком, а также между нижним и верхним ордовиком. Породы нижнего палеозоя метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Отложения силура здесь слагают сланцевую (аспидную) формацию. Возраст ее лландовери–ранний лудлов. Мощность, по одним данным (Волочкович и др., 1973), – 5000, по другим (Поршняков, 1973) – 3000 м. Отложения верхнего лудлова сохранились только в отдельных прогибах. Нижняя часть разреза обычно сложена глинистыми сланцами, верхняя – известняками. Суммарная мощность силура в этой зоне свыше 4000 м, что свидетельствует об ее интенсивном погружении. Вышележащая карбонатная формация нижнего девона – нижнего карбона залегает с перерывом.

Зеравшано-Гиссарская зона

В Зеравшано-Гиссарской зоне осадконакопление в силуре началось с излияния лав основного состава, впоследствии метаморфизованных до фации зеленых сланцев (ягнобские сланцы). Мощность этих сланцев в бассейне рек Ягноб и Магиан достигает 2000 м (Волочкович и др., 1973). В этой же зоне развита терригенно-карбонатная формация, состоящая из песчаников и сланцев с прослоями известняков. Возраст формации определен как поздний ордовик (?) – ранний силур (венлок). Сейчас еще неясно, какую часть разреза силура занимают ягнобские сланцы: являются ли они фациальным аналогом неметаморфизованной терригенно-карбонатной формации или залегают в ее основании. Основной состав исходных пород скорее свидетельствует о ранней стадии геосинклинального процесса, и, исходя из этого, мы помещаем ягнобские сланцы в основание разреза Зеравшано-Гиссарской зоны. В этом случае терригенно-карбонатная формация должна относиться уже к переходной стадии. Мнение о присутствии в составе формации верхнего ордовика и вообще нахождении в этой зоне пород древнее силура не подтвердилось новейшими данными (Портнягин и др., 1973; Волочкович и др., 1973). Конец силура характеризовался накоплением карбонатной формации, что сближает эту зону с зоной высоких предгорий Алайского хребта. Мощность карбонатной формации здесь свыше 1100 м. Перекрывается она также карбонатной формацией нижнего–верхнего девона. В ряде мест карбонатная формация силура перекрыта терригенной формацией нижнего девона, что позволяет предположить перерыв между ними.

Таким образом, общему погружению геосинклинали в силуре предшествовали перерыв и слабая складчатость в конце раннего палеозоя. Осадконакопление в силуре происходило в условиях проявления вертикальных дифференцированных движений, что обусловило латеральную дифференциацию формаций и их мощностей. Большие мощности силурийских осадков в Туркестано-Зеравшанской и Зеравшано-Гиссарской зонах свидетельствуют о существовании в прошлом на их месте крупных прогибов. Сокращенные мощности этих же отложений в Охнинско-Талдыкском антиклинории и в зоне низких предгорий указывают на рост относительных поднятий уже в период силурийского осадконакопления. Изменения фаций и резкие колебания мощностей, слабое проявление эффузивного магматизма характерны для переходной стадии геосинклинального процесса.

Структурная дифференциация, начавшаяся в силуре, резко усилилась в девоне и продолжалась до среднего карбона. За этот интервал возникла сложная система конседиментационных структур, различающихся по формационному выполнению и особенно по полноте разрезов отложений нижнего–среднего девона. История среднепалеозойского осадконакопления подробно охарактеризована Г.С. Поршняковым (1973). Им же впервые проведена типизация разрезов среднего палеозоя применительно к конкретным структурам Южного Тянь-Шаня. Стремясь показать неравномерность погружения различных частей геосинклинали во времени, Г.С. Поршняков особое значение придает той части разреза, которая соответствует наиболее активному этапу погружения структуры. По этому принципу Г.С. Поршняков выделил в Туркестано-Алае две группы разрезов среднего палеозоя: алайскую и южно-ферганскую. Первая характеризуется широким развитием карбонатной формации, отвечающей интервалу времени от лудлова до среднего карбона (башкирский ярус). Терригенная формация в этом типе разрезов появляется только в верхней части московского яруса. Вулканогенные формации отсутствуют. Область максимального развития карбонатной формации совпадает с зоной высоких предгорий Алайского хребта. Вторая группа разрезов объединяет терригенный (чаувайский), вулканогенный (араванский и киргизатинский), карбонатный (яурунтузский, катранбашинский и др.) и вулканогенно-терригенный метаморфизованный (канский и майлисуйский) типы разрезов. В эту же группу включены смешанные типы разерезов (бозбутауский, ташатинский и др.). Вторая группа разрезов распространена в зоне низких предгорий Туркестано-Алая, в Охнинско-Талдыкском антиклинории и в Восточном Алае. Г.С. Поршняков в этих зонах выделил геосинклинальные прогибы разной длительности развития: силурийско-раннедевонские и ранне-среднедевонские. В отдельную группу объединены прогибы, интенсивное погружение которых происходило в позднем девоне. Эти прогибы различаются по времени максимального прогибания и по формационному выполнению.

Анализ развития конседиментационных структур в Южном Тянь-Шане сделал Н.М. Синицын (1960). Он выделил "седиментационные мульды" и "антиклинальные отмели". Первые характеризуются полными карбонатными разрезами, вторые – сокращенными теригенными разрезами. По его мнению, в процессе тектонической эволюции "седиментационные мульды" превращались в синклинории, а на месте "антиклинальных отмелей" возникали антиклинории. Таким образом, Н.М. Синицын отрицал частную инверсию конседиментационных структур в Южном Тянь-Шане.

Г.С. Поршняков (1973), используя формационный принцип, выделил категорию ранне-среднедевонских вулканогенных прогибов, которые ". . . не инверсируют и сохраняют при последующей складчатости синклинальное строение" (с. 55). Вулканогенные прогибы, по его мнению, являются корневыми зонами покровных структур. Этим он противопоставил вулканогенные прогибы другим (выполненным осадочными образованиями), которые". . . превращаются в структуры антиклинорные, испытывая полное обращение "(там же). По этому принципу Охнинско-Талдыкскую зону и Восточный Алай он отнес к структурам синклинорного типа (не инверсионным), хотя в них обнажаются наиболее древние породы по сравнению с их обрамлением. В противоположность этому зона высоких предгорий Алайского хребта отнесена к структурам, испытавшим "полное обращение" (Андыгенско-Кичикалайский антиклинорий), хотя именно эта зона испытывала наиболее интенсивное прогибание в течение всего среднего палеозоя. К северу от нее расположен Каузанский антиклинорий, а к югу – Зеравшанский. Мощность девонских и нижнекаменноугольных отложений в них в несколько раз меньше по сравнению с Андыгенско-Кичикалайским прогибом. Для этих структур довольно обычны перерывы и появление терригенных пород, что свойственно конседиментационным поднятиям или, что то же самое, "антиклинальным отмелям", по Н.М. Синицыну. Не умаляя большого вклада Г.С. Поршнякова в познание сложной структуры Южного Тянь-Шаня, можно предложить другую трактовку эволюции основных структурных форм этой территории. Главные структуры Южного Тянь-Шаня возникли в результате длительного развития еще в ходе осадконакопления, прерывавшегося фазами

складчатости, за которыми следовали новые погружения разной интенсивности в различных зонах (см. рис. 17).

В зоне низких предгорий нижнедевонская терригенная формация (джидалинская свита) залегает с угловым несогласием на песчано-сланцевой формации (пульгонская свита) верхнего силура. Здесь отсутствует карбонатная формация верхнего лудлова. Угловое несогласие хорошо выражено на северном склоне гряды Катран, на горе Ичкаль. Столь же резкое несогласие в основании девона установлено во многих местах зоны низких предгорий к западу от р. Сох (Рогожин, 1974). Конгломераты в основании нижнего девона отмечены и Г.С. Поршняковым (1973) на востоке Охнинско-Талдыкского антиклинория. В Восточной Фергане по р. Караункур, как установлено автором монографии, основание девона сложено грубыми конгломератами, сплошь состоящими из обломков силурийских сланцев. В зоне высоких предгорий Алая мощная карбонатная формация верхнего силура—среднего карбона местами расслоена терригенной формацией нижнего девона. По данным К.Л. Волочковича, известен перерыв на этом же уровне в Туркестано-Зеравшанском антиклинории. Лишь в Зеравшано-Гиссарской зоне пока не установлен перерыв между карбонатными формациями силура и девона-карбона, что, по-видимому, связано со спецификой деформаций карбонатных толщ. Кроме того, контакт между ними часто оказывается осложнен разрывами. Таким образом, перерыв между силуром и девоном не локальный, как считают многие исследователи, а региональный, обусловленный фазой складчатости.

После преддевонской складчатости в большинстве прогибов ("седиментационные мульды") происходило карбонатное осадконакопление, и лишь в Охнинско-Талдыкском антиклинории и в Восточном Алае локально проявилась вулканическая деятельность. В низких предгорьях с начала эйфеля до раннего намюра включительно местами накопилась карбонатная формация мощностью свыше 2000 м. В зоне высоких предгорий та же формация включает нижний девон и имеет мощность 5000 м. В Туркестано-Зеравшанской зоне ее мощность всего 600 м. В Зеравшано-Гиссарской зоне мощность карбонатной формации вновь увеличивается до 300 м, ее возраст здесь – нижний девон—фран. Если еще учесть мощность карбонатной формации, накопившейся в верхнем силуре, то ее суммарная мощность будет близка 5000 м, т.е. равна мощности той же формации в зоне высоких предгорий Алайского хребта. Следовательно, Туркестано-Зеравшанская зона с начала девона выступала в виде относительного поднятия. Этот же вывод относится и к зоне низких предгорий, с той только разницей, что по вертикали терригенная формация нижнего девона здесь быстро сменяется карбонатной, а затем кремнисто-карбонатной. Последняя относится к верхнему намюру, часто залегает с перерывом прямо на силуре. Для этой зоны в целом характерны быстрые латеральные переходы одних формаций в другие (сокращенные и смешанные типы разрезов). В современной структуре, как установил Г.С. Поршняков, разные типы разрезов контактируют по надвигам.

Следовательно, спилито-диабазовая формация в урочище Сартале принадлежит не девону, как считают многие исследователи, а нижнему палеозою. К аналогичному выводу пришли И.Л. Тесленко и И.Т. Журавлева (1974) в отношении возраста вулканогенной толщи, развитой в Восточном Карачатыре. Ранее эта толща также относилась к девону (араванская свита). Таким образом, новые данные показывают, что к нижнему—среднему девону в этих районах ошибочно была отнесена нижнепалеозойская вулканогенная формация. Также ошибочно отнесен к девону и вулканогенно-терригенный метаморфизованный тип разреза, который развит на Кане, в горах Карачатыр, в Восточной Фергане. Теперь установлено, что метасланцы канской свиты и ее аналоги в Южном Тянь-Шане не относятся к нижнему—среднему девону, а имеют более древний возраст. Таким образом, в последние годы получено много данных, указывающих на преувеличение роли девонского вулканизма в отдельных зонах Южного Тянь-Шаня. Эти же данные ставят под сомнение существование самостоятельных ранне-среднедевонских вулканогенных прогибов, связанных с зонами глубинных разломов. Так, по новым данным в Восточной Фергане (р. Караункур) разрез девона начинается плитняковыми конгломератами, несогласно залегающими на разных горизонтах силура. Конгломераты сменяются песчаниками и глинистыми

сланцами, а затем карбонатной формацией (аккурганская свита) раннедевонско-эйфельского возраста. Установлены фациальные переходы известняков в эффузивы среднего, реже основного состава. Известняковые гряды, видимо, являются ископаемыми рифами, они нередко ориентированы вкрест простирания всей толщи, мощность которой свыше 1200 м. Выше залегают средние эффузивы, чередующиеся с горизонтами известняков с фауной живетского яруса. Мощность переменчива – от 300 до 1300 м. Еще выше расположена карбонатная формация большой мощности (до 3000 м), время формирования которой приходится на конец среднего девона – ранний намюр включительно. Венчается разрез терригенной формацией московского яруса, залегающей с резким угловым несогласием. Приведенный разрез указывает на подчиненное значение эффузивных образований среди отложений девона, их состав соответствует андезито-базальтовой формации раннего этапа переходной стадии. Аналогичная формация того же возраста известна на Восточном Алае (Порошняков, 1973).

Южно-Гиссарская зона

Южно-Гиссарская зона резко отличается от других зон Южного Тянь-Шаня поздним проявлением эвгеосинклинального вулканизма. Океаническую стадию характеризует спилито-диабазовая формация визейско-намюрского возраста. С этой формацией одни исследователи связывали начало геосинклинального процесса (Горецкая, Морозко, 1962; Портнягин и др., 1973), другие, вслед за А.А. Богдановым (1965), относили ее к орогенным образованиям краевых вулканогенных поясов (Шульц, 1972; Волочкович и др., 1973). Указание на присутствие среди пород этой формации пикритов (Хамрабаев и др., 1967), а также гипербазитов свидетельствует о принадлежности ее к формациям океанической стадии. По данным Э.А. Портнягина с соавторами (1973), спилито-диабазовая формация перекрыта мощной (1200 м) андезито-базальтовой формацией башкирско-ранне-московского возраста, выше которой следует карбонатно-терригенно-молассовая формация верхнемосковского подъяруса. Разрез венчает наземная андезито-дацитовая формация нижней перми. Таким образом, в Южно-Гиссарской зоне в короткое время происходит смена вулканогенных формаций разных стадий – океанической (спилито-диабазовой), переходной (андезито-базальтовой) и континентальной (андезито-дацитовой). Быстрая эволюция геосинклинального процесса составляет особенность этой зоны. Переходная стадия здесь редуцирована.

В современной структуре Южно-Гиссарская зона расположена на краю Южного Тянь-Шаня, вдоль границы с крупным блоком сиалической коры. Северная граница зоны совпадает с осевой частью Гиссарского хребта. Южная – наблюдается в горах Байсунтау и Сурхантау. Ширина зоны на уровне современного среза не превышает 40 км. На востоке зона скрыта под современными отложениями Алайской долины. Интересно заметить, что в Южно-Монгольской эвгеосинклинали самая южная зона (Солонкерская) также сложена спилито-диабазовой формацией нижнего карбона (океаническая стадия). Переходной стадии там соответствуют терригенная формация среднего карбона (Дергунов и др., 1971). Так же, как и в Южном Тянь-Шане, Солонкерская зона на юге граничит с докембрийскими кристаллическими массивами (Внутренняя Монголия). В Нарынском секторе Тянь-Шаня эвгеосинклинальная зона (аналог Южно-Гиссарской) отсутствует, хотя более северные зоны Южного Тянь-Шаня здесь присутствуют. Положение Южно-Гиссарской зоны в Нарынском секторе занимает Майдантагская зона. Карбон в ней представлен кремнисто-карбонатной формацией, которая подстилается терригенно-сланцевой формацией девона и перекрывается флишоидной формацией верхнего палеозоя – нижней перми. Такой же тип разреза, по данным В.М. Синицына (1957), перекрывает северный край Таримского массива.

Ранее было высказано предположение о том, что Южно-Гиссарская зона Тянь-Шаня и Солонкерская зона Южной Монголии являются реликтами некогда единой эвгеосинклинали, заложившейся в позднем палеозое на фундаменте океанического типа (Пейве и др., 1972). К югу от этой эвгеосинклинальной зоны палео-Тетиса теперь расположены кристаллические массивы: Афгано-Таджикский, Таримский,

метаморфическая зона Внутренней Монголии. Вдоль границы массивов с герцинской складчатой системой как в Тянь-Шане, так и в Южной Монголии находятся тектонические зоны смятия с широким развитием надвиговых структур. Их ориентировка указывает на движение масс горных пород в северном направлении, что, по-видимому, и привело к частичному перекрытию позднепалеозойской эвгеосинклинали палео-Тетиса, поэтому ее истинная ширина остается неизвестной. Что же касается природы так называемых срединных массивов северного и южного обрамления палеозоид Тянь-Шаня, то в свете новых данных (различный возраст гранитизации и метаморфизма) их логично рассматривать в качестве островов гранитного слоя, возникших в пределах океанической структуры палео-Тетиса на разных этапах докембрийской истории.

Складчатая система Южного Тянь–Шаня обладает всеми признаками линейного строения. Развитие таких систем часто противопоставляется развитию мозаичных систем (Зоненшайн, 1967; Перфильев, 1968), что ничем не оправдано. Мозаичные системы следует считать более крупными категориями складчатых структур, в которых всегда можно выделить линейные структуры, отличающиеся временем образования формаций океанической и переходной стадий, подобно тому, как в линейной системе выделяются геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия разной длительности развития.

Пример линейной структуры в области мозаичного строения Центрального Казахстана – Джалаир-Найманская зона. История ее развития хорошо изучена Н.Г. Марковой (1961). Эта эвгеосинклинальная зона заложилась на океанической коре в позднем рифее, когда рядом уже существовали острова с гранитно-метаморфическим слоем. Точно так же зона Южного Тянь-Шаня начала формироваться на меланократовом фундаменте в раннем палеозое, когда севернее уже существовали участки с гранитной корой (Срединный Тянь-Шань). Заполнение океанического пространства геосинклинальными формациями продолжалось до среднего карбона, последовательно смещаясь в южном направлении от Ферганской впадины к Южно-Гиссарской зоне. В этом же направлении шло омоложение возраста формаций океанической и переходной стадий, поскольку в ходе эволюции осадконакопления параллельно происходят латеральная и вертикальная смены формаций. В этом состоит особенность седиментации переходной стадии, независимо от того, является ли геосинклиналь частью мозаичной системы или представляет собой зону с линейным расположением конседиментационных прогибов и поднятий. В переходную стадию ведущее значение приобретает рост островных поднятий. Происходит изменение состава эффузивных пород. В начале переходной стадии в прогибах Южного Тянь-Шаня формируется андезито-базальтовая формация, которая выше сменяется терригенно-карбонатной и карбонатной. Постепенное ослабление вулканизма приводит к смене разреза эвгеосинклинального типа сначала миктогеосинклинальным, а затем миогеосинклинальным. Иными словами, в линейной зоне Южного Тянь-Шаня можно выделить два этапа переходной стадии: ранний (силур–средний девон), соответствующий времени формирования разреза миктогеосинклинального типа, и поздний (верхний девон–нижний карбон), соответствующий времени формирования разреза миогеосинклинального типа.

Отличие Южного Тянь-Шаня от других зон этой складчатой области состоит в быстром становлении гранитно-метаморфического слоя на площади всей геосинклинали одновременно. Об этом свидетельствуют процессы гранитообразования, которые здесь происходили в континетальную стадию (поздний карбон (?) – пермь). К этому времени в Северном и Срединном Тянь-Шане повсеместно был сформирован гранитно-метаморфический слой, т.е. океаническая кора была преобразована в континентальную.

Вышеизложенное позволяет сделать выводы об особенностях осадконакопления и структурообразования переходной стадии в Западном Тянь-Шане.

1. Формации переходной стадии отличаются пестрым составом. Им свойственны резкая латеральная изменчивость по составу и по мощности, а также многочисленные перерывы и несогласия. Это свидетельствует о проявлении дифференцированных тектонических движений. Обширные эвгеосинклинали распадаются на частные

прогибы и разделяющие их поднятия. В переходную стадию ведущее значение приобретает рост островных поднятий в процессе осадконакопления.

2. Происходит направленное изменение состава вулканогенных образований, что, видимо, отражает качественные изменения состояния зон земной коры. В начале переходной стадии нередко в прогибах продолжают еще накапливаться спилито-диабазовые серии, а на поднятиях в это же время происходят излияния андезито-базальтов. Во всех складчатых зонах Западного Тянь-Шаня отмечено постепенное ослабление вулканизма до полного его прекращения в конце переходной стадии. В результате образуется вертикальный ряд формаций, в нижней части свойственных миктогеосинклиналям, а в верхней – миогеосинклиналям.

3. Осадконакопление в переходную стадию происходит в обстановке постепенно нарастающего тангенциального сжатия, что выражается в асимметрии конседиментационных прогибов и поднятий. Усиление сжатия в конце стадии приводит к образованию олистростромовых толщ и в дальнейшем – к появлению покровов.

4. Складкообразование нарушает поступательный процесс конседиментационного развития, способствует причленению к островным зонам новых частей прилегающих прогибов и в период главной фазы складчатости приводит к тектонической стабилизации крупных участков геосинклинальных систем (каледонская зона Северного, раннегерцинская зона Срединного и позднегерцинская зона Южного Тянь-Шаня). В Западном Тянь-Шане проявление главной складчатости смещается во времени с севера на юг, т.е. из Северного Тянь-Шаня в Южный.

В переходную стадию начинается превращение конседиментационных структур в складчатые. Наиболее интенсивно складкообразование происходит в континентальную стадию. Местами оно приводит к возниконовению чешуйчато-надвиговых и покровных структур. Превращение конседиментационных структур в складчатые – процесс длительный, охватывающий переходную и континентальную стадии. Поэтому проявление тектонических движений целесообразно рассмотреть совместно для переходной и континентальной стадий геосинклинального процесса.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ СТАДИЯ

Континентальная стадия резко отличается от предшествующих по структурообразованию и составу магматических и осадочных формаций. Многие исследователи считают, что орогенный этап приходит на смену собственно геосинклинальному режиму в заключительный период развития складчатой области. Особенности этого этапа впервые установлены А.А. Богдановым (1959). По его представлениям, орогенный этап начинается после складчатости с формирования континентальной молассы и сопровождается блоковыми движениями и проявлением наземного вулканизма преимущественно андезито-дацитового состава. Формирующаяся моласса и продукты вулканизма заполняют межгорные впадины – новообразованные структуры наложенного типа. В этот же период происходит массовое внедрение трещинных интрузий орогенных гранитоидов. Близкое мнение неодонократно высказывал М.В. Муратов (1962, 1963), при этом он особенно подчеркивал значение главной складчатости, предшествующей началу орогенного этапа. Большое значение разрыву во времени между собственно геосинклинальным этапом и началом горообразования придавал А.Л. Яншин (1965). Названные исследователи при определении начала орогенного этапа исходили прежде всего из соотношения разного типа структур; конседиментационных – собственно геосинклинального этапа и новообразованных (наложенных) – орогенного этапа.

Н.П. Херасков (1963) в основу выделения орогенного этапа положил формационный принцип; он выделил орогенный класс формаций, подразделив его на четыре подкласса, свойственные разным стадиям орогенного этапа. Это направление получило дальнейшее развитие в многочисленных публикациях А.А. Моссаковского, недавно обобщенных им в виде монографии. На примере палеозоид Евразии А.А. Моссаковский (1975), обосновал разделение орогенного этапа на два периода: раннеорогенный и позднеорогенный. Это разделение используется нами при анализе континентальной стадии.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНУЮ СТАДИЮ

Северный Тянь-Шань

В Северном Тянь-Шане раннеорогенный период континентальной стадии наступил в одних местах в начале силура, в других – в раннем–среднем девоне. Ему предшествовали главная фаза каледонской складчатости и внедрение огромных масс гранитоидов, консолидировавших структуры переходной стадии. В западной части Киргизского хребта орогенное развитие сопровождалось блоковыми движениями с образованием разобщенных мульд, получивших в литературе название эпикаледонских наложенных впадин (Кнауф, 1960). Типичным примером подобного рода орогенных структур Северного Тянь-Шаня служит Аральская мульда. По данным В.В. Кисилева (1964б), она резко несогласно перекрывает структуры переходной стадии. Выполняющие ее формации являются типично орогенными. В основании разреза расположены красноцветные конгломераты и песчаники, в средней части – основные и средние эффузивы, продукты наземных излияний. Заканчивается разрез кислыми эффузивами. Грубообломочная толща принадлежит джаргатской свите, эффузивы – баркольской свите. Обе свиты являются нижними членами аральской серии и условно относятся к силуру. Стратиграфически выше с угловым несогласием залегают осадки нижнего–среднего девона. Как отмечает В.В. Кисилев, они слагают мульду меньшего размера, как бы вложенную в орогенную впадину силура. В разрезе нижнего–среднего девона наблюдается повторение орогенных формаций силура. Каракольская свита сложена красноцветной толщей песчаников и конгломератов. Залегающая выше талдыбулакская свита, помимо валунно-галечных конгломератов, содержит покровы порфиритов андезитового состава. Талдыбулакская свита, завершающая аральскую серию, сложена кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, игнимбритами. Таким образом, Аральская мульда представлена последовательным рядом орогенных формаций (снизу вверх): красноцветная моласса, континентальная андезито-базальтовая формация и наземная порфирово-туфовая формация. Этот комплекс формаций несогласно перекрыт пестроцветной карбонатной формацией намюр-башкирского возраста, образование которой уже связано с эпиконтинентальным режимом.

Несколько отличный комплекс орогенных формаций развит в Малом Каратау. Здесь складчатые каледонские структуры перекрыты красноцветной молассой среднедевонско-раннекаменноугольного возраста. Выше залегает пестроцветная карбонатная формация с гипсами, сформировавшаяся в условиях отшнурованной от бассейна лагуны. В составе орогенного комплекса здесь полностью отсутствуют наземные вулканогенные образования.

Возникает вопрос, к какому периоду континентальной стадии относить несомненно орогенные силурийско-девонские образования Северного Тянь-Шаня. Если следовать схеме А.А. Моссаковского (1963, 1968, 1975), то описанный комплекс орогенных формаций нужно относить к позднеорогенному периоду. Тогда кепташскую свиту конгломератов и песчаников верхнего ордовика следует рассматривать в качестве нижней морской молассы. Если это возможно для Киргизского хребта, то уже невозможно для Малого Каратау, где красноцветная континентальная толща ложится на карбонатную формацию тамдинской серии, верхняя часть которой уже принадлежит верхнему ордовику. Кроме того, кепташская свита тесно связана со структурами переходной стадии, ее формированию не предшествовало изменение структурного плана. Следовательно, существует несоответствие между формационной принадлежностью кепташской свиты к морской молласе и ее структурным положением. Видимо, кепташскую свиту следует относить к формации, завершающей развитие остаточных прогибов переходной стадии, а раннеорогенными формациями надо считать в Киргизском хребте силурийские, в Малом Каратау – среднедевонско-нижнекарбоновые обломочные толщи. Принадлежность указанных формаций к раннеорогенному периоду вполне согласуется с проявлениями интрузивного магматизма. В.В Кисилев (1964б) отмечает пространственную и временную связь и генетическое родство субвулканических образований с эффузивными толщами, выполняющими эпикаледонские впадины. Субвулканические тела очень разнооб-

разны. Среди них установлены монцониты, гранодиорит-порфиры, граносиениты, гранит-порфиры, гранофиры, граносиенит-порфиры и сиенит-порфириты. Обычно это трещинные тела или пластовые залежи, реже – массивы.

Северный Тянь-Шань характеризуется большой длительностью континентальной стадии. Рассмотренные выше особенности раннеорогенного периода континентальной стадии для каледонского времени точно так же можно выделить и для герцинского времени. В восточной части Северного Тянь-Шаня развиты позднекарбоновая-раннепермская морская моласса (Ортотокойская впадина) и синхронная ей по возрасту наземная базальто-андезито-липаритовая формация (Кунгей-Алатау). Локально присутствует верхняя моласса поздней перми. Интрузивные образования представлены малыми интрузиями субщелочного состава прзднепермского-раннетриасового возраста. Таким образом, в Северном Тянь-Шане оказались совмещенными раннеорогенные периоды континентальной стадии каледонского и герцинского времени. Появление здесь орогенных структур и формаций герцинского этапа несомненно связано с влиянием позднегерцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Подобного типа структуры Ю.М. Пущаровский (1969) предложил называть резонансно-тектоническими. После их образования и внедрения субщелочных гранитоидов произошла полная консолидация всех зон Западного Тянь-Шаня.

Срединный Тянь-Шань

В Срединном Тянь-Шане континентальная стадия четко делится на два периода: раннеорогенный и позднеорогенный. Первый охватывает средний и поздний карбон, второй – пермь и ранний триас. Каждый период характеризуется специфическими условиями развития структур и магматизма.

Раннеорогенный период начался общим воздыманием после главной складчатости на рубеже раннего и среднего карбона. На фоне общего поднятия отдельные участки испытывали опускания, в них возникали наложенные прогибы и впадины: Каржантау-Кураминская, Гавасайская и Машатская, расположенные в Кураминской подзоне, а также Нижне-Сандалашская Чаткальской подзоны.

Строение раннеорогенных впадин лучше рассмотреть на примере Каржантау-Кураминской. Эта наиболее крупная по размерам впадина ориентирована в субширотном направлении почти перпендикулярно к структурам переходной стадии. Протяженность ее около 200, максимальная ширина 80 км. Фундаментом впадины служат рифейские, каледонские и раннегерцинские складчатые структуры, выступающие в виде разобщенных блоков. Стратиграфия орогенных образований хорошо описана в работах Н.П. Васильковского (1952), Е.Д. Карповой (1953, 1957). А.Б. Каждана, И.П. Кушнарева (1958), Н.П. Лаверова с соавторами (1962), В.А. Арапова (1966), М.Д. Геся (1972) и др. Ниже дается только краткая характеристика орогенных формаций с учетом петрохимических данных.

Наиболее древние орогенные образования – молассовые отложения свиты Уя намюрского возраста. Эта свита широко развита в бассейне р. Угам. Средняя часть ее относится к башкирскому ярусу, она сложена туфогенными и вулканическими породами. Возможно, ей на Ангренском плато, в Кураминских горах и в устье р. Сандалаш соответствует минбулакская свита, в которой преобладают покровы лав, туфолав и туфов андезитовых порфиритов, дацитовых и фельзитовых порфиров (рис. 31). Средний химический состав пород соответствует типовому андезиту с отклонением в сторону щелочного андезита. Мощность минбулакской свиты местами достигает 3000 м. Вышележащие акчинская, сарысиюнская и оясайская свиты, объединеняющие эффузивные и субвулканические образования, выделены (Макарычев, Гесь, 1971б) в самостоятельный средне-верхнекарбоновый акташский вулканический комплекс. Этот комплекс развит в Кураминском и Каржантауском хребтах и в юго-восточной части Чаткальского хребта. Слагающие его свиты разделены перерывами и незначительными угловыми несогласиями, обусловелнными спецификой накопления толщ. Время образования комплекса определяется налеганием базальных слоев акчинской свиты на минбулакские отложения и гранитоиды среднего карбона. Абсолютный возраст порфиритов акчинской свиты 303 млн. лет.

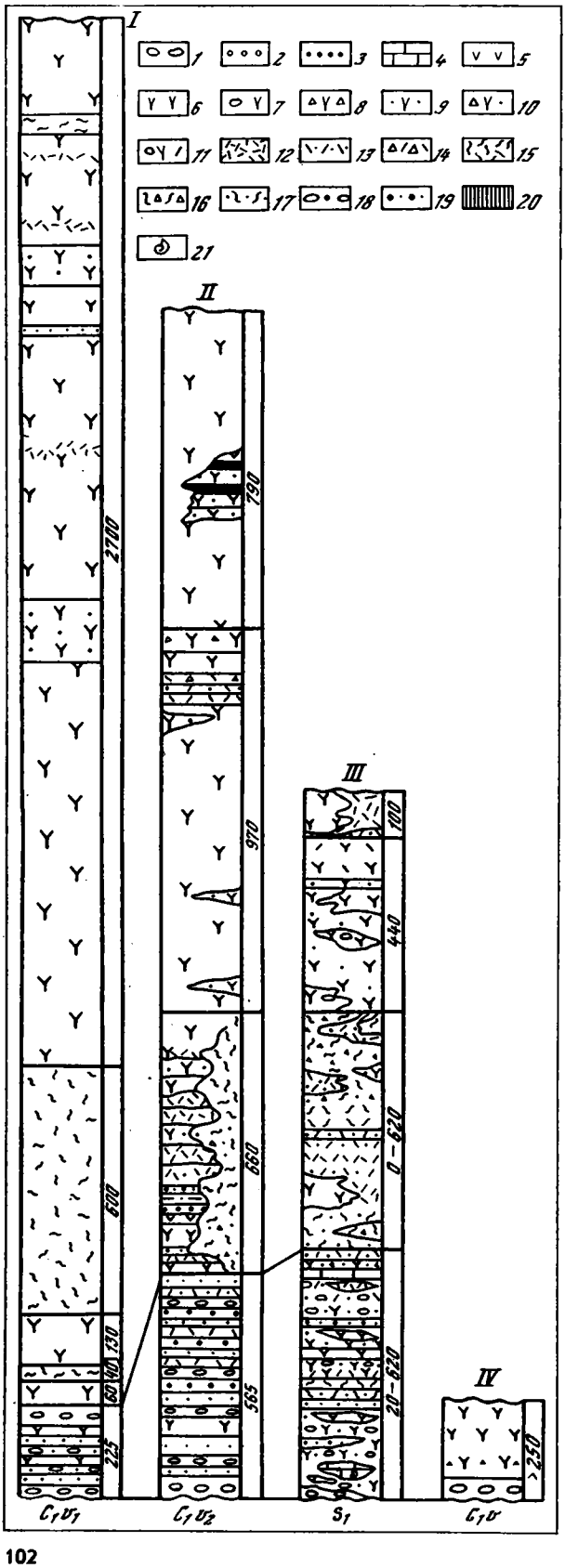


Рис. 31. Сопоставление разрезов отложений минбулакской свиты среднего карбона

I – Акбулак (по Н.П. Васильковскому, 1952); II – Кугала; III – Коксарек; IV – Сандалаш (II–IV – по материалам Южно-Киргизской экспедиции с добавлениями М.Д. Геся)

1 – конгломераты; *2* – гравелиты; *3* – песчаники; *4* – известняки; *5* – диабазовые порфириты; *6* – андезитовые порфириты; *7* – агломератовые лавы андезитовых порфиритов; *8* – лавобрекчии андезитовых порфиритов; *9* – туфы андезитовых порфиритов; *10* – туфобрекчии андезитовых порфиритов; *11* – агломератовые лавы дацито-андезитовых порфиритов; *12* – дацитовые порфиры; *13* – туфы дацитовых порфиров; *14* – лавобрекчии дацитового порфира; *15* – фельзитовые порфиры; *16* – лавобрекчии фельзитового порфира; *17* – туфы фельзитовых порфиров; *18* – туфоконгломераты; *19* – туфопесчаники; *20* – кремнистые сланцы; *21* – находки фауны

Этот вулканический комплекс разделяется на две части. Нижняя часть (акчинская свита) представлена лавами, туфолавами и туфами андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов. В верхней части комплекса (сарысиюнская и оясайская свиты) преобладают лавы и туфы липаритовых порфиров с незначительным количеством дацитовых порфиров. Субвулканические образования по составу соответствуют породам эффузивной фации. Они расположены в периферических частях вулкано-тектонических мульд проседания (Лаверов и др., 1962; Арапов, 1966).

Позднеорогенный период начался после некоторого перерыва новой фазой наземной вулканической деятельности. Блоковые движения этого периода способствовали образованию поздних мульд и грабенов. Как и раннеорогенные впадины, они несогласно перекрывают складчатые структуры переходной стадии вплоть до среднего рифея. Их образование сместилось в Чаткальский хребет. Здесь возникли Тиллябердинская, Верхне-Чаначская, Музторская и Алабукинская мульды, а также Большой и Малый Касанский грабены

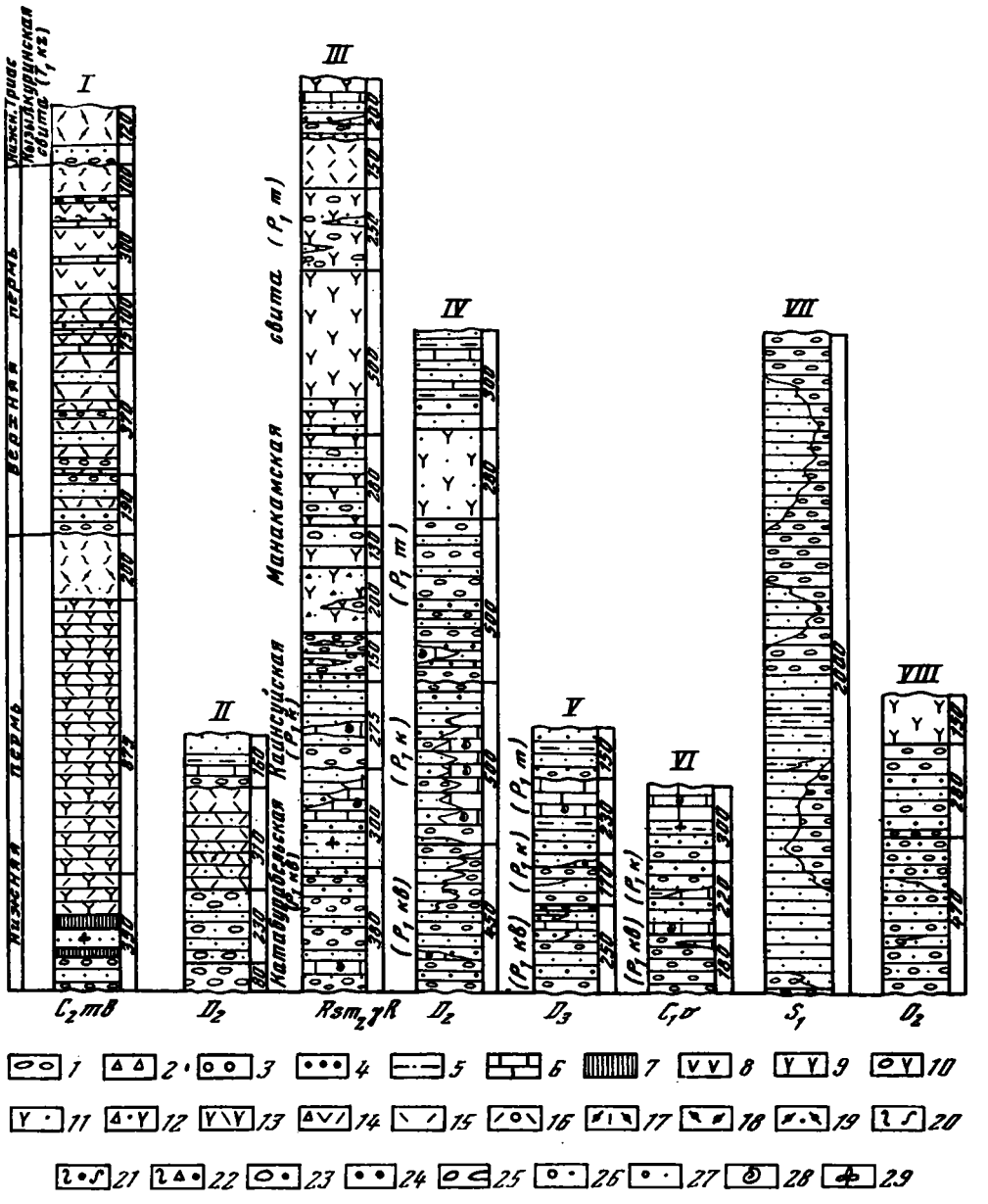


Рис. 32. Схема осадконакопления в орогенных структурах Чаткальского сектора Срединного Тянь-Шаня (пермь-нижний триас). Составил М.Д. Гесь по материалам Южно-Киргизской экспедиции

I – Кугалинская мульда; II – Малый Касанский грабен; Большой Касанский грабен: III – р. Каенсу, IV – р. Урюкты; V – Алабукинская мульда; VI – Верхне-Чаначская мульда; VII – Тиллябердинская мульда; VIII – Каранкульская мульда

1 – конгломераты; *2* – брекчии; *3* – гравелиты; *4* – песчаники; *5* – алевролиты; *6* – известняки; *7* – кремнистые сланцы; *8* – диабазовые порфириты; *9* – андезитовые порфириты; *10* – агломератовые лавы андезитовых порфиритов; *11* – туфы андезитовых порфиритов; *12* – туфобрекчии андезитовых порфиритов; *13* – дацито-андезитовые порфириты; *14* – агломератовые лавы дацито-андезитовых порфиритов; *15* – дацитовые порфиры; *16* – туфы дацитовых порфиров; *17* – риолито-дацитовые порфиры; *18* – риолитовые порфиры; *19* – туфы риолитовых порфиров; *20* – фельзитовые порфиры; *21* – туфы фельзитовых порфиров; *22* – туфобрекчии фельзитовых порфиров; *23* – агломератовые туфы; *24* – туфы смешанного состава; *25* – туфоконгломераты; *26* – туфогравелиты; *27* – туфопесчаники; *28* – находки фауны; *29* – находки флоры

(Гесь, 1972). Время замыкания структур различное. Накопление осадков в большинстве мульд прекратилось в конце ранней перми, лишь в Кугалинской мульде оно продолжалось в триасе. Позднеорогенные мульды различаются формационным выполнением (рис. 32). Так, если в большинстве мульд накапливались преимущественно грубообломочные верхние молассы, то в Касанских грабенах и Кугалинской мульде образовывалась наземная вулканическая формация, состоящая из эффузивов и пирокластов среднего, кислого и основного состава.

Толща позднеорогенного периода разделена на три комплекса. К шурабсайскому нижнепермскому комплексу отнесены покровы андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, дацитовых, риолитовых и фельзитовых порфиров и их туфов (шурабская свита). Большая часть эффузивных покровов и субвулканических тел сосредоточена в Кураминских горах, в мульдах проседания. В Чаткальском хребте этому комплексу принадлежат покровы и некки андезито-дацитовых порфиритов манакамской свиты. Вместе с грубообломочными породами эта толща представляет классическую молассу (Касанские грабены). В петрохимическом отношении породы относятся к нормальному, реже к плюмазитовому ряду магматических пород. Равашский верхнепермский вулканический комплекс представлен покровами базальтовых андезитовых, андезито-базальтовых порфиритов, риолитовых порфиров и их туфов. Его породы участвуют в строении кольцевых мульд проседания, а также слагают верхнюю часть разреза в Касанских грабенах. Кызылнуринский нижнетриасовый комплекс объединяет эффузивные покровы (кызылнуринская свита) и субинтрузивные тела ультракислых пород липаритовой формации, сконцентрированных главным образом в центральных частях кольцевых мульд проседания. По составу порфиры относятся к нормальному и щелочному рядам изверженных пород.

Таким образом, в континентальную стадию в Срединном Тянь-Шане сформировалась толща преимущественно наземных эффузивов мощностью до 6000 м. Эти образования наряду с типичной молассой заполняют наложенные впадины и структуры типа грабен-синклиналей. Возникновение подобных структур связано с блоковыми движениями по разломам. Вертикальный ряд вулканических формаций представлен андезито-дацитовой, дацито-липаритовой, базальто-липаритовой и трахибазальтовой формациями. Столь же пестрый состав имеют интрузивные комплексы, внедрение которых происходит на поднятиях синхронно с вулканизмом прогибов. Намечается эволюционный ряд формаций от диорито-гранодиоритовой (средний карбон) к гранодиорито-гранитной (поздний карбон) и далее – к гранитной и аляскитовой (пермь – ранний триас?). Интрузивные массивы раннеорогенного периода характеризуются огромными размерами и сложным строением. В них установлено до пяти фаз внедрения, что подчеркивает длительность их формирования. Общее для этих массивов – нарастание во времени кислотности и щелочности от нормальных и умеренно кислых гранитоидов до ультракислых и пересыщенных щелочами. По петрохимическим особенностям магматизм континентальной стадии является существенно коровым, чем и отличается от мантийного магматизма океанической и переходной стадий. В орогенный этап происходит интенсивное наращивание гранитно-метаморфического слоя.

Южный Тянь-Шань и Ферганская впадина

В Южном Тянь-Шане и Ферганской впадине основные закономерности орогенного этапа сохраняются с той лишь разницей, что в этих зонах орогенный вулканизм резко ослаблен, а широкое развитие получили моласса и флиш. Орогенные прогибы возникли во второй половине московского века. Замыкание их происходило в позднем карбоне и ранней перми. Наиболее крупными из прогибов являются Карачатырский, Сурметашский, Турдукский, Яссинский и Келематинский. Особенность их состоит в том, что они заложились после первого этапа покровообразования и накопившиеся в них орогенные формации были вовлечены в процесс шарьирования перед накоплением верхнепермской молассы. Мощность орогенных формаций среднего-верхнего карбона в отдельных прогибах достигает 4–5 км. Мощность верхнепермской молассы, выполняющей позднеорогенные прогибы, мес-

тами превышает 1000 м (см. рис. 17). Будучи еще раз дислоцированными в конце перми, орогенные формации приобрели крайне сложное складчатое строение, чем они отличаются от одновозрастных формаций Срединного Тянь-Шаня.

Интрузивным формациям континентальной стадии в Южном Тянь-Шане свойственна направленность от диорито-гранодиорито-гранитной формации (поздний карбон – ранняя пермь) к многофазным пермотриасовым массивам щелочных гранитоидов. Известные здесь крупные массивы пространственно приурочены к зонам, которые с девонского времени характеризуются геоантиклинальным развитием.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И СТРУКТУРЫ ПЕРЕХОДНОЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИЙ

Океанические формации сменяются формациями переходной стадии с резким угловым несогласием. Время образования последних различно в разных зонах и даже в пределах одной и той же зоны Западного Тянь-Шаня.

Так, в Макбальском блоке Киргизского хребта переходной стадии соответствует время образования кенкольской серии (средний рифей). В Караарчинском и Терекском блоках формации этой стадии накапливались на протяжении венда – раннего палеозоя до среднего ордовика включительно. В этот же период происходило образование формаций переходной стадии в Малом Каратау. После каледонской складчатости, сопровождавшейся внедрением огромных масс гранитоидов, зона Северного Тянь-Шаня была превращена в складчатую область. Каледонская складчатость здесь привела к замыканию геосинклинальных прогибов, их причленению к развивавшимся в рифее островным поднятиям, вследствие чего был создан новый структурный план. В позднем ордовике и силуре в Северном Тянь-Шане формировались эпикаледонские наложенные впадины.

В Срединном Тянь-Шане накопление формаций переходной стадии происходило в раннем и среднем палеозое (до среднего карбона). Каледонская складчатость была лишь одним из этапов образования складчатой структуры этой зоны, отголоском мощных движений в Северном Тянь-Шане. Замыкание геосинклинальных прогибов в Срединном Тянь-Шане произошло в результате герцинской складчатости на границе раннего и среднего карбона. После этих движений Срединный Тянь-Шань причленился к Северному и тем самым нарастил край каледонского микроконтинента.

В Ферганской впадине формации переходной стадии, скорее всего, начали накапливаться в венде, и их образование продолжалось до раннего намюра, прерываясь фазами складчатости на границе раннего и среднего кембрия, а также перед ранним силуром.

В Южном Тянь-Шане образование формаций переходной стадии происходило в силуре и продолжалось местами до среднего карбона. На этом рубеже произошла складчатость, после чего зона Южного Тянь-Шаня причленилась к палеозойской складчатой области Северного и Срединного Тянь-Шаня. Начиная со времени образования верхнемосковского подъяруса и до конца перми, в ней формировались орогенные структуры и формации. Такова общая направленность стабилизации складчатых зон Западного Тянь-Шаня. По сути дела, здесь на протяжении переходной стадии последовательно происходило "зарастание" первичной океанической структуры в ходе геосинклинального процесса, мигрирующего из северной зоны в южную.

Складкообразовательные движения рифейского, каледонского и герцинского времени нарушали конседиментационное развитие прогибов и островных поднятий, вызывали деформацию накапливавшихся отложений, приводили к тектоническому перекрытию по зонам разломов формаций одной стадии формациями другой стадии. В результате возникла сложная складчатая структура палеозойского Тянь-Шаня.

Периодическое проявление фаз складчатости, видимо, нужно связывать со сменой условий растяжения, господствующих на раннем этапе, с условиями преобладающего сжатия в конце переходной стадии. Эта смена динамической обстановки прямым образом влияла на формационный состав осадков. Особенно заметно влияние тектонического режима на характер и интенсивность вулканической деятельности.

Во всех зонах Западного Тянь-Шаня наблюдается постепенное ослабление вулканизма на раннем этапе и полное его прекращение в конце переходной стадии. Сравнение формаций рифея и палеозоя в Срединном Тянь-Шане показывает, что в каледонское и герцинское время развития этой области происходила смена эвгеосинклинального режима седиментации сначала миктогеосинклинальным, а затем миогеосинклинальным. Причина подобной эволюции, видимо, связана с обстановкой постепенного нарастания сжатия, которая не способствовала раскрытию швов разломов и тем самым препятствовала проявлению вулканической деятельности. В Южном Тянь-Шане условия сжатия достигли максимального значения во второй половине намюрского века. Из этих примеров видно, что постепенное нарастание сжимающих усилий в итоге приводит к общему сжатию геосинклинальной системы, к складчатости. Однако разрядка сжимающих усилий в разных зонах происходила с разной интенсивностью. Общее сжатие в каледонское время, охватившее весь Тянь-Шань, привело к стабилизации Северного Тянь-Шаня, тогда как в Южном были только кратковременное осушение геосинклинали и слабые деформации накопившихся отложений. В Срединном Тянь-Шане в результате каледонских движений произошло наращивание геоантиклинальных областей рифея за счет причленения к ним смежных геосинклинальных прогибов. Наоборот, общее сжатие в герцинское время привело к стабилизации Южного Тянь-Шаня и усложнению каледонской структуры Срединного. Таким образом, палеозойская структура Западного Тянь-Шаня сформировалась в результате длительного конседиментационного развития прогибов и поднятий и проявления тектонических фаз складчатости, в результате чего на месте поднятий сформировались антиклинории, а на месте прогибов – синклинории. Иными словами, на протяжении переходной стадии конседиментационные структуры превращались в складчатые. Рассмотрим некоторые структуры переходной стадии, изученные автором.

Хребет Каратау – сложное складчатое сооружение. В системе палеозоид Западного Тянь-Шаня он обычно выделяется в ранге крупного мегантиклинория (Николаев, 1961). В его состав входят антиклинории Малого Каратау, Северо-Западного Каратау, Боролдайский и Байджансайский и синклинории Центрального Каратау и Бугуньский. Все перечисленные элементы – структуры первого порядка. В пределах антиклинориев и синклинориев выделяются антиклинальные и синклинальные зоны, состоящие, в свою очередь, из антиклиналей и синклиналей, осложненных мелкими складками вплоть до плойчатости.

Важные элементы палеозойской структуры Каратау – Главный Каратауский и Сырдарьинский разломы. Они оказывали большое влияние на состав и размещение осадочных и магматических формаций во все периоды геологической истории, с момента своего заложения в позднем рифее. Эти разломы представлены не одиночными разрывами, а целыми зонами разрывов различного возраста и генезиса. Зона Главного Каратауского разлома на ряде участков достигает ширины 6–8 км.

Ниже кратко охарактеризовано строение антиклинориев Малого и Северо-Западного Каратау, структура которых сформирована каледонскими движениями, и синклинория Центрального Каратау, образовавшегося в результате герцинской складчатости.

Антиклинорий Малого Каратау морфологически не совпадает с хребтом одноименного названия, а прослеживается дальше к северо-западу и захватывает северо-восточную часть склона Большого Каратау. С юго-запада антиклинорий ограничен Главным Каратауским разломом на протяжении почти 400 км. Северо-восточная и северо-западная его границы скрыты под мезозойско-кайнозойскими породами Чуйской мульды. В юго-восточном направлении антиклинорий сопрягается с одновозрастными структурами Киргизского хребта.

Антиклинорий Малого Каратау сложен породами докембрия и нижнего палеозоя. Строение его резко асимметрично. Наиболее поднятая часть антиклинория с выходами метаморфических пород рифея смещена к юго-западу и в виде полосы шириной до 15 км прослеживается вдоль Главного Каратауского разлома. В современной структуре выходы докембрийских образований слагают Кокджотский горст. В центральной его части расположен Бессазский блок (см.рис.1). С

севера и юга этот блок облекается дислоцированными отложениями позднего рифея. Они обычно смяты в линейные складки, опрокинутые к северо-востоку и осложненные продольными разрывами. В северо-западном направлении интенсивность дислокаций ослабевает, преобладают сравнительно простые антиклинальные и синклинальные складки. В Малом Каратау строение Кокджотского горста достоверно не расшифровано. Здесь можно наблюдать отчетливо выраженную систему изоклинальных складок северо-западного простирания. Далее к востоку эта структура с тем же типом дислокаций прослеживается в Таласском Алатау.

Комплекс венд-нижнепалеозойских пород, участвующих в строении антиклинория, обнажается только в Малом Каратау, непосредственно к северу-востоку от Кокджотского горста. Дислоцированность пород этого комплекса слабее сравнительно с породами докембрия. Породы каройской и тамдинской серий в большинстве случаев смяты в спокойные складки с углами падения крыльев не более 60°. Внутренняя структура антиклинория в участках развития отложений венда – нижнего палеозоя осложнена разрывными нарушениями – крутыми надвигами и взбросами. Здесь нет крупных сопряженных антиклиалей и синклиналей. Разрывы ориентированы преимущественно согласно с простиранием слоев, что привело к чередованию блоков пород каройской и тамдинской серий, а в структурном отношении – горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Это структурные формы второго порядка по отношению к антиклинорию Малого Каратау. Общая их закономерность – линейность, обусловленная разрывами, плоскости которых наклонены на юго-запад. Образование этих структур происходило в условиях тангенциального сжатия в период каледонской складчатости. Разрывы не секут породы среднего палеозоя, а перекрыты ими.

Среднепалеозойские отложения залегают с резким угловым несогласием на дислоцированных породах нижнего палеозоя и слагают юго-восточное крыло наложенной Чуйской мульды.

Антиклинорий Северо-Западного Каратау расположен в наиболее северо-западной части Большого Каратау. Северо-восточная и юго-западная границы его совпадают с Главным Каратауским и Сырдарьинским разломами. С юго-востока он ограничен синклинорием Центрального Каратау. Северо-западное окончание его скрыто под песками пустыни Муюн-Кум.

В строении антиклинория участвуют верхнерифейские, вендские и палеозойские отложения, причем главнейшая роль принадлежит породам нижнего палеозоя. Шарнир антиклинория испытывает пологие погружения к северо-западу и юго-востоку, в последнем случае происходит естественное замыкание антиклинория. В его пределах выделяются три линейные зоны: одна антиклинальная и две синклинальные, ориентированные параллельно простиранию оси основной структуры. Время возникновения этих зон относится к началу раннепалеозойского осадконакопления. Крайняя юго-западная зона характеризуется наиболее полным разрезом нижнего палеозоя, отсутствием перерывов и большими мощностями (до 5 км) осадков. Ширина ее около 20 км. К северо-востоку от нее расположена зона неустойчивых внутренних поднятий с сокращенным разрезом нижнего палеозоя и с выпадением на ряде участков свит нижнего кембрия (антиклинальная зона). Ширина ее 8–10 км. Между этой зоной и Кокджотским горстом расположен прогиб шириной до 8 км. Мощность отложений венда – нижнего палеозоя здесь 2 км. Каждая из выделенных тектонических зон характеризуется определенным типом складчатых форм (рис.33).

Сравнительно просто построена юго-западная зона. Породы верхнего ордовика, исключительно широко здесь развитые, смяты в крупные простые складки северо-западного простирания. Падение крыльев складок не превышает 30°. Среди разрывов преобладают сбросы с поднятыми юго-западными крыльями.

Осевая часть антиклинория сформировалась на месте зоны островных поднятий. Центральное положение в ней занимает Кумыстинская антиклиналь, в ядре которой выступают вулканогенно-осадочные и интрузивные образования верхнего рифея. Крылья антиклинали сложены породами кембрия. Свод антиклинали и особенно ее периклинальное окончание осложнены узкими линейными складками

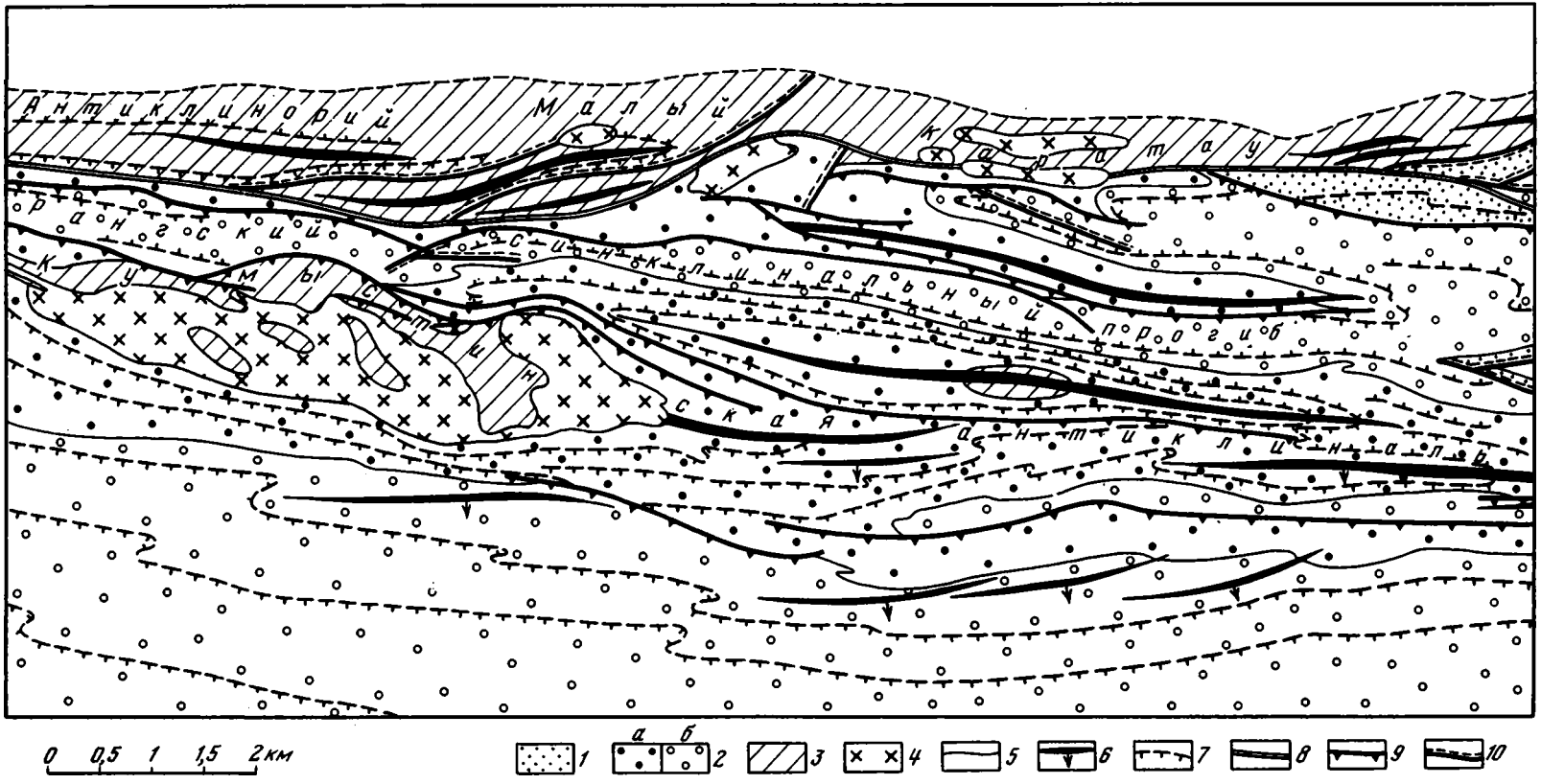


Рис. 33. Схема тектонического строения центральной части антиклинория Северо-Западного Каратау. Составили Г.И. Макарычев и В.И. Пазилова

Структурные этажи: *1*– герцинский, *2*– каледонский (*а*– смятая в крупные линейные складки песчано-сланцевая толща венда-кембрия, *б*– линейные и глыбовые структуры в сланцево-песчаниковой толще ордовика), *3*– докембрийский; *4*– интрузивные образования; *5*– границы структурных этажей и литологически различных толщ; *6*– оси антиклинальных складок (стрелки направлены в сторону падения осевых поверхностей); *7*– условные стратоизогипсы; *8*– длительно живущие разломы; *9*– взбросы и крутые надвиги; *10*– сбросы

более высоких порядков. Складки в разрезе имеют килеватую форму с подвернутыми северными крыльями и крутыми падениями (до 80°) южных крыльев. Осевые поверхности складок наклонены на юго-запад. Многочисленные разрывные нарушения типа крутых надвигов и взбросов осложняют строение антиклинальной зоны и создают сложную мозаику блоков. Плоскости разрывов падают к юго-западу. Не менее сложно построена синклинальная зона, сформировавшаяся на месте Рангского прогиба. Здесь распространены линейно вытянутые складки. Расстояние между осями соседних складок не превышает сотен, нередко уменьшается до десятков метров. Преобладают прямые складки с крутым падением крыльев. Вблизи Кокджотского горста развиты складки с подвернутыми северо-восточными крыльями. В этой зоне исключительно широко представлены разрывные нарушения, среди которых преобладают надвиги и крутопадающие взбросы. Обычно подняты и надвинуты юго-западные крылья. Все разрывные нарушения под острыми углами сопряжены с Главным Каратауским разломом и за него не переходят; зона в целом срезается также этим разломом.

Морфологические особенности складчатых зон свидетельствуют об интенсивном горизонтальном сжатии в период каледонской складчатости. Дислоцированность пород возрастает с приближением к Кокджотскому горсту, что позволяет предположить направление сжания с юго-запада, со стороны Сырдарьинского поднятия.

Породы среднего палеозоя развиты на юго-западном крыле и на периклинальных окончаниях антиклинория. Они залегают резко несогласно, что хорошо видно в долине р. Сауындыксай, где на "головах" складок в сланцах среднего ордовика залегает тюлькубашская свита. Породы среднего палеозоя смяты в простые складки. В ядрах антиклиналей обнажается конгломерато-песчаниковая толща среднего – верхнего девона, наиболее прогнутые синклинали выполнены карбонатными породами фамена и нижнего карбона. Серднепалеозойские отложения образуют самостоятельный структурный комплекс, сформированный в герцинский этап развития.

Синклинорий Центрального Каратау расположен в центре Большого Каратау. На северо-западе он ограничен антиклинорием Северо-Западного Каратау, с юга как бы охватывается Боролдайским антиклинорием, а с юго-востока к нему примыкает Байджансайский антиклинорий. На севере антиклинорий граничит с древним Бессазским блоком, на который он надвинут. Синклинорий сложен преимущественно карбонатными и терригенными породами среднего палеозоя. В его пределах В.В. Эз (1954) выделил две антиклинальные и три синклинальные зоны северо-западного простирания. В северо-восточной части синклинория расположена Караадырская синклинальная зона, сложенная породами карбона. На юге Караадырская зона граничит с Мынжилкинской антиклинальной зоной. В состав последней входят: Мынжилкинская антиклиналь, в ядре которой выходят породы верхнего ордовика, Учайрыкская и Карабулакская антиклинали, ядра которых сложены породами тюлькубашской свиты. Каждая из этих антиклиналей имеет брахиформное строение. Крылья и периклинальные окончания брахиантиклиналей сложены интенсивно дислоцированными породами фаменского яруса, осложнены крутыми надвигами и взбросами. Плоскости разрывов падают на юго-запад. Центральное положение в синклинории занимает Баялдырская синклинальная зона. В ее состав входят Тегистыкская, Джилаганатинская, Оргайлысайская, Бересек-Баялдырская, Акчечикская и Бельмазарская брахисинклинали. В ядрах этих складок сохранились турнейские, а в некоторых и визейские отложения. На крыльях и центриклиналях обнажаются отложения фаменского яруса. Общее в их строении – более крутое падение слоев на северо-восточных крыльях по сравнению с юго-западными. Последние нередко оборваны крутыми взбросами.

К югу от описанной синклинальной зоны расположена Миргалимсайская антиклинальная зона. В ее западной части находится крупная Жамантасская антиклиналь, сложенная породами верхнего ордовика и являющаяся продолжением к юго-востоку антиклинория Северо-Западного Каратау. В районе пос. Ачисай Миргалимсайская антиклинальная зона смыкается с Мынжилкинской. В строении этой зоны ведущая роль принадлежит фаменским отложениям, которые смяты в линейные

складки более высокого порядка. Здесь широко распространены надвиги (Галицкий, 1936).

Морфология крупных структур синклинория указывает на образование их в условиях интенсивного тангенциального сжатия. Каждая крупная складка осложнена мелкими складками и разрывами. Особенно многочисленны такие складки (сопряженные антиклинали и синклинали) в пластичных породах фаменского яруса. Форма и наклон складок весьма разнообразны, хотя заметно преобладают узко сжатые линейные складки. В фаменских отложениях всегда много нарушений разрывного характера вплоть до крупных надвигов (Хатынкамальский). Все эти факты свидетельствуют об интенсивных движениях герцинского времени. Здесь нужно отметить, что по мере продвижения к Южному Тянь-Шаню интенсивность дислокаций отложений среднего палеозоя заметно возрастает.

Строение других структур хр. Каратау также характеризуется двуслойной складчатой моделью – сильно дислоцированным комплексом нижнего палеозоя, перекрытым не менее сильно смятыми толщами среднего палеозоя. Приведенные данные свидетельствуют о неоднородности структуры хр. Каратау. Эта неоднородность обусловлена неравномерностью развития его основных структурных элементов еще в период осадконакопления. Одни из них, как, например, Кокджотская антиклинальная зона, возникли в конце рифея (Бессазский блок) и развивались на протяжении всего палеозоя, испытывая тенденцию к воздыманию. Другие – Бакырлы-Кумыстинское, Мынжилкинское и Кулантауское островные поднятия – сформировались в начале палеозоя и т.д. Соответственно в разное время они были дислоцированы. Гравитационный механизм образования складок, усложнивших конседиментационные структуры, для хр. Каратау неприемлем. Этому противоречат строгая ориентировка в пространстве осевых поверхностей складок, наличие крупных надвигов и узко сжатых линейных зон с опрокинутыми складками. Эти особенности тектоники легко объяснимы, если допустить, что в определенный этап развития структур резко начинают нарастать тангенциальные напряжения в земной коре, что приводит к горизонтальному сжатию геосинклинали. В хр. Каратау было два этапа сжатия: в конце ордовика и в конце визейского века. Тектонические движения на границе венда и нижнего палеозоя, а также нижнего и среднего девона не отличались большой интенсивностью и вызвали только перерыв в накоплении осадков. Таким образом, складчатая структура хр. Каратау возникла в результате сочетания длительного неравномерного развития крупных структур в период осадконакопления и относительно кратковременных фаз складчатости.

Аналогичные особенности эволюции геосинклинальных структур в переходную стадию прослеживаются в развитии главных структур Чаткальского сектора Тянь-Шаня.

Чаткальский сектор характеризуется чередованием антиклинориев и синклинориев северо-восточного простирания. С севера на юг здесь расположены Угамский синклинорий, Пскемский антиклинорий, Сандалашский синклинорий, Касанский антиклинорий и Сумсарский синклинорий. Эти главные структуры сформировались из геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов, что следует из анализа осадконакопления от рифея до среднего карбона. Слагающие их формации были в разной степени метаморфизованы, прорваны гранитоидными интрузиями и сложно дислоцированы в результате неоднократного проявления фаз складчатости. Достоверно здесь установлены движения на границе рифея и венда, раннего и среднего кембрия после карадока, после раннего силура, на границе эйфельского и живетского веков девона, перед средним карбоном. Наиболее сильными были движения перед средним карбоном (главная складчатость, по М.В. Муратову, 1963). Движения на границе рифея и венда, судя по сохранившимся фрагментам структур в Касанском антиклинории, были менее сильными, хотя с ними связано выведение на поверхность пород меланократового фундамента. Продукты их размыва обнаружены в базальных конгломератах венда (Макарычев, 1964).

Представление о соотношении складчатых структур разного возраста в Чаткальском секторе можно составить из анализа строения **Касанского антиклинория**. Эта крупная структура расположена в Чаткальском хребте, длина ее свыше 150 и шири-

на 30 км. Антиклинорий имеет общие крылья с соседними Сандалашским и Сумсарским синклинориями. Касанский антиклинорий сформировался на месте длительно развивавшегося островного поднятия. Он сложен геосинклинальными формациями рифея, венда, нижнего и среднего палеозоя. Орогенные формации среднего карбона–перми выполняют Большой и Малый Касанский грабены, являющиеся наложенными структурами; возникновение и развитие их связано с заключительной (орогенной) стадией геосинклинального этапа. Антиклинорий осложнен многочисленными разрывами, среди которых преобладают позднепалеозойские сдвиги северо-западного простирания и сопряженные с ними надвиги, взбросы субширотного простирания. Вследствие большой раздробленности современная структура антиклинория представляет собой систему блоков, в которых сохранились фрагменты рифейских, каледонских и герцинских структур.

Рифейские отложения выступают в ядре антиклинория. Они смяты в простые брахиформные складки. Ориентировка их осей меняется от субширотной до почти меридиональной. Наиболее просто построены Терекская и Чапчаминская брахиантиклинали, расположенные к северу от системы Касанских грабенов. Эти складки в отличие от Нижне-Касанской и Иштамбердинской лишь незначительно переработаны последующими движениями.

Терекская брахиантиклиналь простирается в направлении, близком к меридиональному. На фоне общего северо-западного погружения оси складки вследствие ундуляции ее шарнира образовались небольшие купола. Складка в целом имеет асимметричное строение. Падение слоев на юго-западном крыле изменяется от 10 до 25°. На северо-восточном крыле слои залегают круто (до 70°), что обусловлено смещением всей складки в верхнем палеозое к северу.

Ось Чапчаминской брахиантиклинали погружается в широтном направлении в соответствии с простиранием складки. Складка построена симметрично и только на востоке осложнена Чапчаминским сдвигом. Между Терекской и Чапчаминской складками, по-видимому, располагались брахиантиклиналь и брахисинклиналь, место которых занято теперь Зексайским интрузивным массивом.

Нижне-Касанская и Иштамбердинская брахиантиклинали существенно усложнены позднепалеозойскими движениями. Первичные (рифейские) наклоны слоев сохранились на северном крыле Иштамбердинской и на западной периклинали Касанской складки, где наклон их в первом случае 0–5°, во втором 10–20°. На южные крылья этих складок надвинуты отложения силура, а в Иштамбердинской структуре на отложения силура надвинуты породы рифея. Касанская брахиантиклиналь, в свою очередь, надвинута на Большой Касанский грабен, а ее восточное окончание по пологому надвигу перекрыто известняками карбона. Таким образом, рифейские отложения не имеют строгой ориентировки в плане. Некоторая вытянутость складок – следствие тангенциального сжатия в верхнем палеозое.

Если обратиться теперь к анализу складчатых форм рифея в других районах западной части Срединного Тянь-Шаня, то также можно заметить различия в простираниях складок в разных структурах. Так, Куруксайская синклиналь в Моголтау ориентирована в широтном направлении. Простирание рифейских отложений в Пскемском антиклинории северо-восточное. В этом же направлении вытянут рифейский массив гранодиоритов. В Жебаглинских горах, на стыке с Северным Тянь-Шанем, простирание рифейских структур северо-западное, соответствующее простиранию рифейских складок Большого Каратау и Таласского Алатау. Северо-западное простирание докембрийского Музбельского массива, расположенного на западном склоне Таласского Алатау, по-видимому, косвенно указывает на простирание вмещающих толщ. Таким образом, специфика складчатых форм рифея Касанского антиклинория сохраняется для всей территории западной части Срединного Тянь-Шаня. Можно думать, что отсутствие линейной ориентировки рифейских структур, впервые подмеченное В.И. Поповым (1938), обусловлено первичным расположением островных поднятий.

В Касанском антиклинории, так же как и в других структурах, выступы рифея облекаются отложениями венда – нижнего палеозоя, залегающими с угловым несогласием. Для них характерна уже четко выраженная линейность северо-восточного

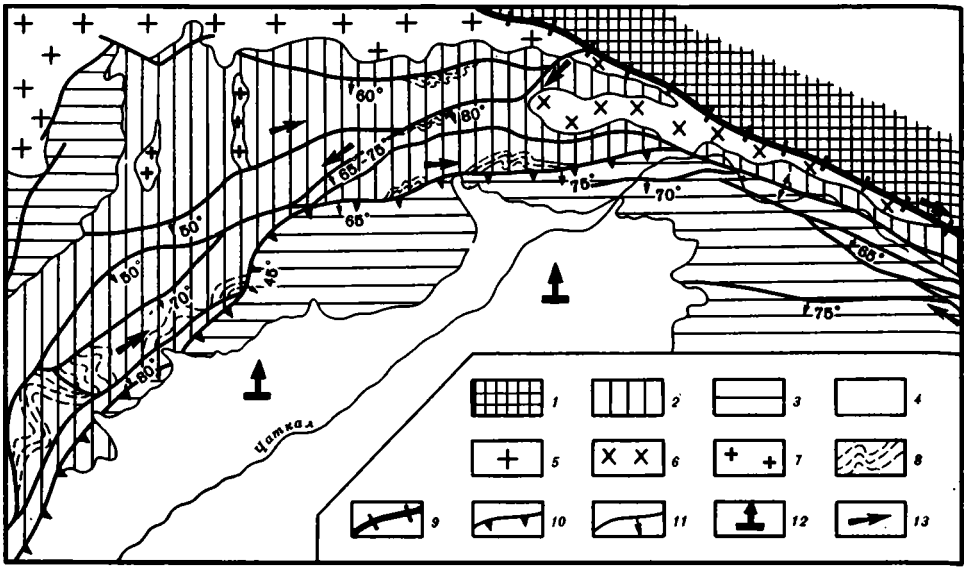


Рис.34. Схема движения блоков в Сандалашской зоне разломов

1– докембрийские образования Северного Тянь-Шаня; *2*– венд-нижний палеозой; *3*– средний палеозой (без силура); *4*– третичные и четвертичные отложения; *5*– гранитоиды рифейского возраста; *6*– гранитоиды позднего ордовика; *7*– трещинные и малые интрузии среднего карбона; *8*– складки волочения; *9*– Терскей-Каратауский разлом; *10*– Каракасмакский надвиг; *11*– взбросы; *12*– общее направление сжатия в период герцинской складчатости; *13*– направление движения блоков по сдвигам

простирания. Крупные складки осложнены мелкими деформациями и многочисленными разрывами, сопрягающимися с Терскей-Каратауским разломом. Эти нарушения за разлом не переходят, хотя нет сомнения, что их образование связано с горизонтальными движениями по разлому как в период каледонской, так и герцинской складчатости. Только такими движениями можно объяснить торцовое сочленение Касанского, Пскемского антиклинориев и разделяющего их Сандалашского синклинория со структурами Северного Тянь-Шаня, ориентированными в северо-западном направлении.

Каледонская структура **Сандалашского синклинория** представлена серией блоков, взброшенных друг на друга. Здесь нет сопряженных антиклиналей и синклиналей. Границами между ними служат взбросы и крупные надвиги, поверхности которых падают на юг, указывая на перемещение надвигавшихся блоков в северном направлении (рис. 34). Здесь уместно напомнить резкую асимметрию строения Сандалашского прогиба в венд-раннепалеозойский период осадконакопления. Мощности осадков этого возраста по границе с Касанским поднятием по крайней мере в два раза больше мощности этих отложений на южном склоне Пскемского поднятия. Очевидно, тангенциальное сжатие, постепенно нараставшее в венде–раннем палеозое, завершилось складчатостью, сдвиговой деформацией по Терскей-Каратаускому разлому. Подтверждение сказанному можно видеть в характере контактов и строении интрузий осевой зоны Таласского хребта. Докембрийский Музбельский и каледонский Кураматорский массивы гранитоидов имеют тектонические границы с рифейскими породами Северного Тянь-Шаня, т.е. после внедрения гранитоидов контакты были сорваны. В гранитоидах Кураматорского массива хорошо выражена полосчатая текстура; сам массив изогнут совместно с вмещающими его породами венда (?) –нижнего палеозоя. Средне-позднекарбоновый Манасский массив внедрился как в структуры Срединного, так и Северного Тянь-Шаня, залечив глубинный разлом. Кроме того, отложениями девона (тюлькубашская свита) в ряде мест перекрыты разрывы каледонского возраста. Следовательно, имеется основание думать, что сдвиговые деформации по Терскей-Каратаускому разлому произошли в период каледонской складчатости одновременно с мощными движениями в Северном Тянь-Шане.

Герцинские движения усложнили ранее созданные структуры западной части Срединного Тянь-Шаня. Герцинскому этапу складчатости здесь предшествовали прошедшие ранее процессы метаморфизма и гранитизации, придавшие жесткость каледонской структуре. Это не могло не отразиться на особенностях герцинских деформаций.

Тектонические движения главной фазы складчатости герцинского этапа в Срединном Тянь-Шане начались в конце визейского века и проходили в обстановке интенсивного сжатия. Разрядка тангенциальных напряжений выразилась в образовании линейных зон смятия. В Чаткальском секторе возникло четыре таких зоны (с юга на север): Сарычелекская, Сандалашская, Майдантальская и Жебаглинская (рис. 35). Такие же зоны образовались и в Большом Каратау. Интересно отметить, что среднепалеозойские породы между зонами смятия дислоцированы в простые складки, осложненные сбросами. Иная картина наблюдается в зонах смятия. Сарычелекская зона прослежена от Терскей-Каратауского разлома на востоке до оз. Кугала на западе. Она расположена на южном склоне Чаткальского хребта; ее ширина 25–30 км. В районе оз. Сарычелек все складки среднего палеозоя опрокинуты на юг. Поверхности многочисленных разрывов вторично смяты и также опрокинуты на юг. В бассейне р. Касан широко развиты крутые надвиги, сдвиги и небольшие покровы. Так, силурийские отложения Сумсарского прогиба надвинуты на породы рифея и местами полностью перекрывают венд-палеозойские толщи. Здесь же среднедевонские отложения смещены на 7 км к северу по Катта-Кушартскому сдвигу.

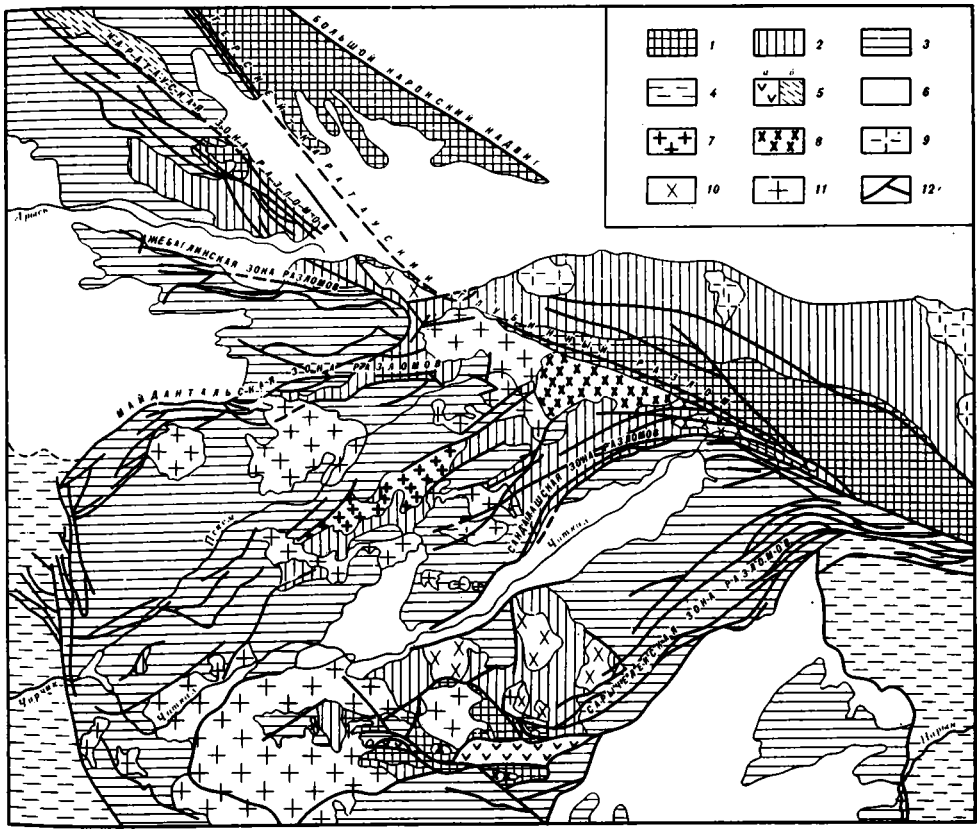


Рис. 35. Схема главных разрывных нарушений в Северном и Срединном Тянь-Шане

Складчатые комплексы: *1*– докембрийские, *2*– каледонские, *3*– раннегерцинские, *4*– позднегерцинские; *5*– грабен-синклинали, заполненные отложениями: *а*– пермскими, *б*– юрскими; *6*– предгорные и межгорные впадины, заполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями; *7*– докембрийские граниты; *8*– докембрийские плагиограниты и кварцевые диориты; *9*– каледонские гранитоиды Северного Тянь-Шаня; *10*– массивы каледонских гранитоидов Срединного Тянь-Шаня; *11*– палеозойские гранитоиды нерасчлененные; *12*– зоны разрывных нарушений

В нижнем течении р. Касан сохранились останцы покровов девона и карбона на сланцах нижнего силура. В узких зонах наблюдается беспорядочное чередование пластин, сложенных отложениями силура, карбона и девона. Нижнекаменноугольные известняки горы Куваялты надвинуты на сланцы силура, они же перекрывают Нижне-Касанскую рифейскую антиклиналь и отложения перми в Большом Касанском грабене. Очевидно, здесь имели место и движения заключительной фазы герцинской складчатости.

Большой интерес для пониминия герцинской тектоники представляет структура Мискенского грабена. Грабен выполнен отложениями среднего палеозоя, мощность которых 2000 м. Такие большие мощности не характерны для Касанской антиклинальной зоны. В современной структуре Мискенский грабен зажат между блоками среднего и верхнего рифея, а также массивами каледонских гранитоидов. В долине р. Алабука ширина его около 1 км. В западном направлении грабен прослеживается в виде отдельных звеньев, смещенных друг относительно друга по сдвигам до р. Сарайсай, где он тектонически выклинивается. Трудно представить, что первоначальная ширина прогиба определялась первыми километрами. Скорее, это был более широкий прогиб, который в результате герцинской складчатости был сильно сжат и частично перекрыт надвинутыми с юга блоками рифея и массивами досреднепалеозойских гранитоидов.

Сандалашская зона разломов первоначально возникла в результате каледонской складчатости. Некоторые разрывы затем были перекрыты отложениями среднего палеозоя (см. рис. 34). В период герцинской складчатости многие разломы были оживлены, и по ним происходили движения сдвигового характера, возникали складки волочения и трещины отрыва; последние были заполнены дайками и малыми интрузиями среднекаменноугольных гранитоидов. Общее направление сжатия, видимо, было с юга, на что указывает крупный надвиг по северному крылу Чаткальской синклинали. Отложения среднего палеозоя в Чаткальской синклинали собраны в систему складок северо-восточного простирания. Складки осложнены многочисленными сбросами, поверхность сместителя которых обычно наклонена на юг. Интенсивность деформаций заметно возрастает с приближением к Сарычелекской зоне смятия.

Майдантальская зона разрывов расположена в Угамском синклинории. Отложения среднего палеозоя здесь с резким несогласием налегают на смятые в складки толщи венда–нижнего палеозоя. Величина углового несогласия достигает 70°. Контакты между этими комплексами часто осложнены надвигами и взбросами. Подошва Северо-Майдантальского надвига хорошо видна на левом борту р. Аташчапкан. Отложения среднего палеозоя в надвиговых зонах дислоцированы вплоть до появления лежачих складок (рис. 36).

Жебаглинская зона разломов расположена в западных отрогах Таласского хребта по границе с Большим Каратау. Простирание среднепалеозойских структур здесь субширотное в отличие от северо-западного простирания одновозрастных структур в Большом Каратау. Непосредственно они не соприкасаются, так как их разделяет долина р. Арысь. Не исключено, что вдоль нее проходит мощная зона разломов, чем и можно объяснить торцовое сочленение структур.

В отрогах Таласского хребта среднепалеозойские толщи образуют пакет тектонических пластин, надвинутых друг на друга в северном направлении. Наиболее четко здесь картируются три пластины с трижды повторяющимся разрезом девона–карбона (рис. 37).

Таким образом, превращение конседиментационных структур в складчатые в переходную стадию происходило в условиях тангенциального сжатия как в период каледонских, так и герцинских движений. В результате длительной тектонической эволюции в Срединном Тянь-Шане сформировалась трехслойная складчатая структура: нижний комплекс – байкальский, средний – каледонский и верхний – герцинский. Здесь необходимо подчеркнуть латеральную направленность геосинклинального процесса, поскольку многие исследователи (М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, Т.А. Додонова, В.Г. Королев, В.И. Кнауф и др.) начало его в Срединном Тянь-Шане связывают только с периодом силурийского погружения. Отсюда сделан вывод о

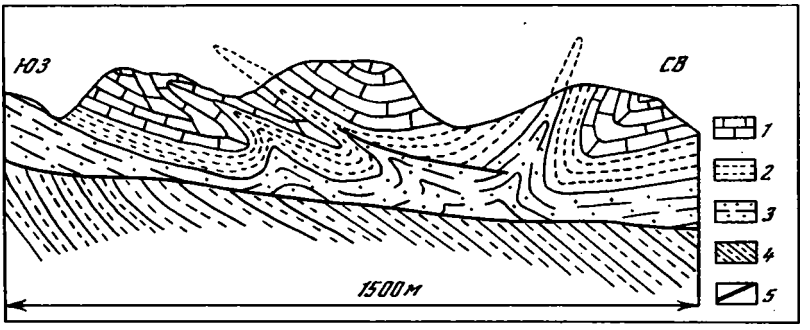


Рис. 36. Соотношение каледонских и герцинских дислокаций в Угамском синклинории (зарисовка по левому борту р. Аташчапкан)

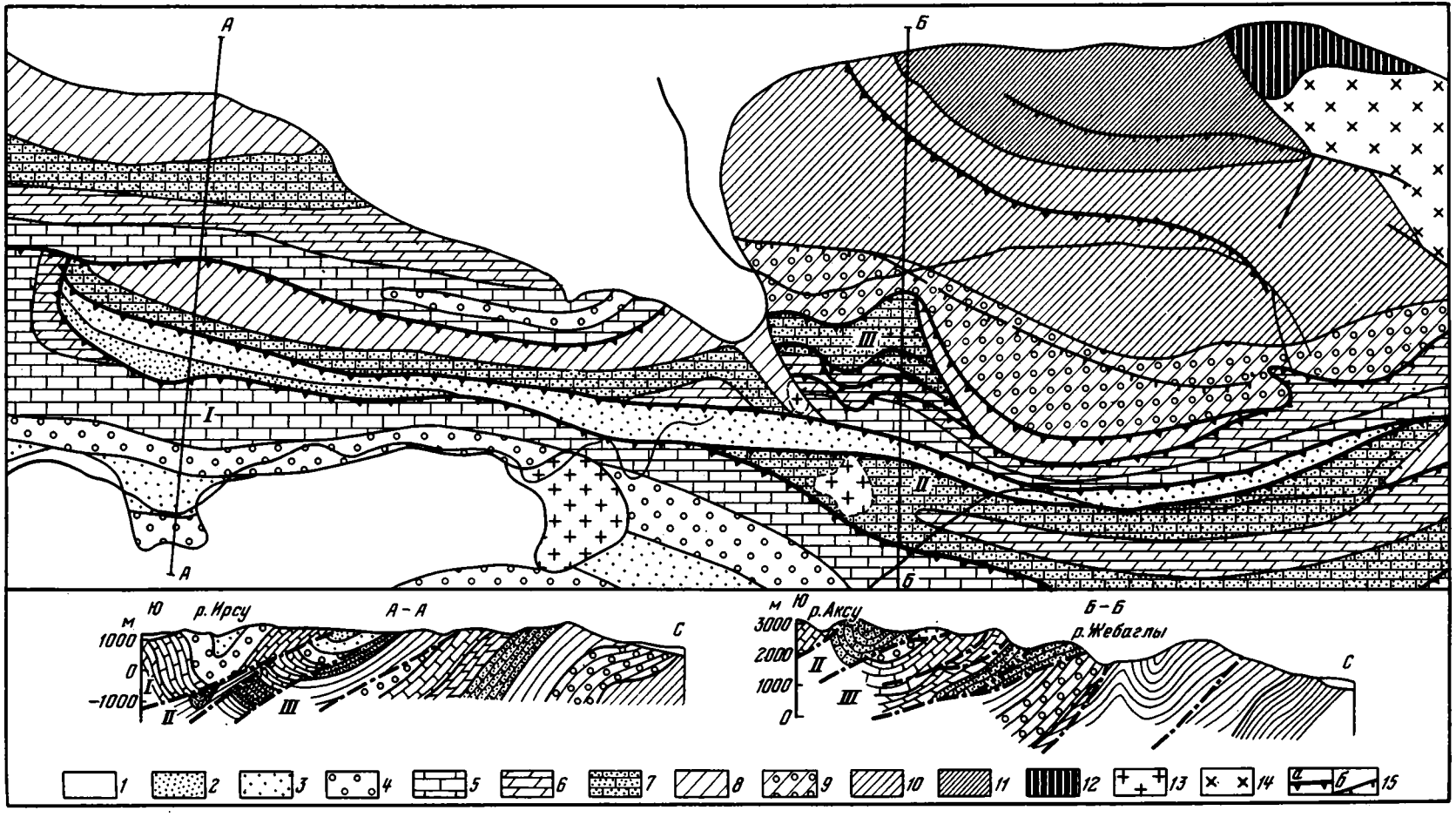
1– известняки карбона; *2*– мергели и глинистые известняки фаменского яруса; *3*– песчаники живетско-франского возраста (тюлькубашская свита); *4*– сланцы нижнего палеозоя; *5*– поверхность надвига

процессах деструкции континентальной коры как результате влияния развивающейся герцинской геосинклинали в Южном Тянь-Шане. Зависимость развития Срединного Тянь-Шаня на герцинском этапе истории от развития Южного Тянь-Шаня подчеркивал в своих работах В.И. Кнауф (1966, 1973б). Однако совершенно очевидно, что герцинская складчатость мигрировала в Южный Тянь-Шань из Срединного, что подтверждается образованием олистостромовых толщ в Южном Тянь-Шане в намюрское время.

Данных для суждения о деформациях в Ферганской впадине крайне мало, поскольку палеозойские толщи развиты только в ее горном обрамлении. В горах Босбутау толщами среднего палеозоя образованы простые широкие складки. Разрывы представлены исключительно сбросами северо-восточного и субширотного направлений.

Герциниды Южного Тянь-Шаня отличаются большой сложностью, что признается всеми работавшими здесь геологами. Однако относительно происхождения герцинских структур высказываются диаметрально противоположные мнения. Одни исследователи решающую роль отводят блоковым движениям по глубинным (краевым) разломам, которые, по их мнению, контролируют осадконакопление, вулканизм, внедрение интрузий. В период тектонических фаз складчатости по ним происходят вертикальные движения, трансформирующиеся в зоны надвигов. Эту концепцию развивают в своих работах Д.П. Резвой (1959, 1969б, 1973), М.М. Кухтиков (1968), А.Е. Довжиков (1971) и др. Другие исследователи отдают предпочтение горизонтальным движениям, они допускают большие латеральные перемещения целых зон. Сторонники этой точки зрения исходят из представления о независимости развития осадконакопления, структурообразования, метаморфизма и магматизма на разных этапах эволюции геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Эта концепция разработана Г.С. Поршняковым (1960, 1961, 1962, 1969, 1973), значение работ которого по расшифровке герцинской структуры этой зоны Тянь-Шаня трудно переоценить. Концепция Г.С. Поршнякова получила поддержку многих геологов (В.В. Горянов, А.В. Яговкин, Г.С. Бискэ, А.И. Гончаров, Т.С. Замалетдинов, В.Л. Клишевич, В.Л. Котельников, Б.Д. Болгарь и др.). Этими исследователями доказано широкое развитие в Южном Тянь-Шане надвиговых структур. Большую роль в изучении последних сыграли исследования Т.С. Замалетдинова, В.Л. Клишевича и А.В. Яговкина (1968), позволившие установить крупный Тегермачский покров силура на толубайской свите среднего карбона. Позднее Ш.Ш. Сабдюшев и Р.Р. Усманов (1971) выявили покровное строение гор Тамдытау.

В 1970 г. герцинские шарьяжи и зоны смятия установлены нами в северной части Ферганского хребта. Нужно отметить, что покровные структуры доказаны только в узкой зоне южного и восточного обрамления Ферганской впадины и в Атбашинских горах по границе со Срединным Тянь-Шанем. Пространственно они совпадают с выходами пород гипербазито-габбрового комплекса, который часто также участвует в


А
Б
I
II
III
А
Б
Ю
р. Ирсу
А – А
С
м
1000
0
–1000
Ю
р. Аксу
Б – Б
р. Жебаглы
С
м
3000
2000
1000
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

образовании покровов, слагая верхние пластины. Гораздо шире развиты зоны чешуйчатого строения, в которых отдельные части разреза среднего палеозоя повторяются два – три раза. Многие исследователи установили, что примерно в одно и то же время на границе раннего и среднего карбона геосинклиналь Южного Тянь-Шаня испытала интенсивное сжатие в связи с началом герцинской складчатости. Возникшие в результате этих движений структуры в Южном Тянь-Шане резко отличаются от описанных структур Срединного Тянь-Шаня. Эти различия прямо связаны с высокой пластичностью толщ Южного Тянь-Шаня, не испытавших метаморфизма и не подвергшихся гранитизации до начала фаз герцинской складчатости. Отсутствие гранитно-метаморфического слоя в Южном Тянь-Шане к началу среднего карбона предопределило особенности тектонических деформаций.

Признавая большую роль горизонтальных движений в Южном Тянь-Шане, нельзя не остановиться на существующих представлениях о соотношении надвигообразования и складчатости, а также о направлениях движения покровов. Г.С. Поршняков (1973) предложил два варианта механизма образования покровов. По первому – предполагается одностороннее движение покровов в южном направлении из зоны Южно-Ферганского глубинного разлома. Этот вариант, по мнению Г.С. Поршнякова, объясняет надвиговые соотношения между разными типами одновозрастных разрезов и отсутствие их переходных типов. Суть второго варианта состоит в двустороннем "выжимании" чешуй-покровов из осевых зон вулканогенных прогибов в результате их раздавливания и расползания масс в обе стороны. С помощью механизма этого типа Г.С. Поршняков объясняет, почему вулканогенные прогибы не испытывают инверсии и сохраняют синклинорное строение. И в том, и в другом варианте особая роль отводится вулканогенным толщам девонского возраста, которые, по представлению Г.С. Поршнякова, в виде покровов перекрывают одновозрастные разрезы других типов (например, алайский). По новым данным, вариант выжимания чешуй-покровов из вулканогенных прогибов не приемлем по той причине, что вулканогенные толщи в действительности являются не девонскими, а относятся в одних местах (урочище Сартале, горы Карачатыр) к нижнему палеозою, в других (на Кане) – к верхнему рифею. Поэтому между ними и алайским разрезом девона не может быть переходных типов. Вариант двустороннего выжимания покровов из осевых зон прогибов Г.С. Поршняков демонстрирует на примере Охнинско-Талдыкской зоны, которую он считает не испытавшим инверсию синклинорием, против чего решительно возражал Д.П. Резвой (1969б) в дискуссии с Г.С. Поршняковым (1971).

При анализе строения Охнинско-Талдыкской зоны Г.С. Поршняков исходил из прежних данных о девонском возрасте вулканогенной формации и более молодом возрасте гипербазитов и габбро. Выше было показано, что новые данные этого не подтвердили. Необходимо подчеркнуть, что породы силура на спилито-диабазовой формации нижнего палеозоя залегают стратиграфически (с перерывом), а не тектонически, как должно быть при образовании синформы. Отложения лландовери согласно сменяются песчано-сланцевой толщей с граптолитами венлока–нижнего лудлова (см. рис. 24). В урочище Сартале более молодые палеозойские отложения отсутствуют. Однако восточнее, в междуречье Шахимардан и Пешкаут, еще Н.М. Синицын (1960) установил трансгрессивное налегание на сланцы силура (пульгонская свита) кремнисто-известняковой формации визейского возраста. Этот факт ставит под сомнение накопление в Охнинско-Талдыкской зоне отложений верхнего силура, а также девона и частично нижнего карбона. Иными словами, эта зона в период осадконакопления (начиная с венлока) отчетливо выступает

Рис. 37. Схема строения Жебаглинской зоны разломов. Составил Г.М. Макарычев по материалам В.В. Галицкого, А.М. Петрова и др.

1– четвертичные отложения; подъярусы визе: *2*– верхний, *3*– средний, *4*– нижний; подъярусы турне: *5*– верхний, *6*– средний, *7*– нижний; *8*– фамен; *9*– живет-фран (тюлькубашская свита); *10*– ордовик; *11*– венд-кембрий; *12*– верхний рифей; *13*– пермские щелочные интрузии; *14*– ордовикские гранодиориты; *15*– разрывные нарушения: *а*–надвиги, *б*– сбросы и взбросы. Римскими цифрами обозначены тектонические пластины

в качестве поднятия, на что делают особый упор в своих работах Д.П. Резвой и Р.Е. Риненберг.

Новые данные о докембрийском возрасте гипербазито-габбрового комплекса и о раннепалеозойском возрасте спилито-диабазовой формации существенно подкрепляют аргументацию Д.П. Резвого об антиклинорном строении этой зоны. Охнинско-Талдыкский антиклинорий с севера и юга облекается отложениями среднего палеозоя. На севере – это моноклинальная гряда карбонатных массивов Катранбаши – Катран-Яурунтуза. На юге – аналогичная Тамчи-Ишметауская карбонатная гряда. Границы антиклинория с обрамляющими моноклиналями всюду тектонические, а сами структуры осложнены многочисленными продольными надвигами. Г.С. Поршняков полагает, что чешуйчатое строение в обрамлении антиклинория (в его представлении синклинория) – результат выдавливания одновозрастных чешуй-покровов из осевой зоны этой структуры (Поршняков, 1973). Теперь с этим выводом согласиться нельзя в силу изменившихся данных о возрасте пород осевой зоны Охнинско-Талдыкского антиклинория. Кроме того, разрезы в карбонатных грядах на крыльях антиклинория также существенно отличаются. В Тамчи-Ишметауской гряде (см. рис. 4) выше сланцев венлока–нижнего лудлова (пульгонская свита) залегают известняки верхнего лудлова–нижнего девона (матчайская и ишметауская свиты). Эти образования отсутствуют в гряде Катранбаши. Выше них залегают известняки нижнего девона–эйфельского яруса. В северной гряде этот возраст имеют терригенно-карбонатные отложения джидалинской свиты, обнажающейся вдоль северного склона хр. Катран. Отложения среднего– верхнего девона в северной и южной грядах представлены известняками охнинской свиты. Выше залегают известняки нижнего карбона. Верхняя часть разреза также различна в этих грядах. В южной гряде разрез заканчивается известняками намюр-башкирского возраста, а в хр. Катран на визейские известняки налегает терригенная толща московского яруса среднего карбона.

Таким образом, каждая из зон в этом пересечении характеризуется своим типом разреза и, следовательно, высказывание Г.С. Поршнякова о том, что в Охнинско-Талдыкской зоне наблюдается ". . . поразительное, порой даже в деталях, сходство однотипных стратиграфических разрезов, располагающихся симметрично в разных его крыльях" (1973, с. 157), не подтверждается новыми данными. Эти данные не подтвердили также и представлений о выдавливании каких-либо чешуй из осевой зоны девонского вулканогенного прогиба, так как в урочище Сартале в девонское время такой прогиб не существовал. В этой связи, очевидно, правильнее связывать образование чешуйчатых структур с тектоническим сближением различных структурно-фациальных зон в период сжатия геосинклинали Южного Тянь-Шаня в начале среднего карбона. Такая точка зрения подтверждается надвиганием Охнинско-Талдыкского антиклинория на терригенную толщу московского яруса в хр. Катран. К востоку, в долине р. Сох, этот надвиг полностью перекрывает карбонатную гряду хр. Катран. Следовательно, более удовлетворительное объяснение получает причина опрокидывания складок к югу в Тамчи-Ишметауской гряде, расположенной к югу от Охнинско- Талдыкской зоны.

Вариант двустороннего выжимания чешуй-покровов также не находит подтверждения применительно и к Араванскому синклинорию, возникшему из девонского вулканогенного прогиба (Поршняков, 1973). И.Л. Тесленко и И.Т. Журавлевой (1974) доказан кембрийский возраст вулканогенной формации в Восточном Карачатыре. Ранее эта формация здесь также относилась к нижнему девону–эйфельскому ярусу (т. е. к той же араванской свите). Мы здесь установили мощную зону серпентинитового меланжа, олистостромовую толщу ранненамюрского (?) возраста, содержащую крупные олистолиты пород меланократового фундамента, венда, кембрия и силура. Блоки этих пород расположены хаотически, что не позволяет наметить даже ориентировочно первоначальное их структурное положение (см. рис. 30). Аналогичные данные приведены выше и для зоны Южно-Ферганского глубинного разлома. На Кане, где эта зона хорошо обнажена, она представляет собой типичный серпентинитовый меланж, в котором оказались перемешаны разрезы отложений Ферганской впадины и низких предгорий Туркестано-Алая. Таким образом,

вариант двустороннего выдавливания покровов из осевых зон девонских вулканогенных прогибов не находит подтверждения при анализе новых данных. Нужно сказать, что Г.С. Поршняков и сам представлял определенные трудности при подобном объяснении покровной структуры Туркестано-Алая, поэтому он предполагал возможность образования чешуй-покровов с помощью механизма одностороннего выжиминия их из зоны Южно-Ферганского глубинного разлома. При этом допускалось, что в начале среднего карбона покровы скользили по поверхности дна недифференцированного морского бассейна в южном направлении. Главным доводом в пользу высказанного положения названный исследователь считает строение Тегермачского покрова. Остановимся на этом примере подробнее, так как он дает ответ на вопрос, с какой стороны двигались покровы.

Для определения направления движения покровов часто прибегают к анализу ориентировки кливажа, плойчатости складок волочения, что и было использовано В.С. Буртманом и О.А. Шмидтом (1970) для исследования складчатой структуры Тегермачского покрова. Однако этот метод не позволяет определить время проявления деформаций в породах, слагающих покров. Остается неясным, как снять деформации, предшествующие образованию покрова. Кроме того, этот метод не дает ответа на вопрос о местоположении корней покрова. Поэтому реконструкция покровной структуры должна основываться прежде всего на тщательном анализе отложений, участвующих в строении покровов. Большую роль при этом играет установление фациальных изменений, что позволяет правильно определить положение покрова в разрезе. Такой анализ проделал Г.С. Поршняков и к нему не стоило бы возвращаться, если бы Г.С. Поршняков не сделал вывода о том, что образование покрова не связано со складчатостью. И вторая причина – корни Тегермачского покрова данный исследователь видит в зоне Южно-Ферганского глубинного разлома; этим допускается перемещение покрова к югу на расстояние свыше 40 км.

Тегермачский покров расположен в междуречье Исфайрам и Гезарт. Горизонтальное перекрытие по нему с севера на юг от среднего течения р.Абширсай до верховьев р. Тегермач 20 км. Автохтоном является алайский тип карбонатного разреза, развитый повсеместно в зоне высоких предгорий Алайского хребта. Этот тип разреза характеризует мощную карбонатную формацию девона и карбона (включая башкирский ярус) и терригенную формацию нижнемосковского подъяруса (толубайская свита), которая залегает с перерывом на подстилающих толщах. Как видно из карты, любезно предоставленной автору Б.Д. Болгарем (рис, 38), строение аллохтона сложное. Его поверхность осложнена многочисленными поздними разрывными нарушениями, обусловившими блоковую структуру, что позволяет видеть строение разреза в покрове. На востоке вдоль левого борта р. Гезарт на толубайской свите, венчающей разрез автохтона, залегают граптолитовые сланцы венлока–лудлова (пульгонская свита). Как отмечают Г.С. Поршняков, Т.С. Замалетдинов и другие исследователи, поверхность покрова здесь залегает полого, почти согласно с поверхностью автохтона. Такие же соотношения установлены в тектонических окнах в истоках р. Абширсай и на западном фланге покрова до р. Аустан. В то же время на левом борту р. Аустан подошва покрова срезает не только толубайскую свиту, но и карбонатную формацию до живетского яруса включительно. В основании покрова здесь залегают граптолитовые сланцы лландоверийского яруса. Те же сланцы обнажаются в отдельных блоках в северной части покрова. Следовательно, основание покрова неоднородно: на севере в его подошве наблюдаются лландоверийские сланцы, на юге – сланцы венлока–лудлова. Эти данные ставят под сомнение предположение о скольжении пластин венлока–лудлова по поверхности толубайской свиты в условиях морского бассейна, т. е. возникает сомнение в существовании доскладчатых покровов, о чем пишет и В.С. Буртман (1973). Срезание карбонатной формации и омоложение подошвы покрова свидетельствуют скорее о его образовании в связи с началом деформации герцинской складчатости.

Отложения, перекрывающие пульгонскую свиту в Тегермачском покрове, представлены известняками верхнего лудлова (матчайская свита) и нижнего девона

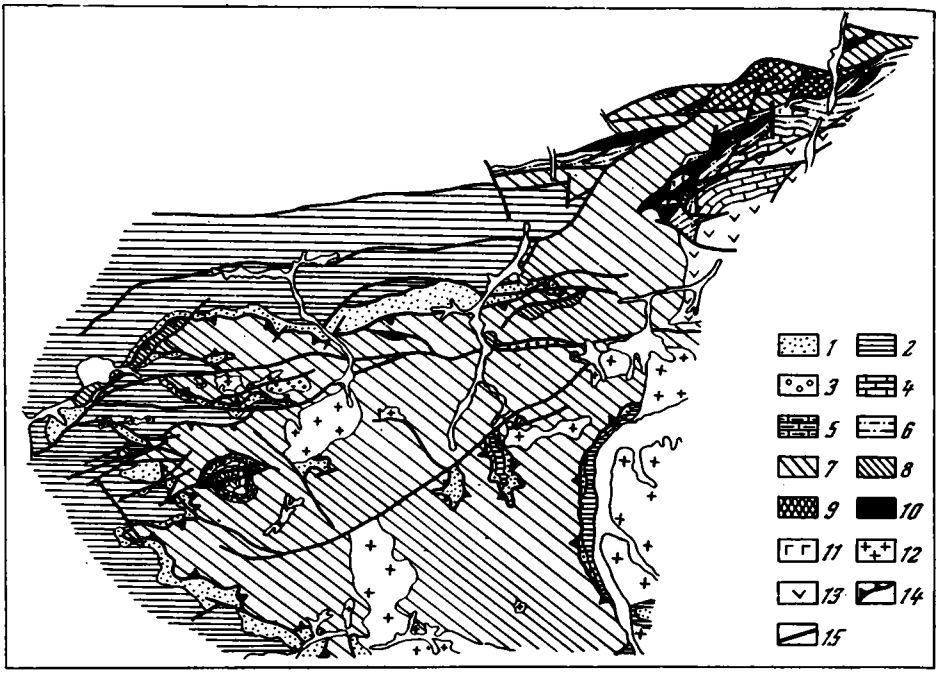


Рис.38. Схема строения Тегермачского покрова. Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов Б.Д. Болгаря и др.

Автохтон: *1* – средний карбон, нижнемосковский подъярус, толубайская свита: песчаники и конгломераты с прослоями известняков; *2* – средний девон–средний карбон нерасчлененные: известняки, мергели, доломиты. Аллохтон: *3* – верхний силур–нижний девон: конгломераты, гравелиты, песчаники; *4* – нижний девон, талбулакская свита: известняки с кремнями; *5* – верхний силур, матчайская свита: известняки; *6* – нижний палеозой (?), чилесайская свита: кремни, диабазы, спилиты, туфы; *7* – нижний–верхний силур, пульгонская свита: глинистые сланцы; *8* – нижний силур, лландоверийский ярус: глинистые и кремнистые сланцы; *9* – нижний кембрий: туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, прослои известняков; *10* – гипербазиты; *11* – габбро и габбро-диабазы; *12* – гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты; *13* – спилиты, диабазы; *14* – надвиги; *15* – разрывы

(актурская свита). Их останцы сохранились в ряде мест на левобережье р. Абширсай. Разрез аллохтона Г.С. Поршняков (1976) подразделяет на два типа: в южной части покрова выделяет чаувайский тип (сланцы венлока–нижнего лудлова), в северной – актурский (от сланцев лландовери до известняков среднего девона). Такое деление одного разреза на два типа создает предпосылку для неправильного представления о последовательном надвигании с севера актурского разреза на чаувайский. Более вероятно отслоение лландоверийских сланцев от сланцев пульгонской свиты в процессе движения покрова. Что же касается верхнелудловских и нижне-среднедевонских известняков, то они, очевидно, на большей части покрова были денудированы. Сохранившаяся их мощность не превышает десятков метров (Замалетдинов и др., 1968).

Таким образом, можно считать, что аллохтон Тегермачского покрова представлен среднепалеозойским разрезом (актурского типа) с лландоверийскими и венлок-нижнелудловскими сланцами в его подошве. Далее, чтобы составить представление о корнях покрова, необходимо выяснить, где же развит этот тип разреза. Как показали исследования Г.С. Поршнякова, актурский тип разреза развит исключительно вдоль южной границы Охнинско-Талдыкского антиклинория и зоны высоких предгорий Алайского хребта. Этот тип разреза представлен известняковыми массивами Ляглян, Алтынказык, Ходжакелян, Тамчи и Ишметау. К востоку от Тегермачского покрова аналогичный разрез прослеживается фрагментарно в верховьях р. Акбура и в горах Алдыяр. В Охнинско-Талдыкском антиклинории и в низких предгорьях Туркестано-Алая этот тип разреза вообще отсутствует.

Следовательно, нет никаких оснований искать корни Тегермачского покрова в зоне Южно-Ферганского глубинного разлома. К северу от покрова матчайская свита верхнего лудлова также не установлена, а нижнедевонская джидалинская свита имеет терригенный состав и с угловым несогласием залегает на сланцах пульгонской свиты. Отсутствует разрез, сходный с аллохтоном и в Охнинско-Талдыкском антиклинории. Напрашивается вывод о выжимании Тегермачского покрова из зоны надвига, ограничивающего с юга Охнинско-Талдыкский антиклинорий (Акташская зона). Для такого суждения, кроме приведенных выше, имеются структурно-геологические данные.

Тегермачский надвиг по южному крылу Оджальвесской антиклинали прослеживается на 250 км к западу вдоль северного крыла Андыгенско-Кичикалайского синклинория. На восток эта же граница в виде зоны разрывов прослеживается в горы Алдыяр. На всем протяжении, как отмечает Г.С. Поршняков (1973) и особенно подчеркивает Д.П. Резвой (1969а, б), крупные тектонические структуры Алая наклонены и нередко опрокинуты к северу. Эти данные прямо указывают на интенсивное сжатие геосинклинали, вызвавшее общее ее сокращение в поперечном сечении и смещение к северу структурно-фациальных зон. Подтверждение этому можно видеть в надвигании Охнинско-Талдыкского антиклинория на низкие предгорья Туркестано-Алая. Карбонатная гряда Катранбаши в долине р. Сох тектонически перекрыта спилито-диабазовой формацией нижнего палеозоя и сланцами силура. Эти же движения обусловили пережим Охнинско-Талдыкского антиклинория непосредственно у северного края Тегермачского покрова.

Автохтонный разрез алайского типа (скорее параавтохтон) в Оджальвесской антиклинали оказался надвинутым на карбонатную гряду Яурунтуз, а последняя – на сланцевые толщи силура. В пользу смещения структурно-фациальных зон в северном направлении свидетельствует чешуйчато-надвиговое строение зоны низких предгорий с мощным развитием серпентинитового меланжа. Зона меланжа прослежена автором в Северной Фергане, где структуры Южного Тянь-Шаня надвинуты на структуры Срединного Тянь-Шаня. Аналогичные соотношения между этими складчатыми системами установлены в Нарынском секторе, что особенно хорошо видно у слияния рек Улан и Джанджир. В основании надвинутых с юга структур вдоль северного склона Атбашинского хребта часто прослеживается серпентинитовый меланж. Зона серпентинитового меланжа – важнейшая палеозойская структурная линия, фиксирующая фронт надвигания в северном направлении структур Южного Тянь-Шаня (Макарычев, Штрейс, 1973). Образование Тегермачского покрова, с позиции концепции общего сжатия, можно связать с выжиманием тектонической пластины из зоны сопряжения Андыгенско-Кичикалайского синклинория с Охнинско-Талдыкским антиклинорием. В этой зоне сохранились чешуйчатые моноклинали и фрагменты опрокинутых к югу складок. Важно подчеркнуть, что эти структуры, как и Тегермачский покров, сложены породами актурского типа разреза. Видимо, здесь и нужно искать его корни, о чем уже писал Д.П. Резвой (1969а). Возможно, покров является поверхностным отражением горизонтального сжатия глубинных зон Земли, о чем свидетельствуют протрузии серпентинитов в долине р. Абширсай, протыкающие аллохтон.

Таким образом, все сказанное выше не позволяет нам согласиться с мнением Г.С. Поршнякова (1973), поддержанным В.С. Буртманом (1973), о выжимании Тегермачского покрова из зоны Южно-Ферганского глубинного разлома. Тегермачский покров относится к категории покровов с расслоенным аллохтоном, возникшим в результате складчатости. Механизм образования таких покровов обстоятельно разобран С.В. Руженцевым (1974) на примерах покровов Памира, Урала, Альп и Калифорнии.

Амплитуда Тегермачского покрова в 20 км не отражает истинного размера сокращения геосинклинали. Принимая существующую латеральную последовательность структурно-фациальных зон Южного Тянь-Шаня за первичную, можно допустить, что до общего сжатия поперечные размеры их были несравненно больше. Скорее всего, теперь это только реликты первичных седиментационных структур. В противном случае трудно объяснить линейное расположение разных по возрасту

типов разрезов в очень узких зонах, а также надвиговые соотношения между разрезами одного возраста.

Важное значение для понимания тектоники Южного Тянь-Шаня имеет установление возраста образования покровов и зон чешуйчатых надвигов. Г.С. Поршняков (1973) и В.С. Буртман (1973) приводят доказательства окончания покровообразования в позднемосковское время. Автохтон Тегермачского покрова венчается толубайской свитой с фауной нижнемосковского подъяруса. Этим устанавливается очень короткий временной интервал образования покровов, соответствующий проявлению главной фазы герцинской складчатости. Однако ее проявлению предшествовал перерыв в осадконакоплении. Выше уже отмечалось, что аллохтон Тегермачского покрова залегает не только на терригенной формации толубайской свиты, но и на карбонатной формации девона. В Ферганском хребте низы аллохтона, сложенные терригенно-сланцевой формацией венлока–нижнего лудлова, залегают на карбонатно-кремнистой формации намюрско-башкирского возраста. Видимо, покровообразование в Южном Тянь-Шане в разных районах начиналось и заканчивалось в различное время.

Автор разделяет точку зрения тех исследователей, которые связывают образование покровных структур с явлениями горизонтально направленного сжатия геосинклинальной системы. Как было показано выше, в Срединном Тянь-Шане такой процесс прошел в визейское время, в намюрском веке он сместился в зону Южного Тянь-Шаня, вызвав в начале сжатия перерыв в седиментации. Общее сжатие геосиклинали Южного Тянь-Шаня сопровождалось формированием олистостромовых толщ. Такие толщи теперь хорошо изучены в Восточном Карачатыре. Там, кроме олистолитов осадочных и вулканогенных пород, заключены блоки меланократового фундамента. Есть основание предполагать, что олистострома формировалась не только в предгорьях Туркестано-Алая, но и в более южных зонах.

Так, по данным П.Д. Резвого (устное сообщение), в Восточном Алае (от Кичик-Алайского массива к востоку) развита своеобразная толща сланцев с граптолитами силура, одновременно содержащая массивы и обломки известняков с фауной девона. В этой толще присутствуют небольшие линзовидные тела серпентинитов. Как показали исследования А.Л. Книппера (1975), в Альпийской складчатой области серпентиниты – частый компонент олистостромовых толщ. Аналогичное строение имеет олистростромовая толща и на Восточном Карачатыре. Возможно, в Восточном Алае также развиты подобные образования.

В Туркестанском, Зеравшанском и Гиссарском хребтах многие исследователи описывали грубообломочную толщу пород, залегающую всегда с перерывом на подстилающих отложениях. По данным М.М. Кухтикова (1968), особенность строения этой толщи состоит в том, что в ее составе присутствуют крупные блоки известняков и эффузивов, сцементированных песчано-сланцевым цементом. Размеры отдельных блоков превышают 1000 м^3 (Волочкович и др., 1973). Возраст пород в разных блоках датируется в широких пределах – от девона до московского яруса карбона. Мощность варьирует от 1000 до 4500 м (Салтовская, 1963). Пространственно такая толща часто располагается в местах сопряжения структурно-формационных зон, сильно нарушенных разломами. В породах, цементирующих разновозрастные глыбы (возможно, олистолиты), часто содержится фауна намюра–московского яруса, т. е. времени образования олистостромовой толщи в Туркестано-Алае. Поэтому не исключено, что толща, описываемая многими исследователями как "дикий флиш" или моласса верхнего палеозоя, в действительности является олистростромовой толщей, накопление которой связано с общим сжатием геосинклинали и непосредственно предшествовало образованию первых покровных структур. Эти возникшие структуры, как справедливо отмечал Г.С. Поршняков, в дальнейшем были смяты в складки и совместно с перекрывшими их осадками испытали повторную деформацию.

В Северной Фергане отчетливо установлены два этапа образования покровной структуры. Первый этап связан с окончанием переходной стадии, второй – с заключительной фазой герцинской складчатости (после накопления орогенных формаций континентальной стадии).

Район Северной Ферганы интересен тем, что здесь оказались тектонически скученными разные по возрасту складчатые зоны Западного Тянь-Шаня (рис. 39, см. вкладку). С северо-востока протягивается зона рифейско-каледонской складчатости Северного Тянь-Шаня. С севера подходит зона каледонско-раннегерцинской складчатости Срединного Тянь-Шаня. К югу от Срединного Тянь-Шаня расположены две зоны: собственно Южный Тянь-Шань и Ферганская впадина. Главная складчатость здесь произошла перед накоплением конгломератов верхнемосковского подъяруса. Границей между зонами служит Западно-Карасуйский надвиг. Различные зоны характеризуются не только разным возрастом главной складчатости, но и формационными комплексами, находящимися в сложных, часто покровных соотношениях (рис. 40, см. вкладку). Структура района дополнительно осложнена Ферганским сдвигом с многочисленными сопряженными надвигами и взбросами. В Северной Фергане запечатлены многократные движения герцинского этапа.

Первый этап образования покровов здесь был на рубеже раннего и среднего карбона. За автохтонную зону условно принят горный массив Баубашаты вплоть до правобережья р. Нарын, что следует из такого рассуждения. Положение Северной Ферганы (далеко выдвинутое к северу) в системе Южного Тянь-Шаня не исключает того, что этот блок перемещен сюда с юга. Многочисленные серпентинитовые протрузии, прорывающие автохтон, так же как и надвигание структур Южного Тянь-Шаня на структуры Срединного Тянь-Шаня, могут служить косвенным тому подтверждением. Строение автохтона показано на колонках II и III. Видимое основание автохтона сложено мощной сланцевой толщей силура. Выше залегают вулканогенно-карбонатная формация нижнего – среднего девона и карбонатная формация верхнего девона – нижнего карбона до визейского яруса. Заканчивается разрез карбонатно-кремнистой формацией намюр-башкирского возраста. Эта формация залегает с перерывом, что хорошо видно по левому борту р. Каракол и в истоках р. Майлису. На эту формацию, а местами на нижележащую карбонатную формацию был надвинут аллохтонный комплекс, который сохранился в виде крупных останцов (см. рис. 40) в бассейнах рек Сересу, Каракола (А) и Турдука (Б).

В Сересуйском покрове подошва аллохтонного комплекса сложена сланцами лландоверийского возраста (IV, V). Выше залегает толща сложного состава венлок-лудловского возраста. В ней наряду с песчаниками и сланцами развиты диабазовые и андезитовые порфириты и прослои известняков. Состав основания аллохтона, по существу, не отличается от одновозрастных толщ автохтона. Такое же сходство имеют формации нижнего – среднего девона, хотя в разрезе аллохтона наблюдается уменьшение их мощности. Существенные различия происходят лишь в верхнем девоне и карбоне. Пород позднедевонского и раннекарбонового возраста (до визе включительно) в аллохтоне не установлено. Здесь на толщу нижнего – среднего девона с перерывом налегает терригенно-карбонатно-туфовая формация намюра. Подошва аллохтонного комплекса хорошо видна в бассейне р. Сересу и по правому борту р. Каракол. Всюду она прослеживается параллельно напластованию пород автохтона, в первом случае – на кремнистой толще намюр-башкирского возраста, во втором – непосредственно на визейских известняках. На междуречье Майлису и Сересу аллохтон сильно дислоцирован. Здесь насчитывается до 8 чешуй, ориентированных параллельно простиранию главного надвига. Пакеты чешуй падают на запад, в сторону Ферганской впадины.

В Турдукском останце покрова (Б) автохтон представлен тем же разрезом, что и в Сересуйском. Толщи автохтонного разреза слагают крупную Кызкурганскую антиклиналь, срезанную на востоке Ферганским сдвигом. Западное периклинальное окончание этой структуры перекрыто толщами аллохтонного разреза Турдукского покрова. В основании аллохтона залегают терригенно-сланцевая формация венлока–лудлова. Выше с перерывом с плитняковыми конгломератами в основании обнажается толща нижнего – среднего девона, аналогичная по составу одновозрастным отложениям аллохтона Сересу. Разрез аллохтона завершается кремнисто-карбонатной формацией намюра. Подошва аллохтона здесь также параллельна напластованию известняков нижнего карбона. Автохтон и аллохтон

позднее были дислоцированы совместно. На западном окончании Кызкурганской антиклинали слои автохтона и аллохтона имеют одинаковые углы падения, доходящие местами до 60°. Только детальное изучение контактов позволяет установить налегание разных пачек силура на различные горизонты известняков нижнего карбона. Поверхность надвига не содержит зон брекчирования и милонитизации. Внутренняя структура аллохтонного комплекса складчатая, осложнена многочисленными разрывами. На продолжении западного окончания Кызкурганской антиклинали расположено Оялминское тектоническое окно (1), в котором обнажаются известняки нижнего карбона, перекрытые сланцами силура. Поверхность надвига здесь так же параллельна слоистости известняков. Такое же строение имеет автохтон в тектоническом окне на водоразделе рек Манубалды и Акджол (2). Судя по типам разреза в тектонических окнах, выступающих из-под аллохтона, перекрытия по надвигу были большие. В Турдукском покрове перекрытие составляет 25 км, если считать, что надвигание происходило со стороны Ферганской впадины. Если же рассматривать останец Турдукского покрова в качестве северного продолжения Сересуйского покрова, тогда амплитуда перемещения будет в два раза больше. Представляется более вероятным первый вариант.

Сересуйский и Турдукский покровы сложены отложениями, типичными для Южного Тянь-Шаня, надвинутыми на более полные разрезы той же зоны. Учитывая разную полноту разрезов, можно представить, что они до образования покровов составляли единый латеральный ряд. Разрезы автохтона соответствуют зоне наибольшего прогибания. Разрезы аллохтона, видимо, соответствуют континентальному склону со стороны Ферганской впадины, где отложения силура и нижнего девона отсутствуют, т.е. здесь в это время была суша. Если признать правильной палинспастическую реконструкцию (а она кажется наиболее вероятной), тогда логичным будет представление о движении покровов со стороны Ферганской впадины в северо-восточном направлении. В этом случае корни ранних покровов должны находиться под северо-восточным краем Ферганской впадины. Сказанное подтерждает строение тектонического окна в долине р. Кугай (3). Здесь рифейские метасланцы перекрывают разрез, который слагает аллохтон в Сересуйском и Турдукском покровах. Очевидно, в этом случае он играет роль параавтохтона.

Движение ранних покровов в северном направлении подтверждается налеганием аллохтона с разрезом Южного Тянь-Шаня на отложения с разрезом Срединного Тянь-Шаня. Такие соотношения установлены по р. Кызылсу в 1,5 км выше впадения ее в р. Турдук (5). Разрез Срединного Тянь-Шаня показан на колонке I, по р. Кызылсу низы его не вскрыты. Здесь на терригенно-карбонатную толщу живетско-франского возраста надвинуты сланцы венлока – лудлова, типичные для Южного Тянь-Шаня. Необходимо напомнить, что отложения девона в автохтоне Кызкурганской антиклинали представлены исключительно известняками. Здесь же развит разрез, типичный для Сумсарского прогиба Срединного Тянь-Шаня. Как далеко автохтонный разрез Срединного Тянь-Шаня продолжается под покровом сланцев к югу, неизвестно. Возможно, известняки турне, обнажающиеся в тектоническом окне в долине р. Турдук в 2 км выше устья р. Кызылсу, относятся еще к разрезу Срединного Тянь-Шаня. К северу от тектонического окна р. Кызылсу разрез Южного Тянь-Шаня прослеживается под отложениями среднего – верхнего карбона до Атойнокского надвига. В истоках р. Минбугу вскрыто основание разреза, сложенное песчаниками силура. Интересно, что структуры Срединного Тянь-Шаня к северу от Атойнокского надвига погружаются под него почти под прямым углом. Продолжение их, очевидно, и вскрывается в тектонических окнах. Амплитуда перекрытия разреза Срединного Тянь-Шаня от р. Турдук до фронта надвигания, зафиксированного Атойнокским надвигом, около 20 км. Образование ранних покровов сопровождалось выжиманием серпентинитов. По существу, с движениями конца раннего карбона связано появление серпентинитов в зоне денудации. Продукты их размыва впервые установлены Е.Н. Горецкой, а затем Л.И. Турбиным (1962б) в конгломератах верхнемосковского подъяруса. Эти отложения запечатали покровы раннего этапа, перекрыв как отложения аллохтона, так и автохтона.

Второй этап покровообразования связан с движениями заключительной фазы герцинской складчатости. Начиная со второй половины московского века и до конца перми в Северной Фергане формировались орогенные структуры. Их образование происходило в обстановке нарастающего сжатия, что вызвало дифференцированные блоковые движения, разрушение поднятых участков и заполнение впадин сначала флишоидными осадками, а затем грубой молассой. Наиболее крупные впадины образовались в бассейне р. Турдук (Турдукский прогиб) и на левобережье р. Нарын (Келематинский прогиб). В результате позднепалеозойских движений эти прогибы превратились в синклинории со сложной внутренней структурой.

Разрезы среднего – верхнего карбона однообразны и отличаются только мощностями (колонки V, VI, VII). Состав верхнемосковских конгломератов строго зависит от состава перекрываемых толщ. В ряде мест, к востоку от Западно-Карасуйского надвига, отложения среднего – верхнего карбона отсутствуют и на разные по возрасту толщи налегает пермская моласса. В бассейне р. Сересу она залегает прямо на сланцах рифея и перекрывает аллохтон ранних и поздних покровов. Соотношения пермской молассы с покровными структурами свидетельствуют об образовании поздних покровов в конце карбона до накопления молассы. На это же указывает отсутствие в Северной Фергане пермской молассы под поверхностью Западно-Карасуйского надвига.

Второй этап покровообразования захватил глубинные зоны земной коры. На всем протяжении Западно-Карасуйского надвига, являющегося поверхностью позднего покрова, от р. Турдук до р. Майлису обнажаются породы офиолитовой ассоциации. Обычно это серпентинитовый меланж, реже – сорванный меланократовый фундамент с лежащими на нем метасланцами верхнего рифея (майлисуйская свита). Аналогичным образом устроена подошва покрова и в горах Тогузбулак, где надвиг сопряжен с Ферганским сдвигом.

Аллохтонное положение восточного края Ферганской впадины подтверждается тектоническим окном Кугай (3). Здесь сланцы майлисуйской свиты залегают на породах намюра по надвигу, поверхность которого наклонена в стороны от выхода намюрской толщи. Такие же соотношения установлены у с. Шайдан, юго-восточнее окна Кугай. Сересуйский и Турдукский ранние покровы перекрыты позднекарбоновым покровом Ферганской впадины, что хорошо видно в долине р. Нарын.

Ферганский аллохтонный комплекс существенно отличается от аллохтона ранних покровов. В подошве его залегают породы меланократового фундамента, перекрытые метасланцами верхнего рифея. На них с большим перерывом (ранний палеозой, силур и ранний девон) налегают среднедевонские отложения. В бассейне р. Майлису (колонка VII) они представлены терригенно-карбонатной толщей небольшой мощности, выше которой залегают известняки верхнего девона – нижнего карбона. Далее следует мощный разрез среднего – верхнего карбона, перекрытый пермской молассой. Такой разрез аллохтона установлен по правому борту р. Майлису. В горах Босбутау разрез несколько отличается (колонка VI). Породы меланократового фундамента здесь не вскрыты. В составе верхнего рифея широко развиты метаморфизованные эффузивы – порфиритоиды и порфироиды. Выше с большим перерывом залегает карбонатная формация, возраст которой – от живетского яруса среднего девона до раннего намюра включительно. Разрез заканчивается терригенно-карбонатной формацией поздненамюрского возраста, перекрытой флишоидной толщей верхнемосковского подъяруса. Мощность последнего здесь 500 м.

Автохтоном позднего покрова служит аллохтонный комплекс ранних покровов. Этот комплекс выступает то в виде параавтохтона по отношению к Ферганскому покрову, то тектонически его перекрывает, являясь в этом случае вторичным аллохтоном. Аналогичные соотношения между этими двумя комплексами установлены по северо-восточному борту Карасуйской впадины (4). Здесь сланцы венлока – лудлова, перекрытые вулканогенно-терригенной толщей нижнего девона – эйфельского яруса в виде тектонической пластины, залегают на карбонатной формации Ферганского аллохтонного комплекса. Появление этой

пластины связано с движением Ферганского покрова. В период перемещения покрова во фронтальной части движущейся массы, видимо, возникали крупные лежачие складки и образовывались тектонические пластины, которые опрокинуты на поверхность движущегося покрова. Такой механизм вполне возможен, особенно если вспомнить, что в горах Бозбутау развит другой тип девонского разреза и там нет отложений силура. Следовательно, тектоническая пластина не могла переместиться с гор Бозбутау. Этот тип разреза свойствен Ферганскому хребту (Южный Тянь-Шань), и, очевидно, корни этого небольшого покрова находятся в зоне Западно-Карасуйского надвига. По существу, здесь устанавливаются те же соотношения, что и в Тегермачском покрове, только с более древними разрезами. Этот же механизм срыва и выдавливания тектонических пластин из зоны надвигания Южного Тянь-Шаня на Срединный может объяснить покровную структуру восточного окончания Атбашинских гор.

Амплитуда перемещения поздних покровов в Северной Фергане не поддается определению из-за недостаточной изученности фундамента Ферганской впадины. Можно сделать предположение о перемещении всей палеозойской структуры Ферганской впадины на север в период заключительной фазы складчатости. Косвенным подтверждением этому служит широкое развитие взбросов, надвигов и сдвигов в отложениях верхнего палеозоя вдоль границы Срединного Тянь-Шаня и Ферганской впадины.

Таким образом, структура Северной Ферганы возникла в результате тектонического скучивания разновозрастных складчатых сооружений Западного Тянь-Шаня. Скучивание происходило в два этапа. На рубеже раннего и среднего карбона возникли ранние покровы. Второй этап покровообразования имел место в конце карбона. Одновременно с образованием поздних покровов были совместно дислоцированы автохтон и аллохтон ранних покровов. Необходимо подчеркнуть, что тектоническому скучиванию подверглись негранитизированные толщи Ферганской впадины и Южного Тянь-Шаня. Движения носили однонаправленный характер с перемещением масс в северном направлении, в результате чего возникла двух-, а местами трехслойная покровная структура Северной Ферганы (см. рис. 39). Дальнейшее ее усложнение связано с движениями по Ферганскому сдвигу после образования пермской молассы.

Новые данные по тектонике Северной Ферганы позволяют выявить роль Ферганского сдвига в образовании структуры этого района. Ферганскому разлому посвящено много работ. Однако мнения исследователей о его природе разделились. Одни исследователи (Довжиков, 1960; Зубцов, 1956а; Кнауф, 1966; и др.), вслед за В.И. Поповым (1938) и Н.М. Синицыным (1957), рассматривают его как звено Чаткало-Нарынского глубинного разлома. Эти исследователи различия в строении разрезов граничащих блоков связывали с жизнью разлома в период осадконакопления. Однако в последние годы установлено большое сходство разрезов нижнего и среднего палеозоя в разных крыльях разлома, на что автор (Макарычев, 1970) уже обращал внимание. Другие исследователи развивают идеи В.Н. Огнева и В.А. Николаева о сдвиговой природе Ферганского разлома, расходясь лишь в оценке амплитуды перемещения по сдвигу, которую В.Н. Огнев (1939) определял в 130, В.А. Николаев (1954) – в 75, Л.Б. Вонгаз (1958б) – в 180, В.С. Буртман (1964) и Т.А. Додонова (1962) – в 250 км. В качестве доказательства сдвига эти авторы приводят данные о смещении складок, литофациальных зон и интрузий. Сдвиговая природа Ферганского разлома, по новым данным, вряд ли может вызывать сомнение, однако эти же данные противоречат выводу о больших перемещениях, так как они приводят к иной трактовке строения литофациальных зон и возраста интрузий в крыльях разлома.

Кратко рассмотрим новые данные. Прежде всего нужно остановиться на строении зоны сочленения структур Срединного и Южного Тянь-Шаня. Выше было показано, что граница между ними проходит по Атойнокскому надвигу. Этот разлом изучен автором на всем протяжении от р. Нарын до р. Карасу-Западной. На этом отрезке среднепалеозойские отложения Южного Тянь-Шаня по надвигу перемещены в северном направлении. На правом берегу р. Нарын Атойнокский

надвиг непосредственно переходит в Ферганский сдвиг. Движения по этим разломам были одновременны после перми. По р. Карасу-Западной на протяжении 10 км удается наблюдать подошву надвига. Турнейские известняки разреза Срединного Тянь-Шаня здесь превращены в мощный тектонит, представляющий собой смесь милонита с крупными пластинами расслоенных известняков. На широте устья р. Мынбу первая чешуя срезается второй, по которой отложения среднего карбона надвинуты на породы перми, а те, в свою очередь, на известняки карбона. Далее к югу, до правобережья р. Турдук, расположена широкая зона лежачих, опрокинутых на юг складок, осложненных серией крутых надвигов и взбросов. По многим разрывам в виде протрузий выжаты тела серпентинитов. Еще южнее, за полосой слабо дислоцированных пластин среднего карбона, расположены покровные структуры, возникшие на рубеже раннего и среднего карбона. Общие особенности тектоники всей это территории определяются ее чешуйчатым строением с тенденцией перемещения масс к северу. В строении чешуй участвует пермская моласса, что указывает на движения после палеозоя. Эти движения сильно усложнили структуры Срединного Тянь-Шаня. Так, известняки девона и карбона на южном крыле антиклинали в верховьях р. Сарычелек опрокинуты к югу. Южное крыло синклинали на правобережье р. Коль подвернуто к северу, причем слои каменноугольных известняков до деталей повторяют контуры надвига. Среднепалеозойские структуры Чаткальского хребта у пер. Окум под прямым углом погружаются под поверхность Атойнокского надвига. Продолжение их, как было показано выше, можно видеть в тектоническом окне р. Казылсу. Структуры Срединного Тянь-Шаня на 20 км продолжаются к югу от Атойнокского надвига под покровом структур Южного Тянь-Шаня, но где и как они заканчиваются – неизвестно.

Серьезные возражения вызывает определение В.С. Буртманом (1964) и Т.А. Додоновой (1962) амплитуды сдвига по смещению интрузий. Названные исследователи обычно рассматривают Аксайский массив, расположенный к западу от Терскей-Каратауского разлома, как часть смещенного к югу массива у оз. Капкаташ. В действительности эти массивы разновозрастны. Аксайский массив прорывает отложения докембрия и имеет радиологический возраст 475 млн. лет, а массив у оз. Каптаташ прорывает живетско-франские отложения, т.е. он более молодой. Точно так же ошибочно сравнение массива щелочных пород Ирису, расположенного в западном крыле разлома, с Шаматорской интрузией восточного крыла. Массивы занимают разное геологическое положение и имеют разный возраст (Молчанова, 1966). Что же касается Манасского массива карбонового возраста, то он "залечивает" Терскей-Каратауский разлом. Таким образом, Манасский, Аксайский, Ирисуйский, Шаматорский массивы не могут быть использованы для доказательства сдвиговой деформации по Терскей-Каратаускому разлому и, следовательно, определения амплитуды сдвига.

Отсюда можно сделать вывод, что Терскей-Каратуский разлом и Ферганский сдвиг – структуры разного класса. Первый – это разлом, разграничивающий еще в раннем палеозое Северный и Срединный Тянь-Шань, Ферганский же сдвиг, как и сопряженный с ним Атойнокский надвиг, является крупным нарушением, возникшим на заключительном этапе герцинского развития Западного Тянь-Шаня. Перемещение по Ферганскому сдвигу гасится по системе чешуйчатых надвигов. Важно подчеркнуть, что смещения по сдвигу, как и образование поздних покровов, оторваны во времени от образования ранних покровов и происходят уже в континентальную стадию. На примере Северной Ферганы можно понять процесс тектонического скучивания, приводящий к механическому наращиванию континентальной коры до начала гранитообразования. В Южном Тянь-Шане (включая Северную Фергану) известны только позднепалеозойские граниты, которые прорывают ранние и поздние покровы.

* * *

Суммируя данные, изложенные в этой главе, можно сделать следующие выводы.

1. Древнейшие образования в Западном Тянь-Шане принадлежат гипербазито-габбровому комплексу пород, по крайней мере дорифейского возраста. Этот ком-

плекс является тем фундаментом, на котором в разное время заложились геосинклинали.

2. Во всех зонах Западного Тянь-Шаня выше гипербазито-габбрового комплекса (меланократовый фундамент) залегает однотипная по составу вулканогенно-осадочная толща пород. Возраст этой толщи разный, наблюдается ее омоложение от Северного Тянь-Шаня к Южному. В этом же направлении падает степень метаморфизма пород толщи от амфиболитовой стадии в Северном и Срединном Тянь-Шане через зеленосланцевую в Ферганской впадине к слабо измененным породам Южного Тянь-Шаня.

3. Анализ осадконакопления в связи с тектоническими движениями позволил прийти к выводу о том, что геосинклинали Западного Тянь-Шаня, независимо от времени заложения, прошли три стадии развития: океаническую, переходную и континентальную.

4. Осадконакопление в раннюю (океаническую) стадию развития геосинклиналей происходит в условиях, близких к современным океанам. Нижние члены разреза сложены формациями, типичными для эвгеосинклинальных зон. Конец ранней стадии характеризуется появлением в разрезе обломочных пород наряду с продолжающимися излияниями лав спилито-диабазтового состава. Очевидно, только в конце океанической стадии происходит дифференциация движений, появляются источники сноса и изменяется химизм эффузивных образований (появление в небольших количествах андезитов). Океаническая стадия завершается складчатостью и изменением структурного плана. В Северном Тянь-Шане такая перестройка произошла в Большом Каратау (Бессазский блок), в Киргизском хребте имело место тектоническое скучивание разрезов Караарчинского и Макбальского блоков.

5. Переходная стадия характеризуется проявлением резких дифференцированных движений, активным ростом антиклинальных поднятий. Эффузивная деятельность выражается в образовании контрастных серий и носит пульсационный характер. Осадконакопление происходит в условиях постоянно действующих тангенциальных напряжений, на что указывает асимметрия формирующихся прогибов и поднятий. По-видимому, эти напряжения в земной коре приводят к проявлению кратковременных фаз складчатости и обусловливают превращение конседиментационных структур в складчатые, а также появление торцовых их сочленений. Вместе с тем тектонические фазы не приводят к прекращению геосинклинального режима. Меняются условия проницаемости земной коры, меняется и тип разреза, происходит эволюция во времени эвгеосинклинали в миктогеосинклиналь и далее в миогеосинклиналь. Аналогичные изменения происходят и в пространстве, что обусловливает латеральный ряд формаций различных стадий развития геосинклинальной системы. Основной вулканизм в истории геосинклиналей Западного Тянь-Шаня проявляется только один раз на раннем этапе и больше не повторяется. Локальное появление продуктов основного вулканизма в окружении одновозрастных контрастных серий (Срединный Тянь-Шань) скорее указывает не на возобновление океанической стадии вследствие деструкции континентальной коры, а на неравномерность формирования гранитного слоя по латерали и неодновременное вступление разных зон геосинклинальных систем в континентальную стадию развития.

6. Континентальная стадия геосинклиналей резко отличается от предшествующих по условиям седиментации и структурообразованию. На протяжении ее формируются наложенные структуры; преимущественным развитием в них пользуются формация моласс и синхронные ей наземные вулканические формации пестрого состава.

7. Наиболее интенсивно горизонтальные движения проявляются на заключительном этапе континентальной стадии развития. В это время образуются покровные структуры, происходят большие перемещения горных масс по сдвигам. Масштабы этих перемещений особенно велики в тех зонах, где еще не сформировался мощный гранитно-метаморфический слой земной коры. Тектонические перемещения масс имели длительное однонаправленное движение в северном направлении, что хорошо согласуется с перемещением покровов в Северной Фергане и сдвиговыми смещениями по Ферганскому разлому.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ЗАПАДНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Многолетние исследования автора в Западном Тянь-Шане выявили направленность в развитии гранитоидного магматизма и метаморфизма, длительное проявление которых привело к образованию гранитно-метаморфического слоя этого региона в ходе его геосинклинального развития. Исследования автор проводил совместно с В.И. Пазиловой в хр. Каратау и М.Д. Гесем в Чаткало-Кураминских горах.

За основу систематики гранитоидов автор принимает понятие об интрузивном комплексе, под которым понимается конкретная интрузивная петрографическая формация, сформировавшаяся в условиях определенного региона и времени. В состав интрузивного комплекса включены интрузивные породы и их жильная серия, а также высоко- и низкотемпературные жильные и метасоматические образования. Это определение отвечает представлениям об интрузивных комплексах Г.Д. Афанасьева (1953, 1958), В.С. Коптева-Дворникова (1969), Ю.А. Кузнецова (1964), Ф.К. Шипулина (1965) и др. Термин "батолитовый комплекс" используется для гранитоидных массивов, относящихся к батолитовой формации, в понимании Ю.А. Кузнецова (1964). Бо́льшая часть пород этого комплекса имеет признаки автохтонного происхождения.

В Северном и Срединном Тянь-Шане гранитообразование началось в докембрии и продолжалось до перми и начала триаса, а в Южном Тянь-Шане – только в позднем карбоне и перми. В первых двух складчатых зонах установлена отчетливая направленность в развитии процесса гранитообразования – от автохтонных гранитоидов (метасоматических) к аллохтонным (интрузивным). В Южном Тянь-Шане известны только аллохтонные гранитоиды.

Наиболее широко гранитоиды распространены в Чаткальском секторе Срединного Тянь-Шаня (рис. 41, см. вкладку). Здесь от рифея до начала триаса сформировалось 13 одно- и многостадийных интрузивных комплексов. Изучение их строения и вещественного состава позволило установить общую закономерность становления гранитно-метаморфического слоя земной коры в Западном Тянь-Шане, поэтому анализ особенностей гранитоидного магматизма приводится вначале для зоны Срединного Тянь-Шаня.

СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Первые проявления гранитоидного магматизма связаны с процессом плагиогранитизации[1], который наложился на породы меланократового фундамента и на формации океанической стадии. Следовательно, по времени проявления плагиогранитизация оторвана от осадконакопления океанической стадии. По характеру проявления плагиогранитизация – метасоматический процесс, приведший к образо-

[1] Проявление плагиогранитизации свойственно для Северного и Срединного Тянь-Шаня и отсутствует в Южном Тянь-Шане, поэтому во избежание повторения этот процесс рассмотрен в данном разделе и для Северного Тянь-Шаня.

ванию пород, близких по составу гранитам. Однако отсутствие магматических структур в этих породах свидетельствует о том, что они не кристаллизовались из магматического расплава. Таким путем сформировались линзовидные тела и небольшие массивы плагиогранитов и плагиогранито-гнейсов. Массивы плагиогранитного состава установлены в Бессазском блоке хр. Каратау, в Макбальском блоке Киргизского хребта, а также в Касанской и Пскемской геоантиклинальных зонах. Повсеместно они залегают среди пород меланократового фундамента и формаций океанической стадии. В тех случаях, когда плагиогранитизация и последующая фельдшпатизация накладывались на породы меланократового фундамента и эффузивы океанической стадии, метаморфизованные в амфиболитовой фации, образовывались породы, близкие диорито-гнейсам. Последние нередко слагают единые изометричные тела совместно с плагиогранито-гнейсами.

Процессы плагиогранитизации морфологически используют сланцеватость пород вулканогенно-осадочной толщи и полосчатость меланократового фундамента. Поскольку сланцеватость и полосчатость всегда совпадают, то плагиогранитизация, наложившаяся на породы обоих комплексов, подчеркивает общность их структурного плана. Процессы плагиогранитизации проявлены неравномерно. Это первое проявление гранитизации указывает на зарождение островов гранитного слоя земной коры, которые в дальнейшем выступают в качестве островных поднятий. Анализ структурного положения плагиогранито-гнейсов в Северном и Срединном Тянь-Шане показывает, что в переходную стадию именно в этих местах возникали зоны первых геоантиклинальных поднятий, в которые последовательно внедрялись многие поколения гранитоидов.

Процессы ранней гранитизации характеризуются преобладающим натровым и кремнекислым метасоматозом и ограниченным проявлением калиевого (Маракушев, 1965). Доказательством метасоматической природы плагиогранито-гнейсов является полное отсутствие магматических структур в этих породах. Как считают Д.С. Коржинский (1952) и Ю.А. Кузнецов (1964), такие породы формируются на месте под воздействием ювенильных растворов.

Процесс гранитообразования резко усилился в переходную стадию, главная особенность которой состоит в активном росте конседиментационных поднятий. Структурная приуроченность многих интрузивных комплексов к поднятиям указывает на парагенетическую связь между структуро- и гранитообразованием. Натровый метасоматоз конца океанической стадии сменился в переходную стадию калиевым. Среди рифейских образований Северного и Срединного Тянь-Шаня широко распространены зоны фельдшпатизации. Наиболее крупные из них выявлены в Бессазском блоке и Касанском антиклинории. В последнем установлены два этапа фельдшпатизации: рифейский и венд-раннепалеозойский; проявление фельдшпатизации в каждом случае предшествовало образованию аллохтонных гранитоидов.

В Касанском антиклинории установлено несколько зон первого этапа фельдшпатизации. Наиболее крупные из них расположены на южном крыле антиклинория, где они образуют непрерывную полосу субширотного простирания. Ширина отдельных зон колеблется от десятков метров до 2 км. Общая протяженность около 40 км. Другие зоны развиты в кристаллических сланцах нижнего – среднего рифея на крыльях Терекской антиклинали. Ширина их от метров до 2,5 км, протяженность 5–10 км. Второй этап фельдшпатизации охватил венд-нижнепалеозойские отложения южного крыла Касанского антиклинория. Галька фельдшпатизированных пород этого возраста присутствует в отложениях нижнего силура, однако сами они этим процессом не затронуты.

Зоны фельдшпатизации обычно расплывчаты по очертаниям и изменчивы по строению и, как правило, структурно приурочены к ядрам антиклиналей. В ядре Касанского антиклинория эти зоны содержат различной величины линзовидные реликтовые включения почти неизмененного субстрата. Их ориентировка и минеральный состав соответствуют породам, подвергшимся фельдшпатизации. Текстурные признаки новообразованных пород находятся в прямой зависимости от текстур исходных пород. Наблюдается явление избирательности процесса фельд-

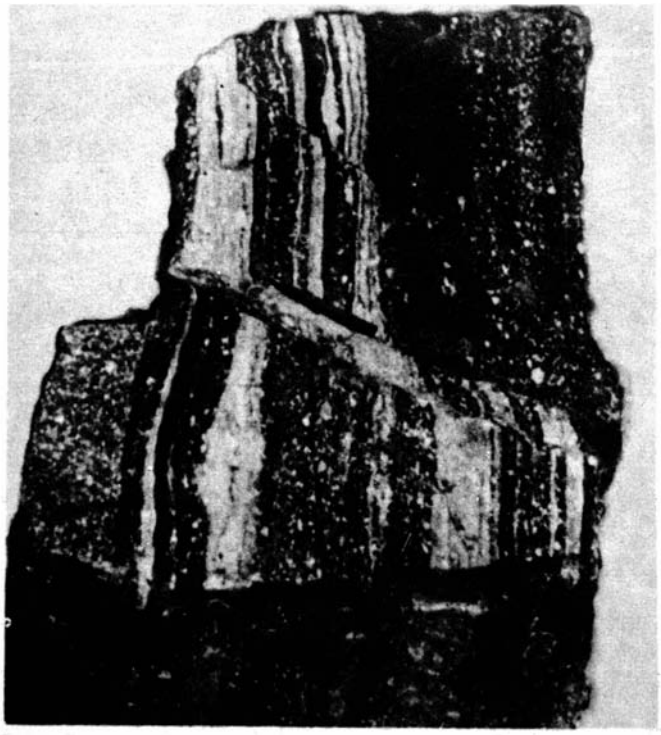


Рис. 42. Проявление плагиогранитизации в габброидах (Срединный Тянь-Шань, р. Чалкидысай). Кварц-полевошатовый материал (светлое) слагает расплывчатые участки и полосы с нечеткими контурами. Нат. вел.

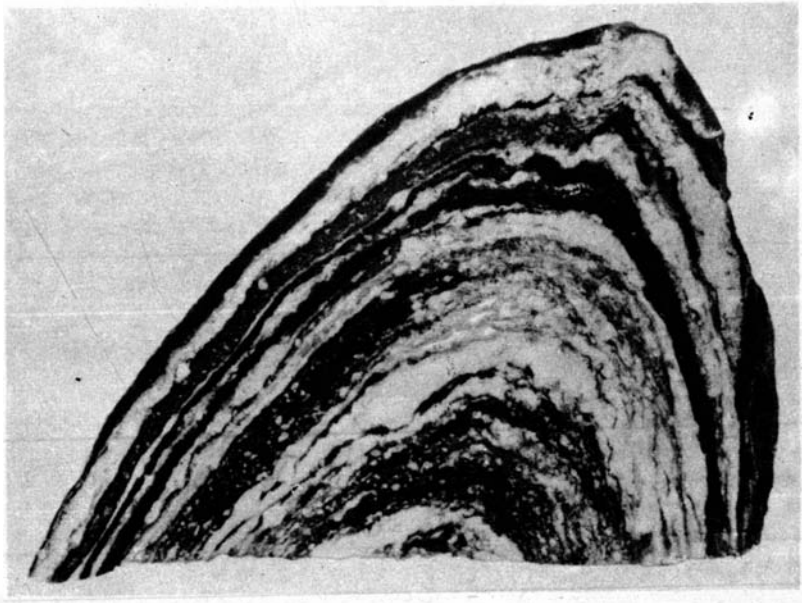


Рис. 43. Проявление плагиомигматизации в роговообманковых кристаллических сланцах касанской серии (Срединный Тянь-Шань, р. Касан). Темные полосы – амфиболиты с профиробластами плагиоклаза, светлые – плагиомигматиты по биотитовым сланцам. 4/5 нат. вел.

Зак. 1/8. 1015

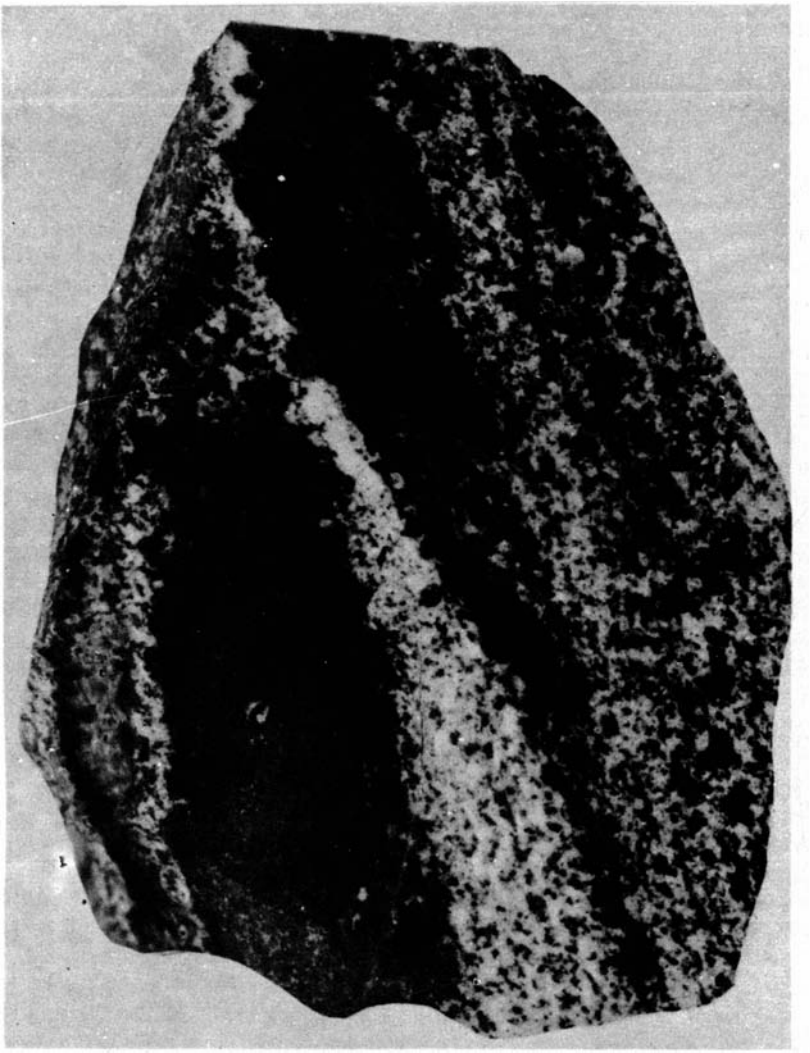


Рис. 44. Проявление фельдшпатизации в кристаллических сланцах касанской серии (Срединный Тянь-Шань, р. Касан). Темные полосы – реликты биотитовых сланцев, светлые – плагиомигматиты. Нат. вел.

шпатизации в зависимости от состава и текстурных особенностей вмещающих пород. Так, в слюдяных сланцах рост порфиробластов плагиоклаза выражен более резко, чем в амфиболитах, обладающих массивной текстурой и составом основных эффузивов (рис. 42, 43). Амфиболиты и габброиды часто слабо или совсем не затронуты фельдшпатизацией (рис. 44). Наблюдается зависимость ее интенсивности и от структурного положения участка. Наиболее интенсивно она проявлялась в висячих крыльях складок. Если в лежачих крыльях складок наблюдается постепенное сгущение порфиробластов плагиоклаза и порода имеет облик "очковых" порфиробластовых биотитовых гнейсов, то в висячих крыльях порфиробластез приводит к образованию полос кварц-плагиоклазового состава. В первом случае сохраняется текстура сланцев, во втором – текстура гнейсов.

Порфиробласты плагиоклаза (олигоклаза) в процессе роста замещают биотит. Его реликты сохраняют свою ориентировку в олигоклазе. В процессе метаморфизма происходит перекристаллизация биотита, он становится крупночешуйчатым. Биотит замещает амфибол в биотит-амфиболовых сланцах. В "очковых" гнейсах в тоналито-гнейсах он развивается по гранату, являющемуся реликтовым минералом эклогитов и гранатовых амфиболитов. В "очковых" гнейсах, кроме послойных метасоматических образований, состоящих из порфиробластов олигоклаза, встречаются участки пегматитового облика, состоящие из альбит-олигоклаза, кварца, микроклина и мусковита, т.е. появляются калиевые минералы. Ширина участков меняется от нескольких сантиметров до 100 м. Ориентировка мусковита в этих участках подчеркивает директивные текстуры вмещающих гнейсов и сланцев. Такие особенности свидетельствуют в пользу метасоматического происхождения этих образований. Минералогические преобразования кристаллических сланцев в порфиробластовые гнейсы связаны с новообразованием плагиоклазов. С усилением процесса фельдшпатизации увеличивается количество калишпата.

Петрохимическое изучение кварц-биотитовых сланцев и сравнение их состава с новообразованными "очковыми" плагиоклазовыми гнейсами позволили М.Д. Гесю (1972) установить особенности изменения химического состава первичных сланцев в результате фельдшпатизации. По его данным, в гнейсах наблюдается значительное увеличение калия, натрия, алюминия, кальция и частично магния. Увеличение содержания первых четырех элементов М.Д. Гесь связывает с новообразованием полевых шпатов. Эти изменения, согласно современным представлениям о гранитизации (Коржинский, 1952; Кузнецов, 1964), характеризуют начало данного процесса. Этот вывод представляется очень важным, так как он хорошо согласуется с временем появления анатектических гранитоидов, становление которых тесно связано с фельдшпатизацией.

Таким образом, есть основание считать, что плагиогранитизация и фельдшпатизация следуют после накопления вулканогенно-осадочной толщи океанической стадии. Эти метасоматические процессы наиболее активно протекали именно в породах этой толщи. Они как бы подготовили их к дальнейшим преобразованиям. Локальное усиление метасоматических процессов обусловило становление массивов плагиогранито-гнейсов в Бессазском и Макбальском блоках, а также протяженных зон аналогичного состава. Эти первые по времени появления породы гранитоидного ряда отличаются бедностью содержания калия, роль которого постепенно возрастает в гранитоидах интрузивных комплексов в течение переходной стадии.

Схема гранитоидного магматизма Чаткальского сектора (табл. 1) создавалась автором совместно с М.Д. Гесем (Макарычев, 1964; Макарычев, Гесь, 1970, 1971а,б) на протяжении многих лет всестороннего изучения Западного Тянь-Шаня. В данной работе в нее внесены некоторые коррективы в отношении возраста отдельных интрузивных комплексов на основании новых радиологических данных (табл. 2).

С у у к т е п и н с к и й к о м п л е к с установлен среди нижне-среднерифейских отложений Касанского антиклинория. В его составе выделены небольшие массивы диорито-гнейсов и кварцевых диоритов. В бассейне р. Иштамберды-Южной на отдельных участках прослежены контакты, свидетельствующие о пер-

Таблица 1

Схема гранитоидного магматизма Чаткальского сектора

Стадия геосиклинального режима	Эпоха	Морфологии структур	Тип разреза и время его формирования	Интрузивные комплексы и их возраст	Стадии формирования интрузивных комплексов и их представители	Форма магматических тел и типичные массивы	Петрохимические типы в порядке стадий формирования
1	2	3	4	5	6	7	8
Континентальная		Наложенные впадины, структуры типа грабен-синклиналей	Вулканогенно-молассовый $C_2-P(T_1?)$	"Послеарашанские дайки"	3. Гранит-порфиры 2. Диабазовые порфириты 1. Лампрофиры	Единичные дайки	3. Ультракислые со щелочным уклоном 2. Более щелочные, чем щитовой базальт 1. Состав типового монцодиорита и биотит-роговообманкового диорита
				Позднепермско-раннетриасовый малых интрузивов	5. "Порфировидные" диабазовые порфириты 4. Гранит-фельзит-порфиры и кварцевые порфиры 3. Диабазы и диабазовые порфириты 2. Габбро-порфириты 1. Граносиениты, сиениты и монцонит-порфиры	Дайки и мелкие штоки, сконцентрированные в дайковые поля и зоны	5. Высокоосновные со щелочным уклоном 4. Ультракислые, богатые или пересыщенные щелочными породы 3–2. Основные с отклонениями к средним, иногда богатые щелочами 1. Умереннокислые, щелочные, K/Na = = 1,1–1,4; SiO_2 = = 61–63%
				Пермский малых интрузивов (270–252 млн.лет)	6. Лампрофиры 5. Фельзит и кварцевые порфиры 4. Гранит-порфиры 3. Адамеллит-порфиры 2. Гранодиорит-порфиры 1. Диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, лампрофиры	Дайки и мелкие штоки, сконцентрированные в дайковые поля и зоны	6. Средние со щелочным уклоном 5. Ультракислые, субщелочные, K/Na = = 1,2–1,5; SiO_2 = = 73% 4. Ультракислые, нормального ряда, K/Na = = 1,1–1,2; SiO_2 = 73% 3–2. Умереннокислые нормального ряда, K/Na = 0,9–1,1; SiO_2 = = 63–70% 1. Средние, K/Na = =0,7–1,0; SiO_2 = = 68–63%
				Алмасайский позднекарбоновый (305–283 млн. лет)	3. Мелкозернистые граниты, аплиты, пегматиты 2. Граниты, аляскиты 1. Гранодиориты, граниты	Мелкие штоки, жилы, дайкообразные тела Интрузивы вытянутой формы (Алмасайский, Арашанский)	3. Углекислые, иногда щелочные, K/Na = = 1,3–1,6; SiO_2 = = 72–74% 2. Кислые, иногда субщелочные, K/Na = = 1,2–1,4; SiO_2 = = 68–72% 1. Умереннокислые, кислые, K/Na = 1,1–1,3; SiO_2 = 65–70%
				Сандалаш-Чаткальский среднекарбоновый (333–310 млн. лет)	5. Микрограниты, аплиты, пегматиты 4. Гранодиориты, адамеллиты 3. Адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты	Мелкие штоки, жилы Изометричные (Чаткальский, Среднесандалашский) и вытянутой формы (Чукурсуйский, Акдагульский, Чакырторский)	5. Кислые, ультракислые 4. Умереннокислые, нормального ряда, K/Na = = 1,2–1,4; SiO_2 = 64–66% 3. Умереннокислые, нормального ряда, K/Na = = 1,1–1,3; SiO_2 = 60–62%

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
					2. Сиенит-диориты, монцониты и кварцевые монцониты 1. Диориты, кварцевые диориты и габбро		2. Средние и умеренно-кислые со щелочным уклоном, K/Na = 0,9–1,1; SiO_2 = 56–59% 1. Средние, реже основные, K/Na = 0,5–0,7; SiO_2 = 42–57%
Переходная	Герцинская	Унаследованные поднятия и прогибы	Многоосинклинальный $D_2 g v - C_1$	Кытайульдинский среднедевонский	Плагиограниты	Удлиненные штоки (китайульдинская группа интрузивов)	Интенсивно измененные плагиограниты
				Сумсарский позднесилурийский (422 млн.лет)	2. Аплиты 1. Гранодиориты	Жильные тела Мелкие штоки (Сумсарский, Караагачский)	2. Кислые, нормального ряда 1. Умереннокислые, нормального ряда, K/Na = 1,0–1,1; SiO_2 = 65–68%
				Алабукинский ордовикский (475–485 млн.лет)	2. Граниты, аплитовидные граниты, аплиты 1. Гранодиориты	Жилы, мелкие штоки Удлиненные штоки (Алабукинский)	2. Кислые, нормального ряда или со щелочным уклоном 1. Умереннокислые, нормального ряда, K/Na = 0,0–1,0; SiO_2 = 61–63%
	Каледонская	Дифференцированные прогибы и поднятия	Миктотеосинклинальный $V - D_2 ef$	Зексайский раннепалеозойский	3. Аплиты, аплитовидные граниты, пегматиты 2. Лейкократовые граниты 1. Гранодиориты и тоналиты	Бескорневые жилы и гнезда Конкордантные массивы батолитового типа (Зексайский, Саардыкский)	3. Кислые и ультракислые, субщелочные, K/Na = 1,3; SiO_2 = 70–72% 2. Ультракислые, нормального ряда, K/Na = 1,2–1,3; SiO_2 = 70–71% 1. Умереннокислые, плюмазитового или нормального ряда, K/Na = 0,6–0,7; SiO_2 = 63–64%
				Среднетерекский раннепалеозойский	Габбро, габбро-диабазы, диориты	Силлоподобные тела (Среднетерекский)	Основные с переходом к средним
	Рифейская	Островные поднятия	Эвгеосинклинальный R	Тундукский позднерифейский вулкано-плутонический	Несколько генераций диабазовых даек и даек ультракислых порфиров	Дайки, маломощные покровы	Основные нормального ряда или с субщелочным уклоном, K/Na = 0,5–0,6; SiO_2 = 55% Ультракислые
				Бешторский позднерифейский (830 ± ± 18 млн. лет)	3. Аплиты, пегматиты 2. Граниты 1. Гранодиориты	Жилы и пологие гнезда Массивы удлиненной формы (Бештор-Тундукский, Алмалыбулакский)	3. Ультракислые 2. Ультракислые, плюмазитового ряда, K/Na = 0,6–0,8; SiO_2 = 70–75% 1. Кислые, плюмазитового ряда, K/Na = = 0,5–0,7; SiO_2 = = 64–67%
				Музбельский рифейский (842 ± 20 млн. лет)	2. Кварцевые диориты 1. Плагиограниты	Массивы удлиненной формы (Музбельский)	2. Основные с отклонением к средним
				Сууктепинский рифейский вулкано-плутонический комплекс	Габбро, габбро-диориты, диабазы, метаморфизованные до амфиболитов, амфиболовых сланцев, диорито-гнейсов	Силлы, штокообразные тела	Основные с отклонением к средним

Таблица 2

Абсолютный возраст пород Западного Тянь-Шаня

№ пробы	Массив, порода, место отбора пробы	Минерал	Автор	Лаборатория	Возраст, млн. лет
	Срединный Тянь-Шань				
	Бешторкский позднерифейский комплекс				
3461	Бештор-Тундукский, пегматитовая жила, Пскемский хребет, р. Бештор	Мусковит	М.Д. Гесь	ИГЕМ АН СССР	830 ± 18
	Алабукинский ордовикский комплекс				
362/2	Алабукинский, гранодиорит, Чаткальский хребет, р. Алабука	Биотит	Г.И. Макарычев	ВСЕГЕИ	485 ± 5
206	То же	"	М.Д. Гесь	ИГЕМ АН СССР	474 ± 14
206	Аксайский, гранодиорит, Таласский хребет, р. Аксай	"	Т.А. Додонова	То же	475 ± 7
	Сумсарский силурийский комплекс				
8	Сумсарский, гранодиорит, Чаткальский хребет, правый приток р. Сумсар	Биотит	Г.И. Макарычев	ГИН АН СССР	422 ± 7
	Сандалаш-Чаткальский среднекарбоновый комплекс				
1376	Чакырторский, кварцевый диорит третьей стадии, Чаткальский хребет, р. Чакыртор	Биотит	М.Д. Гесь	ВСЕГЕИ	333
3991	Кызылторский, гранит четвертой стадии, Чаткальский хребет, р. Кызылтор	"	"	"	326
7731	Акбулакский, гранит четвертой стадии, Чаткальский хребет, р. Терс	"	"	"	325
	То же	"	"	ИГЕМ	323 ± 8
1376	Четкисайский, гранит четвертой стадии, Чаткальский хребет, р. Четкисай	"	"	ВСЕГЕИ	323
2109	Андагульский, гранодиорит, Чаткальский хребет, р. Андагул	"	"	Институт геологии, г. Махачкала	310
7549	Акбулакский, гранит четвертой стадии, Чаткальский хребет, р. Терс	"	"	ВСЕГЕИ	310
2180	Ихнач-Каракорумский, гранодиорит, Пскемский хребет, р. Каракорум	"	"	Институт геологии, г. Махачкала	303
	То же	"	"	САИГИМС	304

Таблица 2 (продолжение)

№ пробы	Массив, порода, место отбора пробы	Минерал	Автор	Лаборатория	Возраст, млн. лет
356	Сарайсайский, кварцевые диориты, Чаткальский хребет, р. Сарайсай	Биотит	Г.И. Макарычев	ВСЕГЕИ	315
4008/1	Туюкский, гранит четвертой стадии, Чаткальский хребет, р. Тузашу-сев	"	М.Д. Гесь	ВСЕГЕИ	310
	Алмасайский позднекарбоновый комплекс				
7229	Раватсайский, гранодиорит, Чаткальский хребет, р. Туюксай	Биотит	М.Д. Гесь	ВСЕГЕИ	305 ± 5
7205	Раватсайский, гранит, верховья р. Раватсай	"	"	"	292 ± 5
7749	Акбулакский, адамеллит, Чаткальский хребет, р. Терс	"	"	"	296
XX	Акбулакский, гранодиорит, р. Терс	"	Г.И. Макарычев	"	278 ± 5
4461	Акбулакский, гранодиорит, Чаткальский хребет, водораздел рек Терс – Чаткал	"	М.Д. Гесь	"	285 ± 5
7704	Туюкский, гранодиорит, Чаткальский хребет, р. Туюксай	"	"	"	298 ± 5
997	Туюксай, гранит, р. Тузашу-сев, 18 км выше устья	"	"	"	295
4002/2	То же	"	"	"	290
6475	Алмасайский, гранит, Пскемский хребет, р. Алмасай	"	"	"	290 ± 5
	То же	"	"	Институт геологии, г. Махачкала	285
5630	Арашанский, гранит, Чаткальский хребет, р. Акбулак	"	"	ВСЕГЕИ	283 ± 5
	То же	"	"	ИГЕМ	273 ± 8
	Арашанский, гранит, верховья р. Акбулаксай	"	"	"	270 ± 5
	Пермский комплекс малых интрузий				
	Шоматорский (аналог Ирисуйского), эссекситы, Тахталыкская гряда	Биотит	В.Г. Кушев	ЛАГЕД	252
	Каргышский, пегматит, Тахталыкская гряда	Мусковит	В.И. Кнауф	ИГЕМ	250

Таблица 2 (окончание)

№ пробы	Массив, порода, место отбора пробы	Минерал	Автор	Лаборатория	Возраст, млн. лет
	Южный Тянь-Шань				
	Алайский комплекс				
	Зардалесский и Урусайский, щелочные гранитоиды, Алайский хребет	Биотит	Л.Л. Перчук, 1964; Г.С.Поршняков, 1973; Н.В.Шинкарев, 1966;		185–236
	То же	"	Д.И.Щербаков		190–200
	Северный Тянь-Шань и Южный Казахстан (Каратау)				
	Гранитоиды Макбальского антиклинория (блока)				
3–70	Береговской, гранодиорит, Киргизский хребет	Циркон	В.В.Киселев и др., 1974	МГУ	1070 ± 100*
1–70	Караджилгинский, гранит, там же	"	То же	"	1150 ± 100*
2–70	Кызылташский, гранит, там же	"	"	МГУ	1275 ± 120*
	Макбальская свита, нижняя подсвита, там же	Гранат из эклогита	И.А. Ефимов	ГИН КазССР	1688 ± 75
	То же	То же	То же	"	1688 ± 75
	Макбальская свита, Киргизский хребет	Циркон из кварцита	В.В.Киселев, В.Г.Королев	МГУ	1840 ± 170
4–66	Джильдысуйская свита, Киргизский хребет	Циркон обломочный	То же	"	1250 ± 100
	Терекская свита, Киргизский хребет	Валовая проба	"	УФАН	700
	Кумыстинский, диорит, хр. Большой Каратау	Циркон	В.В. Киселев, В.Г.Королев	МГУ	720*
	Карагузская свита, сланец двуслюдяной, хр. Большой Каратау, р. Карагуз	Мусковит	Г.И.Макарычев	ВСЕГЕИ	934

Примечание. Определение возраста пород, отмеченных звездочками, проводилось альфа-свинцовым методом, остальных – калий-аргоновым методом.

вично-интрузивной природе диоритов, что подтверждается также реликтовыми интрузивными микроструктурами. Иную форму имеют массивы диорито-гнейсов. Это, как правило, изометричные тела, не имеющие четких очертаний. Они ассоциируют с породами меланократового фундамента и имеют состав от среднего типа габбро до диорита[1]. Особенности формы тел диорито-гнейсов и переменчивый состав позволяют связывать их образование с диоритизацией верхней части меланократового фундамента (полосчатые габбро), среди которых они располо-

[1] Анализы пород здесь и далее сравниваются со средним составом пород, по С. Ноколдсу (*Nockolds*, 1954).

жены и с которыми связаны постепенными переходами. Диорито-гнейсы обладают многими признаками метасоматических образований. Кварцевые диориты, обладающие структурами интрузивных пород, видимо, являются результатом анатексиса. Галька и тех и других найдена в базальных конгломератах венда-нижнего палеозоя. Ранне-среднерифейский возраст комплекса принят условно, на основании размещения среди древних отложений и по соотношению кварцевых диоритов с плагиогранитами в других массивах, которые они прорывают.

Музбельский интрузивный комплекс выделен на западном склоне Таласского Алатау. Массив одноименного названия (2)[1] залегает в ядре антиклинальной складки. С северо-востока он оборван Терскей-Каратауским разломом. Юго-западный контакт его полого погружается под базальные слои венда-нижнего палеозоя, в изобилии содержащие продукты его размыва. Северо-западная часть массива прорвана гранитами средне-позднекарбонового Манасского интрузива (16), а юго-восточная – гранодиоритами раннепалеозойской Кураматорской интрузии (11). Внутреннее строение и петрографический состав Музбельского массива изучены еще слабо. В нем присутствуют гнейсовидные кварцевые диориты и плагиогранито-гнейсы. Последние сохранились фрагментарно и несут следы контактового воздействия кварцевых диоритов. Эти соотношения указывают на более позднее внедрение диоритов. По составу последние близки к кварцевым диоритам сууктепинского комплекса, их возраст 853 млн. лет (Адышев и др., 1972).

Бештерский интрузивный комплекс сформировался в результате последовательного внедрения гранодиоритов, гранитов и жил пегматитов и аплитов. Возрастное положение комплекса установлено по налеганию на него пород венда-нижнего палеозоя (Зубцов, Зубцова, 1963; Макарычев, 1964) и абсолютному возрасту 830 ± 18 млн. лет (Гесь, 1967). Породы комплекса слагают Бештор-Тундукский (1) и Алмалыбулакский (3) массивы, приуроченные к ядрам Пскемского и Касанского антиклинориев.

Бештор-Тундукский массив на современном эрозионном срезе имеет вытянутую вдоль оси Пскемского антиклинория форму. Протяженность его 35, ширина от 3 до 7 км. Северо-западный контакт массива с известняками нижнего карбона тектонический. Юго-восточный и северо-восточный контакты перекрыты трансгрессивно лежащими конгломератами венда – нижнего палеозоя. Гранитоиды секутся многочисленными диабазовыми дайками и интрудируются ордовикскими (430 ± 10 млн. лет) гранодиоритами, а также среднекарбоновыми кварцевыми диоритами. Вдоль северного контакта массива расположен блок кристаллических сланцев рифея с многочисленными инъекциями плагиогранитного состава. Эта толща, так же как и в Касанском антиклинории, является вмещающей для позднерифейских гранитоидов.

Гранодиориты, слагающие ксенолиты в лейкократовых гранитах, отличаются от последних повышенным содержанием биотита (11% против 2%), более высоким номером плагиоклаза (№ 22–23 против № 18–21). Жильная серия бешторского комплекса развита широко и представлена пологопадающими жилами и линзовидными гнездами пегматитов и аплитов. Мощность жил пегматитов 10–30 см (с раздувами до 1 м), протяженность 15–30 м. Их количество увеличивается на приводораздельных участках Бештор-Тундукского интрузива, где они образуют пегматитовые поля. Пегматиты имеют простое строение, обладают крупнозернистой пегматитовой с участками микропегматитовой структурой и состоят из олигоклаза, кварца, микроклин-пертита и мусковита. Жилы их часто имеют оторочку, сложенную мелкозернистым аплитовидным гранитом. Жилы аплитов обычно маломощны (10–30 см), встречаются в Бештор-Тундукском интрузиве повсеместно.

По химическому составу гранодиориты бешторского комплекса относятся к плюмазитовому ряду пород. Граниты в большинстве тоже относятся к плюмазитовому, реже – нормальному ряду изверженных пород. Для пород комплекса установлено преобладание натрия над калием.

---

[1] Номера массивов на рис. 41.

Тундукский интрузивный комплекс объединяет несколько генераций даек диабазового состава, прорывающих гранитоиды Бештор-Тундукского массива и связанные с ними тела пегматитов. Диабазовые дайки также перекрываются базальными конгломератами венда – нижнего палеозоя.

Диабазовые дайки мощностью от 0,2 до 7 м сгруппированы в зоны, расположенные в Бештор-Тундукском интрузиве. На некоторых участках отмечено до 3 даек на 1 км^2. В районе перевала Тундук наблюдается взаимопересечение пяти разновидностей диабазовых даек в последовательности: 1) метадиабазы, 2) конгадиабазы, 3) порфировидные амфиболовые габбро-диабазы, 4) нормальные диабазы и 5) долеритовые порфириты. Большинство даек имеет северо-восточное простирание с крутым падением на юго-восток. Диабазовые дайки темно-серые, с зеленоватым оттенком, равномернозернистого строения. Порфировые разности диабазовых пород содержат вкрапленники зеленоватого лабрадора № 59–65, реже диопсида и оливина. Основная масса сложена лабрадором № 60–67 (62–70%), пироксеном (до 30%), амфиболом, биотитом, хлоритом, местами кварцем, сфеном, апатитом, магнетитом. Структура основной массы диабазовая или габбровая. В эндоконтактовой зоне порфировые выделения исчезают, порода местами становится стекловидной.

В петрохимическом отношении породы тундукского комплекса относятся к нормальному ряду изверженных пород (реже – к пересыщенным глиноземом). Они близки к разновидностям базальта Р.О. Дэли, а также к габбро. Для сравнения гранитоидов бешторского и диабазов тундукского комплексов М.Д. Гесь пересчитал их состав и вынес на семикомпонентную диаграмму В.Н. Лодочникова. Выяснилось, что гранитоиды бешторского комплекса образуют единый комплементарный ряд пород. Состав же диабазовых даек тундукского комплекса на этой диаграмме занимает резко обособленное поле в стороне от поля первого комплекса. Таким образом, комагматичность этих комплексов исключается. Остается предполагать, что появление диабазов связано с глубокими расколами возникших в рифее поднятий, которые еще не имели достаточно мощного гранитного слоя.

Описанные выше интрузивные комплексы относятся к рифею. Судя по соотношению между разными типами пород, самыми древними являются плагиогранито-гнейсы и диорито-гнейсы, затем следуют кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. Общее для них – резко подчиненное значение в их составе калия по отношению к натрию. В современной структуре интрузивные комплексы расположены или в ядрах антиклинальных структур рифея, или слагают ядра более молодых венд-раннепалеозойских антиклиналей.

Более поздние поколения гранитоидных комплексов относятся к переходной стадии (каледонский этап). Они формировались на протяжении венда, раннего палеозоя, силура и раннего девона. За это время сформировалось пять интрузивных комплексов.

Среднетерекский вендский интрузивный комплекс объединяет несколько дискордантных массивов: Среднетерекский (4), Верхне-Сокурбельский (5), Кочкоротинский (6), Кумбельташский (7). Все они сосредоточены в осевой зоне Касанского антиклинория, прорывают отложения рифея и низов венда, а их крупные ксенолиты встречаются среди гранитоидов зексайского раннепалеозойского комплекса. Среднетерекский комплекс представлен средне- и мелкозернистыми породами диоритового облика, химический состав которых соответствует среднему составу габбро и амфибол-биотитового диорита.

Зексайский раннепалеозойский интрузивный комплекс представлен крупными полигенными массивами и зонами фельдшпатизированных и мигматизированных сланцев венда-нижнего палеозоя. Он сформировался путем гранитизации субстрата и внедрения расплава. Аллохтонные образования комплекса прорывают отложения нижнего палеозоя, а продукты их размыва находятся в конгломератах нижнего силура. По составу и особенностям строения комплекс относится к формации гранодиорито-тоналитовых батолитов зрелой (переходной) стадии развития геосинклиналей.

Породы зексайского комплекса слагают два массива: Зексайский (8) и Саардыкский (9), расположенные в центральной части Касанского антиклинория, и ряд мелких тел в полях развития фельдшпатизации в венд-нижнепалеозойских толщах. Крупные массивы сформировались в две стадии: породы первой представлены гранодиоритами и тоналитами, второй – лейкократовыми гранитами.

В настоящее время хорошо изучен Зексайский массив (8). Он представляет на современном срезе овал, вытянутый в северо-западном направлении. Площадь его около 150 км^2. В южную часть массива внедрились среднекарбоновые гранодиориты, а в северной части он прорван гранитами Туюкского массива (28), абсолютный возраст которых 290–310 млн. лет. В центральной его части в виде реликтов сохранились ксенолиты диоритов среднетерекского комплекса. Контакты его прослеживаются согласно простиранию вмещающих сланцев рифея и венда–нижнего палеозоя, слои которых погружаются под породы массива. В его краевых частях параллельно слоистости вмещающих пород наблюдаются гнейсовидные полосы меланократового состава. В центральной части гнейсовидные полосы простираются согласно общему простиранию вмещающих пород. Граница гранитоидов со сланцами рифея очень расплывчата. Массив окружен зоной послойных мигматитов. Ширина ее в сланцах рифея свыше 1 км, в терригенной толще венда–нижнего палеозоя она резко сокращается. Песчаники, алевролиты и цемент конгломератов несут следы сильного ороговикования.

Зексайский массив неоднороден по строению. Большая часть его сложена породами первой стадии – неравномернозернистыми, часто порфиробластовыми, гнейсовидными гранодиоритами, тоналитами. На отдельных участках это гранодиорито-гнейсы и тоналито-гнейсы. Порфиробластовые гранитоиды характеризуются высокой насыщенностью порфиробластами, иногда составляющими 50% объема породы. По составу они отвечают калинатровым полевым шпатам. Породы второй стадии представлены аллохтонными гранитами, внедрившимися вдоль западного контакта массива. Они имеют отчетливую эндоконтактовую зону.

Формирование Зексайского массива завершилось внедрением жил и штоков мелкозернистых гранитов, аплитов и пегматитов. Наибольшая концентрация их приходится на его краевые зоны. В петрохимическом отношении породы Зексайского и Саардыкского массивов относятся к плюмазитовому и нормальному ряду. Для них характерно увеличение содержания калия от гранодиоритов первой стадии к гранитам второй стадии.

Строение и состав массивов зексайского комплекса позволяют высказать мнение о ведущей роли в их образовании процессов метасоматоза и магматического замещения, выразившихся в постепенном переходе вмещающих пород к гранитоидам, сохранении реликтов складчатой структуры в массивах. Метасоматическая гранитизация, как указывал Д.С. Коржинский (1952), не приводит к образованию гранитоидных пород с характерными для них структурами. Ее следует рассматривать как процесс, подготавливающий вещество первичных пород к переходу в магматическое состояние, что в действительности и наблюдается на примере Саардыкского массива. В его северо-западной части во вмещающие породы отходят секущие апофизы с зоной закалки. Это свидетельствует о частичном перемещении образовавшегося расплава. В дальнейшем, после дифференциации, произошло внедрение аллохтонных гранитов второй стадии.

Таким образом, массивы зексайского комплекса сформировались в результате метасоматического преобразования исходных пород, магматического замещения и частичного расплавления и внедрения расплава. Подобные процессы могли иметь место только в результате привноса кремнекислоты и щелочей во вмещающие породы из глубинных зон Земли.

А л а б у к и н с к и й и н т р у з и в н ы й к о м п л е к с по времени образования следует за зексайским. Он сформировался в одну интрузивную стадию (гранодиориты) и стадию жильных пород (лейкократовые граниты и аплиты). Ранее этот комплекс автор относил к раннему силуру, однако радиологические определения по биотиту из гранодиоритов Алабукинского массива (10) дали возраст 485 млн.лет, что соответствует концу кембрия – началу ордовика. Повторный ана-

лиз биотита из гранодиоритов, отобранного Т.А. Додоновой, проведенный в лаборатории ИГЕМ АН СССР, дал близкий результат – 475 млн. лет. Аналогичный возраст получен для Аксайского массива (12), и такой же возраст, видимо, имеют породы Кураматорского массива (11). Эти новые данные подтвердили высказанное ранее мнение (Макарычев, 1964) о широком распространении в Срединном Тянь-Шане гранитоидов каледонского возраста, ранее не известных в этой зоне. Позднее Ф.М. Усманов в северо-восточной части Бештор-Гундукского массива выделил двуслюдяные граниты, абсолютный возраст которых 430 млн. лет (Аксаров и др., 1974). Указанные массивы расположены в Касанской, Пскемской, Таласской геоантиклинальных зонах.

Типичный пример алабукинского комплекса – Алабукинский массив (10). Этот массив типа штока размером 11 ×6 км^2 расположен в верховьях р. Алабука. Он внедрился в антиклинальную структуру, сложенную породами верхнерифейской каратерекской свиты. На эрозионном срезе этой структуры и вскрытой апикальной части массива залегают вулканогенно-терригенные отложения нижнего девона и тюлькубашской свиты среднего–верхнего девона.

Главная фация Алабукинского массива представлена светло-серыми и розовыми гранодиоритами гипидиоморфнозернистой или монцонитовой структур. Формирование массива завершилось внедрением мелких штоков лейкократовых гранитов и аплитов. Граниты расположены в наиболее глубоко эродированных частях массива. Контактовый метаморфизм Алабукинского массива выразился в образовании двуслюдяных и биотит-полевошпатовых роговиков за счет песчано-сланцевых вмещающих пород.

В петрохимическом отношении гранодиориты алабукинского комплекса относятся к нормальному, реже плюмазитовому ряду изверженных пород. Большинство анализов пород показывает преобладание в них натрия над калием.

Сумсарский силурийский интрузивный комплекс внедрился в песчано-сланцевую толщу нижнего силура. Формирование его связано с позднесилурийским воздыманием, охватившим Срединный Тянь-Шань. Гранитообразование в этот период сместилось на крылья геоантиклинальных поднятий и в прогибы (Сумсарский), к тому времени вовлеченные в поднятие.

К Сумсарскому комплексу отнесены Сумсарский (13), Караагачский (15) штоки и ряд более мелких тел, приуроченных к областям распространения отложений нижнего силура. Главная фация комплекса представлена среднезернистыми гранодиоритами; его формирование завершилось внедрением лейкократовых гранитов и аплитов. Позднесилурийский возраст комплекса доказывается тем, что его интрузии прорывают отложения нижнего силура и перекрываются конгломератами нижнего девона. Абсолютный возраст гранодиоритов и гранитов Сумсарского массива (по биотиту) 422 ± 7 млн. лет. В петрохимическом отношении породы комплекса относятся к нормальному ряду изверженных пород.

Кытайульдинский среднедевонский интрузивный комплекс объединяет группу плагиогранитных массивов, возраст которых впервые установлен А.С. Аделунгом (1950). В бассейне р. Терс выявлено несколько таких массивов линзовидной формы (14). Аналогичные массивы известны в Кураминской подзоне (Петрография Узбекистана, т. 1, 1966). Центральные части их сложены среднезернистыми лейкократовыми плагиогранитами, часто интенсивно катаклазированными. Сильное изменение плагиогранитов не позволило изучить их петрохимические особенности. Интересно пространственное совпадение плагиогранитов с проявлениями силурийского спилито-диабазового вулканизма. Весьма вероятно, что в бассейне р. Терс до среднего девона оставались участки, не охваченные гранитообразованием ранних этапов, ибо появление плагиогранитов среди гранитизированных и консолидированных структур – явление необычное.

Становление плагиогранитов кытайульдинского комплекса приурочено к предживетскому воздыманию Чаткальской подзоны. Этот комплекс завершает процесс гранитообразования главного геосинклинального этапа (переходная стадия).

Приведенные данные со всей очевидностью свидетельствуют о длительности и нарастании процесса гранитообразования на протяжении переходной стадии, для

которой установлена определенная последовательность образования гранитоидов от метасоматических плагиогранитов и гнейсо-гранитов рифейского этапа к анатектическим гранитоидам каледонского и раннегерцинского этапов. Структурная приуроченность гранитоидных комплексов совершенно четкая: они локализованы в геоантиклинальных зонах и по мере разрастания последних смещаются в смежные прогибы, последовательно охватывая ложе геосинклинали.

Следующий этап формирования интрузивных комплексов гранитоидов относится уже к континентальной стадии развития Чаткальской подзоны. На протяжении позднего палеозоя (и в раннем триасе?) тектоническая активность проявилась в виде интенсивных блоковых движений, с которыми на фоне общего воздымания связано заложение и развитие наложенных впадин и мульд проседания, заполнявшихся вулканогенным материалом. К этому этапу приурочено внедрение многостадийных комплексов, главным образом, гранитоидного состава.

Сандалаш-Чаткальский среднекарбоновый интрузивный комплекс пользуется наиболее широким распространением в Чаткало-Кураминских горах. Вместе с породами более молодых комплексов он слагает такие крупные полигенные массивы, как Кураминский, Гава-Чадакский, Чаткальский и, кроме того, образует многочисленные самостоятельные интрузивы: Монасский (16), Ихнач-Каракорумский (17), Среднесандалашский (19), Акбулакский (25), Андагульский (23), Чакырторский (22) и др. Эти массивы или моногенны, или образованы в несколько стадий внедрения. Формирование комплекса произошло в интервале 359–310 млн. лет в четыре стадии и завершилось образованием пород жильной серии. В первую стадию внедрились диориты, кварцевые диориты и габбро. Во вторую – образовались монцодиориты, монцониты и сиениты, интрудирующие породы первой стадии. В третью – среднезернистые гранодиориты (карамазарский тип), кварцевые монцониты и кварцевые диориты. Они распространены наиболее широко, имеют активные контакты с породами первой и второй стадий внедрения. В четвертую стадию внедрялись резко порфировидные гранодиориты, адамеллиты, кварцевые монцониты, образовавшие небольшие штоки. Жильные породы представлены жилами и мелкими штоками мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов.

В петрохимическом отношении породы среднекарбонового интрузивного комплекса принадлежат к нормальному, реже плюмазитовому ряду. Сходство петрохимического состава пород интрузивного комплекса с минбулакскими эффузивами и близкое время их формирования позволили Ю.А. Кузнецову (1964) отнести их к габбро-диорито-гранодиоритовой формации ряда вулканогенных интрузивных формаций орогенного этапа. Этот вывод согласуется с тектоническим положением интрузивов. Наряду с преобладающей приуроченностью их к геоантиклинальным зонам они имеют дискордантную, чаще всего вытянутую форму. Типичными примерами таких интрузивов могут служить Среднесандалашский и Ихнач-Каракорумский массивы. Ниже дано их краткое описание.

Среднесандалашский массив (19) площадью около 116 км^2 расположен в среднем течении р. Сандалаш. Этот полигенный дискордантный интрузив, состоящий из двух частей, разделенных серией крутых субширотных разломов. Обе части имеют овальную форму. Южная часть интрузива образована сиенито-диоритами и монцонитами второй интрузивной стадии, которые позже были прорваны гранодиоритами и адамеллитами четвертой стадии. По геологическим наблюдениям и данным изучения аномального магнитного поля южный контакт интрузива погружается под вмещающие породы под углом 40–70°, восточный – близок к вертикальному. Северная часть Среднесандалашского интрузива образована в основном гранодиоритами и кварцевыми диоритами третьей стадии внедрения, которые в восточной части прорваны небольшим телом гранодиоритов четвертой стадии. Контактовое воздействие Среднесандалашского интрузива выразилось в мраморизации, скарнировании известняков фаменского, турнейского и визейского ярусов и в ороговиковании песчаников тюлькубашской свиты. Породы второй интрузивной стадии представлены сиенито-диоритами, иногда переходящими в диориты и монцониты. Породы третьей стадии внедрения Среднесандалашского массива по минералоги-

ческому составу соответствуют гранодиоритам и адамеллитам. Формирование Среднесандалашского массива завершилось образованием маломощных (до 0,5 м) аплитовых жил мелкозернистого или аплитового строения, переходящего местами в гранофировое.

Ихнач-Каракорумский массив (17) расположен на обоих склонах Пскемского хребта. Общая площадь его около 150 км^2. В плане западная часть его вытянута в северо-западном направлении примерно на 25 км, ширина ее – до 11 км; восточная (от долины руч. Каракорум) – в северо-восточном направлении – на 20 км, ширина – до 2 км. Интрузив прорывает отложения нижнего и среднего палеозоя, включая намюрский ярус, и, в свою очередь, сечется аляскитовыми гранитами позднекарбонового комплекса и дайками гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов раннепермского комплекса. Западная часть интрузива рассекает вкрест простирания ядро Пскемского антиклинория, восточная часть ориентирована согласно простиранию последнего. Ихнач-Каракорумский интрузив сложен диоритами первой стадии, гранодиоритами и кварцевыми диоритами третьей стадии и гранодиоритами-адамеллитами четвертой стадии. Между породами всех трех стадий наблюдаются интрузивные соотношения. Наиболее широкое развитие на современном эрозионном срезе имеют гранодиориты и кварцевые диориты третьей стадии. Диориты первой стадии присутствуют в виде крупных ксенолитов в более поздних интрузивных образованиях. Адамеллиты четвертой стадии представлены небольшими штоками в приконтактовых зонах интрузива. Формирование Ихнач-Каракорумского интрузива завершилось заполнением первичных трещин отдельности жилами белых аплитов. Наибольшее скопление жил приурочено к эндоконтактовой зоне массива. Состав пород третьей и четвертой стадий Ихнач-Каракорумского интрузива соответствует составу пород этих стадий Среднесандалашского массива.

Пример Сандалаш-Чаткальского многостадийного интрузивного комплекса хорошо иллюстрирует длительность гранитообразования. Все стадии находятся в интрузивных соотношениях друг с другом. Полученные радиологические данные (см. табл. 2) показали разрыв между внедрением разных стадий продолжительностью в 5–7 млн. лет. В целом комплекс сформировался за 30–40 млн. лет.

Общей особенностью химизма пород этого комплекса является их более щелочной характер по сравнению с эталонными породами известково-щелочного ряда. По существу, только в этом комплексе гранитоидов наблюдается заметное преобладание калия над натрием, что, видимо, может указывать на коровый источник магматизма.

Алмасайский (Кызылторский) позднекарбоновый интрузивный комплекс следует за среднекарбоновым Сандалаш-Чаткальским комплексом. Он сформировался в две интрузивные стадии и стадию жильных пород. Среднезернистые граниты второй стадии прорывают образования предыдущего комплекса в таких полигенных интрузиях, как Гава-Чадакский, Карамазарский и Кураминский (в Кураминских горах) массивы, и образуют довольно крупные массивы в Чаткальском и Пскемском хребтах. Здесь к ним относятся Алмасайский (31), Майдантальский (30), Арашанский (29) и Туюкский (28) крупные массивы, а также множество небольших штоков в массивах более раннего возраста. Ранее часть этих массивов, по косвенным данным, относилась к перми (Макарычев, Гесь, 1971а). Однако определения абсолютного возраста (по биотиту) показали, что все упомянутые массивы сформированы в интервале 305–270 млн. лет. Лишь отдельные определения совпали с возрастом гранитов последней стадии внедрения предыдущего комплекса – 310 млн. лет. Кроме того, эти гранитоиды секутся пермскими и раннетриасовыми дайками; продукты разрушения гранитов присутствуют в отложениях перми.

Подавляющее большинство позднекарбоновых массивов сложено гранитами, различающимися по окраске и крупности зерна породообразующих минералов. Гранодиориты первой стадии внедрения имеют подчиненное значение. Жильная серия обычно представлена мелкозернистыми аплитовыми гранитами.

Типичный пример комплекса – Алмасайский массив (31), расположенный на юго-восточном крыле Пскемского антиклинория. Он внедрился вдоль границы Ихнач-Каракорумского массива с вмещающими его известняками нижнего карбона.

Главная интрузивная фация представлена розовыми гранитами разной зернистости, фация эндоконтакта – крупнопорфировыми гранитами. Жильная серия образована маломощными жилами розовых аплитов и микрогранитов. Контактовые воздействия гранитов выразились в мраморизации известняков карбона. Все сказанное о составе массива полностью относится и к Сокурбельскому массиву (26), расположенному в центральной части Касанского антиклинория.

К позднекарбоновому комплексу отнесены Арашанский (29) и Туюкский (28) массивы. Они в целом не отличаются от других массивов данного комплекса, однако в них присутствуют аляскитовые граниты повышенной щелочности. В петрохимическом отношении гранитоиды алмасайского комплекса относятся к породам нормального ряда, реже – щелочным. В них отчетливо преобладает калий над натрием, существенно возрастает содержание кремнезема.

Пермо-триасовый комплекс малых интрузий развит на всей территории Чаткальского сектора Тянь-Шаня. К нему относятся небольшие интрузивные тела и дайки. Внутри комплекса установлено два этапа формирования малых интрузий; первый – охватывает пермь, второй – ранний триас. Малые интрузии первого этапа образуют многочисленные поля и зоны, протягивающиеся на десятки километров. Они не связаны с размещением интрузивных массивов среднепозднекарбоновых комплексов. По данным З.А. Юдолевича (1966), дополненным М.Д. Гесем (1972), в пермское время сформировались штоки и дайки следующих пород (в возрастной последовательности): а) диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов, б) гранодиорит-порфиров, в) адамеллит-порфиров, г) гранит-порфиров, д) фельзит-порфиров и кварцевых порфиров. К пермскому этапу относятся и богатые калием основные щелочные породы (щелочные габброиды), слагающие мелкие штоки, наиболее значительный из которых – массив Ирису (37). Этот массив обстоятельно изучен Т.В. Молчановой (1966), его абсолютный возраст – 252 млн. лет (Аксаров и др., 1974).

В триасе (второй этап) после образования вулканической кызылнуринской свиты внедрилась группа даек и мелких штоков. Они образуют протяженные зоны в юго-западной части Чаткальского и в Кураминском хребтах. Для них установлена (Козлова, Рыбалов, 1965) такая последовательность внедрения: а) спессартиты и керсантиты, б) сиенит-монцонит- и граносиенит-порфириты, в) габбро-порфириты, г) диабазы и диабазовые порфириты, д) гранит-порфиры, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры, е) порфировидные диабазовые порфириты. Среди них резко преобладает контрастная ассоциация, что наряду с характерным структурным обликом дайковых зон позволяет относить эти образования к самостоятельным малым интрузивам (Шипулин, 1965),

Изложенные выше данные о гранитоидных комплексах Срединного Тянь-Шаня позволяют наметить три общие закономерности в развитии гранитоидного процесса. Прежде всего это длительность гранитообразования – от начала рифея до раннего триаса. За этот интервал сформировано 13 интрузивных комплексов, каждый из которых характеризовался несколькими интрузивными стадиями внедрения, что с определенными пропусками заполняет всю рифейско-палеозойскую историю развития геосинклинали. Радиологические определения пород отдельных стадий внедрения (Сандалаш-Чаткальский комплекс) показали разрыв между ними в 5–7 млн. лет. Следует подчеркнуть, что интрузивные комплексы Срединного Тянь-Шаня формировались вне связи с фазами складчатости, о чем свидетельствует отсутствие перерывов и несогласий внутри синхронных им осадочных комплексов. Следовательно, гранитообразование – процесс длительный, не связанный с фазами складчатости, на что обращал внимание Н.А. Штрейс (1968). Длительность гранитообразования при формировании массивов свойственна не только Срединному Тянь-Шаню. Длительность образования Магаданского мезозойского батолита на Северо-Востоке СССР, по данным абсолютного возраста, около 50 млн. лет. В его составе установлено щесть интрузивных фаз (Фирсов, 1960). Такие же массивы известны в некоторых районах Урала (Фишман, 1962). Длительное развитие гранитоидного магматизма в раннем докембрии установлено Е.В. Павловским (1970). Отсюда можно сделать более широкий вывод – длитель-

ность гранитоидного процесса, очевидно, общая закономерность развития геосинклиналей независимо от их возраста.

Другая закономерность гранитообразования – резкое усиление процесса в переходную и континентальную стадии с определенной направленностью изменения состава продуктов магматизма. Подобно вулканизму, направленность химизма процесса от безкалиевых гранитоидов к породам среднего и кислого состава, обогащенным калием, отражает происходящие качественные изменения в строении верхних зон земной коры на разных стадиях геосинклинального процесса. Наиболее вероятно, что эти изменения связаны с прогрессивным ростом гранитно-метаморфического слоя. Наконец, третья закономерность – неодновременность гранитообразования в структурах геосинклинальной системы.

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Гранитоидные комплексы приурочены к антиклинорным структурам Чаткальского сектора. Основные среди них – Касанский и Пскемский антиклинории, разделенные Сандалашским синклинорием. На современном эрозионном срезе осевая зона последнего совпадает с долиной р. Чаткал. Таласская геоантиклинальная зона прослеживается в северо-восточной части района параллельно Терскей-Каратаускому глубинному разлому (см. рис. 41). Эти крупнейшие структуры сформировались на месте длительно развивавшихся поднятий и прогибов. Доказательство этому – увеличение мощностей отложений от центральных частей антиклинальных зон к прогибам и сокращение полноты разрезов в обратном направлении. Формирование геоантиклинальных зон происходило прерывисто, периоды относительного покоя неоднократно прерывались фазами складчатости, после проявления которых краевые части прогибов причленялись к геоантиклинальным зонам.

Связь гранитоидного магматизма с геоантиклинальными зонами установлена геологическими методами (Макарычев, 1964; Штрейс, Макарычев, 1969); с появлением радиологических данных надежное обоснование получила длительность гранитообразования в этих зонах (Макарычев, Гесь, 1971а; Гесь, 1972).

Наиболее древний, музбельский комплекс, датированный 842±20 млн. лет (Адышев и др., 1972), приурочен к Талласской геоантиклинальной зоне. Близкий ему по возрасту (830±18 млн. лет) бешторский комплекс развит в Пскемском и Касанском антиклинориях. Бештор-Тундукский массив с венда представлял относительное поднятие. Вмещающими породами для него являлись нижне-среднерифейские толщи. Алмалыбулакский массив, принадлежащий этому комплексу, расположен в ядре Касанского антиклинория. Кроме того, многочисленные мелкие тела гранитоидов бешторского комплекса установлены в Нижне-Касанской и Терекской антиклиналях среди рифейских пород. Таким образом, процессы гранитизации интенсивно проявились в геоантиклинальных поднятиях уже в довендское время. Им предшествовали явления метасоматоза и метаморфизма, выразившиеся в преобразовании пород меланократового фундамента и эффузивов океанической стадии в эклогиты, гранатовые амфиболиты. Обломки этих пород, а также и гранитоидов обнаружены в базальных конгломератах венда–нижнего палеозоя. Возникшие "острова" гранитно-метаморфического слоя были еще очень маломощны, о чем свидетельствует внедрение по разломам диабазовых даек тундукского комплекса.

В венде и раннем палеозое возобновились процессы гранитизации в Касанском поднятии. Начались они интенсивной фельдшпатизацией (плагиоклазовый порфиробластез), и, по мере своего развития, метасоматоз привел к плавлению и магматическому замещению кристаллических сланцев рифея и частично пород венда (?) – нижнего палеозоя. В результате сформировались батолитовые массивы зексайского комплекса. Все они приурочены к осевой зоне Касанского антиклинория, им свойственны как конкордантные, так и дискордантные соотношения со складчатыми формами рифея (Гесь, 1972). В массивах сохранились реликты складчатых структур, замещенных гранитоидами. Это служит доказательством автохтонности комплекса образовавшегося независимо от складчатости в связи с ростом Касанско-

го поднятия. Длительность гранитообразования оказывается, таким образом, соизмеримой со временем осадконакопления. Очевидно, в поднятиях происходит нарастание гранитно-метаморфического слоя, обусловленное привносом щелочей и кремнезема. Как считают многие исследователи, поступление из недр газово-жидких эманаций ведет к увеличению объема гранитизируемых толщ и всплыванию отдельных зон (геоантиклиналей) геосинклинальных систем.

Алабукинский раннепалеозойский комплекс также широко развит в геоантиклинальных зонах. Алабукинский массив расположен в Касанском антиклинории. Он прорывает ядро антиклинали рифейского возраста. Аксайский массив внедрился в Таласскую геоантиклинальную зону. Того же возраста гранитоиды установлены в Бештор-Тундукском массиве Пскемского антиклинория. Все они сформировались из магматического расплава, следуют за автохтонными гранитоидами зексайского комплекса и, видимо, связаны с реоморфическим плавлением, сменившим метасоматоз.

Сумсарский силурийский комплекс отделен от предыдущего раннесилурийским осадконакоплением. Гранитоидные массивы этого времени формировались не только в осевых зонах геоантиклинальных поднятий, но и на их склонах и в смежных прогибах, что отражает латеральную миграцию проявлений гранитоидного магматизма и, следовательно, направленность формирования гранитно-метаморфического слоя.

Кытайульдинский среднедевонский комплекс завершает гранитообразование в переходную стадию. При этом внедрение штоков плагиогранитов падает на предживетский перерыв в осадконакоплении, однако отсутствие структурной перестойки на этом рубеже не позволяет связывать образование гранитоидов со складчатостью.

Таким образом, изложенные выше данные позволяют сделать вывод а непрерывно-прерывистом гранитоообразовании в переходную стадию геосинклинального процесса. Формирование гранитоидных комплексов тесно связано с развитием положительных конседиментационных структур. Процесс гранитообразования во времени мигрирует в прогибы. Общая закономерность его заключается в том, что гранитообразование временами прерывается, подобно тому, как возникают перерывы в накоплении осадков. Эта прерывистость, видимо, указывает лишь на колебания уровня теплового потока и периодическое усиление выноса из глубинных зон газово-жидких эманаций. Процесс гранитообразования не прекращался, а направленно изменял формы проявления от преобладающего развития автохтонных массивов к аллохтонным, чему способствовало изменение условий проницаемости коры вследствие тектонических движений. В переходную стадию в Чаткальском секторе возникли крупные участки с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем. В континентальную стадию происходило дальнейшее наращивание его мощности.

Особенности тектонических структур, возникших в результате блоковых движений, обусловили другую закономерность в размещении позднепалеозойских гранитоидных комплексов – приуроченность массивов к зонам нарушений. Среди них выделяются две разновидности: средне-позднекарбоновые комплексы крупных, часто полигенных интрузивных массивов и пермо-триасовые комплексы самостоятельных малых интрузивов.

Размещение средне-позднекарбоновых массивов не зависит от плана древних структур. Эти массивы имеют чаще всего удлиненную форму. Их внедрение произошло в раннеорогенный период, когда вся территория испытывала воздымание, обусловленное общим сжатием геосинклинали. Удлиненная форма, совпадение конфигураций разновозрастных массивов одного и того же комплекса или разных комплексов (Ихнач-Каракорумский и Алмасайский массивы) позволяют предположить ведущий контроль в их размещении линейных зон проницаемости, возникших в результате перемещения отдельных блоков. Проблема пространства для этих массивов частично могла быть решена за счет раздвижения блоков, а также за счет внедрения в ослабленные зоны по границам крупных несогласий. Кроме того, видимо, важную роль играли процессы ассимиляции при внедрении крупных полигенных массивов.

Комплексы самостоятельных малых интрузивов представлены типичными трещинными телами: дайками и вытянутыми штоками, группирующимися в

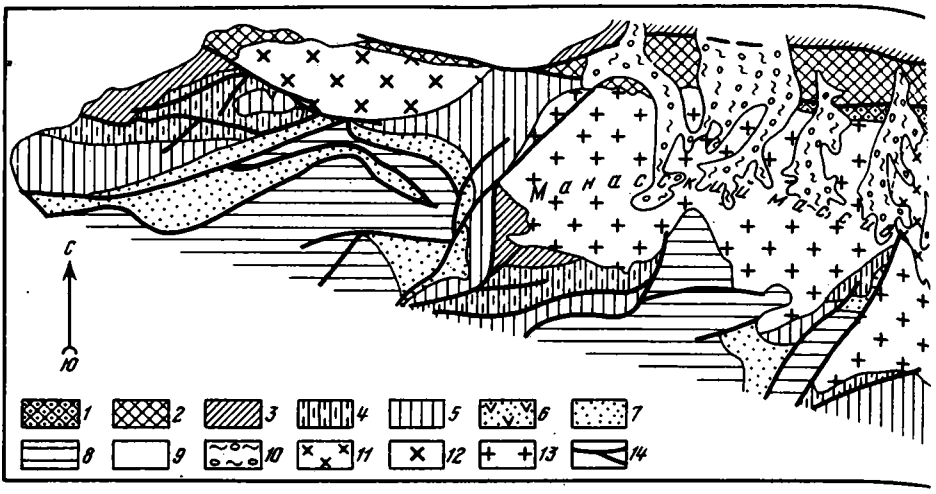


Рис. 45. Схема строения "осевой интрузии" Таласской геоантиклинальной зоны

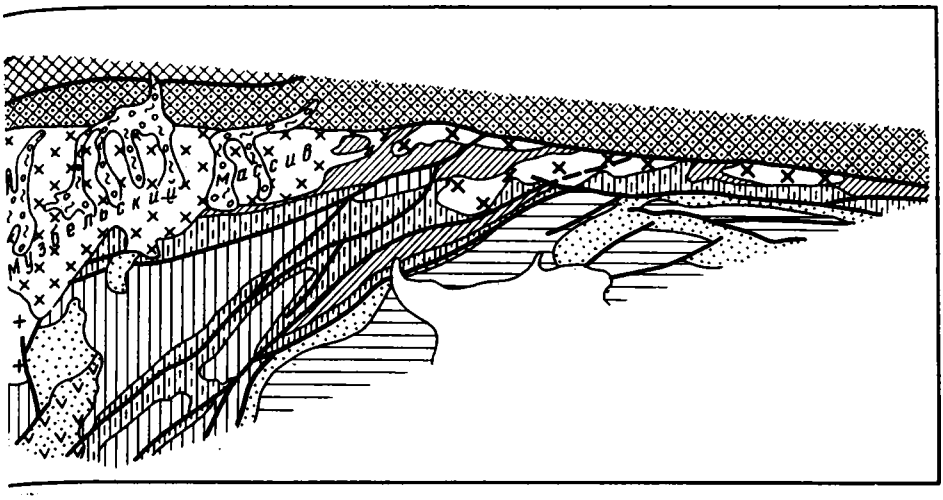
Рифей, каракульджинская свита: *1* – нижняя, *2* – верхняя подсвита; *3* – венд–нижний кембрий; *4* – средний кембрий – средний ордовик; *5* – верхний ордовик; *6* – нижний–средний девон; *7* – средний–верхний девон; *8* – нижний карбон; *9* – неоген-четвертичные отложения;

протяженные зоны. Их внедрение связано с усилением движений в перми и триасе, появлением новых систем трещин, которые, видимо, были полуоткрытыми в результате преобладающих локальных растяжений. Трещины многократно заполнялись магматическим расплавом, состав которого менялся от среднего до ультракислого.

Ряд комплексов гранитоидов, главным образом Касанского и Пскемского антиклинориев, образует многофазные массивы, подчеркивающие длительность проявления гранитоидного магматизма. Несколько меньше поколений гранитоидных комплексов выявлено в Таласской геоантиклинальной зоне (рис. 45).

Первые сведения о гранитоидах этой струкурной зоны принадлежат В.А. Николаеву (1930). Почти непрерывная полоса гранитоидов вдоль "важнейшей структурной линии Тянь-Шаня" получила название осевой интрузии. До недавнего времени возраст.ее считали позднепалеозойским, а внедрение связывали с жизнью глубинного разлома (Пейве, 1945; Суворов, 1968; и др.). Указание о разном возрасте гранитоидов осевой интрузии содержалось уже в работе В.А. Николаева. К западу от истоков р. Карабуры он обнаружил гнейсовые граниты, прорванные гранитами Манасской интрузии. Это позволило В.А. Николаеву сделать вывод о том, что "... участки древнего гранита имеют здесь характер значительных по размеру включений в интрузии нового гранита" (1930, с.987). Однако, учитывая существовавшее в те годы мнения о среднепалеозойском возрасте вмещающей граниты каракасмакской свиты, возраст гранитов считали позднепалеозойским. Радиологическими данными теперь установлен рифейский возраст Музбельского массива (840±20 млн. лет), каледонский – Аксайского массива (475 млн. лет), таков же, видимо, возраст и Кураматорского массива. Что же касается Манасской интрузии, то она прорывает древние граниты и осадочные толщи до визейского яруса включительно. Следовательно, в Таласской геоантиклинальной зоне гранитоидный процесс происходит многократно, как и в других антиклинальных зонах. Таким образом, совершенно отчетливо установлена тесная связь между унаследованно развивавшимися в течение рифея–палеозоя геоантиклинальными структурами и длительным процессом формирования в них гранитоидов. Весьма важно смещение гранитоообразования в геосинклинальные прогибы в период их вовлечения в общее поднятие. Пример этому – формирование Майдантальского массива в Угамском прогибе (Головин и др., 1966; Аксаров и др., 1974).

Установленные закономерности связи гранитообразования с конседиментационным развитием крупных положительных структур в Чаткальском секторе находят подтверждение и в других структурах Срединного Тянь-Шаня.



10 – современные отложения; *11* – докембрийские плагиограниты и кварцевые диориты; *12* – каледонские граниты, гранодиориты и кварцевые диориты; *13* – герцинские граниты; *14* – разрывы

В Большом Каратау такой структурой является антиклинорий Северо-Западного Каратау. Осевую часть его занимает Кумыстинская антиклиналь, в ядре которой выходят осадочные и интрузивные образования верхнего рифея, а крылья сложены породами венда-нижнего палеозоя. В юго-восточной части антиклинория расположен Кумыстинский массив диоритов и гранитизированных верхнерифейских вулканогенных пород. Площадь Кумыстинского массива около 30 км^2. Вдоль северо-восточного его контакта выходят карбонатные породы бакырлинской свиты. Юго-западный контакт массива трансгрессивно перекрыт базальными конгломератами венда-нижнего палеозоя (рис. 46). Массив неоднороден по своему строению. В юго-западной его части выходят массивные диориты с единичными зернами микроклина и кварца, количество которых возрастает в северо-восточном направлении. Диориты постепенно переходят в массивные катаклазированные биотитовые гранодиориты и граносиениты, слагающие юго-восточную оконечность массива, которая составляет третью часть его площади. Большая по площади северо-западная часть массива сложена различными гнейсовидными породами – лейкократовыми микроклиновыми и плагиоклазовыми средне- и крупнозернистыми порфиробластовыми сланцами и "очковыми" гнейсами. Массивные породы юго-восточной части и гнейсовидные северо-западной части массива связаны постепенными переходами.

Новые данные позволили прийти к выводу, что в формировании Кумыстинского массива значительная роль принадлежала процессам гранитизации и что он имел первонально неоднородное строение; юго-восточная часть его сложена диоритами, а северо-восточная – вулканогенными породами кайнарской свиты, преобразованными в процессе гранитизации в гнейсы. Гранитизация близка по времени образованию диоритов, но занимает большую площадь и, будучи наложенной как на диориты, так и на вмещающие породы, охватывает все ядро Кумыстинской антиклинали. Возраст Кумыстинского массива, согласно определению альфа-свинцовым методом, равен 720 млн. лет (Киселев, Королев, 1972).

Другой участок гранитизации находится на западном окончании гор Бакырлы и приурочен к ядру антиклинальной складки, сложенной также метаморфическими сланцами и метаэффузивами верхнего рифея. Проявление гранитизации здесь контролируется зонами трещиноватости и разрывных нарушений.

Возраст гранитизации на этом участке определяется как предвендский, так как отложения венда (?) –нижнего кембрия не несут следов гранитизации.

Таким образом, гранитообразование в Большом Каратау связано с развитием антиклинальных зон. Процессы фельдшпатизации следовали за складчатостью конца

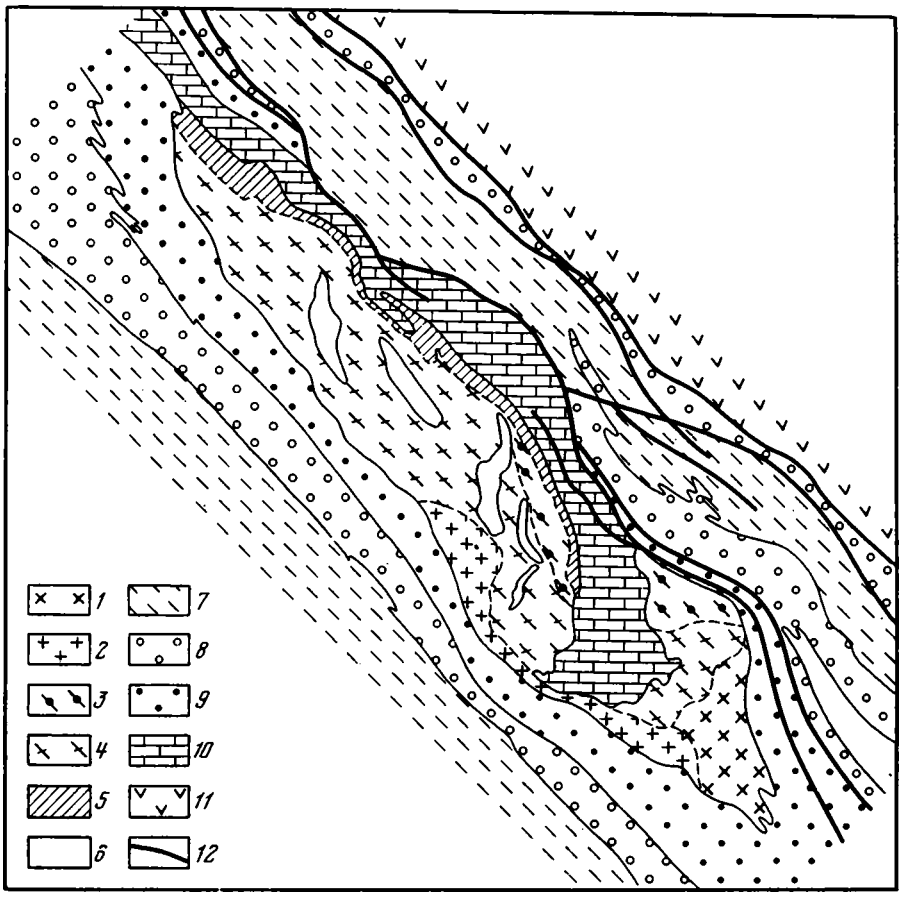


Рис. 46. Схема строения Кумыстинского массива. Составили Г.И. Макарычев и В.И. Пазилова

1 – гранодиориты и плагиограниты; *2* – диориты и кварцевые диориты; *3* – микроклиновые гнейсы; *4* – порфиробластовые сланцы и гнейсы микроклин-плагиоклазовые: *5* – метасоматически измененные карбонатные породы; *6* – останцы кровли; *7* – отложения ордовика; *8* – отложения кембрия; *9* – осадочная толща венда--нижнего палеозоя; *10* – доломиты и известняки бакырлинской свиты; *11* – эффузивно-обломочные породы кайнарской свиты; *12* – разрывы

рифея, которая и обусловила высокую проницаемость земной коры. Вместе с тем позднерифейскому гранитообразованию здесь предшествовали процессы плагиогранитизации, имевшие место в среднем рифее. В Бессазском блоке плагиогранитизация наиболее интенсивно проявилась в породах вулканогенно-осадочной толщи океанической стадии и значительно слабее в породах меланократового фундамента. Абсолюный возраст слюдяных сланцев карагузской свиты, равный 943±30 млн. лет, по-видимому, отражает возраст первой гранитизации. Ведущей в этом процессе была плагиогранитизация. С ней связано образование микроклиновых гнейсов и мигматитов. Процессы первой гранитизации характеризуются преобладающим натровым и кремнекислым метасоматозом и ограниченным проявлением калиевого метасоматоза (Пазилова, 1974). Следующий этап гранитизации предшествовал предвендской складчатости. К этому времени и относится формирование Кумыстинского массива, т.е. внедрение магматических пород типа диоритов, кристаллизовавшихся из расплава, способного к перемещению. Гранитизация, развитая в Кумысты-Бакырлинской геоантиклинальной зоне, последовавшая за формированием диоритов, обладает отчетливо выраженной калиевой специализацией. Эволюция химизма магматических пород в процессе развития эвгеосинклинали Большого Каратау на докембрийском этапе характеризуется преобладающей натровой специализацией с локальными проявлениями калиевой. Гранитообразование в хр. Каратау продолжа-

лось и в каледонское время (внедрение аллохтонных массивов гранодиорито-гранитной формации). На герцинском этапе внедрились небольшие массивы полигенного типа и малые интрузии, завершившие формирование гранитно-метаморфического слоя.

СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Процессы гранитоидного магматизма в этой зоне впервые проявились в раннем рифее, после накопления вулканогенно-осадочных толщ океанической стадии и с перерывами продолжались до конца перми, когда эта область вступила в платформенную стадию развития. Несмотря на обилие информации о гранитоидах, создание схемы гранитоидного магматизма для Северного Тянь-Шаня далеко еще до своего завершения. В опубликованных сводках по этому вопросу главная роль отводилась каледонскому этапу гранитообразования (Кокарев, 1966; Геология СССР, т. XXV, 1972). Новые определения возраста гранитных массивов альфа-свинцовым методом по цирконам выявили широкое развитие докембрийских гранитоидов. В настоящее время лучше изучен гранитоидный магматизм в западной части Киргизского хребта. По литературным данным, а также нашим наблюдениям, можно наметить основные стадии формирования гранитно-метаморфического слоя в этой части Северного Тянь-Шаня (рис. 47).

Самые древние гранитоиды принадлежат плагиогранито-гнейсо-гранитной формации. Пространственно они локализованы среди древнейших образований киргизской серии нижнего рифея. Наиболее крупный массив (до 5 км^2) гнейсо-гранитов расположен в северо-западной части Макбальского блока. Контакты его расплывчатые, гнейсо-граниты постепенно переходят в слюдяно-гранатовые сланцы и биотитовые гнейсы. Полосчатость гранитов совпадает с ориентировкой слоистости в толще вмещающих сланцев, что указывает на метасоматическую природу гнейсо-гранитов. Среди них выявлены гнезда, линзы и полосы плагиогранито-гнейсов, переходящие в зоны фельдшпатизации. Учитывая возраст эклогитов (1688 млн. лет), их положение в основании киргизской серии, а также приуроченность плагиогранито-гнейсов и гнейсо-гранитов к ее верхней части, можно думать, что эта формация образовалась в результате гранитизации пород океанической стадии. Процессы гранитизации имели место после складчатости и тектонического скучивания на рубеже раннего и среднего рифея, до накопления формаций переходной стадии (кенкольская серия).

Второй комплекс гранитоидов сформировался в среднем рифее. В его составе А.А. Конюк в 1960 г. установил три фазы внедрения в последовательности: 1) диориты и кварцевые диориты, 2) гранодиориты, 3) граниты. К этому комплексу относятся Караджилгинский, Кызылташский и Береговской массивы юго-восточной части Макбальского блока. Первый имеет вытянутую форму; его длина до 16, ширина – 6 км. По данным А.А. Черепанова и П.Г. Разбойникова (1972), он расположен в ядре крупной синклинали. Контакты его параллельны простиранию вмещающих пород кенкольской серии, и лишь на отдельных участках выявлены секущие соотношения. Слои на крыльях синклинали падают под разными углами в сторону массива, что, по мнению названных авторов, свидетельствует о пластовой или лополитообразной форме интрузии. Массив имеет сложное строение. Главная фация представлена биотитовыми гранитами и разгнейсованными их разностями. Внутри массива выявлены тела гранодиоритов и мелкозернистых аплитов. Все разности находятся в интрузивных соотношениях.

Кызылташская интрузия в восточном направлении сменяет караджилгинскую. Они разделены провесом кровли пород конкольской серии. По данным В.В. Киселева с соавторами (1974), основная фация массива – граниты, аналогичные караджилгинским. Менее распространены диориты и кварцевые диориты первой фазы внедрения, которые слагают самостоятельный Береговской массив, расположенный восточнее Кызылташской интрузии. Все три массива прорывают кенкольскую серию среднего рифея. Для них получены радиологические данные альфа-свинцовым методом по цирконам: для гранитов Караджилгинского массива – 1150±100, Кызылташского – 1275±100, гранодиоритов Беринговского массива – 1070±100млн.лет

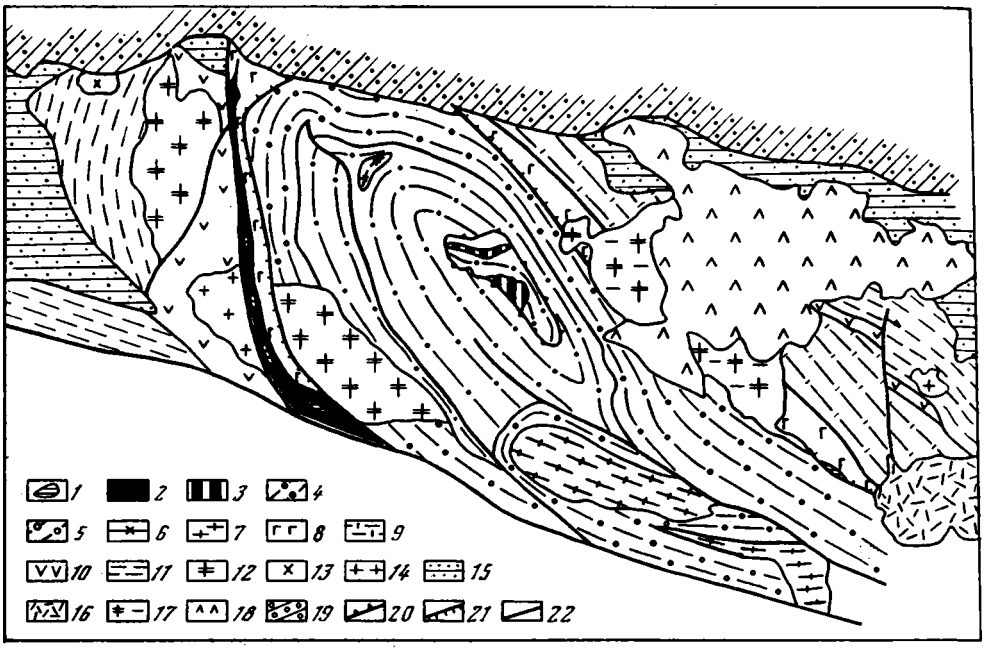


Рис. 47. Схема формирования континентальной земной коры в западной части Киргизского хребта.

Меланократовый фундамент дорифейского возраста: 1 – реликтовые тела гипербазитов, 2 – серпентиниты и полосчатые габбро. *Участки гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося в среднем рифее.* Комплексы, отражающие стадии формирования гранитно-метаморфического слоя: 3 – породы меланкратового фундамента, комплексы океанической стадии нерасчлененные и продукты полиметаморфического их преобразования; 4 – комплексы океанической стадии (киргизская серия); 5 – комплексы переходной стадии (кенкольская серия); комплексы – показатели формирования гранитно-метаморфического слоя: 6 – плагиогранит-гранито-гнейсовая формация раннего рифея, 7 – диорито-гранодиоритовая формация среднего рифея. *Участки гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося к концу ордовика.* Комплексы, отражающие стадии формирования гранитно-метаморфического слоя: 8 – комплексы океанической стадии (терекская свита); 9 – комплексы раннего периода переходной стадии (венд-нижнепалеозойская учкошойская серия); 10 – то же, нижнепалеозойская караарчинская свита; 11 – комплексы позднего периода переходной стадии (нижне-среднеордовикская терригенная формация); комплексы – показатели формирования гранитно-метаморфического слоя (диорито-гранодиорито-гранитная формация): 12 – диориты кембрийские, 13 – гранодиориты ордовикские, 14 – граниты ордовикские; комплексы–показатели становления континентальной земной коры: 15 – сероцветная морская моласса верхнего ордовика, 16 – андезито-дацитовая вулканогенная формация нижнего девона, 17 – диориты и сиенито-диориты (поздний ордовик–ранний силур), 18 – щелочные и субщелочные граниты; 19 – комплексы наложенных позднепалеозойских впадин на континентальной коре; 20 – надвиговые поверхности тектонического скучивания океанической стадии; 21 – надвиговые поверхности тектонического скучивания переходной стадии; 22 – разрывы

(Киселев и др., 1974). Диориты и кварцевые диориты первой фазы, по всей видимости, древнее гранитов и гранодиоритов. По радиологическим данным, граниты древнее гранодиоритов, что является отклонением в последовательности образования гомодромных серий. Весьма вероятно, что гранодиориты Береговского массива принадлежат более позднему интрузивному комплексу, тем более, что в Караджилгинском массиве гранидиориты имеют резкие, секущие контакты с разгнейсованными гранитами (Черепанов, Разбойников, 1972). Важно отметить длительность процесса формирования гранитоидов в Макбальском блоке. Это островное поднятие, видимо, обособилось в обстановке, когда вокруг еще господствовали океанические условия седиментации. Необходимо вспомнить, что в Караарчинском и Кенкольском блоках, граничащих с Макбальским, в позднем рифее на меланократовом фундаменте накапливалась спилито-диабазовая формация.

Третий комплекс гранитоидов связан с каледонской эпохой. По данным Г.Н. Кокарева (1966), Т.А. Додоновой (Геология СССР, т. XXV, 1972) и А.Г. Жильцова (1972), в каледонское время сформировались два комплекса гранитоидов: пер-

вый на рубеже кембрия и ордовика, второй – на рубеже ордовика и силура. В составе первого комплекса Г.Н. Кокарев выявил четыре фазы (стадии) внедрения в последовательности: 1) габброиды и габбро-диориты, 2) диориты, 3) гранодиориты, 4) граниты. Как теперь установлено, габброиды и габбро-диориты ассоциируют с гипербазитами и вместе с ними слагают фундамент Караарчинского блока. Гранитоиды трех других стадий представляют диорито-гранодиорито-гранитную формацию, типичную для переходной стадии геосинклинального процесса. Интрузивные массивы этого возраста расположены на западном крыле Макбальского блока и в смежном Караарчинском блоке. Здесь снова наблюдается, с одной стороны, наращивание гранитно-метаморфического слоя в древнем островном поднятии (Макбальский блок), с другой – латеральное охватывание гранитоидным процессом смежных прогибов (Караарчинский блок).

Массивы второго интрузивного комплекса наиболее широко распространены в Северном Тянь-Шане. В западной части Киргизского хребта формирование комплекса, по данным А.Г. Жильцова (1972), произошло в три стадии и стадию жильных пород. Первоначально по зонам разрывов внедрились небольшие штоки диоритов. Они тесно ассоциируют с адамеллитами, гранодиоритами и сиенито-диоритами второй стадии. Для них характерна изометричная форма и резко секущие контакты с вмещающими породами (включая толщи среднего–верхнего ордовика). Третья интрузивная стадия – главная в составе комплекса. Она представлена розовыми порфировидными аляскитовыми гранитами, образующими крупные массивы сложных очертаний. Пример такого массива – Кенкольский, занимающий больше половины площади одноименного блока. Граниты этого массива прорывают отложения среднего рифея в Макбальском и ордовика в Кенкольском блоках, галька их присутствует в нижнедевонской молассе. Жильная серия комплекса представлена штоками мелкозернистых гранитов и аплитов. Формирование ордовикско-силурийских комплексов происходило в период интенсивных тектонических движений каледонского этапа. С этими движениями связано окончание переходной стадии и массовое внедрение гранитоидов, что привело к наращиванию гранитно-метаморфического слоя и консолидации геосинклинальной системы Северного Тянь-Шаня.

В герцинский этап, с раннего девона и до конца перми, здесь формировались эпикаледонские наложенные впадины, заполнявшиеся продуктами наземной вулканической деятельности, континентальными молассами девонского и пермо-карбонового возраста.

Интрузивный магматизм континентальной стадии характеризуется здесь своими особенностями, среди которых отметим главные: а) прерывистое распространение и многоэтапность внедрения, б) контрастный состав интрузий и связь с проявлениями эффузивной деятельности, в) отсутствие зависимости от предшествующих этапов гранитообразования и структур переходной стадии.

Таким образом, гранитообразование в Западной части Киргизского хребта по своей сути – процесс создания гранитно-метаморфического слоя Земли. Так же, как и в Срединном Тянь-Шане, образование первых гранитоидов здесь происходит метасоматическим путем, обусловливающим рост островных поднятий. Нарастание гранитоидного магматизма в ходе геосинклинального процесса приводило к его миграции в прогибы и в конечном счете к охватыванию этим процессом ложа всей геосинклинальной системы.

ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Большинство исследователей выделяют здесь два этапа образования гранитоидов. В первый сформировалась диорито-гранодиорито-гранитная формация, во второй – формация щелочных гранитоидов. В последней сводке по магматизму Южного Тянь-Шаня выделены интрузивные провинции, различающиеся интенсивностью проявления гранитоидного процесса (Волочкович и др., 1973). В данной работе принята схема интрузивного магматизма К.Л. Волочковича, Р.Д. Гаврилина и Т.Н. Ифантопуло (1973), за исключением той части схемы, где рассматриваются породы меланократового фундамента – гипербазиты и габбро.

Туркестано-Алайская интрузивная провинция охватывает площадь Туркестанского, Алайского, Зеравшанского и северный склон Гиссарского хребтов. Для нее характерно широкое развитие гранитоидов первого этапа (пермь) и столь же многочисленных интрузий щелочных гранитоидов второго этапа (пермо-триас). Южно-Гиссарская провинция (Южный склон Гиссарского хребта) характеризуется диорито-гранитной формацией среднего–позднего карбона (первый этап) и контрастной формацией пермских гранитоидов (второй этап).

По данным указанных исследователей, пермский интрузивный комплекс первой провинции представлен щелочноземельными гранитоидами, слагающими наиболее крупные массивы. К их числу относятся массивы Шакдар, Караказыкский, Ачикалминский, Меликсу, Чалкуйрюкский, Алтын-Джилга и др. Формирование комплекса произошло в две стадии внедрения – в первую внедрились диориты и гранодиориты, во вторую – порфировидные граниты. Жильная серия представлена телами аплитов и мелкозернистых лейкократовых гранитов. Взаимоотношения между стадиями внедрения установлены по пересечению диоритов и гранодиоритов лейкократовыми гранитами.

Главная фация комплекса представлена гранодиоритами, занимающими центральные части массивов. Краевые их части сложены кварцевыми диоритами и диоритами, которые обычно рассматривают в качестве гибридных пород, что представляется маловероятным при наличии секущих контактов гранодиоритов и гранитов. Вероятно, диориты представляют первую фазу внедрения обычной гомодромной серии диориты–гранодиориты–граниты. Такое мнение высказал Н.Ф. Шинкарев (1966).

Структурное положение пород комплекса определяется приуроченностью к центральным частям или крыльям антиклинориев. Кичикалайский массив площадью свыше 400 км^2 расположен в ядре крупного купола. Он прорывает отложения среднего палеозоя, а его апофизы секут покровные структуры в Тегермачском покрове. Этот факт указывает на последовательность геологических процессов, формирующих гранитно-метаморфический слой. Покровообразование способствовало механическому наращиванию осадочной оболочки; явления гранитоидного магматизма, последовавшие за покровами, привели к консолидации структур и возникновению гранитно-метаморфического слоя.

Пермо-триасовый комплекс щелочных и субщелочных пород формировался в позднеорогенный период развития Южного Тянь-Шаня. Его распространение не связано ни с гранитными массивами первого этапа, ни со структурами переходной стадии. Массивы этого комплекса размещены во всех структурных зонах. Многие исследователи отмечали многофазное внедрение гранитоидов этого возраста. Обычно выделяют четыре возрастные группы интрузий, сформированные в две и более стадии внедрения. Первая группа представлена щелочноземельными сиенитами – монцонитами. Установлены две разновидности гранитоидов: ранние крупнопорфировидные, поздние мелкопорфировидные. Вторая группа – субщелочные и щелочноземельные сиениты и граниты – представлена двумя стадиями внедрения. Относительный возраст установлен по прорыванию ими гранодиоритов пермского возраста, а также сиенито-монцонитов первой возрастной группы. Третья группа сформировалась путем последовательного внедрения: 1) биотитовых нефелиновых сиенитов, 2) кварцевых сиенитов, 3) лейкократовых гранитов. Гранитоиды этих трех групп в разных сочетаниях встречаются в Сурметашском, Зардалесском, Ходжаачканском, Джилисуйском, Матчайском и других массивах. Радиологические данные показывают время образования массивов в пределах 185–236 млн. лет (Шинкарев, 1966). Четвертая группа представлена мелкозернистыми гранитами и пегматитами. Дайкообразные тела их секут все предшествующие интрузивные комплексы. Для пород пермо-триасовых интрузий установлено увеличение кислотности от ранних возрастных групп к поздним.

В Южно-Гиссарской зоне установлена та же направленность в развитии гранитоидного магматизма, что и в Туркестано-Алайской. Отличие состоит в том, что первый этап гранитообразования здесь наступил раньше – в среднем и позднем карбоне. Крупнейший массив, Гиссарский, сложен кварцевыми диоритами, грано-

диоритами и гранитами. По данным Р.Б. Баратова с соавторами (1969), абсолютный возраст кварцевых диоритов и гранодиоритов – 273–322 ± 10 млн. лет. Порфировидные граниты прорывают породы первых двух фаз внедрения, отложения среднего–верхнего карбона и, в свою очередь, прорываются дайками липарито-дацитового состава поздней перми. Возраст их условно считают позднекарбоновым. Раннепермский комплекс представлен субвулканическими интрузиями кислого состава, тесно связанными с вулканогенной толщей нижней перми, залегающей трансгрессивно на породах карбона и Гиссарского массива. Среди пород комплекса наиболее распространены интрузии дацитовых порфиров, кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Раннепермско-триасовый комплекс представлен также субвулканическими телами, но основного и субщелочного состава, штоками габбро, монцонитов, дайками трахибазальтов и диабазов. Эти интрузивные породы секут гранитоиды Гиссарского массива и породы ханакинской свиты, имеющей позднепермский – раннетриасовый возраст. Структурный контроль этих интрузий обусловлен разрывной тектоникой.

Итак, в Южном Тянь-Шане развиты гранитоидные комплексы, формирование которых происходило исключительно в континентальную стадию, что определило их соотношения со структурами. Здесь отсутствуют автохтонные гранитоиды. Внедрение аллохтонных гранитоидов раннего этапа в зоны антиклинальных поднятий последовало после образования покровов и сокращения по латерали всей геосинклинальной системы. Интрузии всех комплексов имеют секущие контакты, по составу относятся к гранитоидам умеренной основности, что характерно для "коровых" гранитоидов.

Анализ гранитоидного магматизма в Западном Тянь-Шане позволяет сделать вывод о зависимости механизма формирования гранитно-метаморфического слоя от продолжительности переходной стадии и латеральной неодновременности проявления процессов метаморфизма и гранитоидного магматизма. Большая продолжительность переходной стадии обусловлена длительным постепенным нарастанием гранитоидного магматизма, вследствие чего появляется множество поколений гранитоидов от плагиогранитов до щелочных гранитов. Таков механизм образования гранитного слоя в Северном и Срединном Тянь-Шане. Вместе с тем в геосинклинальных системах длительное время сохраняются участки, не охваченные процессом гранитизации. Отличительная особенность таких участков – краткая переходная стадия с частично редуцированными формациями. Такие участки обладают высокой пластичностью и способностью к покровообразованию в периоды проявления складчатости. Процесс шарьирования сопровождается быстрым появлением больших масс интрузивных пород калиевой специализации, что, по-видимому, связано с мобилизацией калия и выплавлением гранитов за счет тектонически сдвоенных вулканогенно-осадочных толщ. Подобный механизм кажется весьма вероятным, но не единственным для объяснения позднего массового появления гранитоидов в Южном Тянь-Шане, особенно если принять во внимание факт прорывания ими шарьяжных структур. Этот возможный механизм также приводит к конечному результату – становлению гранитного слоя Земли в Тянь-Шане.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ В ХОДЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Эволюция вещества земной коры, вероятнее всего, начинается с преобразования гипербазитов. Мнение о принадлежности гипербазитов к образованиям верхней мантии – будь то в океанах или на континентах – поддерживают исследователи разных направлений: геохимики, петрографы, тектонисты и геофизики. В то же время вопрос о первичной природе гипербазитов остается дискуссионным. Большинство петрографов придерживаются гипотезы магматического генезиса этих пород. Однако если считать гипербазиты интрузивными образованиями, то не интрузиями в обычном понимании, потому что в океанах эти породы слагают их ложе, а на континентах не имеют активных контактов с окружающими породами. В этой связи нам кажется логичным предположить, что в очень далеком прошлом нашей планеты возникла гипербазитовая оболочка, которая в дальнейшем развитии Земли была преобразована в базальтовую и гранитную коры. О возможности подобных преобразований теперь имеется много данных, в частности на них указывает ряд петрохимических особенностей ультраосновных и основных пород Западного Тянь-Шаня. В данной главе использованы в основном результаты силикатных анализов пород, отобранных автором и частично М.Д. Гесем и выполненных в лабораториях ГИН АН СССР и Южно-Киргизской экспедиции, а также были привлечены анализы из работ А.Х. Халматова (1957), Я.С. Висьневского (1958), Э.В. Поярковой (1969), В.В. Велинского (1973), А.А. Маракушева (1973), Н.Л. Добрецова (1975), Б.Г. Лутца (1975) и др.

Ультраосновные и основные породы Западного Тянь-Шаня в разной мере испытали наложенные процессы метаморфизма, что вызывает определенные трудности для выявления их первоначального состава. Менее метаморфизованными оказались эти породы в Южном Тянь-Шане (Кан, Сартале) и сильно измененными в Северном и Срединном Тянь-Шане (Бессазский и Макбальский блоки, Касанское поднятие).

Для ультраосновных пород из района Сартале сделано 17 анализов (табл. 3). При сравнении обнаруживается большое сходство состава восьми образцов со средним составом альпинотипного перидотита (Велинский, Пинус, 1973), а также средним составом лерцолитов и гарцбургитов океанов (Дмитриев, 1973). Другие анализы ультраосновных пород обнаруживают их сходство с породами, описанными в литературе как включения в базальтах и обычно рассматриваемыми как мантийные породы (Лутц, 1975). Они соответствуют энстатитовому эклогиту, гранатовому перидотиту и гранатовому пироксениту (Заркарский "массив"). Из Надирского "массива" два анализа соответствуют гранат-шпинелевым перидотитам и один – пироповому эклогиту (также близок эклогиту включений в базальтах и гипербазитах; по А.А. Маракушеву, 1973). Породы, близкие по составу эклогитам, отличаются от альпинотипных гипербазитов повышенным содержанием кремнезема, алюминия, кальция, щелочей, титана, пониженным – магния.

Ультраосновные породы Канской полосы представлены 20 анализами (табл. 4). Они более разнообразны, чем породы района Сартале. Здесь, кроме лерцолитов и гарцбургитов, присутствуют дуниты, широко развиты различные пироксениты (диаллагиты и пр.). Сравнение их составов со средними составами мантийных пород показывает, что шесть из них близки альпинотипным перидотитам, два – шпинелевым перидотитам, остальные – эклогитам (Велинский, Пинус, 1973; Лутц, 1975).

Таблица 3

Химический состав ультраосновных пород района Сартале, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	3/9а	41,10	0,48	6,86	3,68	5,39	0,14
2	5/11	37,40	0,38	4,40	5,11	4,24	0,14
3	5/24	44,21	0,73	10,40	1,61	7,47	0,14
4	5/8	41,37	0,65	8,07	1,44	7,69	0,27
5	6/5	40,54	0,65	7,94	1,61	8,12	0,19
6	6/12	36,72	0,33	2,90	2,64	7,26	0,15
7	6/14	40,35	0,45	4,74	1,05	8,91	0,17
8	3/22	48,80	0,25	5,83	0,33	6,47	0,18
9	3/21	39,51	0,08	1,28	5,40	2,30	0,07
10	2/20	39,66	0,08	0,92	5,84	1,22	–
11	2-б	39,02	0,08	1,05	4,77	2,01	0,09
12	2	38,50	0,10	4,68	5,52	5,92	0,05
13	427	40,40	1,50	7,15	2,72	8,35	0,20
14	579	36,50	0,10	4,68	5,52	5,90	0,05
15	1013	34,60	0,10	4,31	9,72	4,31	0,09
16	2029-2	41,01	0,26	3,63	6,52	4,65	0,23
17	851-1	41,06	0,59	3,95	4,64	6,63	0,16

Таблица 3 (окончание)

№ п/п	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O^-	H_2O^+
1	27,72	4,76	0,21	0,12	8,70	0,34	8,20
2	34,04	1,79	0,06	0,40	11,60	0,37	10,57
3	20,56	7,07	1,08	0,10	5,60	0,26	5,26
4	27,00	5,72	1,00	0,26	5,80	0,23	5,57
5	25,96	5,12	0,66	0,53	7,56	0,35	5,75
6	36,10	1,96	0,08	0,03	10,04	0,47	9,13
7	33,87	3,20	0,26	0,14	6,23	0,19	6,04
8	24,20	8,92	0,07	0,01	4,10	0,18	3,88
9	37,10	0,05	0,05	0,01	13,28	0,50	12,32
10	38,30	0,05	0,03	0,02	12,92	0,64	11,80
11	37,90	–	0,37	0,08	14,00	0,76	–
12	35,30	2,30	0,27	0,05	8,40	0,20	–
13	28,61	4,60	0,69	0,22	4,76	0,28	–
14	35,50	2,10	0,27	0,05	8,40	0,02	–
15	31,77	2,25	0,32	0,04	11,90	0,45	–
16	28,00	6,68	0,08	0,06	–	0,86	7,79
17	30,29	3,74	0,19	0,09	–	0,74	7,49

Примечание. 1–7 – перидотит; 8 – пироксенит; 9–10 – серпентинит (Э.В. Пояркова); 11 – серпентинит (Я.С. Висьневский); 12–15 – перидотит (А.Х. Халматов); 16–17 – перидотит (Г.И. Макарычев, С.А. Куренков).

Ультраосновные породы Северо-Восточной Ферганы охарактеризованы семью анализами (табл. 5); здесь отмечены гарцбургиты, дуниты и пироксениты. Сравнение со средними составами мантийных пород (Лутц, 1975) обнаруживает сходство трех из них с альпинотипными перидотитами, три другие – близки эклогитам включений в базальтах и гипербазитах (Маракушев, 1973).

Приведенные выше составы ультраосновных пород из разных районов Южного Тянь-Шаня обнаруживают сходство с составом альпинотипных перидотитов, океанических гипербазитов и различных включений (ксенолитов) в базальтах гранатовых и шпинелевых перидотитов и эклогитов, которые в настоящее время многими исследователями (Соболев, 1973; Лутц, 1975; и др.) рассматриваются как представители мантийного вещества.

Ультраосновные породы, заключенные в метаморфических комплексах в Северном и Срединном Тянь-Шане, по химизму отличаются от вышеописанных (табл. 6).

Таблица 4

Химический состав ультраосновных пород Канской полосы, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	58/53	40,32	0,10	1,64	3,70	2,08	–
2	36a/51	35,34	0,14	2,21	11,85	3,22	0,04
3	53/51	41,90	0,06	1,95	1,55	2,80	0,07
4	62a/51	38,28	0,17	2,73	4,30	3,26	0,06
5	72/51	39,92	0,06	0,45	5,50	2,18	0,07
6	79a/51	38,98	0,11	2,76	5,30	3,08	0,07
7	81/51	38,58	0,10	1,80	4,85	1,98	0,04
8	130	38,96	0,15	1,65	5,24	3,09	0,13
9	7/53	39,26	0,15	2,71	3,70	2,85	0,09
10	45a/54	41,00	0,19	3,08	3,37	2,73	0,11
11	69a/54	39,06	0,13	3,01	6,02	2,46	0,09
12	110/57	45,74	0,25	3,67	3,04	4,74	0.11
13	35/51a	39,30	0,15	0,98	6,20	2,28	0,09
14	648-10	38,67	0,06	0,73	8,13	1,47	0,21
15	729-1	36,28	0,25	3,61	7,60	2,10	0,20
16	729-3	38,94	0,08	0,41	7,02	0,58	0,14
17	296-1	42,43	0,07	9,77	0,44	4,74	0,08
18	648-8	48,81	0,23	2,89	2,98	5,54	0,21
19	2035-2	42,05	0,08	3,28	3,81	3,14	0,13
20	648-17	41,31	1,96	12,10	3,06	5,14	0,14

Таблица 4 (окончание)

№ п/п	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O^-	H_2O^+
1	37,95	–	0,03	0,04	13,60	1,58	–
2	35,15	0,26	–	–	11,64	0,97	–
3	38,40	0,11	–	–	13,18	0,29	–
4	34,25	1,69	0,13	0,28	13,16	0,80	–
5	38,20	–	–	–	12,46	0,42	–
6	37,32	0,13	–	–	12,14	0,74	–
7	30,13	0,13	–	–	13,50	0,69	–
8	38,24	0,04	–	–	12,50	0,32	–
9	36,20	0,77	–	–	14,20	1,62	–
10	33,55	2,03	0,10	0,03	13,76	0,44	–
11	36,35	0,07	0,24	0,03	12,52	0,36	–
12	32,50	2,56	0,62	0,13	5,67	0,12	–
13	35,00	1,10	0,32	0,74	13,56	1,48	–
14	37,46	0,08	0,27	0,08	–	1,50	11,23
15	36,06	0,73	0,07	0,07	–	0,83	12,06
16	38,18	0,38	0,09	0,07	–	1,67	12,26
17	19,74	16,48	0,11	0,06	–	0,40	5,05
18	33,33	2,67	0,23	0,09	–	0,55	2,64
19	35,47	0,85	0,08	0,16	–	0,49	8,28
20	14,51	20,04	0,34	0,06	–	0,42	0,74

Примечание. 1–12 – серпентиниты (Я.С. Висьневский); 13 – серпентинит (Н.Г. Добрый); 14–16 – серпентиниты (Г.И. Макарычев, С.А. Куренков); 17–20 – перидотиты (Г.И. Макарычев, С.А. Куренков).

Сравнение состава серпентинитов Бессазского блока хр. Каратау со средними составами пород по Дэли показывает сходство двух образцов с гарцбургитами и одного с дунитами, при этом один из трех образцов близок к альпинотипному перидотиту, два других заметно отклоняются по повышенному содержанию Al, K и пониженному – Mg; состав этих же пород отличается и от среднего состава серпентинита (Маракушев, 1973). По-видимому, эти отклонения в составе связаны с неоднократными проявлениями процесса метаморфизма, которому подверглись

Таблица 5

Химический состав ультраосновных пород Северо-Восточной Ферганы, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
1	2036/2	48,53	0,34	11,75	3,91	3,40
2	1003/4	37,79	0,26	3,82	4,25	2,98
3	543/1	45,38	0,26	13,30	1,85	4,09
4	1002/3	38,82	0,17	1,22	6,32	1,87
5	867/1	46,64	0,42	15,25	0,52	6,26
6	849/4	36,98	0,25	3,45	6,63	1,44
7	541/7	39,82	–	0,36	6,63	1,82

Таблица 5 (окончание)

№ п/п	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+
1	0,16	12,46	14,59	1,82	0,12	0,27	2,64
2	0,28	36,50	0,59	0,23	0,10	0,82	11,81
3	0,11	15,50	15,82	0,30	0,06	0,24	2,70
4	0,21	38,39	0,59	0,07	0,04	0,67	11,57
5	0,11	10,03	14,09	1,35	0,46	0,12	3,04
6	0,21	37,30	1,06	0,07	0,04	0,61	11,50
7	0,07	38,37	0,25	0,07	0,02	0,44	12,00

Примечание. 1–4 – пироксениты; 5–7 – серпентиниты.

Таблица 6

Химический состав ультраосновных пород Киргизского хребта и Большого Каратау, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1		40,52	0,06	3,17	0,79	8,60	–
2	119-12	36,07	–	4,20	7,51	1,97	0,20
3	119-9	36,73	0,04	19,88	1,93	3,77	0,10

Таблица 6 (окончание)

№ п/п	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O^-	H_2O^+
1	35,50	0,80	0,19	0,88	10,55	–	–
2	36,73	1,41	0,07	0,07	–	0,56	11,26
3	23,23	3,47	0,43	0,09	–	0,52	9,66

Примечание. 1 – серпентинит, Бессазский блок, Большой Каратау; 2–3 – перидотит, Караарчинский блок, Киргизский хребет.

эти породы. Сравнение составов ультраосновных пород из разных зон Тянь-Шаня с составом альпинотипных перидотитов и ультраосновных пород океанов приведено в табл. 7.

Габброиды, ассоциирующие с гипербазитами, при сравнении со средними составами пород по Дэли отвечают оливиновым габбро, оливиновым норитам, габбронoритам, реже – оливиновым диабазам. Многие из них, особенно это относится к оливиновым норитам, обнаруживают сходство по химизму с эклогитами включений в базальтах и гипербазитах, но, как правило, отличаются от них повышенной щелочностью (за счет образования плагиоклаза). Габбро, габбро-диабазы, оливиновые диабазы по составу ближе базальтоидам, толеитовым базальтам с очень низким содержанием калия (0,1–0,2%), но в них нередко понижено содержание железа и натрия. По химизму весь комплекс габброидов Южного Тянь-Шаня (Сар-

Таблица 7

Сравнение составов ультраосновных пород Тянь-Шаня и океанов

Окисел	Тянь-Шань				
	Серпентинизированные перидотиты				
	Сартале		Канская полоса		
	Л.С. Висьневский	Э.В. Пояркова	Я.С. Висьневский		
SiO_2	39,02	39,51	40,32	41,90	45,74
TiO_2	0,08	0,08	0,10	0,06	0,25
Al_2O_3	1,05	1,28	1,64	1,95	3,67
Fe_2O_3	4,77	5,40	3,70	1,55	3,04
FeO	2,01	2,30	2,08	4,80	4,74
MnO	0,09	0,07	0,00	0,07	0,11
MgO	37,90	37,10	37,95	38,40	32,50
CaO	0,09	0,05	0,05	0,11	2,56
Na_2O	0,37	0,05	0,03	0,01	0,62
K_2O	0,08	0,01	0,04	0,01	0,13
П.п.п.	14,00	13,28	13,60	13,18	5,67

Таблица 7 (окончание)

Окисел	Тянь-Шань			Океаны	
	Бессазский блок	Караарчинский блок	Альпинотипные перидотиты (среднее из 175 анализов)	Лерцолит океанов (среднее из 69 анализов)	Гарцбургит океанов (среднее из 71 анализа)
	Г.И. Макарычев		В.В. Велинский	Л.В. Дмитриев	
SiO_2	38,39	36,07	40,49	45,70	45,00
TiO_2	–	–	0,04	0,20	0,10
Al_2O_3	2,10	4,20	1,49	3,70	1,70
Fe_2O_3	6,59	7,51	2,88	5,10	6,80
FeO	2,31	1,97	5,05	3,60	2,20
MnO	0,17	0,20	0,11	0,10	0,10
MgO	36,92	36,73	41,31	38,40	42,60
CaO	1,93	1,41	0,99	2,30	0,70
Na_2O	0,07	0,07	0,08	0,30	0,20
K_2O	0,40	0,07	0,03	0,10	0,20
П.п.п.	12,03	11,70			

Таблица 8

Химический состав габброидов района Сартале, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	88/58	46,26	0,23	20,52	1,44	3,16	0,08
2	84/58	46,07	0,20	17,62	1,20	4,17	0,05
3	3/20	45,57	0,25	17,06	0,84	4,39	0,14
4	5/16	46,71	0,43	18,75	0,32	2,59	0,06
5	5/17	50,62	0,38	18,05	0,40	2,59	0,06
6	2/24	47,19	0,24	15,75	0,25	4,31	0,11
7	557	47,50	0,70	15,64	2,64	8,05	0,08
8	2027-4	49,60	0,34	12,50	3,74	6,25	0,23

тале, Кан и Северо-Восточная Фергана), является переходным от мантийных пород к базальтам (табл. 8, 9, 10).

В Северном и Срединном Тянь-Шане почти во всех разрезах присутствуют эклогиты или эклогитоподобные породы, обычно тесно связанные пространственно с ультраосновными породами и полосчатыми габбро. Анализы эклогитовой породы Касанского поднятия и эклогитовых пород Макбальского блока – эклогит с зеле-

Таблица 8 (окончание)

№ п/п	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O^-	H_2O^+
1	8,06	13,42	1,78	1,34	3,24	0,12	
2	11,35	13,28	0,14	1,18	4,18	0,04	–
3	10,48	11,33	2,36	1,60	5,34	0,14	3,08
4	8,38	16,49	2,11	0,02	4,08	0,16	2,80
5	4,84	15,34	3,86	0,13	3,32	0,14	2,32
6	12,10	13,57	1,51	0,06	4,20	0,25	3,35
7	9,90	10,00	2,86	0,21	2,64	0,10	–
8	9,29	11,70	3,02	0,52	–	0,47	2,10

Примечание. 1–2 – габбро-норит (Я.С. Висьневский); 3–6 – габбро-норит (Э.В. Поярkова); 7 – габбро (А.Х. Халматов); 8 – габбро.

Таблица 9

Химический состав габброидов Канской полосы, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	69	45,06	1,23	15,70	1,25	8,12	0,26
2	102	49,16	0,40	21,16	1,15	4,42	–
3	51-г	46,60	0,88	15,22	2,27	8,39	0,09
4	648-2	46,03	0,29	17,77	0,90	3,46	0,12
5	722-5	48,79	0,26	15,82	1,93	4,76	0,14
6	722-4	46,62	0,42	18,61	1,86	4,41	0,11
7	648-5	47,82	0,24	16,78	2,46	3,18	0,12
8	722-1	49,53	1,02	13,78	4,74	5,66	0,21

Таблица 9 (окончание)

№ п/п	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O^-	H_2O^+
1	12,30	7,44	1,44	1,61	3,68	0,30	–
2	6,45	8,80	1,90	2,93	2,88	0,14	
3	10,60	6,09	1,12	0,88	7,46	0,40	
4	7,21	20,26	0,31	0,13	–	0,34	3,07
5	9,34	13,87	2,00	0,84	–	0,17	1,57
6	8,80	13,09	2,15	0,48	–	0,20	2,17
7	10,88	14,96	1,14	0,32	–	0,25	1,00
8	6,97	10,38	3,04	0,36	–	0,18	2,80

Примечание. 1–3 – габбро амфиболизированное (Я.С. Висьневский); 4–7 – габбро; 8 – амфиболит.

Таблица 10

Химический состав габброидов Северо-Восточной Ферганы, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
1	2069/1	47,78	0,17	20,17	2,69	3,39
2	2031/1	49,07	0,25	15,83	1,92	3,42
3	868/1	55,70	0,47	10,94	2,36	6,72
4	864/1	44,39	0,43	18,77	0,80	6,83
5	2037/1	47,31	0,34	15,22	2,33	4,54

ным омфацитом, эклогит с бесцветным омфацитом и гранатовый амфиболит (Медведева, 1960) – очень сходны между собой; они отвечают составу эклогитовых пород гранулитовых и амфиболитовых комплексов (Маракушев, 1973) и отличаются от мантийных пород (табл. 11).

В Бессазском блоке хр. Каратау пространственно тесно связаны с серпентинитами полосчатые габбро и габбро-амфиболиты, представленные пятью анализами,

Таблица 10 (окончание)

№ п/п	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+
1	0,16	7,01	14,82	1,92	0,12	0,17	1,18
2	0,10	8,29	16,78	1,56	0,37	0,14	2,36
3	0,17	7,44	6,79	4,73	0,13	0,31	1,98
4	0,13	11,72	10,14	2,46	0,10	0,12	3,87
5	0,14	10,92	15,64	1,39	0,12	0,19	1,28

Примечание. 1–4 – габбро, 5 – амфиболит.

Таблица 11

Сравнительный состав эклогитов, эклогитоподобных пород и гранатовых амфиболитов Северного и Срединного Тянь-Шаня

Окисел	Киргизский хребет			Чаткальский хребет	Бессазский блок	
	Эклогит с бесцветным омфацитом	Эклогит с зеленым омфацитом	Гранатовый амфиболит	Эклогитовая порода (Кассан-Сай)	Полосчатая амфиболцоизитовая порода	Эклогитовые породы гранулитовых и амфиболитовых комплексов
	И.Я. Медведева			Г.И. Макарычев	И.И. Бок	А.А. Маракушев
SiO_2	50,24	50,66	48,90	48,75	50,44	48,12
TiO_2	1,20	0,75	2,54	1,87	1,02	2,63
Al_2O_3	14,32	15,30	12,30	11,26	13,52	14,23
Fe_2O_3	5,30	5,89	5,35	3,79	1,70	3,47
FeO	9,63	8,60	7,87	8,73	10,15	10,91
MnO	0,19	0,17	0,14	0,21	0,20	0,21
MgO	3,87	6,82	7,86	10,66	7,65	6,15
CaO	3,37	6,63	11,64	9,35	11,43	10,99
Na_2O	2,30	2,75	1,78	3,79	2,69	2,82
K_2O	0,42	0,01	0,15	0,46	0,20	0,45

Таблица 12

Химический состав габброидов Северного и Срединного Тянь-Шаня, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
1	2014-3	47,76	1,02	12,93	3,10	9,46
2	2017-4	47,79	0,34	10,39	2,92	9,54
3	2017-5	49,46	0,76	16,88	1,32	7,11
4	2019-11	54,86	1,02	14,24	1,45	8,32
5	119-11	39,55	–	22,02	1,87	3,99
6	119-17	43,09	–	14,56	2,19	4,84
7	118-1	50,38	1,53	13,56	1,27	10,74
8	136-1	43,97	1,11	8,95	3,46	9,64
9	136-7	48,75	1,87	11,26	3,79	8,73

четыре из которых отвечают среднему составу эклогитоподобных пород гранулитовых и амфиболитовых комплексов. Небольшое количество анализов амфиболитов и габбро-амфиболитов из метаморфических комплексов различных районов Среднего и Северного Тянь-Шаня (табл. 12) при сравнении со средними составами пород по Дэли отвечают оливиновым габбро и норитам, при сравнении со средними составами метаморфических пород щелочноземельного ряда – амфиболовым и пироксеновым основным гнейсам (по А.А. Маракушеву, 1973).

Таблица 12 (окончание)

№ п/п	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O
1	0,24	9,05	11,82	2,38	0,36	0,25	1,19
2	0,24	11,72	13,35	1,05	0,41	0,17	1,95
3	0,17	7,83	11,81	2,13	0,30	0,23	2,01
4	0,18	5,68	8,94	3,13	0,70	0,10	0,92
5	0,11	16,45	7,06	1,05	0,39	0,25	7,31
6	0,11	17,74	11,16	0,94	0,19	0,13	4,57
7	0,18	7,89	10,18	2,05	0,47	0,06	0,88
8	0,21	18,87	9,32	0,90	0,20	0,09	2,64
9	0,21	10,66	9,35	3,79	0,46	0,11	0,55

Примечание. 1–4 – габбро, Бессазский блок, Большой Каратау; 5–7 – габбро, Кара-арчинский блок, К. ргизский хребет; 8 – амфиболит; 9 – эклогитовая порода, Чаткальский хребет, р. Касансай.

Таблица 13

Химический состав базальтоидов района Сартале, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	5/31	50,63	1,50	14,61	0,78	7,11	0,13
2	1/11	48,13	2,63	14,75	1,45	8,55	0,15
3	2/7	49,40	2,20	13,57	2,65	8,41	0,15
4	1080	45,50	1,20	14,72	6,33	8,20	0,10
5	369	50,00	1,27	16,68	2,36	8,66	0,08
6	1067	45,75	0,10	17,80	2,69	7,05	0,09
7	2028-3	48,30	1,78	13,66	3,08	8,23	0,23
8	2028-11	49,69	1,45	14,94	2,94	5,90	0,18
9	2028-25	45,51	1,88	13,47	3,52	7,54	0,21
10	709-3	50,46	2,12	13,25	3,21	7,69	0,14
11	2028-13	49,68	2,12	9,02	2,79	7,34	0,21
12	2028-1	48,82	1,96	13,17	2,72	8,75	0,26
13	850-7	48,61	1,53	12,80	6,55	5,89	0,13

Таблица 13 (окончание)

№ п/п	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O^-	H_2O^+
1	7,44	7,02	4,00	1,63	4,20	0,38	3,54
2	6,37	7,23	3,83	2,00	4,18	0,30	3,78
3	7,01	7,84	3,52	0,40	4,40	0,23	3,81
4	6,80	10,35	2,10	0,51	3,60	–	–
5	6,75	8,90	1,52	0,72	3,02	–	
6	7,90	10,40	1,62	1,10	5,10	0,40	–
7	6,42	10,65	3,02	0,63	–	0,36	2,69
8	5,07	11,56	4,07	0,22	–	0,42	3,13
9	7,75	12,74	3,18	0,12	–	0,33	3,56
10	6,55	8,20	4,34	0,22	–	0,31	3,08
11	12,52	9,88	2,37	0,73	–	0,73	2,39
12	7,43	10,03	2,70	0,89		0,43	2,29
13	7,11	9,32	3,67	0,57	–	0,86	2,82

Примечание. 1–3 – диабаз (Э.В. Пояркова); 4–6 – диабаз (А.Х. Халматов); 7–13 – диабаз

Таким образом, полосчатые габброиды и эклогитоподобные породы метаморфических комплексов Северного и Срединного Тянь-Шаня не обнаруживают сходства с мантийными образованиями. Совместное нахождение их и ассоциация с гранатовыми амфиболитами позволяют думать, что они образовались в процессе метаморфизма пород меланократового фундамента и эффузивов океанической стадии.

Среди наименее метаморфизованных вулканогенных пород районов Сартале и Канской полосы отмечены диабазы, оливиновые диабазы, спилиты (табл. 13,

Таблица 14

Химический состав базальтоидов Канской полосы, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	42/73	46,56	1,80	11,60	6,25	6,48	0,17
2	77	46,12	1,70	15,25	2,61	6,03	0,13
3	86-а	46,54	1,60	16,10	2,88	6,82	0,22
4	317/556	48,28	1,60	15,32	3,35	6,32	0,11
5	94	37,69	0,90	12,71	3,55	6,96	0,27
6	91	33,06	0,75	11,11	1,00	1,92	0,50
7	4007	35,20	0,90	9,75	2,19	1,65	0,28

Таблица 14 (окончание)

№ п/п	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O^-	H_2O^+
1	10,45	2,80	1,02	5,16	7,36	0,28	–
2	8,20	8,87	1,86	4,47	3,12	Не опр.	–
3	6,50	7,42	2,22	2,28	6,80	0,64	–
4	9,05	9,80	1,30	2,46	2,48	0,04	–
5	4,65	13,15	0,32	5,82	12,70	0,40	–
6	1,55	23,00	0,48	7,03	18,76	0,22	–
7	3,10	22,35	5,70	0,86	18,00	0,24	–

Примечание. 1–4 – диабазы; 5–7 – спилиты (Я.С. Висьневский).

Таблица 15

Химический состав эффузивов района гор Карачатыр, вес. %

№ п/п	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
1	822-3в	48,09	2,29	14,01	4,46	7,17
2	822-15	47,89	1,96	12,78	4,26	8,37
3	851-1	49,44	2,04	10,43	3,54	5,29
4	851-2	47,44	1,70	11,26	8,65	3,50
5	851-3	45,89	1,96	15,70	3,96	5,64
6	822-10	47,66	2,12	13,52	3,00	6,44
7	851-5	55,00	0,59	12,45	3,57	3,18
8	851-4	52,24	0,77	16,43	2,83	6,65

Таблица 15 (окончание)

№ п/п	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+
1	0,12	6,82	10,12	2,85	0,70	0,50	2,21
2	0,17	7,23	11,09	2,21	0,56	0,48	2,29
3	0,11	6,06	9,77	3,19	0,56	0,92	3,25
4	0,08	5,38	8,57	4,46	0,16	0,97	3,03
5	0,10	4,33	14,01	2,83	0,17	0,55	3,34
6	0,16	4,73	11,26	2,66	0,43	0,61	2,92
7	0,10	4,43	14,96	1,86	0,09	0,39	2,83
8	0,11	4,80	7,36	3,98	1,31	0,54	3,42

Примечание. 1–5 – диабаз; 6–7 – мандельштейн; 8 – кератофир (Г.И. Макарычев, С.А. Куренков).

14). По петрографическим признакам среди них выделяются три группы: 1) аналоги толеитовых базальтов океанических хребтов с высоким содержанием магния, титана и низким содержанием калия и железа; 2) спилиты, близкие по составу как толеитовым, так и геосинклинальным базальтоидам, но с высоким содержанием натрия (3,5–4%); 3) промежуточные по составу базальтоиды, куда входят как низкокалиевые, так и калиевые разности (K_2O до 2,5%), принадлежащие геосинклиналям офиолитовых поясов (Маракушев, 1973).

В горах Карачатыр вулканогенные породы метаморфизованы сильнее, чем на Кане и в Сартале. Их состав приведен в табл. 15. Состав амфиболовых пород Чаткальского хребта (касанская серия) приведен в табл. 16.

В Северном Тянь-Шане древние базальтоиды входят в состав метаморфических комплексов и по составу отвечают спилитам (роговообманковый сланец) Бессазского блока хр. Каратау. Состав метадиабазов киргизской серии соответствует базальтам океанического типа или промежуточным базальтам рифтового типа (Добрецов, 1975). Сравнение составов базальтов и продуктов их метаморфизма из разных зон Западного Тянь-Шаня с составом океанических оливиновых толеитов приведен в табл. 17.

Изучение составов гипербазитов, базитов и метаморфизованных и неметаморфизованных диабазов, сравнение их составов с составом пород коры современных океанов указывают на присутствие в меланократовом фундаменте геосинклиналей Западного Тянь-Шаня мантийных пород (альпинотипные гипербазиты), а в составе вулканогенно-осадочных серий — толеитовых базальтов. Как гипербазиты, так и вулканогенные толщи неоднократно испытали метаморфизм.

Исследования В.Ф. Морковкиной (1962, 1967, 1973) на Урале и Кавказе показали, что преобразование гипербазитов идет сложным и длительным путем, распадающимся на ряд отдельных процессов: пироксенизацию, цоизитизацию, фельдшпатизацию (образование анортита), амфиболизацию, плагиогранитизацию. Первые три процесса (метасоматические) вызывают преобразование гипербазитов в габброиды. Пироксенизация и цоизитизация приводят к образованию пироксен-цоизито-

Таблица 16

Химический состав амфиболовых сланцев (касанская серия) Чаткальского хребта, вес. %

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
896	50,32	1,38	18,59	2,34	7,34	0,18
3649-г	51,30	0,50	18,54	1,12	5,92	0,08
921	49,83	1,60	17,61	2,27	6,27	0,10
Р-3-28а	45,92	4,30	14,79	5,16	9,23	0,24
Р-3-13	47,67	4,10	13,48	3,90	10,72	0,23
Р-2-53	52,14	1,10	16,83	1,91	7,81	0,22
Р-2-5	45,97	3,60	15,07	4,34	9,87	0,24
Р-8-3/2	45,55	1,70	13,38	3,83	8,02	0,22
Р-8-16	47,30	1,09	16,96	2,91	7,40	0,18

Таблица 16 (окончание)

№ обр.	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O
896	5,41	8,78	2,60	0,88	1,75	0,13
3649-г	7,39	9,26	3,04	0,66	1,45	0,10
921	6,52	8,50	3,94	1,46	0,95	0,05
Р-3-28а	4,24	8,78	3,85	1,00	1,43	0,22
Р-3-13	6,34	9,17	3,20	0,50	0,90	0,22
Р-2-53	5,99	7,14	2,10	1,60	2,42	0,22
Р-2-5	5,43	8,82	3,70	1,00	1,20	0,15
Р-8-3/2	8,40	9,73	3,15	0,75	4,65	0,10
Р-8-16	6,91	9,28	3,60	0,90	2,72	0,01

Таблица 17

Сравнение составов базальтов и продуктов их метаморфизма Западного Тянь-Шаня с составом океанических оливиновых толеитов

Окисел	Диабаз (Сартале)			Метабазит киргизской серии (Макбал)	Роговообманковый сланец (Бессаз)
	Э.В. Пояркова	Г.И. Макарычев		Н.Л. Добрецов	Г.И. Макарычев
SiO_2	49,40	48,30	49,69	48,70	50,25
TiO_2	2,20	1,78	1,45	2,10	1,87
Al_2O_3	13,57	13,66	14,94	15,26	15,59
Fe_2O_3	2,25	3,08	2,94	3,60	2,18
FeO	8,41	8,23	5,90	9,78	9,05
MnO	0,15	0,23	0,18	0,17	0,17
MgO	7,01	6,42	5,07	7,96	6,64
CaO	7,84	10,65	11,56	8,92	6,81
Na_2O	3,52	3,02	4,07	2,41	4,69
K_2O	0,40	0,63	0,22	0,86	0,96

Таблица 17 (окончание)

Окисел	Средние составы океанических оливиновых толеитов				Средний состав спилита
	–	13 анализов	84 анализа	181 анализ	
	Б.Г. Лутц	Н.А. Добрецов			А.А. Маракушев
SiO_2	49,03	48,58	49,85	50,00	49,06
TiO_2	–	2,14	2,34	2,50	1,60
Al_2O_3	17,00	13,56	15,00	14,10	14,97
Fe_2O_3	–	3,08	3,80	3,00	–
FeO	8,61	8,29	7,80	8,60	11,20
MnO	–	0,19	0,20	0,16	0,19
MgO	7,19	10,83	7,80	8,50	5,69
CaO	11,70	10,93	10,59	10,40	6,46
Na_2O	2,73	2,40	2,08	2,13	4,23
K_2O	0,17	0,61	0,31	0,38	0,77

вых пород массивной и полосчатой текстур. Фельдшпатизация насыщает гипербазиты плагиоклазом, что способствует развитию пироксен-плагиоклазовых пород габбровой группы. Аналогичные преобразования гипербазитов в породы габбровой группы установлены в хр. Каратау (Макарычев, Пазилова, 1973), а также в Караарчинском блоке Северного и в Касанском поднятии Срединного Тянь-Шаня. Процесс преобразования гипербазитов (серпентиниты) в габброиды иллюстрируют фотографии образцов (рис. 48–52). Гипербазито-габбровый комплекс слагает основание разреза Южного Тянь-Шаня, а также присутствует в составе меланжа в обрамлении Ферганской впадины. Очевидно, вообще процессы габброизации происходят еще в догеосинклинальный этап развития, на что указывает обилие габброидов и в океанах.

Амфиболизация и плагиогранитизация резко оторваны во времени от процессов габброизации. В геосинклиналях Западного Тянь-Шаня им предшествует длительный период накопления вулканогенно-кремнистых осадков. Процессы плагиогранитизации и амфиболизации имеют площадное распространение и захватывают как породы меланократового комплекса, так и перекрывающие их отложения (рис. 53а, б; 54, 55). Они связаны с заключительным этапом океанической стадии и, по-видимому, вызываются тепловым потоком и привносом вещества в виде щелочей, кремнезема и других компонентов.

Н.Г. Удовкина (1971) образование эклогитов Урала связывает с натровым метасоматозом гипербазитов и габбро. Близкое мнение высказал И.А. Ефимов

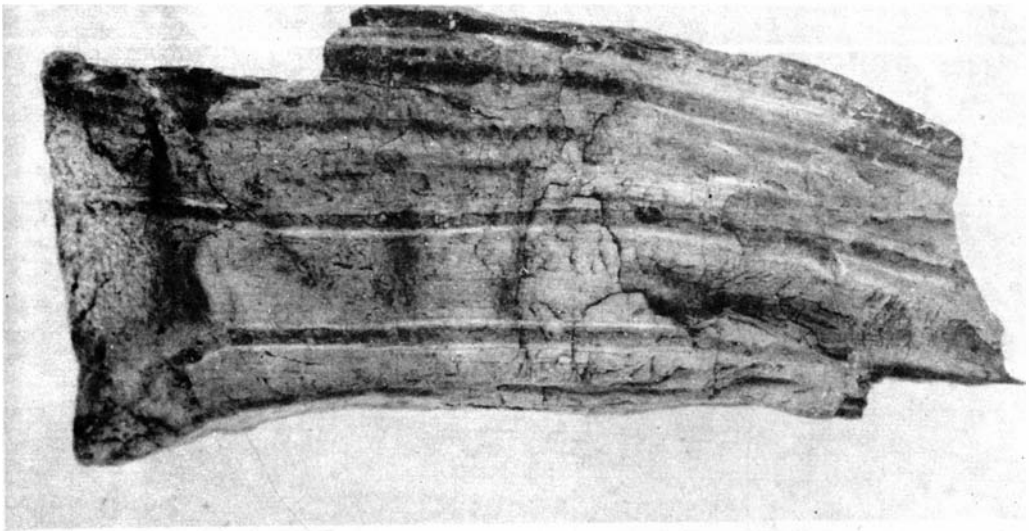


Рис. 48. Наименее измененный серпентинит грубополосчатый (Большой Каратау, Бессазский блок). Широкие светлые полосы сложены тонкопластинчатым антигоритом и цоизитом, узкие темные – анизотропным хлоритоподобным веществом. Нат. вел.

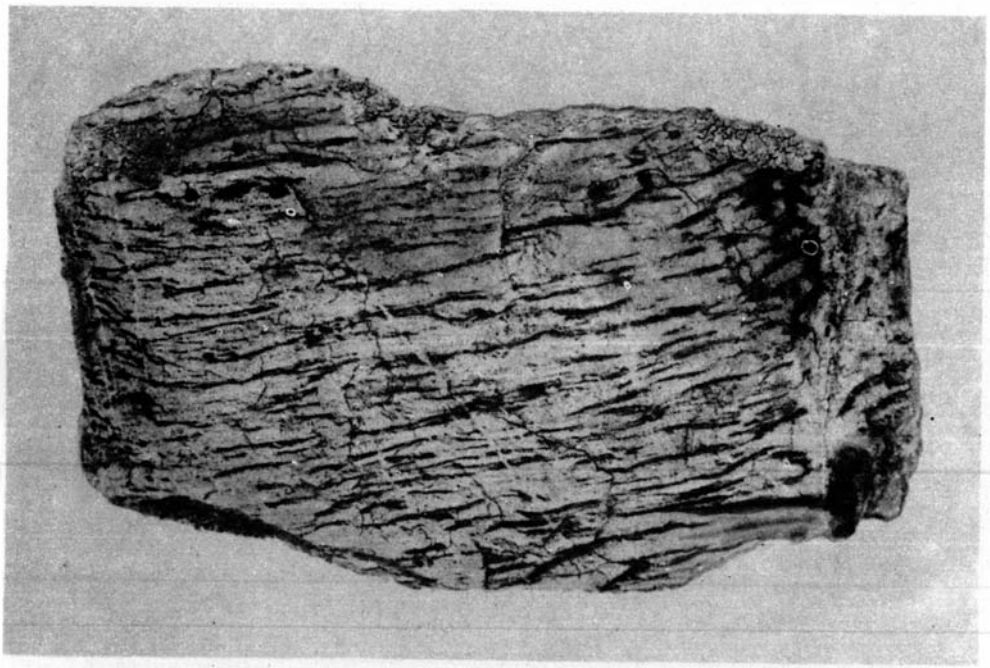


Рис. 49. Серпентинит тонкополосчатый (Большой Каратау, Бессазский блок). Светлые полосы сложены антигоритом, темные – магнетитом. Нат. вел.

Зак. 1/4 1015

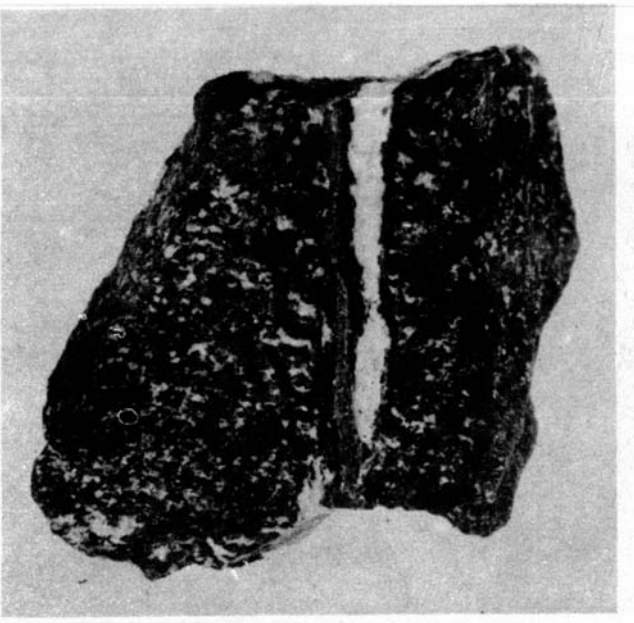


Рис. 50. Неравномернозернистое меланократовое апосерпентинитовое габбро с пегматоидной текстурой (Большой Каратау, Бессазский блок). Светлое – плагиоклаз, цоизит; темное – реликтовые участки серпентинита с новообразованной роговой обманкой. Нат. вел.

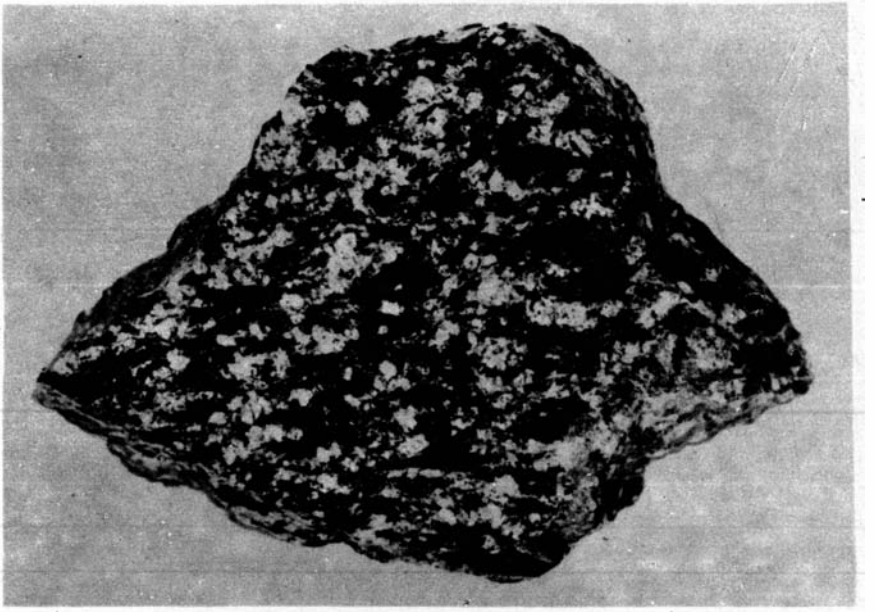


Рис. 51. Апосерпентинитовое габбро с пятнистой текстурой (Большой Каратау, Бессазский блок). Нат. вел.

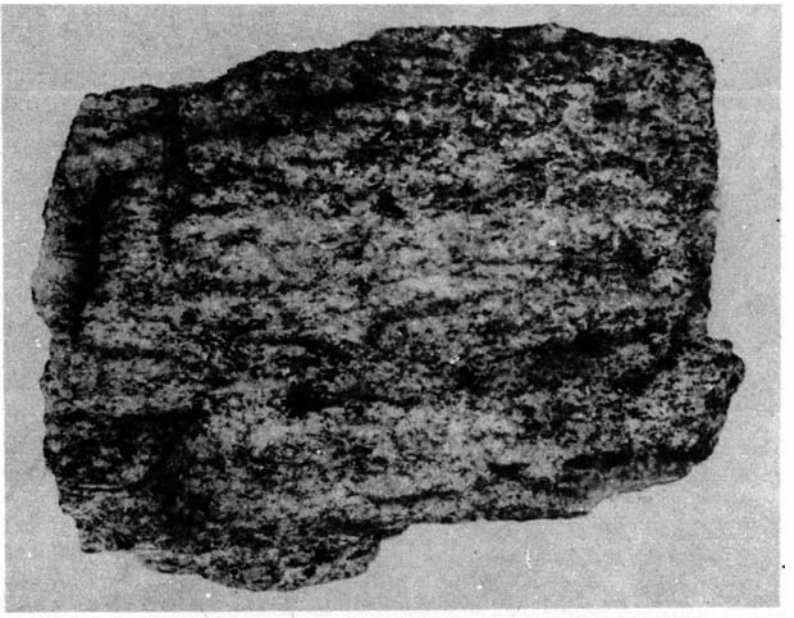


Рис. 52. Слабополосчатые апосерпентинитовое габбро (Южный Тянь-Шань, урочище Сартале). Темные пятна – реликты серпентинитового субстрата. 4/5 нат. вел.

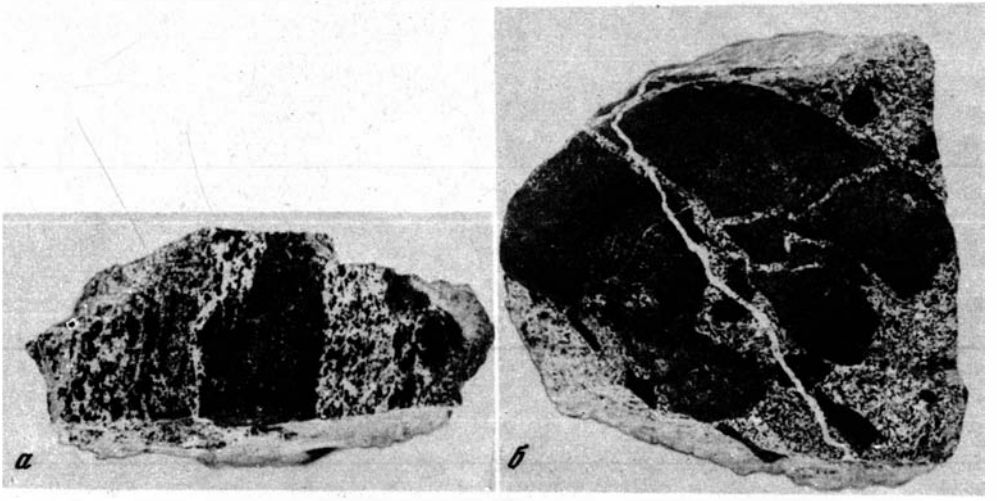


Рис. 53. Проявление плагиогранитизации (светлое) в породах меланократового фундамента (темное):

а – полосчатые текстуры, *б* – текстуры типа "брекчий замещения" (Киргизский хребет, Караарчинский блок). 4/5 нат. вел.

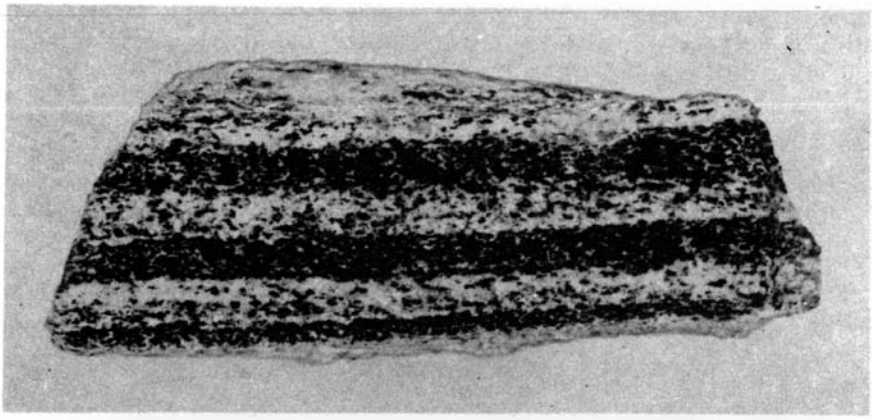


Рис. 54. Послойная плагиогранитизация (светлое) в роговообманковых сланцах жунусатинской свиты (темное) (Большой Каратау, Бессазский блок). Нат. вел.

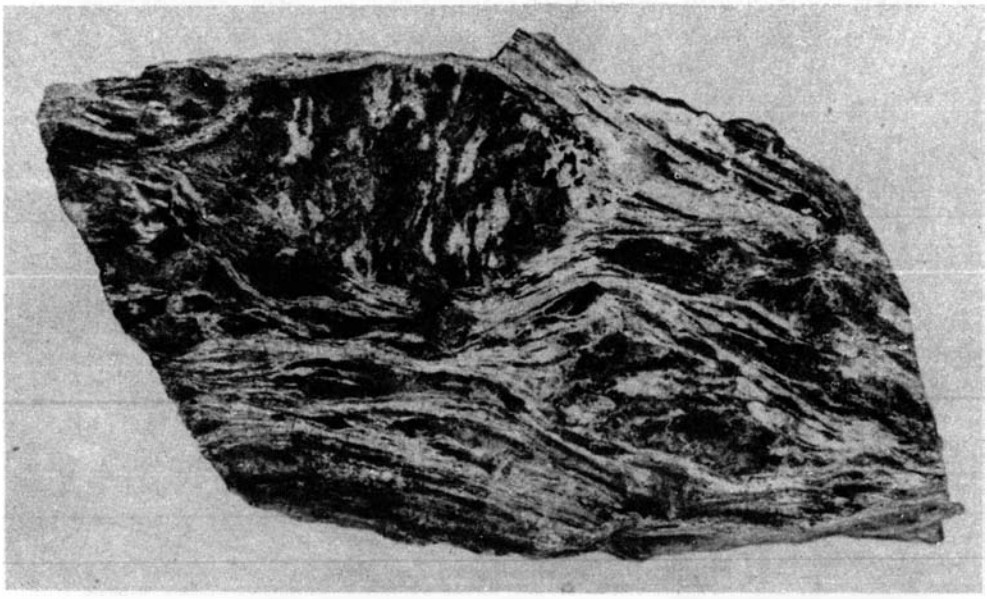


Рис. 55. Плагиогранитизация (светлое) в массивных амфиболитах жунусатинской свиты (темное) (Большой Каратау, Бессазский блок). 9/10 нат. вел.

(1964) относительно эклогитов Макбальского блока и тех же пород в Мугоджарах (Ефимов, Бурд, 1970). Процессы амфиболизации сопровождаются замещением пироксенов роговой обманкой, в результате возникают амфибол-цоизитовые, амфибол-плагиоклазовые породы, амфиболиты, роговообманково-плагиоклазовые породы и горнблендиты. Эти породы, связанные переходными разностями, часто приурочены к выходам гипербазитов и габбро, что, очевидно, указывает на их петрохимическое родство. Одновременно среди них присутствуют плагиогнейсы, образовавшиеся метасоматическим путем. Это уже типичные породы гранитно-метаморфического слоя. Все это дает основание считать, что в результате полиметаморфизма пород верхней мантии (гипербазиты) возникают породы континентальной коры (амфиболиты, гнейсы, роговообманковые сланцы), которые и слагают переходный тип разреза (еще безгранитный) от океанической коры к континентальной. Именно этот комплекс пород залегает в основании складчатых сооружений Западного Тянь-Шаня. По набору пород подобный разрез, вероятно, сопоставим с геофизическим базальтовым слоем.

Дальнейшее формирование земной коры в Западном Тянь-Шане связано с нарастанием дегазации глубинных зон, в результате которой происходит метаморфизм океанических осадков и появляются типичные породы континентальной коры — гранитоиды. Эволюция химизма вулканогенных пород и гранитоидов наиболее полно изучена в Чаткальской подзоне Западного Тянь-Шаня М.Д. Гесем (1972).

Начальному этапу развития магматизма соответствуют здесь породы сууктепинского рифейского вулкано-плутонического комплекса, объединяющего горизонты и линзовидные тела амфиболитов, в отдельных разностях которых сохранились реликтовые структуры основных эффузивов и массивы амфибол-плагиоклазовых гнейсов и диорито-гнейсов. В диорито-гнейсах обнаружены реликтовые интрузивные структуры. Химический состав амфиболитов колеблется между типовыми, по С.Р. Ноколдсу (Nockolds, 1954), составами толеитового базальта и толеитового андезита. Некоторые их разности близки по составу к океаническим толеитам, описанным К. Энгель с соавторами (Engel e. a., 1965), а также к амфиболитам хр. Палмер в Атлантическом океане (Cann, 1971). Усредненный состав амфиболитов (10 анализов) соответствует типовому (Nockolds, 1954) пироксен-биотитовому диориту, а отличается незначительным увеличением щелочности и уменьшением основности, что обусловлено метаморфизмом и фельдшпатизацией.

Амфибол-плагиоклазовые гнейсы и диорито-гнейсы по химическому составу близки к среднему типу биотит-роговообманкового диорита, пироксен-слюдяного диорита и габбро. От амфиболитов они отличаются более высокой общей щелочностью за счет большего содержания плагиоклаза в породе. Особенности формы тел диорито-гнейсов (силлы) и амфиболитов (покровы), их состав (метаморфизованные габбро и базальты), а также пространственная близость позволяют объединить их в единый вулкано-плутонический комплекс. Сходные образования, как отмечает Ю.А. Кузнецов (1970), характерны для впадин океанов. Следовательно, имеются все основания относить формирование сууктепинского комплекса ко времени заложения первичного геосинклинального прогиба.

Позднерифейский бешторкский интрузивный комплекс сформировался в результате последовательного внедрения биотитовых гранодиоритов и двуслюдяных тоналитов с резким преобладанием последних. Характерная особенность гранитоидов — широкое развите процессов наложенной калишпатизации. Это явление нашло отражение в их химическом составе. Составы пород второй стадии близки к типовым составам плагиориолита, известково-щелочного гранита и адамеллита. Усредненный состав их близок известково-щелочному граниту. Вместе с тем характерное повышение содержания окиси натрия и преобладание ее над окисью калия, пересыщенность глиноземом и известью отличает их от известково-щелочных гранитов и сближает с породами плагиогранитной формации, связь которой с основными вулканитами габбро-диабазовой формации установлена Ю.А. Кузнецовым (1964) во многих геосинклиналях.

Тундукский вулкано-плутонический комплекс объединяет несколько генераций диабазовых даек, секущих граниты Бештор-Тундукского массива. Химичес-

кие составы диабазов варьируют от центрального базальта до щелочного безоливинового базальта. От типовых пород тундукские диабазы отличаются более высокой щелочностью за счет калия, значительно более низким содержанием кремнекислоты и большей известковистостью. Относительное повышение содержания калия в рассматриваемых диабазах, возможно, объясняется извлечением его из гранитов бешторского комплекса.

Среднетерекский венд (?)-раннепалеозойский габбро-диоритовый комплекс, объединяющий несколько дискордантных массивов, внедрился в одну стадию. Представлен он средне- и мелкозернистыми породами диоритового облика, фигуративные точки химических составов которых расположены вдоль вариационной линии типовых составов диорит-габбро с незначительным отклонением в щелочную сторону. Усредненный состав рассматриваемых пород более близок к габбро, чем к диориту.

Зексайский раннепалеозойский гранитоидный комплекс представлен крупными гранитоидными массивами и зонами фельдшпатизированных сланцев рифея и нижнего палеозоя. Для него характерны признаки автохтонного происхождения. Анализ химических составов вмещающих биотитовых сланцев, биотит-плагиоклазовых гнейсов и гранитоидов зексайского комплекса показал увеличение общей щелочности от кварц-биотитовых сланцев к биотит-плагиоклазовым гнейсам и далее к гранодиоритам. При этом от сланцев к гнейсам увеличивается содержание натрия (кислая плагиоклазизация) при почти неизменном количестве калия. Одновременно содержание последнего резко возрастает при переходе от очковых гнейсов к гранодиоритам (калишпатизация, образование порфиробластов калишпата). Содержание фемических компонентов в породах уменьшается от сланцев к гранодиоритам. Такое превращение указывает на тесную последовательность в формировании этих пород, отразившую разные ступени единого процесса гранитизиции, приведшего к образованию гранитоидов зексайского комплекса.

Алабукинский раннепалеозойский интрузивный комплекс сформировался в результате последовательного внедрения гранодиоритов и жил лейкократовых гранитов и аплитов. В петрохимическом отношении породы комплекса принадлежат к нормальному, реже плюмазитовому ряду изверженных пород. Средний состав их близок к типовому гранодиориту.

Диабазовые порфириты (SiO_2 = 50,53%), образующие покровы в отложениях нижнего силура, являются породами нормального ряда и по составу близки к типовому толеитовому базальту, отличаются от него относительно более высокой железистостью и щелочностью при таком же резком преобладании натрия над калием. Порода также близка к океаническому толеиту (Engel e. a., 1965).

Нижнесилурийские андезитовые порфириты (SiO_2 = 55,1%) относятся к плюмазитовому ряду изверженных пород; они более лейкократовые и более щелочные (за счет натрия), более железистые, чем типовые андезиты.

Среди нижнедевонско-эйфельских эффузивов и их субвулканических аналогов выделены три последовательные группы пород: андезито-базальтовые порфириты (SiO_2 = 54,85%), риолитовые дациты (SiO_2 = 68,37%) и андезитовые порфириты (SiO_2 = 58,59%). Для дацитовых порфиров характерно относительно высокое содержание калия в сумме щелочей.

Среди эффузивов минбулакской свиты среднего карбона различаются трахиандезито-дацитовые (SiO_2 = 62,28) и андезито-базальтовые (SiO_2= 55,55%) порфириты. Для них, особенно для трахиандезито-дацитовых порфиритов, характерна высокая щелочность ($K_2O + Na_2O$ до 7,6%) с преобладанием калия над натрием.

Сандалаш-Чаткальский среднекарбоновый интрузивный комплекс сформировался в четыре стадии. В первую стадию внедрялись диориты и кварцевые диориты, усредненный химический состав которых наиболее близок к эталонному биотит-роговообманковому диориту и незначительно отличается от него более высоким содержанием цветных компонентов, калия и кремнезема. Во вторую стадию образовались монцодиориты, монцониты и их кварцевые разности. По усредненному химическому составу породы второй стадии сходны с лейкократовым щелочным мангеритом, отличаются от него преобладанием калия над натрием в сумме щело-

чей. Породы третьей стадии представлены гранодиоритами, постепенно переходящими в адамеллиты. Их усредненный химический состав сходен с типовым гранодиоритом, но они более меланократовые, а среди щелочей натрий незначительно преобладает над калием. В четвертую стадию внедрялись небольшие штоки резкопорфировидных гранодиоритов и адамеллитов, более лейкократовых, чем породы предшествующих внедрений. Они наиболее близки к гранодиориту, но содержат больше щелочей с равным содержанием натрия и калия (по весовым процентам). По отношению к породам третьей стадии в них возрастают кислотность и щелочность. Общая особенность химизма пород сандалаш-чаткальского комплекса – их более щелочной состав по сравнению с породами известково-щелочного ряда.

Алмасайский позднекарбоновый комплекс формировался в результате последовательного внедрения крупнозернистых гранодиоритов и адамеллитов (первая стадия), резкопорфировидных адамеллитов (вторая стадия), мелкозернистых гранитов (третья стадия) и аплитов и пегматитов (стадия жильных пород). По химическому составу породы первой стадии занимают промежуточное положение между типовым гранодиоритом и адамеллитом, но более щелочные за счет калия. Породы второй стадии сходны с типовым адамеллитом, но отличаются он него большей щелочностью за счет калия. Породы третьей стадии наиболее близки к щелочному граниту, но более лейкократовые.

В строении пермского комплекса малых интрузивов участвуют дайки следующих пород (в возрастной последовательности): а) диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов, б) гранодиорит-порфиров; в) адамеллит-порфиров, г) гранит-порфиров, д) фельзит-порфиров. В петрохимическом отношении бо́льшая часть пород принадлежит к нормальному и плюмазитовому, реже щелочному рядам изверженных пород. По химическому составу диорит-порфириты наиболее близки к лейкократовому щелочному мангериту, но содержат больше извести и меньше щелочей. Гранодиорит-порфиры и адмеллит-порфиры наиболее близки к типовому гранодиориту. Гранит-порфиры сходны с щелочным гранитом, но более меланократовые; фельзит-порфиры близки к известково-щелочному граниту, но более лейкократовые, чем предшествующие гранит-порфиры.

Породы пермского вулканического комплекса представлены контрастным чередованием покровов базальтовых порфиритов и фельзит-порфиров. Базальтовые порфириты по химическому составу (SiO_2 = 46,93%) близки к эталонному центральному базальту, но более щелочные и менее известковистые, а также значительно больше недосыщены кремнекислотой и содержат намного больше калия. Риолитовые порфиры близки к ультращелочному риолиту, но более меланкратовые.

Кызылнуринский нижнетриасовый вулканический комплекс объединяет эффузивные покровы и субвулканические тела риолитовых и кварцевых порфиров, по усредненному химическому составу сходных с типовым ультращелочным риолитом, от которого они отличаются большей кремнеземистостью, меньшей известковистостью и резким преобладанием калия над натрием.

Позднепермско-раннетриасовый порфирит-порфировый интрузивный комплекс объединяет дайки и мелкие штоки (в возрастной последовательности): а) спессартитов и керсантитов, б) сиенит-монцонит- и граносиенит-порфиров, в) габбро-порфиритов, г) диабазовых порфиритов, д) гранит-порфиров, кварцевых порфиров, е) порфировидных диабазовых порфиритов. Среди них преобладает контрастная ассоциация. По химическому составу лампрофиры и габбро-порфириты сходны с типовым биотит-роговообманковым диоритом. При этом габбро намного более известковистые и менее щелочные, чем лампрофиры, и отличаются от них габбровой структурой основной массы. Диабазовые породы по содержанию SiO_2 принадлежат к базальтам. Вместе с тем они содержат больше щелочей, в частности калия. Гранит-порфиры и кварцевые порфиры близки по химическому составу к ультращелочному риолиту, но содержат значительно больше калия.

Петрохимическое изучение магматических образований Чаткальского сектора (Срединный Тянь-Шань) показало, что среди них в равной мере представлены основные, средние и кислые разности пород, сформировавшиеся как в глубинных, так и в гипабиссальных и наземных условиях. Основные образования (SiO_2 ~ 52%)

представлены амфиболитами (покровы аподиабазов) и диабазами рифея (дайки и покровы тундукского комплекса), нижнего силура (покровы), нижней и верхней перми (покровы) и нижнего триаса. К группе основных пород относятся и некоторые разности пород среднетерекского венд (?) -раннепалеозойского комплекса (габбро). К ним близки также (SiO_2 ~ 43%) диорито-гнейсы (апогаббро и аподиориты), образующие силлоподобные тела в рифейской метаморфической толще и дайки габбро-порфиритов позднепермско-раннетриасового комплекса (SiO_2 = = 52,5%).

К группе, объединяющей образования, переходные между основными и средними породами (SiO_2 = 52–57%), относятся андезито-базальтовые порфириты нижнего силура – нижнего девона, среднего карбона (покровы) и дайки лампрофиров позднепермско-раннетриасового комплекса. Породы среднего состава (SiO_2 = = 57–62%) представлены андезитовыми порфиритами эйфельского яруса среднего девона, нижней перми (покровы и некки), диорит-порфиритами пермского возраста (дайки). По содержанию кремнекислоты к ним близки также монцодиориты и монцониты сандалаш-чаткальского среднекарбонового и монцонит-порфиры позднепермско-раннетриасового интрузивных комплексов, однако эти образования различаются повышенной щелочностью.

К переходной группе между средними и кислыми породами (SiO_2 = 62–65%) принадлежат трахиандезито-дацитовые порфириты (покровы) среднего карбона, гранодиорит-кварцевые диориты алабукинского раннепалеозойского и сандалаш-чаткальского среднекарбонового интрузивных комплексов. Умеренно кислые породы (SiO_2 = 65–70,5%) представлены гранодиоритами бешторского позднерифейского, гранодиоритами зексайского раннепалеозойского, гранодиоритами-адамеллитами сандалаш-чаткальского среднекарбонового интрузивного комплекса и риолитоидными дацитами некков и покровов нижнего девона. Кислые породы (SiO_2 = 70,5–73%) представлены тоналитами позднерифейского, гранитами позднекарбонового, гранит-порфирами позднепермского – раннетриасового интрузивного комплекса. Ультракислые (SiO_2 = 73%) породы в Чаткальской подзоне представлены гранитами третьей стадии позднекарбонового, гранит-порфирами и гранитами позднепермского-раннетриасового интрузивного комплекса и риолит-порфирами перми и раннего триаса. Таким образом, интрузивные породы различной кислотности в Чаткальской подзоне формировались на протяжении всей истории ее геологического развития. Наиболее древние магматические образования представлены основными породами (рифейские аподиабазы, вендские и раннесилурийские диабазы, раннепалеозойские габбро), сформировавшимися в океаническую и в первый этап переходной стадии. Основная магма в небольших объемах внедрялась и изливалась в конце континентальной стадии в перми и раннем триасе. Средние и кислые магматические породы формировались в переходную и континентальную стадии развития.

В выделенных группах пород, кроме закономерного повышения содержания кремнекислоты от основных пород к кислым, одновременно происходит уменьшение содержания фемических компонентов. Сравнение средних содержаний щелочей в весовых процентах и некоторых основных петрохимических параметров на вариационных диаграммах в зависимости от содержания кремнекислоты обнаруживает общее повышение щелочности от основных пород к кислым. При этом, за редким исключением, в основных и средних породах в сумме $Na_2O + K_2O$ преобладает Na_2O, в умереннокислых – содержания их близки, а в ультракислых – соотношение щелочей обратное.

Поведение щелочей в породах одного петрохимического типа зависит главным образом от времени их формирования. Так, в основных породах содержание K_2O и отношение K_2O/Na_2O увеличивается от образований океанической и переходной стадий к континентальной. Наиболее низки эти величины в амфиболитах (аподиабазы) и диорито-гнейсах (апогаббро) рифея, габбро среднетерекского раннепалеозойского комплекса и диабазовых порфиритах нижнего силура. Относительно более высокое (и по сравнению с типовыми составами) содержание K_2O в габбро-порфиритах и диабазовых порфиритах перми и нижнего триаса (континентальная

стадия). Поведение Na_2O противоположно поведению K_2O. Единственное исключение из установленной закономерности – диабазовые порфириты тундукского вулкано-плутонического комплекса, в которых отношение K_2O/Na_2O – одно из наиболее высоких для основных пород района и сходно с таковым в образованиях континентальной стадии. Очевидно, что можно объяснить внедрением тундукских диабазовых даек в массив раннерифейских гранитоидов бешторского комплекса и контаминацией их при этом щелочами, в частности.

В породах среднего состава содержание K_2O и отношение K_2O/Na_2O, как и в основных породах, наиболее высоки в верхнепалеозойских образованиях континентальной стадии (андезитовые порфириты среднего карбона и ранней перми, диорит-порфириты и лампрофиры раннего триаса). Еще более высоки концентрации K_2O в средних породах с щелочным уклоном – среднекарбоновых монцодиоритах и монцонитах, монцонит-порфирах раннего триаса и трахитовых порфиритах ранней перми. Здесь K_2O преобладает над Na_2O. Наиболее низкие содержания K_2O в средних породах характерны для андезитовых порфиритов раннего силура и раннего девона (переходная стадия).

Еще более заметно, чем в основных и средних породах, зависят содержание K_2O и отношение K_2O/Na_2O от времени внедрения в умереннокислых и кислых породах. На вариационных диаграммах среди умереннокислых пород по содержанию K_2O и особенно по отношению K_2O/Na_2O четко выделяются две группы пород: породы переходной стадии с более низким отношением K_2O/Na_2O (гранодиориты первой стадии бешторского позднерифейского комплекса ,"очковые" биотит-плагиоклазовые гнейсы, гранодиориты и тоналиты зексайского и гранодиориты алабукинского раннепалеозойских комплексов) и породы континентальной стадии с относительно более высоким, близким к единице, отношением K_2O/Na_2O (дацитовые порфиры среднего карбона, гранодиориты и адамеллиты сандалаш-чаткальского среднекарбонового и гранодиорит-порфиры пермского комплекса).

Наиболее резкое различие по содержанию K_2O и отношению K_2O/Na_2O для разновозрастных групп пород установлено среди кислых образований. В тоналитах бешторского позднерифейского комплекса, отношение K_2O/Na_2O ниже единицы. В группе пород континентальной стадии содержание K_2O резко преобладает над содержанием Na_2O.

Приведенные петрохимические данные магматических пород свидетельствуют об эволюции вещества земной коры. Содержание кремнекислоты и щелочей в одних и тех же типах пород нарастает от древних к молодым при одновременном количественном увеличении кислых пород в составе земной коры. В ходе геосинклинального процесса происходит направленная силицификация земной коры, что приводит к качественному изменению ее структуры. Этим, видимо, можно объяснить нарастание проявлений гранитоидного магматизма во времени вплоть до массового внедрения калиевых гранитоидов в континентальную стадию.

Если наши построения верны, а они базируются на огромном фактическом материале, и не только по Тянь-Шаню, то трудно принять широко распространенное мнение о том, что первичный "гранитный" слой на 90% сформировался в раннем докембрии и в дальнейшем происходило лишь его перераспределение (Кропоткин, 1972). Теперь появляется все больше данных для разных регионов о длительном неравномерном образовании гранитно-метаморфического слоя. Как недавно показал Е.В. Павловский (1975), формирование гранитно-метаморфической оболочки земной коры в глубоком докембрии происходило на протяжении 24 млн. лет.

Формирование континентальной коры тесно связано с особенностями тектонических движений. Первоначально возникают "острова" гранитно-метаморфического слоя, центры гранитизации в которых – геоантиклинальные поднятия. Рост поднятий, как считают многие исследователи, определяется высоким тепловым потоком, являющимся одновременно носителем щелочей, кремнезема и других компонентов, которые вызывают в поднятиях региональный метаморфизм и гранитизацию (образование метасоматических гранитоидов). Связь гранитоидного магматизма с геоантиклинальными зонами отмечали в своих работах Е.В. Павловский (1953), П.Н. Кропоткин (1953), Н.П. Васильковский (1960), В.В. Белоусов

(1966), М.В. Муратов (1969), Ю.А. Кузнецов и А.Л. Яншин (1969), Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин (1964) и многие др. При этом обычно внедрение гранитоидов связывали с кратковременным проявлением тектонических фаз складчатости. По-новому существо этих связей раскрыл Н.А. Штрейс, сформулировавший содержание геосинклинального процесса. "В настоящее время вряд ли можно сомневаться в том, что геосинклинальное развитие прежде всего является выражением созидания и становления "гранитного" слоя . . ." (Штрейс, 1976б, с. 7–8). Развитие процессов метаморфизма и гранитоидного магматизма приводит к смещению их на края поднятий и в смежные прогибы и в конечном итоге – к охватыванию всей геосинклинальной системы. Здесь еще раз необходимо подчеркнуть поразительное совпадение больших мощностей геофизического гранитного слоя с геоантиклинальными зонами. Мощность гранитного слоя под Касанским поднятием равна 25–30, а в Кураминской подзоне она уменьшается местами до 5–15 км (Горьковой, Уломов, 1967). Пространственное совпадение участков интенсивного гранитообразования с наибольшими мощностями гранитного слоя не случайно. Поскольку гранитоидный магматизм в пространстве проявляется неравномерно (более активно под поднятиями), очевидно, и большие мощности здесь гранитного слоя закономерны. Латеральная миграция процессов метаморфизма и гранитообразования во времени свойственна не только отдельным зонам, она характерна и для всей геосинклинальной области Тянь-Шаня.

Тектонические фазы складчатости нарушают поступательный ход процесса формирования континентальной коры. Под влиянием однонаправленных горизонтальных перемещений происходят покровообразование и увеличение мощности коры в результате тектонического скучивания. Явления покровообразования особенно характерны для тех зон эвгеосинклиналей, где длительное время сохраняются пространства, не затронутые процессами гранитообразования. Гранитно-метаморфический слой в таких зонах формируется после образования покровных структур.

Таким образом, все изложенное выше, в том числе петрохимические данные, свидетельствуют о сложном и длительном процессе вещественного преобразования океанической коры в кору континентального типа.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНАТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПАЛЕОЗОИДАХ ТЯНЬ-ШАНЯ

Древнейшие породы разновозрастных складчатых зон Тянь-Шаня – гипербазиты и метасоматические габброиды. Стратиграфически выше этих догеосинклинальных образований расположены типичные эвгеосинклинальные формации, представленные основными эффузивами: спилитами и диабазами, часто содержащими покровы ультраосновных эффузивов (пикритовые порфириты), ассоциирующих с кремнистыми породами и рифогенными известняками. Состав вулканогенной формации, присутствие в ней пикритовых порфиритов указывают на геохимическое родство гипербазито-габбрового комплекса и вулканогенных серий. Пространственная связь и близость состава явились основанием для объединения этих двух комплексов пород в офиолитовую ассоциацию.

Изучение офиолитовой ассоциации в Западном Тянь-Шане и маршрутные наблюдения в восточной части Тянь-Шаня позволили выделить два типа разрезов офиолитовой ассоциации, различающихся по степени метаморфизма (Макарычев, 1975).

В разрезах первого типа, развитых в Северном и Срединном Тянь-Шане, породы офиолитовой ассоциации прошли длительный путь преобразований в результате метасоматических и метаморфических процессов. Типичные породы в них, кроме гипербазитов и габбро, – эклогиты, гранатовые амфиболиты, различные гнейсы и кристаллические сланцы, а также плагиогнейсы и мигматиты. Эти породы слагают основание складчатых сооружений Северного и Срединного Тянь-Шаня. В разрезах второго типа эклогиты, гранатовые амфиболиты и другие высокометаморфизованные породы, а также гранитоиды отсутствуют. Такие разрезы свойственны Южному Тянь-Шаню.

Выше офиолитовой ассоциации в Тянь-Шане повсеместно залегают контрастные серии вулканитов разного возраста, сочетающиеся с мощными граувакками, флишевыми толщами, рифогенными известняками. Породы обычно интенсивно гранитизированы, прорваны гранитоидными интрузиями, преимущественно натровой специализации. Заканчиваются разрезы мощными молассами и продуктами наземного вулканизма: андезито-дацитовой, порфировой и липаритовой формациями. Граниты, прорывающие эти формации, имеют четкую калиевую специализацию.

Нетрудно заметить, что приведенная для самых нижних слоев коры последовательность напластования в разных зонах Тянь-Шаня имеет большое сходство с разрезом коры океанов не только в повторяемости комплексов, но и в их последовательности в разрезе. Бурением и драгированием дна океана установлен следующий разрез коры океанов (снизу вверх): а) серпентинизированные гипербазиты, б) метасоматические габброиды и габбро-амфиболиты, в) толеитовые базальты с яшмами и известняками. Считается, что гипербазиты отвечают верхам мантии, габброиды – базальтовому слою, вулканогенно-осадочные серии – второму и первому геофизическим слоям океанов. Однако сравнение разреза коры океанов с разрезами складчатых зон Тянь-Шаня обнаруживает и некоторые принципиальные различия. В океанах (за исключением островных дуг) пока еще не обнаружены породы, типичные для сиалической коры континентов: различные гнейсы, лейкократовые кристаллические сланцы, гранитоиды. Не подняты с океанического дна и эклогиты, ассоциирующие в Тянь-Шане и других регионах с метасоматическими габбро, гранатовыми амфибо-

литами, пироксен-цоизитовыми породами и слядюно-гранатовыми сланцами. Эти породы, очевидно, чужды коре океанического типа. Их образование, видимо, обусловлено процессами метасоматоза и метаморфизма, проявление которых знаменует начало геосинклинального режима. Эклогиты и ассоциирующие с ними метасоматические образования, по всей видимости, и являются тем переходным типом разреза, который отражает начало преобразования океанической коры в кору континентального типа с мощным гранитно-метаморфическим слоем.

Широкое развитие в Тянь-Шане пород океанической коры (гипербазиты и габбро), сходство их состава с аналогичными породами океанов позволяют думать, что до начала рифея на месте Тянь-Шаня располагался участок с корой океанического типа (меланократовый фундамент). На этом фундаменте местами в раннем протерозое, главным образом в рифейское время заложились первые эвгеосинклинали, а неоднократно проявлявшиеся в ходе геосинклинального режима процессы метаморфизма, гранитизации и внедрение гранитоидных интрузий и привели к созданию гранито-гнейсового слоя. Его формирование происходило крайне неравномерно во времени и пространстве, что четко вырисовывается при формационном анализе осадочных и интрузивных образований в связи с их распространением по площади. Такой анализ позволил выделить в Тянь-Шане океаническую, переходную и континентальную стадии развития коры.

Океаническая стадия знаменует начало геосинклинального процесса. В формационном выражении ей отвечают спилито-диабазовые (с осадочными породами) толщи. Переходной стадии свойственны контрастные серии вулканитов, граувакки, флиш, рифогенные известняки. Континентальная стадия характеризуется накоплением моласс и продуктов наземного вулканизма.

Каждой стадии свойствен свой тип проявления процессов гранитизации: океанической – мигматиты, плагиограниты и плагиогнейсы; переходной – диорито-гранодиоритовая формация, длительный процесс гранитообразования с последовательным охватом этим процессом ложа геосинклинальной системы; континентальная стадия характеризуется массовым внедрением калиевых и щелочных гранитов, наращиванием гранитно-метаморфичского слоя и превращением его в континентальную кору.

Принцип стадийности геосинклинального процесса, разрабатываемый в Геологическом институте АН СССР коллективом геологов (в том числе и автором) под руководством А.В. Пейве и Н.А. Штрейса, принят нами за осному при составлении схемы формирования континентальной коры (рис. 56, см. вкладку). Он существенно отличается от широко распространенного принципа тектонического районирования по возрасту складчатости, так как в известной мере позволяет понять историю формирования оболочек Земли, и в частности ее гранитно-метаморфического слоя.

По времени формирования континентальной коры Тянь-Шань подразделен на две крупные области. Первая область включает территорию Северного и Срединного Тянь-Шаня. В ней формирование континентальной коры протекало длительно – началось в протерозое, интенсивно продолжалось в рифее и палеозое и завершилось лишь к началу позднего палеозоя. Вторая область, в которой образование континентальной коры происходило быстро и захватило поздний палеозой и частично триас, включает Южный Тянь-Шань и Ферганскую впадину.

Прежде чем приступить к изложению истории формирования континентальной коры, необходимо сделать два замечания. Перове – это отсутствие в настоящее время надежных данных для корреляции высокометаморфизованных толщ, особенно для восточных районов Тянь-Шаня. Неоднократно проявившиеся процессы метаморфизма и гранитизации существенно гомогенизировали древние толщи, а данные определений абсолютного возраста немногочисленны и часто противоречивы. Это и является причиной неоднозначного толкования возраста одних и тех же серий и свит различными исследователями. Не исключено, что и в наших построе-

ниях подобные ошибки возможны. Тем не менее, не имея других определений времени проявления в докембрии процессов гранитообразования и метаморфизма, кроме радиологических, приходится использовать эти данные. Второе замечание касается положения на современном эрозионном срезе пород меланократового фундамента и формаций океанической стадии. В результате многократного проявления тектонических фаз складчатости, в ходе которых происходило существенное латеральное сокращение первичных геосинклиналей с надвиганием одних фациальных зон на другие, породы меланократового фундамента местами (Южный Тянь-Шань) были сорваны и смещены по сравнению с первоначальным их положением. Трудности определения амплитуды сокращения геосинклинали в латеральном направлении, так же как и установление амплитуды перемещения сорванных тектонических блоков, связаны с отсутствием соответствующей методики. По этой причине анализ формирования континентальной коры в Тянь-Шане дается без палинспастических реконструкций.

ОБЛАСТЬ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАВШЕЙСЯ К НАЧАЛУ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Давно известна приуроченность высокометаморфизованных толщ амфиболитов и гнейсов к Северному Тянь-Шаню. Обычно выступы этих толщ рассматривают как срединные массивы – реликтовые обломки некогда единой эпикарельской платформы. К этой категории структур на севере области В.В. Киселев и В.Г. Королев (1972) относят Муюнкумский массив, погребенный под молодыми толщами в Чуйской впадине. Считается, что выходы амфиболитов и гнейсов актюзской серии в Заилийском Алатау слагают его фундамент. Наиболее крупным срединным массивом в геосинклинальной области Тянь-Шаня указанные исследователи считают Иссык-Кульский массив. Основание его обнажено в Кунгей Алатау (кеминская серия) и в Терскей Алатау (кочкорская свита). Более мелкие фрагменты эпикарельской платформы выделены в Сарыджасском хребте, ими являются также Макбальский блок в западной части Киргизского хребта, Касанское поднятие и др. Таримский и Афгано-Таджикский массивы считают южным ограничением геосинклинальной области Тянь-Шаня.

В строении указанных массивов действительно много общего. В них вскрыты интенсивно гранитизированные толщи амфиболитов, гнейсов и кристаллических сланцев. Высокая ступень метаморфизма послужила главной причиной для отнесения этих толщ к глубокому докембрию. Однако, как показывают новые радиологические данные, возраст их гранитизации в разных местах неодинаковый, причем подавляющее большинство абсолютных датировок не выходит за пределы рифея, и лишь единичные цифры указывают на дорифейский возраст гранитизации. Цифры абсолютного возраста позволяют выделить в рифее несколько этапов гранитизации, при этом наблюдается приуроченность отдельных групп определений к определенным участкам и целым структурным зонам. Время проявления самой ранней гранитизации отражает начало формирования гранитно-метаморфического слоя в каждой конкретной структуре, и оно оказывается разным, поэтому нет оснований выступы гранитизированных пород считать одновозрастными и рассматривать их в качестве обломков древней платформы. По-видимому, более правильно участки с разным возрастом грантизации считать новообразованиями гранитно-метаморфического слоя, тем более, что в них всегда присутствуют блоки меланократового фундамента и формации океанической стадии и сам процесс грантизации всегда является наложенным на породы фундамента и формации океанической стадии. С этих позиций ниже дано описание этапов гранитизации и истории формирования континентальной коры в Тянь-Шане.

1. **Наиболее древний участок с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся к началу рифея (до 1,7 млрд. лет)**, расположен в Заилийском Алатау. Его видимое основание обнажается в серии тектонических блоков по р. Кичи-Кемин и в долине р. Чу. Блоки сложены породами актюзской и кеминской серий. В составе первой широко представлены амфиболиты, меланогнейсы, гранат-биотит-калишпат-

плагиоклазовые гнейсы, плагиогнейсы и мигматиты. Амфиболиты слагают изометричные тела среди гнейсов, в наиболее крупных из них А.Б. Бакиров (1973) установил эклогиты, которые постепенно переходят в амфиболиты.

Выходы пород актюзской серии хорошо обнажены и в обрывах р. Чу. Здесь поражает обилие пород меланократового состава. Полосчатые габбро с реликтовыми участками серпентинизированных перидотитов сложно сочетаются с амфиболитами и габбро-амфиболитами. Породы, которые можно было бы отнести к осадочным, не обнаружены. Меланократовый комплекс интенсивно гранитизирован. Широко представлены плагиограниты и мигматиты, насыщающие меланократовую толщу. Вся толща прорвана розовыми крупнопорфировыми калиевыми гранитами. Отдельные вкрапленники калишпата достигают в них размера и формы куриного яйца. Они особенно хорошо заметны в амфиболитах и габбро-амфиболитах. Эти же розовые граниты прорывают молассу карбона – перми, чем и определяется их возраст. По данным В.Г. Королева (устное сообщение), возраст первой гранитизации здесь 2200–2500 млн. лет. Мощность гранитизированной актюзской серии оценивается разными исследователями от 3000 до 5500 м.

Кеминская серия повсеместно отделена от актюзской тектонически или интрузивными телами гранитоидов каледонского и более молодого возраста. Составители геологической карты масштаба 1:200 000 Ю.В. Жуков, Н.М. Чабдаров и другие кеминскую серию делят на три части. Нижняя часть сложена амфиболитами, амфиболовыми сланцами, метадиабазами, актинолит-эпидот-хлоритовыми и другими зелеными сланцами. Мощность их 3000 м. Средняя часть представлена слюдяными сланцами и гнейсами с горизонтами амфиболитов. Мощность 2000 м. Заканчивается разрез биотит-роговообманковыми гнейсами, слюдяными амфиболитами с прослоями мраморизованных известняков. Мощность 4600 м. Нетрудно заметить, что актюзская и кеминская серии сложены породами, характерными для океанической стадии, причем в состав актюзской серии включены также породы меланократового фундамента и продукты их метасоматической переработки, эклогиты, гранатовые амфиболиты и габбро-амфиболиты. Большинство лейкократовых гнейсов, присутствующих в разрезе серий, относят к ортопородам плагиогранитного ряда.

А.Б. Бакиров установил несколько этапов метаморфизма пород этих серий. Наиболее ранним, по его мнению, был "догранитный" жадеит-глаукофановый метаморфизм, реликты которого – тела эклогитов. За ним последовал "гранитный" метаморфизм дистен-силлиманитовой фации, который сменился мигматизацией и фельдшпатизацией. Первый этап метаморфизма характерен только для пород актюзской серии (меланократовый фундамент, в нашем понимании), два другие этапа ("гранитные") охватили породы фундамента и его вулканогенно-осадочной покрышки. Эта последовательность развития процессов метаморфизма весьма характерна. Она показывает, с одной стороны, начало гранитизации и, следовательно, зарождения гранито-гнейсового слоя, а с другой – большую древность пород меланократового фундамента. Только с рифея в этом районе накапливаются толщи, содержащие продукты размыва сиалической коры (кунгейская свита). Следовательно, есть основание считать, что в Заилийском Алатау на рубеже 2200–2500 млн. лет возник участок гранитно-метаморфической коры. Отсутствие в кеминской серии обломочных пород, по-видимому, может указывать на образование ее в условиях обширного океана.

Дальнейшее развитие этого района сопровождалось последовательным внедрением гранитоидов рифейского, каледонского и герцинского возраста вплоть до щелочных гранитов в перми. Гранитообразование временами прекращалось на длительное время (до эры), а затем возобновлялось. В ряде мест установлено налегание на гранитизированные дорифейские толщи отложений ордовика и даже континентально-вулканогенных формаций верхнего палеозоя. Видимо, после своего образования участок островной суши неоднократно подвергался процессам денудации.

Принятый масштаб схемы (см. рис. 56) не позволил выделить в этом районе формационные комплексы фундамента, океанической и переходной стадий. Однако

вряд ли можно сомневаться в направленности и стадийности хода геосинклинального процесса в этом районе. Многочисленные блоки гипербазитов и габбро (нередко в виде фрагментов разреза), заключенные среди выходов пород актюзской и кеминской серий, основной состав вулканизма, наложенная гранитизация, позднее появление обломочных толщ (переходная стадия) – все это подчеркивает закономерный процесс образования гранитно-метаморфического слоя.

2. **Участки с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся в среднем рифее (1275–800 млн. лет)**, распространены более широко. Разобщенность этих участков в Северном и Срединном Тянь-Шане, различный (в пределах среднего рифея) возраст гранитизации, очевидно, указывают на неодновременное зарождение островных поднятий и объединение их в архипелаги островов и островные дуги. Один их таких участков (остров), по-видимому, возник на площади современных хребтов Кунгей- и Терскей-Алатау. Среди преобладающих здесь гранитных интрузий в виде крупных ксенолитов и тектонических блоков выступают метаморфические толщи, обычно коррелируемые с кеминской серией. Здесь также известны многочисленные теконические отторженцы меланократового фундамента: гипербазиты и габбро. Примечательно их распространение среди мигматизированных амфиболитов, "очковых" меланократовых гнейсов, плагиогнейсов и, в меньшей мере, слюдяных сланцев и мраморов.

В Терскейском хребте аналогичные толщи описаны под названием кочкорской и атджайляуской свит. Состав первой изучен в районе с. Кочкорки. Бо́льшая часть свиты здесь сложена породами амфиболитовой фации и эпидот-амфиболитовой субфации метаморфизма. Мраморы и слюдяные сланцы существенно подчинены меланократовым разностям пород. В обнажениях преобладают два цвета пород: темно-зеленый фон создают амфиболиты, габбро-амфиболиты и меланократовые полосчатые гнейсы; различные оттенки розового цвета принадлежат разновозрастным гранитоидам – от плагиогранитов и мигматитов до калиевых порфировидных гранитов. Наиболее древние из известных значения абсолютного возраста 930± ±100 млн. лет (средний рифей) получены из кочкорских ортогнейсов альфа-свинцовым методом по циркону (Бакиров, 1973). Видимо, эта датировка отражает начало гранитизации в так называемом Иссык-Кульском срединном массиве. Здесь гранитизация имеет явно более поздний возраст по сравнению с Муюнкумским массивом (Заилийский Алатау). Она последовала за формированием толщи океанической стадии (кеминская серия в Кунгей-Алатау и кочкорская свита в Терскей Алатау), но предшествовала переходной стадии (соответственно кунгейская свита и сарыбулакская серия). Породы переходной стадии метаморфизованы и гранитизированы позднее, главным образом каледонскими гранитами. В настоящее время имеется еще мало определений абсолютного возраста для древних толщ и гранитоидов. Не исключено, что массовые определения покажут многостадийность гранитообразования в этом и других районах Тянь-Шаня, как это случилось в отношении гранитоидов Чаткальского сектора Срединного Тянь-Шаня (Макарычев, Гесь, 1971а) или Макбальского блока Киргизского хребта (Киселев и др., 1974).

Близкий кочкорскому возраст возникновения гранитно-метаморфического слоя установлен в Бессазском блоке Каратау (934 млн. лет). Несколько позднее начали образовываться участки гранитно-метаморфического слоя в Срединном Тянь-Шане. В Чаткальском секторе Касанское островное поднятие возникло в конце среднего рифея, о чем свидетельствует возраст грантизации и первых гранитоидных комплексов – 830–853 млн. лет (Гесь, 1967; Адышев и др., 1972). В это же время под воздействием гранитизации образовалось островное поднятие в восточной части Срединного Тянь-Шаня, в Сарыджазе, где самый древний возраст гранитоидов 829± ±20 млн. лет (Адышев и др., 1972). Более вероятно возникновение на этом же рубеже участка гранитно-метаморфического слоя в Тахталыкской гряде. Характерно, что во всех названных районах в океаническую стадию накопились мощные вулканогенные толщи основного состава, впоследствии метаморфизованные в амфиболитовой фации метаморфизма и гранитизированные. В Большом Каратау – это жунусатинская свита, в Чаткальском секторе – касанская серия, в Тахталыкской гряде – свиты каргыш и карасу, в Сарыджазском хребте – свита куйлю, для которой

известен и более ранний возраст гранитизации – 886±20 млн. лет (Геология СССР. Т. XXV, 1972).

В составе этих свит и серий широко представлены полосчатые и "очковые" амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы, зоны и поля мигматитов. В этих породах отчетливо выражен инъекционный характер лейкократового гранитного материала. Гранитизации подверглись и породы переходной стадии, первоначальный состав которых соответствовал терригенно-кремнисто-карбонатной формации.

Наиболее ранний этап среднерифейской гранитизации проявился в Макбальском блоке. Напомним, что возраст гранитоидов в диорито-гранодиорито-гранитной формации, которая представлена в Кызылташской, Караджилгинской и Береговской интрузиях, датируется радиологическими данными от 1275 ± 120 до 1070 ± ±100 млн. лет. Циркон с возрастом 1.275 млн. лет в последние годы обнаружен в осадочных толщах в разных районах Северного и Срединного Тянь-Шаня – в джельдысуйской и джолколотской свитах (Киселев и др., 1974).

В Южном Тянь-Шане (Кызылкумы) формации океанической стадии слагают ауминзинскую, учкудукскую и карашахскую свиты. Переходной стадии отвечает состав тасказганской, аккудукской и кокпатаской свит. Радиологические данные указывают на среднерифейский возраст гранитизации этих толщ (800–1000 млн. лет). Необходимо подчеркнуть, что в Южном Тянь-Шане только в Кызылкумах на ограниченной площади развиты докембрийские образования, испытавшие первую гранитизацию в среднем рифее. Основываясь на этих данных, некоторые исследователи считают, что и под Туркестано-Алаем развиты те же докембрийские толщи (Бухарин и др., 1972). С таким выводом трудно согласиться, ибо даже в зоне меланжа на Кане и Карачатыре отсутствуют отторженцы высоко метаморфизованных пород докембрия.

Из анализа возраста гранитизации пород описанных участков следует важный вывод – на протяжении раннего и среднего рифея в разных частях геосинклинальной области Тянь-Шаня под воздействием процессов гранитизации происходило неодновременное формирование островных поднятий с участками гранитно-метаморфического слоя. Этот процесс привел к дифференциации океанического ложа, образованию архипелага островов и зон островных поднятий типа островных дуг. По-видимому, такая дуга субширотного простирания возникла на месте современных хребтов Малого Каратау, Киргизского и Заилийского Алатау. С юга она нарастилась островным поднятием Кунгей и Терскей Алатау. Вторая островная дуга меньшей протяженности образовалась на месте Большого Каратау – Таласской структурной зоны. В Чаткале, в Сарыджазе и Кызылкумах возникли участки "островов" гранитно-метаморфического слоя. Все эти данные свидетельствуют о том, что в разных зонах Тянь-Шаня к началу позднего рифея уже сформировались крупные участки с гранитно-метаморфическим слоем. Пространства между ними были заняты океанической и субокеанической корой. Самый крупный участок с корой океанического типа к позднему рифею сохранился на месте Ферганской впадины и Южного Тянь-Шаня.

3. **Участки с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся к концу рифея (720–680 млн. лет)**, выявлены в Срединном Тянь-Шане. Они несомненно возникали и в Северном Тянь-Шане, на что указывает гранитоидный магматизм этого времени.

Осадконакопление позднего рифея в формационном отношении характеризуется большим разнообразием. В это время в разных местах накапливались формации, относящиеся к разным стадиям геосинклинального процесса. В одних местах это спилито-диабазовая формация с яшмами и рифогенными известняками. Этот состав имеют терекская, ичкесуйская свиты и их аналоги в Северном Тянь-Шане, майлисуйская, атбашинская, канская свиты и их аналоги в Срединном Тянь-Шане, Ферганской впадине, Нуратинских и Атбашинских горах. Одновременно по латерали накапливались формации переходной стадии. В Большом Каратау это кайнарская свита, в составе которой наряду со спилито-диабазовой формацией развиты андезито-базальтовая и терригенная; на востоке в горах Сарыджаз и в бассейне Малого Нарына, – одновозрастная кайнарской свита Большого Нарына, сложенная порфировой формацией. Разный состав формаций позднего рифея, по нашему мнению, указывает на различную степень зрелости гранитно-метаморфического слоя. В этой

связи особый интерес представляют формации океанической стадии, нередко находящиеся в окружении участков с сиалической корой. В тех районах Тянь-Шаня, где соотношения спилито-диабазовой формации позднего рифея с сиалическими блоками (гранитизированные толщи раннего рифея) хорошо изучены, они всюду тектонические, выражены зонами дробления и меланжа или находятся в аллохтонном залегании. Из этого можно сделать заключение, что океанические формации, развитые среди сиалических масс, формировались на океанической коре, вероятно, позднее, что подчеркивает реликтовый характер зон с сохранившейся первичной океанической корой. Спилито-диабазовая формация в таких участках всегда содержит блоки или протрузии гипербазитов и габбро или непосредственно их перекрывает. Это положение хорошо иллюстрируют два примера.

Пример первый – западная часть Киргизского хребта. Здесь Макбальский блок с сиалической корой среднего рифея граничит с Караарчинским и Кенкольским блоками по разломам. Основание Караарчинского блока сложено породами меланократового фундамента, который перекрыт терекской спилито-диабазовой свитой верхнего рифея (см. рис. 2). В Кенкольском блоке в основании этой же свиты расположена зона меланжа. Гранитизация пород в этих блоках прошла значительно позже, чем в Макбальском блоке, главным образом в раннем палеозое. Очевидно, есть основание считать, что Макбальский блок до позднего рифея находился в окружении участков с меланократовым фундаментом, и только после складчатости конца рифея и покровообразования эти блоки оказались в том положении, в котором они находятся теперь.

Пример второй – это Челико-Кеминский рифей-раннепалеозойский прогиб. Этот прогиб расположен в бассейне р. Чон-Кемин. К.Д. Помазков (1962), А.Б. Бакиров и В.Г. Королев (1970) связывают возникновение этого прогиба с рифейско-палеозойским этапом раздробления глубинными разломами эпикарельской платформы, из чего следует вывод о троговой природе прогиба. В пользу подобного вывода, по их мнению, свидетельствуют линейность и большая протяженность прогиба, шириной до 25 км. Однако этому выводу противоречат разный возраст сиалической коры, окружающей прогиб, а также находящиеся внутри прогиба выступы гипербазито-габбрового фундамента. Кроме того, судя по данным указанных исследователей, в прогибе отсутствуют рифтовые фации, обычные для структур растяжения. Прогиб выполнен основными вулканитами ичкесуйской свиты, мощность которых около 2000 м, и терригенно-карбонатной формацией нижнего палеозоя. Внутреннее строение прогиба характеризуется изоклинальными складками и сериями чешуй, особенно многочисленных вдоль его северного края. Все эти данные позволяют рассматривать Челико-Кеминскую зону как участок первичной океанической коры начала позднего рифея, размер которого, вероятно, ранее был больше. Подобные участки океанического фундамента сохранялись до позднего рифея в Чаткальском секторе. В них формировались спилито-диабазовые серии (каратерекская свита), впоследствии метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Изометричная форма прогиба, выполненного этой свитой, трудно объяснима с позиций рифтовой тектоники. Наиболее крупные пространства первичной океанической коры в позднем рифее располагались и в Ферганской впадине, и на всем протяжении Южного Тянь-Шаня, за исключением Центральных Кызылкумов, где еще в среднем рифее возник остров гранитно-метаморфического слоя.

Процессы гранитизации в участках, в которых на протяжении раннего и среднего рифея сохранялась океаническая кора, прошли в позднем рифее и особенно активно в раннем палеозое. Возраст гранитоидов Кумыстинского массива в Большом Каратау – 720 млн. лет (Киселев, Королев, 1972). Этап гранитизации на рубеже 680–720 млн. лет указывает для разных участков Северного и Срединного Тянь-Шаня А.Б. Бакиров (1973).

4. **Участки с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся к началу позднего палеозоя,** заполняют пространства между ранее возникшими островами гранитно-метаморфического слоя. Площадное развитие процессов гранитизации в позднем рифее привело к созданию гранитно-метаморфического слоя разной мощности в Северном и Срединном Тянь-Шане. Несомненно, что к началу венда-палеозоя

в этой области исчезли участки с океанической корой. Формации венда–нижнего палеозоя представлены главным образом терригенными и карбонатными образованиями. Вулканогенные образования характеризуются андезито-базальтовой и в меньшей мере спилито-диабазовой формациями. Их сочетание указывает на субокеанический фундамент и отражает смену во времени эвгеосинклинального режима миктогеосинклинальным. Структуры, сложенные осадочно-вулканогенными формациями венд-раннепалеозойского возраста, характеризуются большой протяженностью. История их формирования обстоятельно разобрана В.И. Кнауфом (1973б). Как справедливо отмечает В.И. Кнауф, для них характерна унаследованность структурного плана позднего рифея. Пространственное положение, формационный состав выполняющих прогибы пород позволяют относить эти прогибы к миктогеосинклиналям. Венд-раннепалеозойский миктогеосинклинальный тип разреза характерен для зоны Срединного Тянь-Шаня от Большого Каратау на западе до Сарыджаза не востоке. В Северном Тянь-Шане, по-видимому, в венде-раннем палеозое сохранились остаточные геосинклинальные прогибы, которые развивались на гранитизированном фундаменте. Фрагменты таких прогибов можно видеть в Малом Каратау, Киргизском хребте, в Челико-Кеминской зоне на раннепалеозойском этапе ее развития.

В конце раннего палеозоя в Северном Тянь-Шане произошли мощные движения каледонской эпохи складчатости и внедрение огромных масс гранитоидов, нарастивших гранитно-метаморфический слой. После этих движений в этом регионе до конца палеозоя формировались наложенные эпикаледонские впадины и происходило переплавление и перераспределение ранее сформированного гранитно-метаморфического слоя.

Иначе развивались события в Срединном Тянь-Шане: каледонская складчатость и гранитоидный магматизм этого этапа не привели к прекращению здесь геосинклинального режима. Гранитоиды каледонского времени внедрились в геоантиклинальные зоны и нарастили в них мощность гранитного слоя. В герцинское время здесь на уже сформированном гранитно-метаморфическом слое развивались миогеосинклинальные прогибы, унаследовавшие структуры каледонского этапа. Мощные герцинские движения конца раннего карбона и последовавшее за ними массовое внедрение гранитоидов привели к стабилизации этой зоны и причленению ее к Северному Тянь-Шаню. В позднем палеозое вся эта область развивалась как единый "микроконтинент" с повсеместно развитым гранитно-метаморфическим слоем.

ОБЛАСТЬ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАВШЕЙСЯ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

В эту область включены Ферганская впадина и Южный Тянь-Шань. Принципиальное отличие этой области от описанной выше состоит в быстром, практически одновременном становлении гранитно-метаморфического слоя на заключительной стадии геосинклинального процесса. Современные границы области совпадают с зонами крупных разломов. В Чаткальском секторе Тянь-Шаня это Северо-Ферганский разлом, в Нарынском – Атбаши-Иныльчекская зона разломов. Южная граница области, по-видимому, перекрыта надвинутыми сиалическими массами Афгано-Таджикского и Таримского массивов. По-видимому, в современном виде эта область – реликт обширной рифейско-палеозойской океанической структуры.

Ферганская впадина и Южный Тянь-Шань с позднего рифея развивались по тому же плану, что и северная область. Эвгеосинклинальный режим в этой области возник на меланократовом фундаменте не одновременно, а испытал миграцию на протяжении позднего рифея до конца раннего карбона из Ферганской впадины в Южно-Гиссарскую зону. Казалось бы, одинаковая направленность эволюции геосинклинального процесса должна была бы привести к постепенному росту континентальной коры. Однако этого здесь не произошло, в связи с чем возникают вопросы, на которые трудно ответить однозначно. В чем причина позднего становления гранитного слоя в Южном Тянь-Шане? Что было в этой области в то время, когда в

непосредственно прилегающей с севера области присходило длительное направленное формирование гранитно-метаморфического слоя? Эти вопросы заслуживают специального обсуждения, хотя бы с общих позиций.

Давно доказана временная и пространственная неодновременность проявления различных геологических процессов. Палеозоиды Тянь-Шаня – пример тому. Основанием геосинклиналей здесь является меланократовый фундамент. Именно на нем в разное время заложились эвгеосинклинали, о чем свидетельствует возраст формаций океанической стадии. Возраст фундамента повсеместно докембрийский, при этом нельзя исключить его одновозрастность. Формации океанической стадии закономерно, но не в одно и то же время сменяются формациями переходной, а затем и континентальной стадий. Аналогичный вывод следует и из анализа проявления тектонических фаз складчатости и развития гранитоидного магматизма. В Северном Тянь-Шане известны блоки рифейского гранитно-метаморфического слоя, непосредственно перекрытые орогенными формациями позднего палеозоя. Такие примеры можно найти в любой складчатой области континентов. Следовательно, на континентах неравномерность геологических процессов – важнейшая закономерность. Такая же закономерность, видимо, существует и в современных океанах и, очевидно, могла существовать и в океанах прошлого.

В настоящее время можно говорить о неравномерности осадконакопления в различных океанических структурах в плиоцене и миоцене. Судя по результатам исследований по проблеме рифтовых зон Мирового океана, осадочные образования в океанах развиты не повсеместно и представлены различными фациями. Интересные данные получены для Срединно-Атлантического хребта, во впадине Романш (Солдатов, Мурдмаа, 1970). Из впадины подняты осадочные породы, состоящие из продуктов разрушения меланократового фундамента океана. Они представлены серпентинитовыми аргиллитами, алевролитами и серпентинитовыми песчаниками и гравелитами. По степени уплотнения эти породы, как утверждают авторы, сходны с осадочными толщами палеозойских и мезозойских геосинклинальных зон континентов. Примечательно, что эти осадочные серпентинитовые породы подняты с глубины 7100–7200 м, т.е. это несомненно глубоководные океанические осадки, которые могли накопиться на гипербазито-габбровом фундаменте лишь в результате его разрушения. В то же время в современных океанах в ряде структур океанические осадки отсутствуют, что, видимо, свидетельствует об их переносе глубинными течениями.

Здесь уместно напомнить высказывание Н.А. Штрейса, сделанное им в связи с развитием учения о формациях. В предисловии к книге Н.П. Хераскова "Формации и тектоника" (1967) Н.А. Штрейс поставил вопрос о необходимости выделения еще одного класса слоистых формаций, которые возникают на океанической коре. По его мнению, ". . . их систематику и классификацию следует разрабатывать на современных океанических отложениях и отложениях океанических бассейнов прошлого. При этом исключительный интерес представляет изучение соотношений между океаническими формациями и формациями начальных стадий геосинклинального развития. Решение этого заведомо сложного вопроса даст ключ к пониманию возникновения геосинклиналей и во многом по-новому раскроет закономерности строения и развития структуры земной коры" (Штрейс, 1967а, с. 8). Это высказывание, по сути дела, предвосхитило выделение в геосинклинальном процессе океанической стадии. Позднее Р.Г. Гарецкий и А.Л. Яншин (1970) пришли к выводу, что глубоководные осадки в разных складчатых зонах континентов накапливались в океанических условиях на коре океанического типа. Близкую точку зрения высказал М.В. Муратов (1972) для осадочных образований ряда рифейских геосинклиналей Евразии. Позднее он же сформулировал ряд важных положений о происхождении материков и океанических впадин, основываясь на первичности океанической коры (Муратов, 1975).

В палеозойской геосинклинальной зоне Южного Тянь-Шаня в ряде мест установлено трансгрессивное залегание серпентинитовых гравелитов, песчаников и алевролитов непосредственно на меланократовом фундаменте. Такие соотношения между породами океанического фундамента и продуктами их размыва выявлены в урочи-

ще Сартале и в Канской полосе серпентинитов. Причем на Кане осадочные серпентинитовые породы уже в виде обломочного компонента вошли в состав меланжа. Серпентинитовые песчаники и алевролиты обнаружены на левом берегу р. Сох, где они статиграфически залегают на габброидах и перекрываются пикрито-спилито-диабазовой толщей нижнего палеозоя. Мощность осадочных серпентинитовых пород исчисляется метрами. Накопление их предшествовало образованию основных эффузивов океанической стадии. Таким образом, формации ранних стадий в палеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня оказываются тождественными позднемиоценовым осадочным серпентинитовым породам современной океанической впадины Романш. Легко заметить, что образование этих идентичных осадков во впадине и Южном Тянь-Шане разделено огромным перерывом, равным всему палеозою и мезозою. Приведенное сравнение лишний раз подчеркивает неравномерность геологических процессов как в пространестве, так и во времени.

Позднее становление гранитно-метаморфического слоя в Южном Тянь-Шане также логично связывать с неодновременностью гранитообразования в различных структурах геосинклинальной системы. Запаздывание и длительные перерывы в процессе гранитообразования, по-видимому, являются главным фактором, почему в геосинклинальной области длительное время сохраняются участки, лишенные гранитно-метаморфического слоя. Причины, вызывающие прекращение гранитообразования, связаны, скорее всего, с характером тектонических движений. Возможно, явления покровообразования нарушают и перекрывают пути поступления в верхние горизонты гранитизирующих растворов и тем самым препятствуют образованию гранитно-метаморфического слоя. В то же время концентрация на глубине тепловой энергии и других факторов, вызывающих гранитообразование, может привести к быстрому установлению гранитного слоя. Возможно, этим объясняется массовое внедрение гранитоидов в Южном Тянь-Шане, последовавшее сразу за образованием покровных структур.

Сторонники тектоники плит связывают внедрение крупных масс гранитоидов с поддвиганием блоков сиалической коры под океаническую кору или с шарьированием эвгеосинклинальных серий на ту же сиалическую кору. И в том, и в другом случае внедрение гранитоидов объясняется переплавлением и реомобилизацией древней сиалической коры. Подобная точка зрения высказывалась для Урала (Иванов и др., 1973). Вероятно, такой механизм может иметь место, но он неприемлем для Северного и Срединного Тянь-Шаня. Ему в этих зонах прежде всего противоречат факты длительного развития гранитоидного магматизма и направленной эволюции океанической коры в ходе геосинклинального процесса с последовательным образованием во времени сначала базальтового, а затем и гранитного слоев. В ходе этой эволюции направленно меняется состав продуктов вулканизма и гранитоидов, что трудно представить с позиции тектоники плит.

В свете изложенного, рифейско-палеозойская история Тянь-Шаня отражает сложный процесс постепенного зарастания океанической структуры и превращения ее в стабильную область. Главное в этой истории – эволюция океанической коры в кору континентального типа.

Закономерности развития земной коры в Тянь-Шане, по-видимому, являются общими и для Центрального Казахстана (Суворов, 1971), и для Байкальского обрамления Сибирской платформы (Клитин, 1974), и для Алтае-Саянской области (Хераскова, 1975). Вполне вероятно, что эти же закономерности формирования континентальной коры характерны и для Монголии, с ее отчетливой зональной разновозрастностью гранитно-метаморфического слоя, повторяющей зональность Тянь-Шаня.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше результаты исследований, проведенных в Западном Тянь-Шане и Южном Казахстане (хр. Каратау), позволили выяснить, что континентальная земная кора разных зон этой складчатой области имеет различный возраст. Можно утверждать, что такая кора формировалась длительно в ходе геосинклинального процесса. Выявлены следующие основные закономерности формирования континентальной коры:

1. Древнейшие образования региона относятся к гипербазито-габбровому комплексу пород, по крайней мере, дорифеского возраста. Анализ структурного положения этого комплекса показывает, что он слагает основание всех структурных зон Западного Тянь-Шаня. В ненарушенных разрезах гипербазито-габбровый комплекс перекрыт вулканогенно-кремнистыми образованиями разного возраста и различной степени метаморфизма. Гипербазиты и габбро не имеют активных контактов с вмещающими породами. Установлены четыре формы нахождения пород комплекса в современной структуре Тянь-Шаня: а) крупные блоки, в которых сохранилась первичная последовательность пород в разрезе: гипербазиты – метасоматические габбро – в разной степени метаморфизованные вулканогенно-кремнистые образования: б) тектонические пластины гипербазитов в основании крупных покровных структур; в) серпентинитовый меланж; г) протрузии серпентинитов.

Петрохимические особенности гипербазитов Тянь-Шаня обнаруживают большое сходство их с гипербазитами, выступающими в основании ложа современных океанов. Такое сходство со всей определенностью указывает на существование в Тянь-Шане в геологическом прошлом геологических образований типа современного океанического фундамента (меланократовый фундамент).

2. Эвгеосинклинали Западного Тянь-Шаня возникли на меланократовом фундаменте. Независимо от времени заложения они претерпели три стадии развития: океаническую, переходную и континентальную (орогенную).

Осадконакопление в океаническую стадию развития геосинклиналей происходило в условиях, близких к условиям современных океанов. Океанической стадии в формационном выражении отвечают спилито-диабазовые (с осадочными породами) толщи. В конце стадии формируются гранитоиды: плагиограниты, плагиогранитогнейсы и плагиомигматиты. Переходной стадии свойственны дифференцированные серии вулканитов, ассоциирующие с мощными граувакками, флишевыми толщами, рифогенными известняками. Гранитоидные образования представлены породами диорито-гранодиоритовой формации. Континентальная стадия характеризуется накоплением моласс, андезито-дацитовой и липаритовой вулканогенных формаций и массовым внедрением гранитоидов калиевой специализации.

Эвгеосинклинальный режим в разных зонах Западного Тянь-Шаня начался не одновременно. В зонах Северного и Срединного Тянь-Шаня эвгеосинклинали возникли в раннем рифее, в Ферганской впадине – в позднем рифее, а в Южном Тянь-Шане в Охнинско-Талдыкской зоне – в раннем палеозое, в Южно-Гиссарской зоне – в конце раннего карбона. В этом отчетливо виден процесс поступательного захвата океанического фундамента геосинклинальным режимом.

3. Формирование континентальной коры начинается с преобразования пород меланократового фундамента и вулканогенно-осадочных серий океанической стадии

развития. В результате процессов метасоматоза и метаморфизма образуются эклогиты, гранатовые амфиболиты, диорито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы и другие породы. Этот комплекс расположен непосредственно на океаническом фундаменте, связан с ним переходами (гипербазиты – габбро – эклогиты – гранатовые амфиболиты и т.д.) и, очевидно, может рассматриваться как слой, промежуточный между океаническим фундаментом и гранитно-метаморфическим слоем. Этот комплекс пород по физическим свойствам отвечает геофизическому базальтовому слою земной коры.

4. Процессы гранитообразования связаны, по-видимому, с дегазацией глубинных зон Земли. Вынос щелочей, кремнезема и летучих компонентов в конце океанической стадии вызывает явления ультраметаморфизма и гранитизации вулканогенно-осадочных серий и приводит к образованию первых гранитоидов. По своей природе это автохтонные образования, лишенные многих особенностей, присущих магматическим горным породам. В переходную стадию гранитообразование усиливается, и метасоматические гранитоиды сменяются интрузивными магматическими породами: вначале диоритами и гранодиоритами, а затем гранитами. В пределах изученной территории хорошо выражена латеральная неравномерность гранитообразования. Эта неравномерность проявления в пространстве и растянуть процессов гранитообразования во времени обусловливает гетерогенное строение коры эвгеосинклиналей в переходную стадию, когда в них сосуществуют участки новообразованной гранитной коры с участками, лишенными гранитно-метаморфического слоя. Подобное строение земной коры, судя по геолого-геофизическим данным, наблюдается в современных геосинклинальных системах вдоль Тихоокеанского побережья Евразии, которые, по-видимому, испытывают переходную стадию геосинклинальной эволюции. Массовое внедрение гранитоидов в континентальную стадию приводит к наращиванию гранитно-метаморфического слоя и превращению его в континентальную кору.

5. Стадийность геосинклинального процесса отражает разные этапы формирования гранитно-метаморфического слоя Земли. По мере наращивания гранитно-метаморфического слоя эвгеосинклинали эволюционируют в микто-, а затем в миогеосинклинали. Последняя категория геосинклиналей всегда развивается на достаточно мощном гранитно-метаморфическом слое.

6. Направленное необратимое развитие структуры земной коры прерывается периодами интенсивных тектонических движений, вызывающих поперечное сокращение геосинклиналей и приводящих к шарьированию эвгеосинклинальных серий (Южный Тянь-Шань) на участки с уже сформировавшимся гранитно- метаморфическим слоем (Срединный Тянь-Шань). Начало сжатия устанавливается по появлению олистостромовых толщ.

Таким образом, изучение истории развития палеозоид Тянь-Шаня свидетельствует о том, что процесс формирования гранитного слоя земной коры в течение геосинклинального развития постепенно охватывал пространство, сложенное корой океанического типа. Этот процесс начинался в отдельных поднятиях в различное время и, распространяясь на смежные с поднятиями прогибы, в орогенный этап развития приводил к становлению континентальной коры и, как следствие этого, к смене геосинклинального режима платформенным. Постоянно действующие горизонтальные движения вызывали не только складчатость, но, в одних случаях, и асимметрию в строении прогибов и поднятий, а в других – образование покровных структур. Явления покровообразования особенно характерны для тех зон геосинклиналей, в которых длительное время сохранялись относительно большие пространства первичной океанической коры (Южный Тянь-Шань). В таких зонах покровные структуры возникают раньше образования гранитного слоя, создавая серию пластин, сложенных разрезами, еще не охваченных явлениями гранитизации. Именно поэтому в данных зонах процессы гранитизации и становления гранитоидов происходят одновременно, на больших глубинах, чаще всего не проникая до уровня, в настоящее время совпадающего с эрозионным срезом.

Принципиально новый генетический подход к определению геосинклинального процесса, сущность которого заключается в последовательном формировании базальтовой и гранитной оболочек Земли, открывает новые возможности для тектони-

ческого районирования складчатых сооружений по возрасту становления и типу развития земной коры, что в итоге и определяет различия в их металлогенической специализации. В Северном и Срединном Тянь-Шане континентальная земная кора формировалась длительно на протяжении от раннего рифея до триаса. Этим областям свойственно широкое проявление в них оруденения многих металлов. Становление континентальной земной коры в Южном Тянь-Шане происходило лишь в позднем карбоне и перми в обстановке интенсивного тектонического сжатия, сопровождавшегося возникновением локальных покровных структур. Особенности становления континентальной земной коры в Южном Тянь-Шане определили и специфику металлогении этого района. Здесь широко проявлено сурьмяно-ртутное оруденение, известны рудопроявления олова. Таковы общие закономерности рудопроявления в Тянь-Шане, которые непременно должны учитываться при постановке и проведении металлогенических исследований.

Изложенные закономерности развития земной коры в Тянь-Шане являются, по-видимому, общими и для других складчатых зон Евразии (Казахстан, Монголия Алтае-Саянская область и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Абдулаев Р.Н. 1965. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Пскемского и Сандалашского хребтов. – Узб. геол. журн., № 2.

Аделунг А.С. 1950. К вопросу о возрасте каракасмакской свиты и каледонской интрузивной деятельности в бассейне р. Чаткал. – ДАН УзССР, № 2.

Адышев М.М., Сагындыков К., Шукуров У. и др. 1972. Геохронология и условия образования древних рудоносных формаций Срединного Тянь-Шаня. – Изв. АН КиргССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук, № 5.

Аксаров Ф.А., Бичаева А.Р., Сайдыгалиев С.С. 1974. Абсолютная геохронология магматических формаций Узбекистана. Ташкент, "Фан".

Алексеенко А.В., Костенко А.И., Цьонь А.В., Чеджемов Г.Х. 1969. Об абсолютном возрасте некоторых пород Канского массива. – Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 12.

Алексеенко А.В., Портнягин Э.А. 1966. Некоторые особенности строения Канского массива ультраосновных пород. – Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 10.

Алехин Ю.А. 1971. Стратиграфия и метаморфизм древних толщ Макбальского поднятия. – В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ.

Анкинович С.Г. 1961. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.

Арапов Ю.А. 1953. Основные черты истории геологического развития вулканизма и металлогении Алайской горной системы. – В кн.: Материалы по эндогенной металлогении СССР. М., Госгеолиздат.

Арапов В.А. 1966. Кольцевые вулкано-плутонические структуры Чаткало-Кураминского района (Срединный Тянь-Шань). – Труды II Всесоюз. вулканол. совещания. М., "Наука".

Арипов А.А., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Курбаниязов К.К. 1969. Геологическое строение областей сочленения герцинских структур Донбасса, Урала и Тянь-Шаня. Ташкент, "Наука".

Арсовски М.И. 1957. Структура Боролдайского антиклинория и история его формирования. Автореф. канд. дис. М.

Архангельский А.Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1. М. –Л., Госгеолтехиздат.

Аументо Ф., Ланкаревик Б.Д., Росс Д.И. 1973. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.). – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир".

Афанасьев Г.Д. 1953. Магматические комплексы и геологическое картирование. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5.

Афанасьев Г.Д. 1958. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. – Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., вып. 20.

Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Фузайлов И.А. 1967. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент, "Фан".

Бакиров А.Б. 1973. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Новосибирск.

Бакиров А.Б., Королев В.Г. 1970. Особенности каледонской структуры кеминской зоны Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Тектоника допалеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".

Баратов Р.Б., Дусманов В.Д., Мельниченко А.К. 1969. Первые данные о калий-аргоновом возрасте нефелиновых сиенитов Тутек-Девонасуйского массива (Алтайский хр.). – ДАН ТаджССР, т. XII, № 12.

Белоусов В.В. 1952. Тектоническое развитие земного шара. Природа, № 2.

Белоусов В.В. 1954. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат.

Белоусов В.В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука".

Белькова Л.Н., Огнев В.Н. 1961. К стратиграфии и тектонике древних толщ Киргизского хребта. – В кн.: Геология Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ.

Белькова Л.Н., Огнев В.Н. 1964. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., "Наука".

Белькова Л.Н., Огнев В.Н., Тащилов А.Ф. 1969. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. М., "Недра".

Билибин Ю.А. 1955. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат.

Богданов А.А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. – Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 34, вып. 1.

Богданов А.А. 1965. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахста-

на и Тянь-Шаня. – Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 40, вып. 5, 6.

Богданов А.А., Шатский Н.С., Яншин А.Л. 1957. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. М., Госгеолтехиздат.

Богданов Н.А. 1975. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., "Наука".

Бок И.И. 1941. Интрузивный массив Бессаз в Центральном Каратау и некоторые вопросы петрологии основных магм. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана. Алма-Ата.

Боннати Э., Гоннорец Х., Феррара Г. 1973. Перидотито-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир".

Бронгулеев В.В. 1961. Строение и история формирования среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау по геологическим и геофизическим данным. М., Гостоптехиздат.

Буртман В.С. 1964. Таласо-Ферганский сдвиг. Труды ГИН АН СССР, вып. 104.

Буртман В.С. 1968. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. – Изв. АН СССР. Сер. геол., вып. 9.

Буртман В.С. 1970. О тектонике варисцид пустыни Кызылкумы. – ДАН СССР, т. 195, № 1.

Буртман В.С. 1973. Геология и механика шарьяжей. М., "Недра",

Буртман В.С., Шмидт О.А. 1970. Исследование складчатой структуры Тегермачского останца шарьяжа (Южный Тянь-Шань). – ДАН СССР, т. 190, № 5.

Бухарин А.К., Гарьковец В.Г., Пятков К.К. 1972. Основные черты тектонического строения палеозоид западной части Южного Тянь-Шаня. – В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. М., "Наука".

Васильковский Н.П. 1972. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент.

Васильковский Н.П. 1960. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. – Труды СНИИГГиМС, вып. 13.

*Велинский В.В., Пинус Г.В.*1973. Некоторые общие вопросы генезиса альпинотипных гипербазитов. – Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 231.

Виноградов П.Д. 1964. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня. – В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука".

Виноградов П.Д., Довжиков А.Е., Огнев В.Н. 1958. Тянь-Шаньская складчатая область. – В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат.

Висьневский Я.С. 1954. Лампрофировидные диориты Кана. – Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва, вып. 6.

Висьневский Я.С. 1958. Некоторые черты магматизма базитов и гипербазитов Узбекистана и прилегающих районов. – Материалы к II Всесоюзному петрографическому совещанию. Ташкент, изд-во АН УзССР.

Волочкович К.Л. Гаврилин Р.Д., Ифантопуло Т.Н. 1973. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М., "Наука".

Вонгаз Л.Б. 1958а. Некоторые структурно-фациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня. – Сов. геол., № 5.

Вонгаз Л.Б. 1958б. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня. – В кн.: Материалы по региональной геологии. М. (Труды ВАГТ, вып. 4).

Гаврилин Р.Д. 1960. Интрузивные комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). – ДАН СССР, т. 134, № 5.

Галицкий В.В. 1936. Тектоника Центрального Каратау. – Бюл. МОИП. ОТД. геол., № 4.

Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л. 1970. О распространении глубоководных осадков в разрезе складчатых областей. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4.

Геология СССР. 1972. Т. XXV. Киргизская ССР, ч. 1 М., "Недра".

Гесь М.Д. 1967. О докембрийских дайках основного состава Пскемского хребта. – ДАН СССР, т. 174, № 5.

Гесь М.Д. 1972. Палеозойская структура Чаткальской подзоны и положение в ней гранитоидов (Срединный Тянь-Шань). Автореф. канд. дис. М.

Гзовский М.В. 1959. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, ч. I. II М., Изд-во АН СССР.

Головин Е.М., Козырев В.В., Проценко В.Ф. 1966. Петрография Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Горецкая Е.Н. 1961. Магматические формации Тянь-Шаня. – Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 40, вып. 2.

Горецкая Е.Н., Морозко Н.К. 1962. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). – Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 73.

Горецкая Е.Н., Зубцова Е.И., Тарасенко А.Т. 1968. Геологическое строение СССР, т. III, М., "Недра".

Горьковой О.П., Уломов В.И. 1967. Некоторые выводы о взаимосвязи магматических проявлений и глубинного строения земной коры. – Узб. геол. журн., № 3.

Грюше П.А. 1928. Наукатская долина. Путеводитель экскурсий III Всесоюзного съезда в г. Ташкенте. Л.

Губин И.Е. 1960. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.

Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. 1971. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. (К 60-летию академика А.Л. Яншина). М., "Наука".

Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. 1974. Хемогенное вулкано-осадочное породообразование. – В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного магматизма. М., "Наука".

Дмитриев Л.В. 1973. Геохимия и петрология коренных пород Срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дис. М.

Дмитриев Л.В. 1975. Глубоководное бурение в фундаменте океанской коры. – Природа, № 5.

Добрецов Н.Л. 1974. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, "Наука".

Добрецов Н.Л. 1975. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. – Геол. и геофиз., № 2.

Довжиков А.Е. 1960. Таласо-Ферганский разлом и его положение в структуре Тянь-Шаня. – Материалы годичной сессии Ученого совета по результатам работ 1958 г. Л.

Довжиков А.Е. 1971. Тектоника Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Л.

Додонова Т.А. 1962. К истории формирования Таласо-Ферганского разлома. – Труды Упр. геол. и охраны недр при СМ КиргССР, сб. 2.

Ергалиев Г.Х. 1965. К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Жебаглинской зоны. – Изв. АНКаз ССР. Сер. геол., № 6.

Ефимов И.А. 1964. Закономерности распространения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана. – В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М.

Ефимов И.А., Бурд Г.И. 1970. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород Мугоджар. – Сов. геол., № 11.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. 1967. Кытлымский платиноносный массив. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. вып. 13. М.. "Недра".

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. 1974. О природе габброидов Кемпирсайского гипербазитового массива. – Сов. геол., № 5.

Жильцов А.Г. 1972. О последовательности образования и составе интрузивных пород района Макбал. – В кн.: Петрография изверженных пород Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".

Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. 1971. Новые данные об истории докембрия Улутау. – В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ.

Замалетдинов Г.С., Клишевич В.Л., Яговкин А.В. 1968. Тегермачский шарьяж в Алайском хребте. – Геотектоника, № 5.

Земная кора Узбекистана. 1974. Ташкент, "Фан".

Зоненшайн Л.П. 1967. Тектоника складчатых областей Центральной Азии. – Геотектоника, № 6.

Зоненшайн Л.П. 1971. Геосинклинальный процесс и "Новая глобальная тектоника". – Геотектоника, № 6.

Зоненшайн Л.П. 1972. Общность в развитии геосинклинальных областей разного типа. – МГК. XXIV сесия. Докл. сов. геол. Пробл. 3. М., "Наука".

Зубцов Е.И. 1956а. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4.

Зубцов Е.И. 1956б. Чаткало-Нарынская структурно-фациальная зона Тянь-Шаня. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым ч. 1. М., Госгеолтехиздат

Зубцов Е.И., Зубцова Е.И. 1963. Докембрийские граниты и нижний палеозой Срединного Тянь-Шаня. – ДАН СССР, т. 152, № 4.

Зубцов Е.И., Поршняков Г.С., Яговкин А.В. 1974. Основные черты домезозойской тектоники Тянь-Шаня. – Труды Упр. геол. и охраны недр при СМ КиргССР, сб. 3.

Зуннунов Ф.Х., Зильберштейн М.Б., Перельман И.И. и др. 1973. Глубинное геологическое строение Ферганской межгорной впадины и его изучение геофизическими методами. Ташкент, "Фан".

Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М. и др. 1973. Природа Уральской геосинклинали. – ДАН СССР, т. 206, № 5.

Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. 1972, т. 1,2; 1974 т. 3. М., "Наука".

Каждан А.Б., Кушнарев И.П. 1958. К стратиграфии эффузивных свит юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5.

Казьмин В.Г. 1966. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. – Геотектоника, № 3.

Каледа Г.А. 1965. О положении Ферганской и Нарынской впадин в палеозойской структуре Тянь-Шаня. – Изв. вузов. Геол. и разв., № 11.

Карпова Е.Д. 1953. Основные черты варисской металлогении Тянь-Шаня в связи с историей его развития. – Сов. геол., № 2.

Карпова Е.Д. 1957. Трахиандезитовая ассоциация вулканогенных и субвулканических пород р. Бадам. – ДАН СССР, т. 113, № 4.

Карпова Е.Д. 1958. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. – Сов. геол., № 8.

Карпова Е.Д. 1961. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. – В кн.: Закономерности развития полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР.

Келлер Б.М., Покровская Н.В. 1965. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6.

Ким О.И., Суздальский А.Л. 1971. Докембрий Центральных Кызылкумов. – В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ.

Киселев В.В. 1964а. О составе и возрасте спилито-кератофировой формации Западной части Киргизского хребта. – В кн.: Вопросы стратиграфии допалеозоя и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе. Изд-во АН КиргССР.

Киселев В.В. 1964б. Эвгеосинклинальные комплексы рифея и нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта. Автореф. канд. дис. М.

Киселев В.В., Королев В.Г. 1972. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального. Казахстана. Фрунзе, "Илим".

Киселев В.В., Королев В.Г., Краснобаев А.А. и др. 1974. О докембрийском возрасте некоторых гранитоидных интрузий в западной части Киргизского хребта (Тянь-Шань). – ДАН СССР, т. 214, № 2.

Клитин К.А. 1974. Байкальское обрамление Сибирской платформы. – В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., "Наука".

Кнауф В.И. 1960. Закономерности проявления каледонской орогении в Тянь-Шане. – МГК. XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 19. М., Изд-во АН СССР.

Кнауф В.И. 1966. К тектонике северо-западного горного обрамления Ферганы. – Сборник материалов по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".

Кнауф В.И. 1973а. О связи между региональными сейсмическими зонами и домезозойскими структурами Тянь-Шаня. – Изв. АН СССР. Физика Земли, № 7.

Кнауф В.И. 1973б. Тектоника палеозоид восточной части советского Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Ташкент.

Книппер А.Л. 1965. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). – Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XV.

Книппер А.Л. 1969. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".

Книппер А.Л. 1970. Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры. – Геотектоника, № 2.

Книппер А.Л. 1971а. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа. – Геотектоника, № 5.

Книппер А.Л. 1971б. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. – Геотектоника, № 6.

Книппер А.Л. 1975. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., "Наука".

Козлова П.С., Рыбалов О.К. 1965. Геологическое положение и особенности петрографического и химического состава верхнепалеозойских интрузивных комплексов среднего течения р. Ангрен. – В кн.: Геология и геохимия гранитоидных пород. М., "Наука".

Кокарев Г.Н. 1966. Интрузивные комплексы западной части Киргизского хребта. Автореф. канд. дис. Ташкент.

Комишан И.С. 1925. Находка кембрия в Тюя-Муюнском районе. – Вестн. геол. ком., № 4.

Коптев-Дворников В.С. 1969. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. – Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, Изд-во АН АзССР.

Коржинский Д.С. 1952. Гранитизация как магматическое замещение. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2.

Королев В.Г. 1956. К изучению древних толщ Тянь-Шаня. – Труды ИГН АН КиргССР, вып. VIII.

Королев В.Г. 1961а. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР.

Королев В.Г. 1961б. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. – Изв. Кирг. филиала ВГО, вып. 3.

Королев В.Г. 1963. Средняя Азия. – В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Изд-во АН СССР.

Королев В.Г. 1967. Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое. – В кн.: Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. Фрунзе, "Наука".

Королев В.Г. 1971. Стратиграфия верхнего докембрия Тянь-Шаня и Каратау. – В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ.

Королев В.Г., Крылов И.Н. 1962. К стратиграфии докембрия Северного Тянь-Шаня. – ДАН СССР, т. 144, № 6.

Кравченко Г.Г. 1961. Геолого-структурные особенности Канского свинцово-цинкового месторождения. – Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 57.

Крестников В.Н., Нерсесов И.Л. 1962. Тектоника Памира и Тянь-Шаня. – Сов. геол., № 11.

Кропоткин П.Н. 1953. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.

Кропоткин П.Н. 1972. Геоэнергетика и проблема генезиса ювенильных (мантийных) и палингенетических (коровых) гранитных магм. – Труды МОИП. Сер. геол., т. XLVI.

Кузнецов Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., "Недра".

Кузнецов Ю.А. 1970. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. – Геол. и геофиз., № 9.

Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. 1969. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".

Кухтиков М.М. 1963. Тектонические зоны палеозойской складчатой области Гиссаро-Алая и пересечения Душанбе-Шахристан. – Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, т. VII.

Кухтиков М.М. 1968. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш".

Кухтиков М.М. 1969. Краевые разломы и характер дислокаций осадочных толщ Гиссаро-Алая. – Геотектоника, № 1.

Кэй М. 1951. Геосинклинали Северной Америки. М.–Л.

Лаверов Н.П., Рыбалов Б.Л., Хорошилов Л.В. 1962. Влияние разломов на размещение эффузивных и интрузивных пород. – Труды ИГЕМ, вып. 84.

Ломизе М.Г. 1970. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ). – Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 45, № 6.

Лутц Б.Г. 1975. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., "Наука".

Макарычев Г.И. 1957. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. – Бюл. МОИП. Отд. геол. т. XXXII, вып. 4.

Макарычев Г.И. 1961. Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое. – Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XXXVI, вып. 3.

Макарычев Г.И. 1964. Докембрийские и каледонские гранитоиды Срединного Тянь-Шаня и их положение в структуре. – Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XXXIX, вып. 6.

Макарычев Г.И. 1970. Тектоническое районирование Тянь-Шаня и разломы. – Геотектоника, № 4.

Макарычев Г.И. 1974. Проблема становления "гранитного" слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня. – Геотектоника, № 4.

Макарычев Г.И. 1975. Два типа разрезов офиолитовой ассоциации в Западном Тянь-Шане. – ДАН СССР, т. 220, № 5.

Макарычев Г.И., Висьневский Я.С. 1973. Путеводитель к экскурсии международного симпозиума "Офиолиты в земной коре". М., "Наука".

Макарычев Г.И., Гесь М.Д. 1970. Интрузивные комплексы Пскемского антиклинория Срединного Тянь-Шаня. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3.

Макарычев Г.И., Гесь М.Д. 1971а. Схема интрузивного гранитоидного магматизма Чаткальского сектора Срединного Тянь-Шаня. – ДАН СССР, т. 201, № 6.

Макарычев Г.И., Гесь М.Д. 1971б. Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".

Макарычев Г.И., Куренков С.А. 1974. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань). – Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XLIX, вып. 4.

Макарычев Г.И., Павлова Т.Г. 1967. Рифей западной части Срединного Тянь-Шаня. – Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XLII, вып. 1.

Макарычев Г.И., Пазилова В.И. 1963. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау (Южный Казахстан). – Труды ГИН АН СССР, вып. 93.

Макарычев Г.И., Пазилова В.И. 1973. Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау (Южный Казахстан). – Геотектоника, № 6.

Макарычев Г.И., Штрейс Н.А. 1973. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня. – ДАН СССР, т. 210, № 5.

Маракушев А.А. 1965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука".

Маракушев А.А. 1973. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ.

Марков М.С. 1970. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. – Геотектоника, № 2.

Марков М.С. 1975. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М., "Наука".

Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. 1972. Фундаемнт меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка). – Геотектоника, № 4.

Маркова Н.Г. 1961. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы. – Труды ГИН АН СССР, вып. 62.

Медведев В.Я. 1961. Стратиграфия и тектоника докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Северного Тянь-Шаня. - Автореф. канд. дис. М.

Медведев В.Я., Королюк И.К. 1958. К вопросу о возрасте древних толщ Киргизского и Таласского хребтов Северного Тянь-Шаня. – ДАН СССР, т. 123, № 2.

Медведева И.Е. 1959. О стартиграфии метаморфических толщ Макбальского поднятия в Северной Киргизии. – Изв. вузов. Геол. и разв., № 5.

Медведева И.Е. 1960. Генезис эклогитов Макбальского поднятия (Тянь-Шань). – Изв. вузов. Геол. и разв., № 11.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. 1964. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории. – В кн.: Строение и развитие земной коры. М., "Наука".

Молчанова Т.В. 1966. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород. – Труды ГИН АН СССР, вып. 159.

Морковкина В.Ф. 1962. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. – Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 77.

Морковкина В.Ф. 1967. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., "Наука".

Морковкина В.Ф. 1968. Роль тектоники и метасоматических процессов в формировании гипербазитовых поясов складчатых областей (на прмере Полярного Урала). – МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 2. М., "Наука".

Морковкина В.Ф. 1974. Петрология гипербазитов Севанского хребта. М., "Наука".

Морозов И.П. 1960. Геологические условия размещения полиметаллических руд месторождения Кан в Южной Фергане. – Труды Упр. геол. и охраны недр при СМ КиргССР, № 2.

Москалева С.В. 1959. О метасоматических габбровых породах Баранчинского массива на Урале. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 7.

Москалева С.В. 1960. Роль метасоматоза в образовании некоторых пород габброидного и гипербазитового состава на Урале. – МГК. XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 2. М., Изд-во АН СССР.

Моссаковский А.А. 1963. Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской складчатой области. – В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. М., Изд-во АН СССР.

Моссаковский А.А. 1968. Тектоника и вулканизм орогенного этапа развития гео-

синклинальных областей. – МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 2а. М., "Наука".

Моссаковский А.А. 1975. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М., "Наука".

Муратов М.В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин. – Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XXXII, вып. 2.

Муратов М.В. 1962. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2.

Муратов М.В. 1963. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6.

Муратов М.В. 1967. Геотектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. – Изв. вузов. Геол. и разв., № 10.

Муратов М.В. 1969. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".

Муратов М.В. 1972. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. – Геотектоника, № 2.

Муратов М.В. 1975. Происхождение материков и океанических впадин. М., "Наука".

Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж. 1973. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир".

Мустафин К.Т. 1961. Основные черты геологического строения Кассанского рудного поля. – Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук, т. 3, вып. 4.

Мушкетов Д.И. 1919. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. – В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 10. М.

Наливкин Д.В. 1926. Очерк геологии Туркестана. Ашхабад, Туркпечать.

Наследов Б.М. 1935. Кара-Мазар. – Материалы экспедиционной геохимической станции Таджикской базы АН СССР, вып. XIX.

Николаев В.А. 1928. Щелочные породы Ири-Су и западное окончание Александровского хребта. Путеводитель экскурсий III Всесоюзного съезда геологов, вып. 1.

Николаев В.А. 1930. К стартиграфии и тектонике Таласского Алатау. – Изв. Глав. геол. упр., т. XLIX, № 8.

Николаев В.А. 1933. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. – Зап. Всерос. минерал. об-ва, № 2.

Николаев В.А. 1937. Докембрий Средней Азии и Казахстана. – Тезисы докладов МГК, XVII сессия. М.

Николаев В.А. 1939. О взаимоотношениях между Северным и Центральным Тянь-Шанем. – Труды XVII сессии МГК, т. 2. М.

Николаев В.А. 1953. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2.

Николаев В.А. 1957. Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. М., Гос. науч.-техн. изд-во по геол. и охране недр.

Николаев Н.И. 1959. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере Главного разлома хр. Каратау). – Сов. геол., № 7.

Николаев Н.И. 1961. Тектоника и металлогения хребта Каратау (Южный Казахстан). – Труды МГРИ, вып. 37.

Николаев Н.И., Беляков Л.В., Макарычев Г.И., Пазилова В.И. 1961. О древнейших породах хребта Каратау (Южный Казахстан). – Труды МГРИ, вып. 37.

Новикова А.С. 1975. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М., "Наука".

Обуэн Ж. 1967. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., "Мир".

Овчинников С.К. 1959. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. – Изв. АН ТаджССР. Отд. геол. и техн. наук, вып. 1.

Огнев В.Н. 1935. Геология Северной Ферганы. – В кн.: Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, № 5.

Огнев В.Н. 1937. Баубашатинский горный узел и прилегающие части Ферганского и Алайского хребтов. – В кн.: Геология УзССР, т. 1. Изд-во ком. наук УзССР.

Огнев В.Н. 1939. Таласо-Ферганский разлом. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4.

Огнев В.Н. 1959. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. – Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Павлова Т.Г. 1964. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улутау. М.,"Наука".

Павловский Е.В. 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.– Изв. АН СССР. Сер.геол., № 5.

Павловский Е.В. 1970. Ранние стадии развития земной коры.– Изв. АН СССР. Сер.геол., № 5.

Павловский Е.В. 1975.Происхождение и развитие земной коры материков.– Геотектоника, № 6.

Пазилова В.И. 1974. Магматизм и метаморфизм ранних стадий развития геосинклинали Большого Каратау. Автореф.канд. дис.М., ИМГРЭ.

Пазилова В.И. 1968. Рифейские отложения Каратау (Южный Казахстан).– Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XLIII, вып.1.

Пейве А.В. 1937. О границе Северного и Южного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР. Сер.геол., № 3–4

Пейве А.В. 1938. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня.– Изв. АН СССР. Сер.геол., № 5–6.

Пейве А.В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.– Изв. АН СССР. Сер.геол., № 5.

Пейве А.В. 1956а. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья1.– Изв. АН СССР. Сер.геол., № 1.

Пейве А.В. 1956б. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 2.– Изв. АН СССР. Сер.геол., № 3.

Пейве А.В. 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.– МГК. . XXI сесия. Докл. сов. геол. Пробл. 18. М., Изд-во АН СССР.

Пейве А.В. 1967. Разломы и тектонические движения.– Геотектоника, № 5.

Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого.–Геотектоника, № 4.

Пейве А.В. 1973. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей – сравнение.– Геотектоника, № 3.

Пейве А.В., Синицын В.М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.– Изв. АН СССР. Сер.геол., № 4.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс.– ДАН СССР, т.196, № 3.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. 1972 Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.– Сов.геол., № 12.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. 1971. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.– В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. (К 60-летию академика А.Л.Яншина). М.,"Наука".

Перфильев А.С. 1968. Два типа развития палеозойских геосинклинальных систем.– В кн.: Орогенические пояса.М.,"Наука".

Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1973. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах.– Геотектоника, №3.

Перчук Л.Л. 1964. Физико-химическая петрология гранитных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., "Наука", Петрография Узбекистана. Кн. 1. 1966. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Помазков К.Д. 1962. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение.– Труды Упр.геол. и охраны недр при СМ КиргССР,сб.2.

Попов В.И. 1938. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во ком.наук УзССР.

Попов В.И. 1955. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры.– Зап.Узб.отд. Всесоюз.минерал. об-ва, вып.7.

Попов В.И. 1964. Ядра роста материков и развитие земной коры.– В кн.: Строение и развитие земной коры. М.,"Наука".

Портнягин Э.А., Павлов В.И., Куземко В.Н. и др. 1973. Система глубинных разломов Гиссарского хребта.– В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Изд-во Львов. гос. ун-та.

Поршняков Г.С. 1960. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта.– Труды Упр.геол. и охраны недр при СМ КиргССР, сб.1.

Поршняков Г.С. 1961. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса.– Учен.зап САИГиМС, вып.6.

Поршняков Г.С. 1962. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов.– Вестн. ЛГУ. № 6.

Поршняков Г.С. 1969. Тектонические структуры зон раннего вулканизма в герцинидах Южного Тянь-Шаня.– В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., изд-во ЛГУ.

Поршняков Г.С. 1971. О проблемах тектоники Южного Тянь-Шаня (ответ на критические статьи Д.П. Резвого, 1969).–Геотектоника, № 2.

Поршняков Г.С. 1973. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во ЛГУ.

Поршняков Г.С., Миклухо-Маклай А.Д. 1955. К стратиграфии силура Южной Ферганы.– Учен-зап. ЛГУ, №189.

Пояркова З.В. 1969. Петрография и петрохимия основных и ультраосновных пород Южной Ферганы. Автореф.канд.дис.Ташкент.

Пояркова Э.В. 1970 Схема магматизма Южной Ферганы.– ДАН УзССР, № 8.

Пущаровский Ю.М. 1969. Резонансно-тектонические структуры.–Геотектоника, №1.

Пущаровский Ю.М. 1972. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.– Труды ГИН АН СССР, вып.234.

Резвой Д.П. 1953. Новые находки кембрийских отложений в Туркестано-Алайской горной системе.– ДАН СССР, т.93, № 6.

Резвой Д.П. 1959. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львов. гос. ун-та.

Резвой Д.П. 1969а. К проблеме "шарьяжей" в Алайском хребте.– Бюлл.МОИП.Отд.геол., т.44, вып.4.

Резвой Д.П. 1969б. Проблема тектоники Южного Тянь-Шаня и гипотеза последовательного раздавливания ранних вулканогенных прогибов (по поводу статей Г.С. Поршнякова 1960–1969 гг).– Геотектоника, №1.

Резвой Д.П. 1973. Зона Южноферганского глубинного разлома.– В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Изд-во Львов. гос.ун-та.

Риненберг Р.Е. 1973. К палеогеографии Южной Ферганы в силурийский период.– Геол. сб.Львов.геол.об-ва, № 14.

Рогожин Е.А. 1974. Структурная зональность западной части Туркестанского хребта и гор Малыгузар (Южный Тянь-Шань) и палеозойская история ее формирования. Автореф.канд.дис. М.

Руженцев С.В. 1974. Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. Автореф.докт.дис.М.

Рыбин А.И. 1959. Тектоническое районирование Ферганской впадины по геофизическим работам.–Узб.геол.журн., № 5.

Сабдюшев Ш.Ш., Яскович Б.В., Поникленко И.А. и др. 1969. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Ташкент, "Фан".

Сабдюшев Ш.Ш., Усманов Р.Р. 1971. Тектонические покровы, меланж и древняя

океаническая кора в Тамдытау.– Геотектоника, № 5.
Салтовская В.Д. 1963. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области.– Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, т. VII .
Синицын В.М. 1957. Северо-Западная часть Туркестанского бассейна. Л., Изд-во ЛГУ.
Синицын Н.М. 1937. Центральная часть Чаткальского хребта. – Геол.УзССР, т.1.
Синицын Н.М. 1957. Схема тектоники Тянь-Шаня.– Вестн. ЛГУ, № 2.
Синицын Н.М. 1960. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Изд-во ЛГУ.
Смирнов В.И., Козеренко В.Н. 1950. Главная зона разломов Тянь-Шаня и связь ее с оруденением. – Сов.геол., № 11.
Соболев В.С. 1973. Строение верхней мантии и способы образования магмы.– В кн.: Тринадцатое чтение им.В.И. Вернадского, 12 марта 1971 г. М.,"Наука".
Солдатов А.В., Мурдмаа И.О. 1970. Минеральный состав осадков впадины Романш.– Океанология, т.X, № 3.
Степаненко А.Ф. 1958. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Сандалаша (Тянь-Шань). – Труды ВАГТ, вып. 4.
Степаненко А.Ф. 1959. Новые данные о докембрийских (синийских) и нижнепалеозойских отложениях западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань).– Изв. АН СССР. Сер.геол., № 9.
Суворов А.И. 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.– Труды ГИН, вып.179.
Суворов А.И. 1971. К проблеме формирования континентальной земной коры.– В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. (К 60-летию академика А.Л. Яншина). М.,"Наука".
Суворов А.И. 1973. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.,"Наука".
Тащинина М.В. 1951. Изверженные породы Боролдайтау и Кулантау. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
Тесленко И.Л., Журавлева И.Т. 1974. Нижний кембрий в горах Карачатыр.– В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М., "Наука".
Турбин Л.И. 1962а. К стратиграфии нижнего палеозоя западной части Срединного Тянь-Шаня.– Труды Упр.геол. и охраны недр при См КиргССР, сб. 2.
Турбин Л.И. 1962б. Некоторые новые данные по верхнепалеозойским интрузиям Северной Ферганы.–Труды Упр.геол. и охраны недр при СМ Кирг.ССР, сб.1.
Удовкина Н.Г. 1971. Эклогиты Полярного Урала. М.,"Наука".
Фирсов Л.В. 1960. Абсолютный возраст изверженных пород Магаданского батолита.– Изв.АН СССР. Сер.геол., № 2.
Фишман М.В. 1962. Новые данные о возрасте гранитоидной формации Приполярного Урала.– ДАН СССР, т. 145, № 2.
Хаин В.Е. 1948. Основные закономерности развития геосинклиналей (на примере Кавказа).– Изв. АН СССР. Сер.геол., № 6.
Хаин В.Е. 1963. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор).–Изв. вузов. Геол. и разв., № 3.
Хаин В.Е. 1964а. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры.– В кн.: Строение и развитие земной коры. М.,"Наука".
Хаин В.Е. 1964б. Главнейшие этапы и общие закономерности развития земной коры.– МГК. XXII сесия. Докл.сов.геол. Пробл.4. М.,"Наука".
Хаин В.Е. 1964в. Общая геотектоника. М., "Наука".
Хаин В.Е. 1968. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Статья 1.– Вестн. МГУ. Сер.геол., № 6.
Хаин В.Е. 1969. Общий план современной структуры земной коры. Жизнь Земли.– Сб. Музея землевед. М., МГУ, № 5.
Хаин В.Е. 1972. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах.– Геотектоника, № 4.
Халматов А.Х. 1957. Об основных и ультраосновных породах Южной Ферганы.– ДАН УзССР, № 9.
Хамрабаев И.Х., Мусаев А., Лихоидов Г.Г., Борисов В.В. 1964. Пояса основных и ультраосновных пород в Узбекистане.– В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана. Ташкент, "Наука".
Хамрабаев И.Х., Мацокина Т.М., Горьковой О.И. 1967. Магматические комплексы Узбекистана и их металлогеническая специализация. – В кн.: Зоны закономерности размещения полезных ископаемых, т.VIII. Ташкент,"Наука".
Херасков Н.П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.– Труды ГИН АН СССР, вып.91.
Херасков Н.П. 1967. Тектоника и формации, М.,"Наука".
Херасков Н.Н. 1975. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна.– Геотектоника, № 1.
Черепанов А.А., Разбойников А.Г. 1972. О наличии разновозрастного магматизма в пределах Караджилгинской интрузии.– В кн.: Петрография изверженных пород Тянь-Шаня. Фрунзе,"Илим".
Шадчинев А.С., Жирнов О.Г., Дранников В.С. 1970. О находке органических остатков в метаморфических образованиях Гарм-Хаитского района (Каратегин).– ДАН ТаджССР, № 3.
Шатский Н.С. 1955. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.– В кн.: Совещание по осадочным породам, вып.2. М.
Шатский Н.С. 1964. Избранные труды. Т.II. М.,"Наука".

Шейнманн Ю.М. 1968. Очерки глубинной геологии. М.,"Наука".

Шейнманн Ю.М. 1970. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.– Геотектоника, № 4.

Шинкарев И.Ф. 1966. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. М., Изд-во ЛГУ.

Шипулин Ф.К. 1965. О самостоятельных малых интрузиях.– В кн.: Магматические формации (Труды III Всесоюзного петрографического совещания). М.,"Наука".

Штилле Г. 1964. Введение в строение Америки.– Избр. труды. М.,"Мир".

Штрейс Н.А. 1951. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. (Тектоника СССР, т.3). М., Изд-во АН СССР.

Штрейс Н.А. 1960. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. – МГК. XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 9. М. Изд-во АН СССР.

Штрейс Н.А. 1967а. Значение исследований Н.П. Хераскова в развитии учения о геологических формациях (предисловие к книге Н.П. Хераскова "Формации и тектоника"). М., "Наука".

Штрейс Н.А. 1967б. Проблема связи магматизма и складчатости.– В кн.:Проблемы связи тектоники и магматизма. М.,"Наука".

Штрейс Н.А. 1968. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.– В кн.:Вулканизм и тектогенез. (МГК, XXIII сесия. Докл.сов.геол. Пробл. 2). М.,"Наука".

Штрейс Н.А., Макарычев Г.И. 1969. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем.– В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.,"Наука".

Шульц С.С. 1948. Роль тектонических процессов в образовании современного рельефа Тянь-Шаня.– Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып.39.

Шульц С.С. (мл.). 1972. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.,"Недра".

Щеглов А.Д. 1971. Металлогения срединных массивов. М.,"Недра".

Эз. В.В. 1954. Тектоника северо-западной части Центрального Каратау.– Сов.геол., № 4.

Юдалевич З.А. 1966. Взаимоотношение жильных пород второго и третьего этапов верхнекарбонового интрузивного комплекса и оруденения в бассейне р.Акбулак.–В кн.: Петрография и геохимия рудных районов Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР.

Яншин А.Л. 1965. Тектоническое строение Евразии.– Геотектоника, № 5.

Яншин А.Л. 1969. Проблема срединных массивов. – Бюл. МОИП. Отд.геол., т. XL, № 5.

Яскович Б.В. 1960. К стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы.– Труды Узб.геол.упр., сб.1.

Яскович Б.В. 1968. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Ташкент, "Фан".

Яскович Б.В., Сабдюшев Ш.Ш., Поликленко И.А. и др. О докембрии Западного Узбекистана.– В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ.

Cann I.R. 1971. Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, NE Atlantic. – Philos. Trans. Roy. Soc. London, A 268, N 1192.

Dal Piaz G.V. 1969. Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto fra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali Italiane. – Rend. Soc. ital. mineral, Petrol., v. 25.

Engel C.G., Engel A.E.I., Havens R.G. 1965. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. – Bull. Geol. Soc. America, v. 76, N 7.

Nockolds S.R. 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. – Bull. Geol. Soc. America, v. 65, N 10.

Steinmann G. 1926. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirge. – Compt. rend., 14 Congr. Géol. Internat. Madrid.

Thayer T.P. 1969. Peridotite – gabbro complexes as keys to petrology of Mid-Oceanic Ridges. – Bull. Geol. Soc. America, v. 80.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава первая

Основные этапы развития представлений о тектонике Тянь-Шаня 5
Принципы тектонического районирования Тянь-Шаня . . . . . –
Современные представления о фундаменте геосинклиналей Тянь-Шаня 7
Схема тектонического районирования Тянь-Шаня 14

Глава вторая

Офиолитовая ассоциация в складчатых зонах Западного Тянь-Шаня 16
Северный Тянь-Шань . . . . . –
Бессазский блок 17
Караарчинский блок 29
Макбальский блок 30
Срединный Тянь-Шань 32
Южный Тянь-Шань 35
Блок с ненарушенным резрезом офиолитовой ассоциации 37
Серпентинитовый меланж Южного Тянь-Шаня 40
История формирования меланжа 50

Глава третья

Тектоническая и магматическая эволюция геосинклиналей Западного Тянь-Шаня 54
Океаническая стадия 56
Особенности осадконакопления в океаническую стадию . . . . . –
Северный Тянь-Шань 66
Срединный Тянь-Шань 70
Ферганская впадина 72
Южный Тянь-Шань 74
Тектонические движения океанической стадии 79
Переходная стадия 80
Особенности осадконакопления в переходную стадию . . . . . –
Северный Тянь-Шань 82
Срединный Тянь-Шань 90
Ферганская впадина 92
Южный Тянь-Шань 99
Континентальная стадия 100
Особенности осадконакопления в континентальную стадию . . . . . –
Северный Тянь-Шань 101
Срединный Тянь-Шань 104
Южный Тянь-Шань и Ферганская впадина 105
Тектонические движения и структуры переходной и континентальной стадий . . 129

Глава четвертая

Основные закономерности развития гранитоидного магматизма в Западном Тянь-Шане . 129
Срединный Тянь-Шань . . . . . –
Гранитоидные комплексы и условия их формирования 144
Положение гранитоидных комплексов в структурах геосинклинальной системы . 149
Северный Тянь-Шань 151
Южный Тянь-Шань 151

Глава пятая

Петрохимические особенности магматических пород Западного Тянь-Шаня и эволюция вещества земной коры в ходе геосинклинального процесса 154

Глава шестая

История формирования континентальной коры в палеозоидах Тянь-Шаня 171
Область с континентальной корой, сформировавшейся к началу позднего палеозоя . . 173
Область с континентальной корой, сформировавшейся в позднем палеозое 178

Заключение 181

Литература 184

CONTENTS

Introduction 3

Chapter first

Development stages of concepts on Tien-Shan tectonics 5
Principles of tectonic zonation of Tien-Shan . . . . . –
Present-day concepts on the basement of Tien-Shan geosynclines 7
Scheme of tectonic zonation of Tien-Shan 14

Chapter second

Ophiolitic association in folded zones of West Tien-Shan 16
North Tien-Shan . . . . . –
Bessaz block 17
Karaarcha block 29
Makbal block 30
Middle Tien-Shan 32
South Tien-Shan 35
Block with an undisturbed section of the ophiolite association 37
Serpentinitic melange of South Tien-Shan 40
History of formation of the melange 50

Chapter third

Tectonic and magmatic evolution of West Tien-Shan geosynclines 54
Oceanic stage 56
Peculiarities of sedimentation at the oceanic stage . . . . . –
North Tien-Shan . . . . . –
Middle Tien-Shan 66
Fergana depression 70
South Tien-Shan 72
Tectonic movements of the oceanic stage 77
Transitional stage 79
Peculiarities of sedimentation at the transitional stage 80
North Tien-Shan . . . . . –
Middle Tien-Shan 82
Fergana depression 90
South Tien-Shan 92
Continental stage 99
Peculiarities of sedimentation at the continental stage 100
North Tien-Shan . . . . . –
Middle Tien-Shan 101
South Tien-Shan and Fergana depression 104
Tectonic movements and structures of the transitional and continental stages 105

Chapter fourth

The main regularities of development of granitoid magmatism in West Tien-Shan 129
Middle Tien-Shan . . . . . –
Granitoid complexes and conditions of their formation . . . . . –
Position of the granitoid complexes in structures of the geosynclinal system 144
North Tien-Shan 149
South Tien-Shan 151

Chapter fifth

Petrochemical peculiarities of magmatic rocks of West Tien-Shan and evolution of the Earth's crust matter in the course of geosynclinal process 154

Chapter sixth

The history of formation of the continental crust in the Paleozoides of Tien-Shan 171

The area with continental crust formed by the beginning the Late Paleozoic 173

The area with continental crust formed during the Late Paleozoic 178

Conclusion 181

Bibliography 184

Геннадий Иванович Макарычев

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС И СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ТЯНЬ-ШАНЕ

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор В.П. Цетлин. Редактор издательства А.В. Копп
Художник В.С. Артемьев. Художественный редактор А.Н. Жданов
Технические редакторы Н.А. Посканная, Н.М. Бурова

ИБ № 7060

Подписано к печати 22.03.78. Т – 00195. Усл.печ.л. 17,2 + вкл. 2,8
Уч.-изд-л. 23,4. Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тип. зак. 1015. Цена 3р.60к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94[a]
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 60 к.