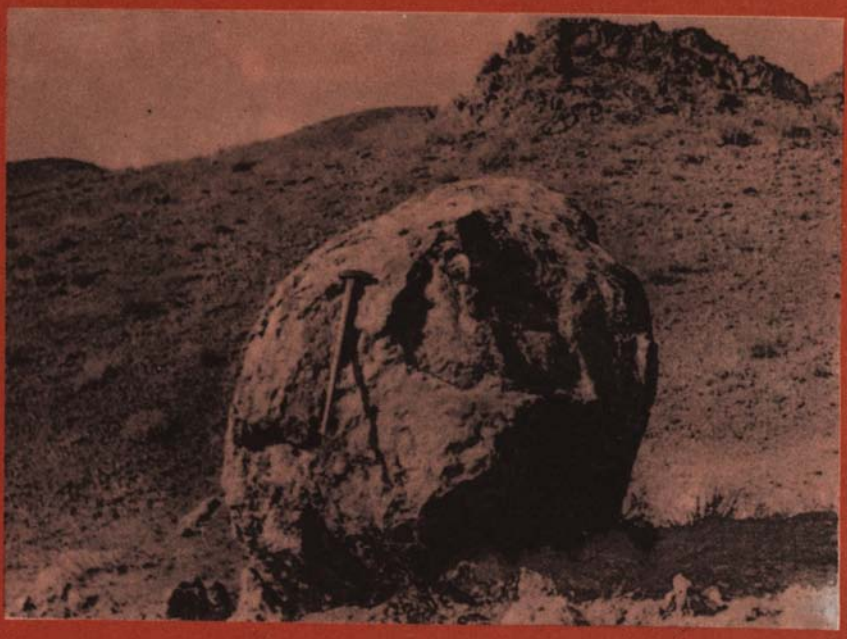
АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР



С.А.КУРЕНКОВ

Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

С.А. КУРЕНКОВ

ТЕКТОНИКА ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

(Алайский и Атбашинский хребты)

Труды, вып. ~~354~~ 355

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА
1983

УДК 551.243.4 (235.216)

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

S.A. Kurenkov

TECTONIC GEOLOGY OF OPHIOLITES OF SOUTH TIAN-SHAN COMPLEXES (Alai and Atbashi ridges)

Transactions, vol. 354

Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня (Алайский и Атбашинский хребты). М.: Наука, 1983. 96 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 354).

В работе последовательно описываются оригинальные данные по структурному положению и внутреннему строению офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня на примере Алайского и Атбашинского хребтов. На основании детального анализа выделяются ненарушенные разрезы древней океанической коры и меланжированные офиолиты. Среди последних намечен последовательный ряд, состоящий из меланжа различного состава: мономиктового, олигомиктового и полимиктового. Каждый из типов образуется на определенных этапах структурных преобразований региона. Проведенное изучение офиолитовых комплексов позволило в значительной степени дополнить и уточнить историю формирования Южного Тянь-Шаня. Ил. 43. Библиогр.: с. 89–93 (163 назв.).

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников,
член-корреспондент Академии наук СССР *П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор
Г.И. Макарычев

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov,
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P.P. Timofeev*

Responsible editor
G.I. Makarishev

К $\frac{1904030000-365}{042\,(02)\,-83}$ 214-83-III

©Издательство "Наука", 1983 г.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время трудно оспаривать тезис о том, что в геологии, и в геотектонике в особенности, произошли серьезные научные перевороты. Мобилистическая концепция, объясняющая все большее и большее количество геологических явлений, глобальных в том числе, превратилась в систему знаний, ближе других продвинувшуюся к труднодоступной вершине, которую можно назвать геологической теорией развития Земли.

К числу несомненно революционных изменений в геологической науке относится переоценка смысла геосинклинального процесса. Современные представления, развиваемые многими учеными под руководством академика А.В. Пейве, позволяют с эволюционной точки зрения подойти к сути геосинклинального процесса и рассматривать последний в качестве глобального явления, приводящего к преобразованию океанической коры в континентальную. Естественно, что изменения в теоретических основах геотектоники привели к необходимости пересмотра геологического строения геосинклинальных систем неогея. При этом много внимания стало уделяться покровной тектонике и поискам реликтов древней океанической коры – офиолитовых комплексов.

Благодаря усилиям А.В. Пейве, Н.А. Штрейса, Н.А. Богданова, А.Л. Книппера, М.С. Маркова, А.А. Моссаковского, А.С. Перфильева, С.В. Руженцева, Э. Бейли, М. Блейка, Дж. Брюна, Девиса, К. Хсю, Гансера, А. Миаширо и многих других исследователей можно считать доказанным, что большинство гипербазитов, развитых в складчатых областях мира, имеют тектонические контакты с окружающими толщами.

Ультраосновные породы обычно находятся в совокупности с комплексами других пород, образуя офиолитовую ассоциацию (сообщество). В связи с тем что ненарушенные разрезы офиолитовых комплексов встречаются редко, возникла необходимость в детальном изучении таких сложнодислоцированных тектонических формаций, как серпентинитовый меланж. Всестороннее исследование меланжа имеет принципиальное значение, так как в его составе оказываются перемешанными не только спектр пород, известный в полных и недислоцированных офиолитовых разрезах, не только отложения структурно-фациальной зоны, к которой меланж приурочен, но, а это самое интересное, и комплексы явно экзотические для региона, в структуре которого находятся меланжированные офиолиты. Иными словами, серпентинитовый меланж представляет собой своего рода геологический "архив", долгое время находившийся без своего "архивариуса" и в результате основательно перепутанный явлениями природы.

Начатое в нашей стране А.В. Пейве и А.Л. Книппером систематическое изучение серпентинитового меланжа позволило на новом уровне подойти к анализу складчатых областей, особенно их ранних стадий развития. Это связано с тем, что пластичные серпентинитовые массы, составляющие большую часть офиолитовой ассоциации, чутко реагируют на разного рода деформации и активно в них участвуют. Тем самым они играют роль накопителя информации о структурных преобразованиях складчатых областей. Следовательно, изучение внутреннего строения состава и структурного положения различных офиолитовых комплексов позволяет получить дополнительные данные, свидетельствующие об истории формирования регионов.

В настоящем исследовании рассматривается строение офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня на примере Алайского и Атбашинского хребтов. Основное внимание уделяется строению серпентинитового меланжа, впервые здесь выделенного Г.И. Макарычевым и Н.А. Штрейсом. Известные в единичных случаях разрезы с сохранившейся последовательностью пород офиолитовой ассоциации позволили провести сопоставление состава меланжа с ненарушенными комплексами. Последним в работе уделяется особое внимание, так как появилась возможность получить палеонтологическое обоснование возраста вулканогенно-кремнистых частей этих ассоциаций.

Изучение офиолитов Южного Тянь-Шаня, в особенности Алая, было облегчено хорошей геологической изученностью региона. Это позволило при описании общей геологической обстановки остановиться на сравнительно малоизученных образованиях, таких, например, как олистостромовые комплексы.

Полученные автором настоящего исследования данные позволили предложить схему формирования данной складчатой области, в основу которой положена точка зрения, разработанная Г.С. Поршняковым и В.С. Буртманом. Исследование выполнено в лаборатории сравнительной тектоники и магматизма Геологического института АН СССР, руководит которой доктор геолого-минералогических наук, профессор Н.А. Штрейс. Непосредственное руководство работой осуществлял доктор геолого-минералогических наук Г.И. Макарычев. Обоим названным ученым автор глубоко признателен за постоянную поддержку и творческую помощь.

Не могу не выразить благодарность В.С. Буртману и Г.С. Поршнякову за объективное и плодотворное обсуждение основных положений монографии.

В процессе проведения полевых работ, а также при написании настоящего исследования автор пользовался советами, консультациями и практической помощью Б.Д. Болгаря, Я.С. Висьневского, Л.Е. Вицневского, М.Д. Геся, А.Л. Книппера, М.Г. Леонова, М.С. Маркова, Г.Е. Некрасова, А.С. Перфильева, С.В. Руженцева, А.А. Савельева, С.Д. Соколова, И.Л. Тесленко, В.П. Чернышука, Е.В. Христова. Всем перечисленным лицам автор выражает искреннюю благодарность за помощь, значение которой переоценить невозможно.

Особую признательность хотелось бы выразить Б.Б. Назарову, проделавшему немалый объем работ по определению возраста радиолярий.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ НА ТЕКТОНИКУ АЛАЯ И ПРОБЛЕМА ОФИОЛИТОВ

В течение последнего десятилетия произошла серьезная переоценка взглядов на природу офиолитов и прежде всего на их роль в развитии геосинклинального процесса. Многочисленными исследованиями, начало которым положила статья А.В. Пейве [1969] "Океаническая кора геологического прошлого", было доказано, что геосинклинали закладываются на коре океанического типа [Книппер, 1975; Макарычев, 1978; Марков, 1975; Новикова, 1975; Перфильев, 1977]. В современной же структуре складчатых областей офиолиты повсеместно имеют тектонические контакты с вмещающими породами, в большинстве случаев образуя тектонические "формации" типа серпентинитового меланжа.

В развитии тектонических взглядов на Алайскую часть герцинид Южного Тянь-Шаня, в изучении которой принимали участие многие исследователи, выделяется несколько направлений. Начало самого раннего из них следует связывать с первыми маршрутными наблюдениями И.В. Мушкетова, В.Н. Вебера, Д.В. Наливкина, А.Е. Ферсмана, Д.И. Щербакова и др. В это же время крупнейший геолог XX в. Г. Штилле совершил в 1923 г. несколько маршрутов по Алаю [Штилле, 1964].

Маршрутные наблюдения и описания легли в основу дальнейшего многолетнего направления исследований – составление и разработка схем тектонического районирования. Первая такая работа была предложена Д.В. Наливкиным в 1926 г. Положенная в ее основу идея расчленения региона на тектонические зоны разного возраста складчатости разрабатывалась в последующих более дробных схемах Э. Аргана [1935], В.И. Попова [1938], А.В. Пейве [1938], Н.М. Синицына [1949].

Наиболее полно принципы районирования сформулированы Н.М. Синицыным [1957], в которые, помимо критерия возраста, вошли такие понятия, как тип складчатости, тип разреза, особенности магматизма и проявления метаморфизма. Среди работ, составленных по такому принципу, выделяются исследования Тянь-Шаня П.Д. Виноградова, А.Е. Довжикова, Е.И. Зубцова и В.Н. Огнева [1958; Огнев, 1959] и В.Г. Королева [1961]. У всех перечисленных исследователей мнения о природе офиолитов единодушны. Они рассматривают габбро и гипербазиты как проявления интрузивной деятельности, не объединяя их с вулканогенными толщами основного состава. Поэтому гипербазиты и габбро объединены в Южно-Ферганский офиолитовый пояс. Они интенсивно изучаются петрографами [Баранов и др., 1973; Висьневский, 1953, 1958; Висьневский, Халматов, 1965; Горецкая, 1973; Муминов, 1970, 1973; Халматов, 1953, 1957; Хамрабаев, 1958, 1972а,б]. Основное внимание они сосредоточили на изучении петрографо-петрологических особенностей пород гипербазит-габбровой магматической формации, их возрастов и последовательности внедрения.

К середине 50-х годов общепринятой стала точка зрения на карбоновый возраст гипербазитов и габбро, а их внедрение связывалось с герцинскими складчатыми движениями.

Таким образом, на первом этапе изучения Тянь-Шаня и его Алайской части сформировалась и заняла господствующее положение "интрузивная" концепция образования основных и ультраосновных пород.

Другое направление, господствовавшее в 50–60-х годах, опиралось на учение о глубинных разломах [Пейве, 1938, 1945, 1947]. В это время получили дальнейшее

К с. 14

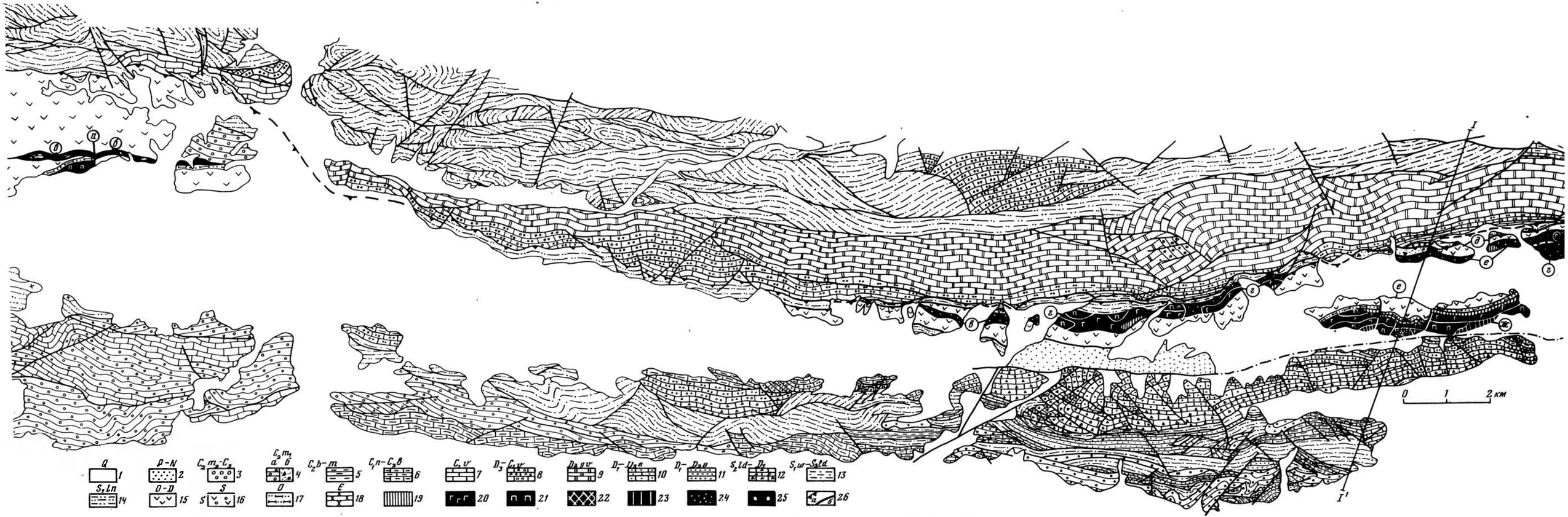


Рис. 7. Геологическая карта междуречья Сох – Шахимардан (урочище Сартале). Составили С.А. Куренков и Г.И. Макарычев по наблюдениям авторов и материалам А.И. Гончарова, Т.С. Замалетдинова, Г.С. Поршнякова, В.С. Сафина, В.П. Чернышука и др.

Буквы на схеме: *а* – Сохский участок (фрагмент) офиолитового аллохтона, *б* – Джамбулакская полоса меланжа, *в* – Заркарский участок аллохтона, *г* – Центрально-Сарталинская полоса олигомиктового меланжа, *д* – Каракольский участок аллохтона, *е* – Надирский участок аллохтона, *ж* – мономиктовый меланж; *1* – четвертичные отложения; *2* – песчаники и алевролиты; *3* – моласса: конгломераты, песчаники; *4* – толубайская свита: *а* – конгломераты, песчаники, известняки, *б* – олистостромы (конгломерато-брекчии с олистолитами); *5–8* – обломочные и афанитовые известняки с прослоями кремней; *9* – охинская свита: доломитизированные и обломочные известняки; *10* – актурская свита: криноидные известняки; *11* – караджегачская свита: конгломераты, песчаники, алевролиты; *12* – ишметауская и матчайская свиты: пелитоморфные известняки с прослоями доломитов; *13* – пульгонская свита: глинистые сланцы с прослоями известняков и эффузивов; *14* – аргиллиты, алевролиты; *15* – эффузивы основного состава с прослоями кремней; *16* – эффузивы и гиалокластиты основного и ультраосновного составов; *17* – кремни и яшмы; *18* – битуминозные известняки; *19* – комплекс параллельных даек; *20* – габбро-нориты и амфиболовое габбро; *21* – дуниты и гарцбургиты; *22* – лиственитьі и офикальциты; *23–25* – серпентинитовый меланж различного состава: *23* – мономиктовый, *24* – олигомиктовый, *25* – полимиктовый; *26* – тектонические нарушения: *а* – надвиги, *б* – различного генезиса

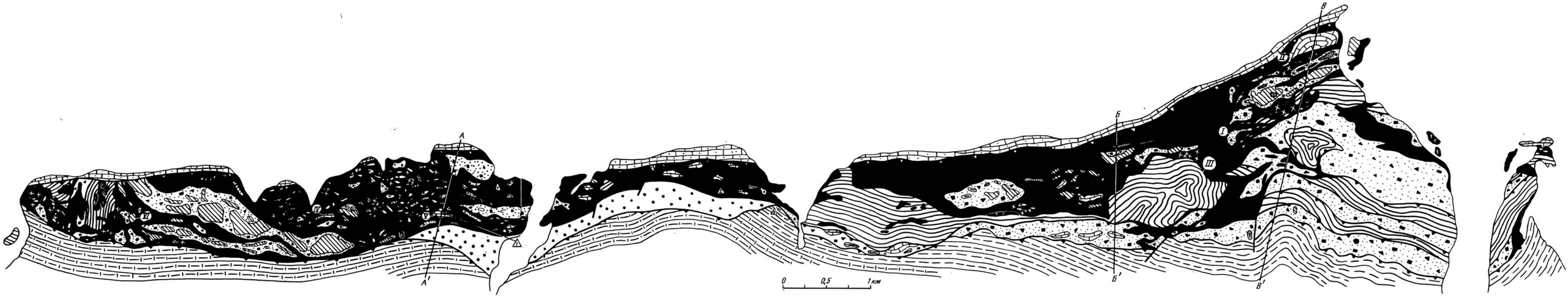


Рис. 22. Схема геологического строения Канского серпентинитового меланжа. Составили С.А. Куренков и Г.И. Макарычев с использованием материалов И.П. Морозова и В.С. Сафина

Условные обозначения см. на рис. 19. Цифры в треугольниках – места расположения скважин. Тектонические блоки: *I* – Шуранский, *II* – Джолбарский, *III* – Кокташский, *IV* – Шаматалский, *V* – Карбонатный, *VI* – Орусбулакский

развитие представления о тектонических зонах, характеризующихся своим типом и возрастом складчатости, магматизмом и метаморфизмом. Первостепенная роль в формировании структуры той или иной области признается за глубинными и краевыми разломами – долгоживущими вертикальными структурами земной коры, обладающими самостоятельной тектонической эволюцией. Наиболее широко и полно эти идеи отражены в работах В.И. Кнауфа [1962, 1966, 1972], М.М. Кухтикова [1964, 1968], И.А. Марушкина [1963], Д.П. Резвого [1959, 1960, 1969, 1973]. Многие исследователи продолжают и сейчас придерживаться "вертикалистской" модели развития.

Сторонники этого направления относили и относят гипербазиты и габброиды к интрузивным образованиям, но их генезис связывают с тектоникой более тесно. Глубинные разломы, по представлениям Д.П. Резвого [1959, 1973] и А.В. Алексеенко [1969], как структуры глубокого заложения, служат подводящими каналами не только для интрузий, но и для эффузивов основного состава. Весь набор пород они объединяют в единую магматическую формацию [Алексеенко, 1968, 1969; Резвой, 1969] и таким образом подходят к анализу офиолитовой ассоциации в целом. Некоторые исследователи, продолжающие придерживаться гипотезы глубинных разломов, стали допускать возможность превращения первоначально интрузивных гипербазитов в серпентинитовый меланж за счет многократных тектонических подвижек [Алексеенко, Портнягин, 1966].

С середины 60-х годов начались систематические крупномасштабные геологические съемки и детальные тематические исследования Туркестано-Алайской горной системы. В результате выявилась существенная роль горизонтальных перемещений при формировании складчатой структуры рассматриваемой области. Это позволило выделиться новому, резко отличному от господствовавшего, мобилистскому направлению. Громадную роль в развитии новых взглядов сыграл Г.С. Поршняков [1960, 1961, 1962, 1968], который последовательно развивал идею о широком развитии тектонических покровов на Алае и в работе "Герциниды Алая ..." обобщил свои взгляды на их происхождение [Поршняков, 1973]. Им было впервые показано, что "фиксистское направление умов ... привело к крупным и весьма характерным ошибкам в стратиграфии палеозоя, а следовательно, и в понимании герцинских структур ..." [с. 8].

Новые представления начинают насыщаться огромным количеством фактического материала и находят свое подтверждение в процессе геологических съемок Алая на протяжении последних 15–20 лет [Биличева, 1973; Болгарь, Резвой, 1971; Буртман, 1968, 1970; Буртман, Клишевич, 1972; Буртман, Поршняков, 1974; Буртман, Шмидт, 1970; Замалетдинов и др., 1968]. Богатый фактический материал позволил не только обосновать мобилистскую модель, но и показать ее развитие, определить время главного этапа покровообразования. Наиболее полно и последовательно история деформаций Южного Тянь-Шаня и Алайского хребта разработана в монографии В.С. Буртмана [1976].

Выход в свет статьи А.В. Пейве [1969], в которой впервые было подчеркнуто сходство строения коры современных океанов с разрезами офиолитовых ассоциаций на континентах, определил принципиально новый подход к изучению офиолитов. Дальнейшими работами А.В. Пейве, Н.А. Штрейса, Н.А. Богданова, А.Л. Книппера, М.С. Маркова, А.А. Моссаковского, Г.И. Макарычева, А.С. Перфильева, С.В. Руженцева и многих других исследователей установлено двучленное строение офиолитовых комплексов разновозрастных складчатых систем: меланократовый фундамент и океанические отложения. Показано, что в складчатых областях преобладают деформированные офиолиты – серпентинитовый меланж. Выявлено, что появление офиолитов в структуре складчатых областей теснейшим образом связано со значительными горизонтальными перемещениями в земной коре, а формирование серпентинитового меланжа – процесс многофазный и длительный [Книппер, 1965, 1968, 1969а, б, 1971, 1975; Перфильев, Руженцев, 1973а, б; Пейве и др., 1972а, б, 1974].

В результате оформилось еще одно – "офиолитовое" – направление в истории изучения тектоники Алая. Его сторонниками прежде всего было показано, что тела габбро-гипербазитового состава, ранее считавшиеся интрузиями, как и в большинстве складчатых областей мира, не только имеют тектонические контакты с вмещающими породами, но и сами тектонизированы до серпентинитового меланжа [Буртман и др., 1974; Куренков, 1978а,б; Макарычев, Висьневский, 1973; Макарычев, Куренков, 1974; Макарычев, Штрейс, 1973]. В единичных случаях обнаружились сохранившиеся ненарушенными полные [Макарычев, Висьневский, 1973; Макарычев, 1974] и отдельные части [Буртман и др., 1974] разрезов океанической коры. Как правило, породы офиолитового сообщества слагают тектонические пластины, перемещенные на значительные расстояния [Буртман, Клишевич, 1972; Буртман, 1976].

Таким образом, в начале 70-х годов, когда геологическая изученность Алайского хребта и сопредельных с ним регионов достигла высокого уровня, главенствующие позиции среди геологов начала занимать мобилистская точка зрения. Тем не менее многие вопросы продолжали оставаться спорными, а факты трактовались двояко. В связи с этим возникла необходимость детального и тщательного изучения целого ряда проблем, из которых автор выбрал следующие: 1) структурное положение и внутреннее строение офиолитовых комплексов, закономерности их пространственного распространения, особенности развития; 2) решение стратиграфических вопросов, связанных с обоснованием возраста вулканогенно-кремнистых толщ, входящих в офиолитовую ассоциацию; 3) установление, выявление площадей распространения олистостромовых толщ, изучение их структурного положения, а также внутреннего состава.

В качестве основного объекта для решения означенных проблем был выбран северный склон Алайского хребта, в пределах которого широко развиты офиолитовые и олистостромовые комплексы. Для сравнения привлечена Атбашинско-Джангджирская часть герцинид Южного Тянь-Шаня, где офиолитовые комплексы изучены слабо. Естественно, что перечисленные задачи решались с разной степенью детальности.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Варисциды Южного Тянь-Шаня представляют собой узкую протяженную складчатую систему, которая на севере граничит с ранними герцинидами Срединного Тянь-Шаня, а на юге – с Таджикским и Таримским древними массивами и со складчатыми структурами Памира.

Тектоника офиолитовых комплексов – главный объект нашего изучения – находится в тесной связи с общим характером геологического строения и развития складчатых областей. Подтверждение тому мы находим в Альпах, Аппалачах, Карпатах, на Урале и в других регионах. Не является исключением и Южный Тянь-Шань. В связи с тем что в работе основное внимание уделено офиолитам Алайского и Атбашинского хребтов, рассмотрим основные черты геологического строения этих частей Южного Тянь-Шаня.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНЫХ СКЛОНОВ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

Для Алайской части герцинид Южного Тянь-Шаня можно считать доказанным покровно-складчатый характер их строения. В основу приводимого ниже описания положена точка зрения, наиболее полно сформулированная Г.С. Поршняковым [1973] и В.С. Буртманом [1976]. При этом основное внимание уделено оригинальным материалам, полученным автором при тематических исследованиях с 1971 по 1978 г. Южного Тянь-Шаня.

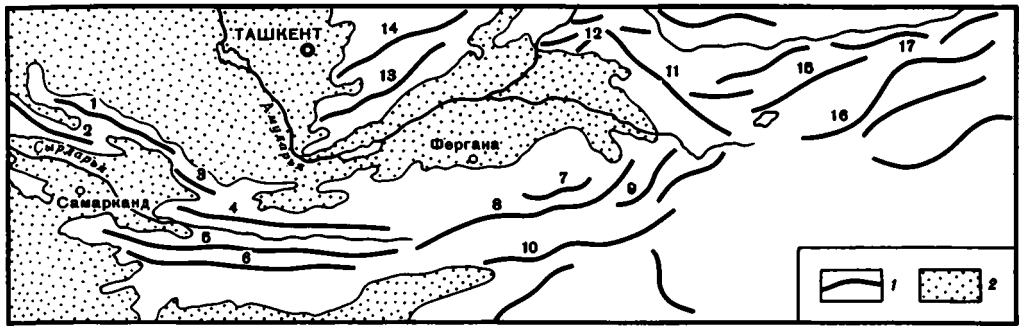


Рис. 1. Орографическая схема Южного Тянь-Шаня

1 – хребты и возвышенности; *2* – впадины. Цифры на схеме (хребты): 1 – Северный Нуратау, 2 – Южный Нуратау, 3 – Мальгузарский, 4 – Туркестанский, 5 – Зеравшанский, 6 – Гиссарский, 7 – Кичик-Алайский, 8 – Алайский, 9 – Восточно-Алайский, 10 – Заалайский, 11 – Ферганский, 12 – Баубашатинский горный узел, 13 – Кураминский, 14 – Чаткальский, 15 – Атбашинский, 16 – Кокшаальский, 17 – Джангджирский

В состав рассматриваемой части герцинид включена площадь, занимаемая восточными отрогами Туркестанского хребта, северным склоном Алайского хребта и северо-восточными отрогами хр. Кичик-Алай (рис. 1). Эта территория, для краткости обычно называемая Алаем, включает в себя Каузанский актиклинорий, занимающий его северную половину, и Охнинско-Талдыкский синклинорий и Андыгенско-Кичикалайский антиклинорий, располагающиеся к югу [Поршняков, 1973]. Вдоль границы Алая и Ферганской впадины располагается Южно-Ферганский офиолитовый пояс [Резвой, 1969], являющийся частью гигантского Южно-Тяньшаньского пояса, (рис. 2).

Высокая степень изученности региона позволяет начать обзор геологического строения сразу с тех особенностей, которые необходимы для разработки поставленных проблем. Все известные на Алае отложения и породы объединяются в три структурно-формационные единицы первого порядка: автохтон, аллохтонный комплекс и неоавтохтон.

Автохтонный комплекс

Автохтон представлен карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями силурийского, девонского и каменноугольного возрастов. Г.С. Поршняковым [1973] эти отложения выделялись в известняковый и доломитово-известняковый типы разрезов. Они приурочены к поднятиям (Катран, Яурунтуз, Боорды, Джельбелес и др.) и обычно представляют собой моноклинали преимущественно южного погружения. Однако в ряде случаев наблюдаются хорошо выраженные антиклинальные складки (центральная и восточная части хр. Боорды и др.), в которые смяты не только отложения автохтона, но и перекрывающие их аллохтоны (рис. 3). Те случаи, когда сохраняются только моноклинали, мы считаем фрагментами антиформ.

Один из наиболее типичных разрезов автохтонных отложений известен в антиформной структуре, располагающейся в системе хребтов Катран–Яурунтуз. Он изучался многими исследователями [Вебер, 1973; Волкова, 1960; Марковский, 1935; Миклухо-Маклай, 1960, 1963], но наиболее полные данные приведены в работах В.Б. Горянова [1961; Горянов и др., 1961]. Описываемый разрез можно разделить на три части (рис. 4,*А*): нижняя – терригенно-глинистая (нижний–верхний силур), средняя, наиболее мощная – известняковая (девон–визейский ярус нижнего карбона) и верхняя – существенно терригенная (нижний карбон, намюрский ярус?). Она выделена под названием маляранской свиты (рис. 4,*А*, пачка 10). Детальное изучение состава свиты, проведенное автором в восточной части хр. Яурунтуз (Маляран, Чушкабель), показало, что ее основу составляют песчано-глинистые породы, реже конгломераты

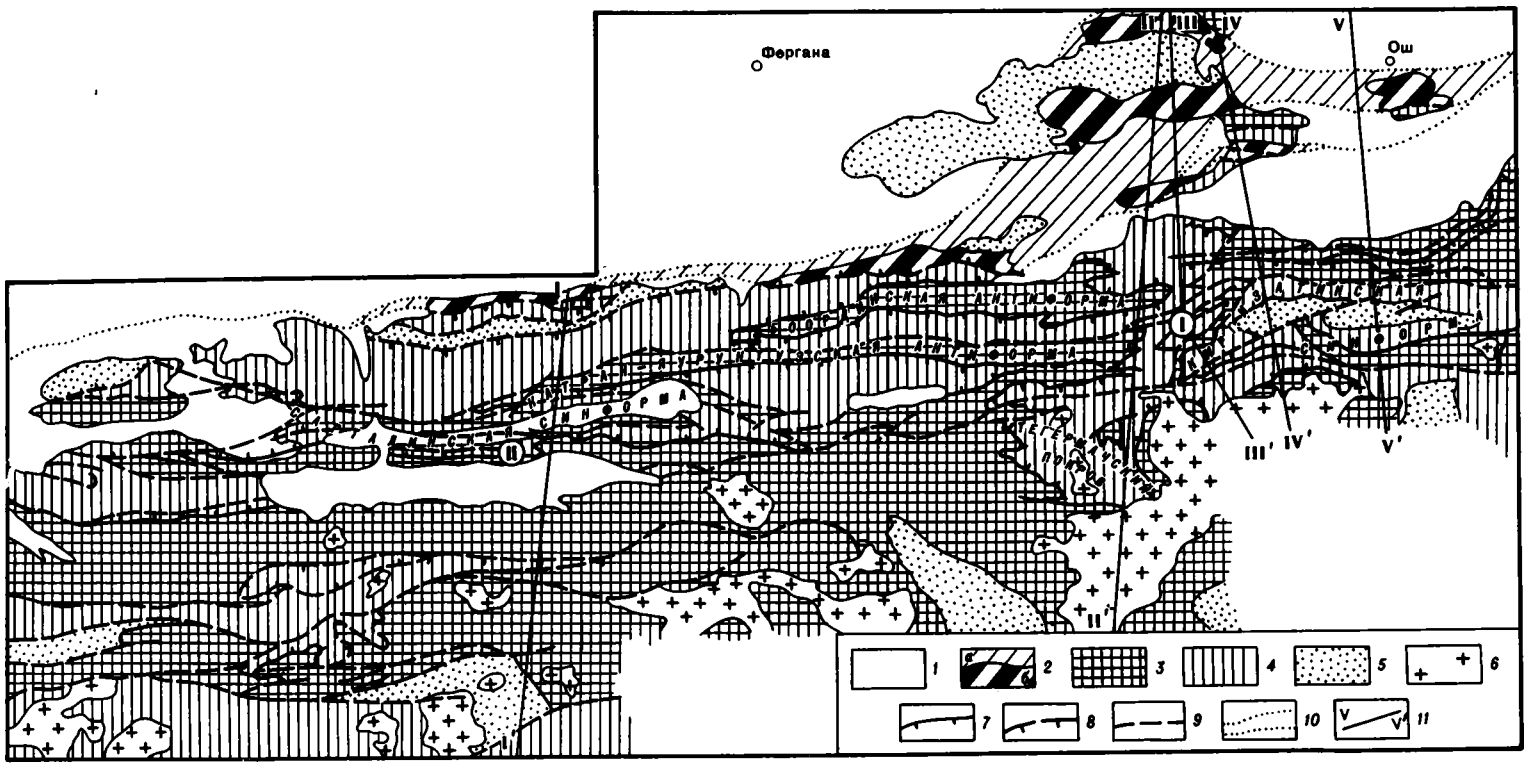


Рис. 2. Структурная схема северных склонов Алайского хребта

Римские цифры в кружках: I – Кызкурганская чешуйчато-покровная зона, II – Тамчи-Ишметауский автохтонный массив; *1* – четвертичные отложения; *2* – сутура Туркестанского палеоокеана (*а* – скрытая под чехлом молодых отложений, *б* – обнаженная); комплекс: *3* – автохтонный, *4* – аллохтонный, *5* – неоавтохтонный; *6* – гранитоиды; *7–9* – разрывные нарушения: *7* – наволоки, *8* – вторичные надвиги, *9* – прочие разломы; *10* – предполагаемые границы сутуры палеоокеана; *11* – линии разрезов (см. рис. 3)

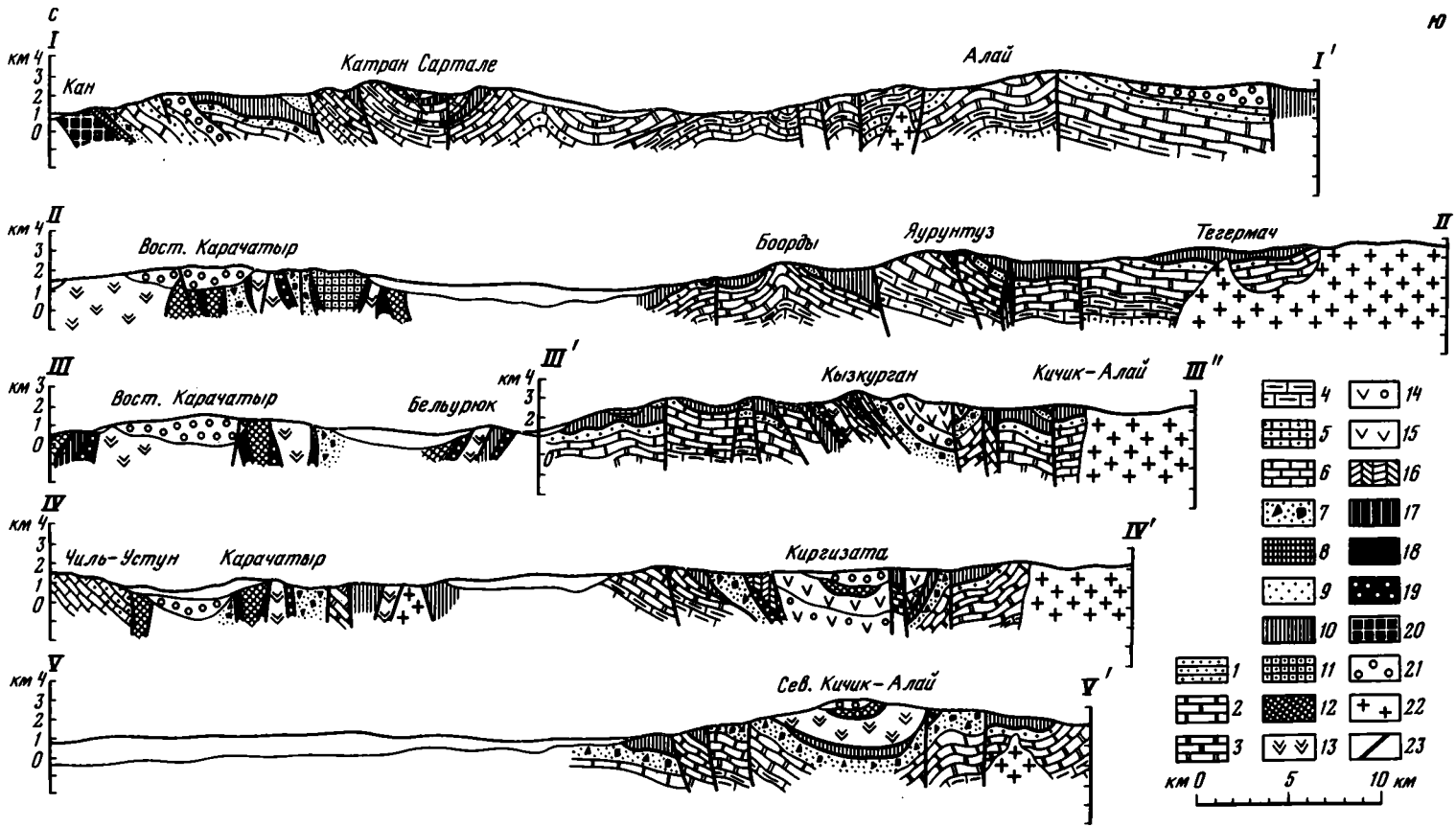


Рис. 3. Геологические разрезы северных склонов Алайского хребта,

1 – терригенные флишевые отложения (C_1–C_2); *2–6* – карбонатные отложения: *2* – C_2, *3* – D_1–C_1, *4* – D_2gv–D_3, *5* – D_1–D_2e, *6* – S_2–D_1; *7* – олистостромы (C_1n_1–C_2m_1); *8–9* – кремнисто-карбонатные отложения: *8* – D_2–C_2, *9* – D_1–C_2; *10* – терригенные отложения(S_1–S_2); *11* – спилит-кератофировые отложения (Є); *12* – зеленые метаморфические сланцы; *13–20* – эвгеосинклинальный комплекс: *13* – вулканиты основного состава (o–D_3), *14* – гиалокластиты пикритового состава (O–S?), *15* – подушечные спилиты (S–D), *16* – комплекс параллельных даек, *17* – меланократовый фундамент, *18–20* – серпентинитовые меланжи: *18* – мономиктовые, *19* – олигомиктовые, *20* – полимиктовые; *21,22* – верхнепалеозойские орогенные образования: *21* – молассы (C_2m_2–P), *22* – плутоны кислого и щелочного составов; *23* – разрывные нарушения. Местоположение разрезов показано на рис.2

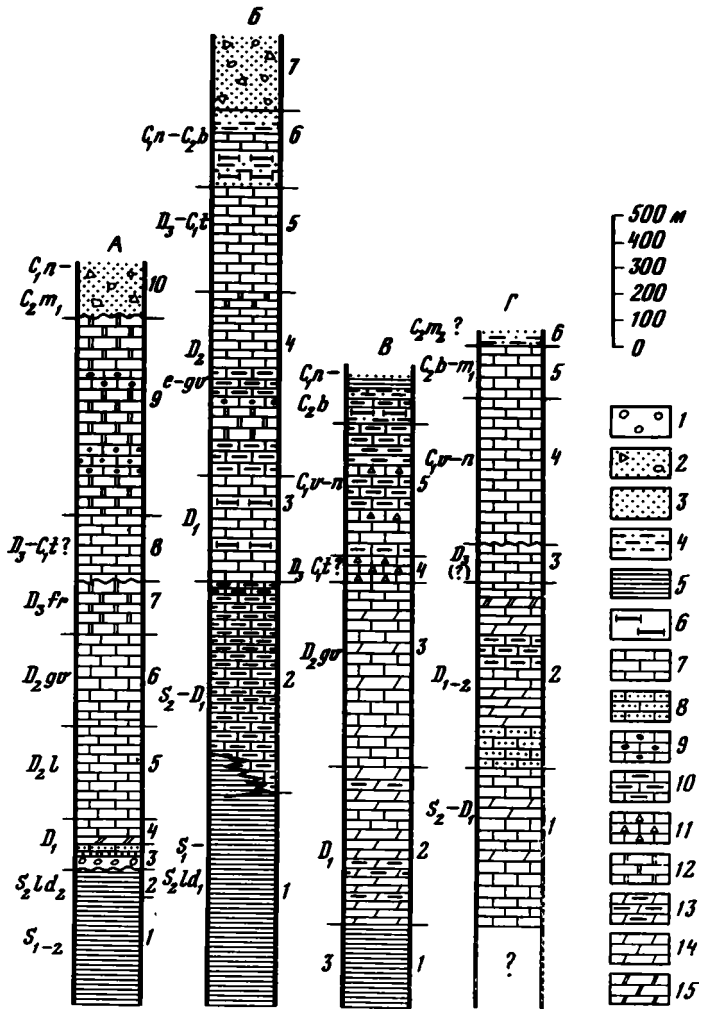


Рис. 4. Стратиграфические колонки автохтона

А – Катран–Яурунтуз [Горянов, 1961]; *Б* – Актур; *В* – Катранбаши; *Г* – Кульгеджели, по Г.С. Поршнякову [1973]

1 – конгломераты: *2* – полимиктовые конгломераты и брекчии; *3* – гравелиты; *4* – песчаники, алевролиты; *5* – глинистые сланцы; *6* – кремни и яшмы; *7–12* – известняки: *7* – органогенно-детритовые, *8* – песчанистые, *9* – комковатые и конгломератовидные, *10* – кристаллические, *11* – оолитовые, *12* – афанитовые; *13* – мергели; *14, 15* – доломиты: *14* – первичные, *15* – вторичные

и конгломерато-брекчии (рис. 5, *А*). Среди них располагаются глыбы-олистолиты, размеры которых изменяются в предельно широком диапазоне (от первых метров до сотен метров).

По характеру строения и прежде всего по таким признакам, как отсутствие хорошо выраженной стратификации, хаотичность, присутствие олистолитов в "рубашке" конгломератов собственного состава, грубообломочность толщу следует отнести к образованиям типа олистостромовых.

Рассмотренный комплекс отложений автохтона слагает северное крыло Охинско-Талдыкского синклинория. Его южное крыло представлено отложениями, имеющими сходное строение (см. рис. 4, *Б*). Наиболее полные разрезы известны в пределах хр. Актур [Поршняков, 1973]. Обращает на себя внимание специфичность верхнего

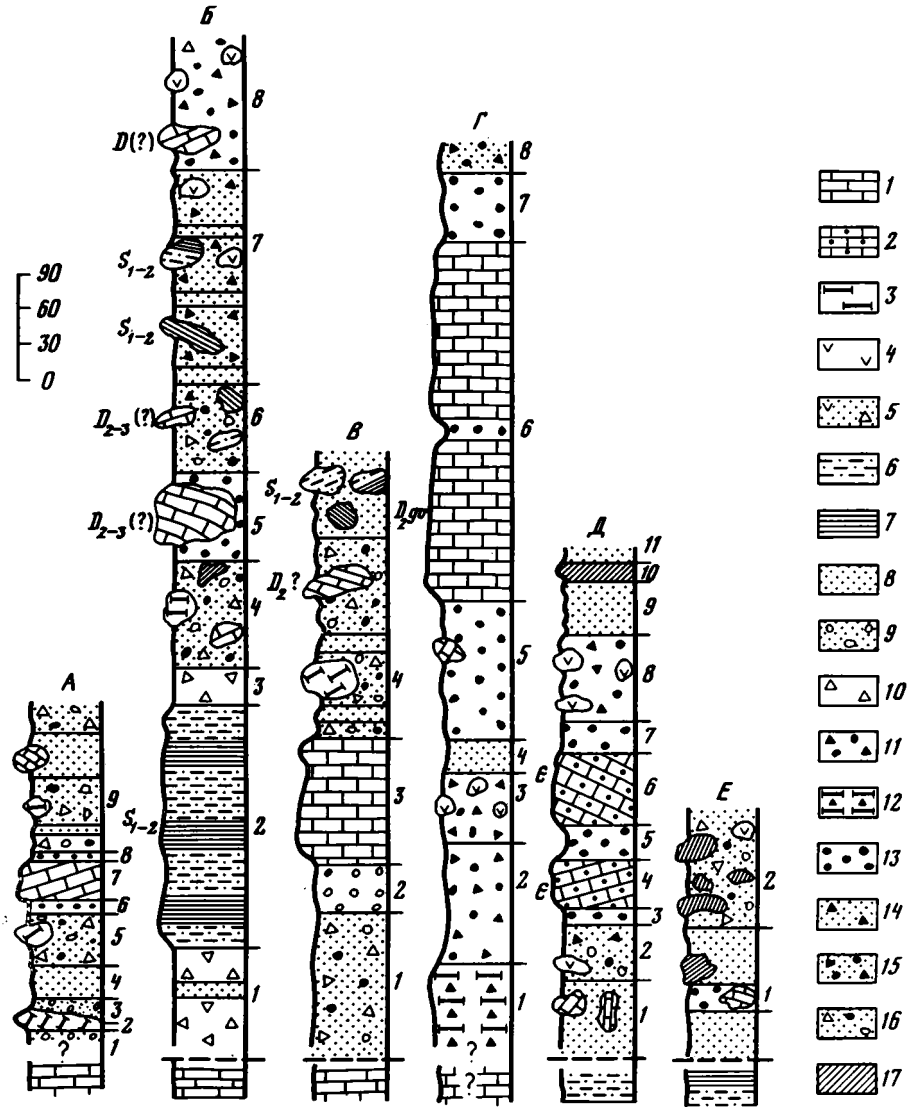


Рис. 5. Состав олистостромовых толщ в междуречье Абшир – Киргизата

А – перевал Чушкабель, *Б* – кишлак Шамшалы, *В* – руч. Карагой, *Г* – руч. Куруган, *Д* – руч. Чарайгыр, *Е* – перевал Джейранбель; *1, 2* – известняки: *1* – органогенные и кристаллические, *2* – битуминозные; *3* – кремни и яшмы; *4* – эффузивы основного состава; *5* – гиалокластиты; *6* – песчаники и алевролиты; *7* – глинистые сланцы; *8* – песчаники и гравелиты; *9–16* – конгломерато-брекчии, гравелиты различного состава: *9* – кремнистого, *10* – терригенного, *11* – вулканогенного, *12* – вулканогенного с кремнистым цементом, *13* – известнякового, *14* – вулканогенно-терригенного, *15* – вулканогенно-известнякового, *16* – полимиктового; *17* – лиственниты

горизонта (рис. 4, *Б*, пачка 7). Его груботерригенный состав позволяет предположить, что верхняя часть Актурского разреза, так же как и Катрано-Яурунтузского, представлена олистостромовой толщей.

Аналогичного строения разрезы слагают поднятия в пределах массивов и хребтов Ляглян, Алтынказык, Ходжакелян, Талдык, Ишме-Тау, в районах Матчай, Сулюкты.

Кроме чисто известняковых, встречаются автохтонные отложения, в средней части которых широко развиты доломиты (см. рис. 4, *В*). К числу последних принад-

лежат разрезы Охны, Акшагыл, Катранбаши [Поршняков, 1973]. Сходного состава разрезы известны в осевой части Алайского хребта (см. рис. 4, *Г*). Автохтонный комплекс, широко развитый на всей южной половине рассматриваемой территории (см. рис. 2), отличается тем, что в ранне- и среднекаменноугольное время здесь происходило накопление преимущественно карбонатных отложений, т.е. олистостромы отсутствуют.

Автохтонный комплекс охватывает интервал возраста от силура до московского века среднего карбона включительно. Его мощность достигает 2–4 км, и слагается он из трех существенно различающихся по составу частей: нижняя – терригенно-глинистая, средняя – известняковая или известняково-доломитовая и, наконец, верхняя – олистостромовая (в северной части Алая).

Заключая обзор строения такой крупной структурной формационной единицы, как автохтон, отметим, что в пределах региона его разрезы не отличаются сильной фациальной изменчивостью. Смена режимов осадконакопления во времени происходит закономерно: в силуре накапливаются терригенно-глинистые отложения, затем на протяжении позднего силура, девона и начала карбона отлагаются карбонаты, а с намюрского времени начинают формироваться грубообломочные олистостромовые толщи. Анализируя формационный набор нижней и средней частей автохтонного комплекса, можно сказать, что они в основном представлены отложениями шельфа и частично континентального склона.

Олистостромы

На крыльях Киргизатинской синформной складки [Буртман, 1976], располагающейся в междуречье Абшир–Акбура, обнажаются карбонатные разрезы автохтона. На них тектонически залегают грубообломочные толщи. В пределах северного крыла (по правому борту р. Киргизата) наблюдается разрез снизу вверх (см. рис. 5, *Б*):

Мощность, м

1. Конгломерато-брекчии с карбонатно-глинистым цементом. Обломочный материал в основном представлен песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Породы отличаются исключительной неравномерностью как в соотношениях между количеством цемента и обломков (от 10 до 90% и наоборот), так и в распределении обломочного материала по размерам. Наблюдаются, например, участки с преобладанием галек и обломков гравийного размера, среди них располагаются линзы, прослои песчаников и конгломерато-брекчий . . . . . До 100

2. Олистолит сильно удлиненный, пластинообразной формы (олистоплак), сложенный терригенно-глинистыми отложениями нижнего и верхнего силура (пульгонская свита) . . . . . До 800

3. Конгломерато-брекчии, в обломочном материале которых преобладают терригенно-глинистые породы (см. слой 1) 30

4. Конгломерато-брекчии с карбонатно-глинистым цементом. Среди галек и обломков в равной степени распространены кремнистые, глинистые, карбонатные и терригенные породы, хотя из-за крайней хаотичности строения конгломерато-брекчий наблюдается множество участков, обогащенных обломками того или иного состава. Встречаются олистолиты (размером от первых метров до 300–400 м), сложенные темно-серыми и коричневыми кремнями, светло-серыми кристаллическими известняками, обычно массивными, и терригенно-глинистыми отложениями пульгонской свиты 100–180

5. Олистолит, сложенный серыми кристаллическими известняками массивного облика, окруженный "рубашкой" конгломератов, характеризующихся резким преобладанием карбонатного материала как в цементе, так и в гальках. Последние отличаются плохой сортированностью и окатанностью; их мощность обычно составляет 25–30 м 0–150

6. Конгломерато-брекчии с олистолитами небольшого размера. В целом горизонт аналогичен описанному в слое 4 (см. выше) 70–150

7. Конгломерато-брекчии с глинистым цементом. Среди обломочного материала наблюдается явное преобладание вулканитов основного состава (диабазы, спилиты, микродиабазы и т.д.). Кроме них, присутствуют терригенно-глинистые породы. Встречаются песчано-глинистые прослои и отдельные олистолиты диабазов и отложений пульгонской свиты . . . . . До 200

8. Конгломерато-брекчии с резким преобладанием вулканогенного материала. Среди олистолитов (размером от 1 до 10 м) также наблюдаются эффузивы основного состава. В единичных случаях встречаются светлые кристаллические известняки, обычно массивного облика. Олистолиты такого состава обычно достигают мощности 60-70 м при длине до 250 м 120–300

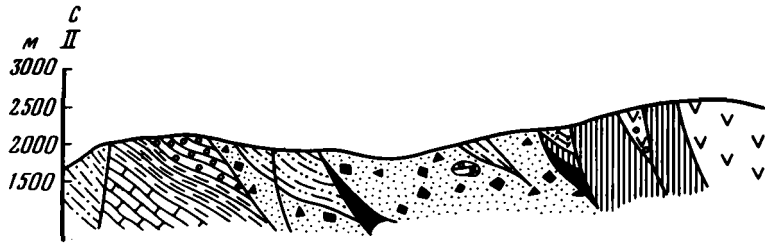


Рис. 6. Геологический разрез через центральную часть Киргизатинской синформной складки по линии II–II'. Местоположение профиля показано на рис. 11

1 – четвертичные отложения; *2* – молассы (C_2m_2–C_3); *3* – олистостромовые толщи (C_1n_1–C_2m_1); *4–9* – карбонатные отложения: *4* – C_1n–C_2b, *5* – D_3–C_1v, *6* – D_2gv–D_3, *7* – D_1–D_2e, *8* – S_2ld–D_1, *9* – (Є); *10–12* – терригенные отложения: *10* – D_1–D_2e, *11* – S_1w–S_2ld, *12* – S_1ln; *13–18* – эвгеосинклинальный комплекс: *13, 14* – вулканогенные отложения основного состава (*13* – D, *14* – 0?–S), *15* – конденсированные кремнистые отложения (0?–S), *16* – комплекс параллельных даек, *17, 18* – серпентиновые меланжи (*17* – мономиктовые, *18* – полимиктовые); *19* – зеленые метаморфические сланцы; *20* – тектонические нарушения: *а* – надвиги, *б* – крутые

Описанный разрез достигает мощности 1000 м, хотя она оценивается приблизительно из-за сильной тектонической нарушенности толщи и отсутствия отчетливой стратификации. В районе выхода р. Киргизата в Наукатскую долину наблюдается надвиг олистостромы на карбонатные отложения нижнего карбона (рис. 6). К сожалению, недостаточная обнаженность не позволяет однозначно определить первичный характер этого контакта.

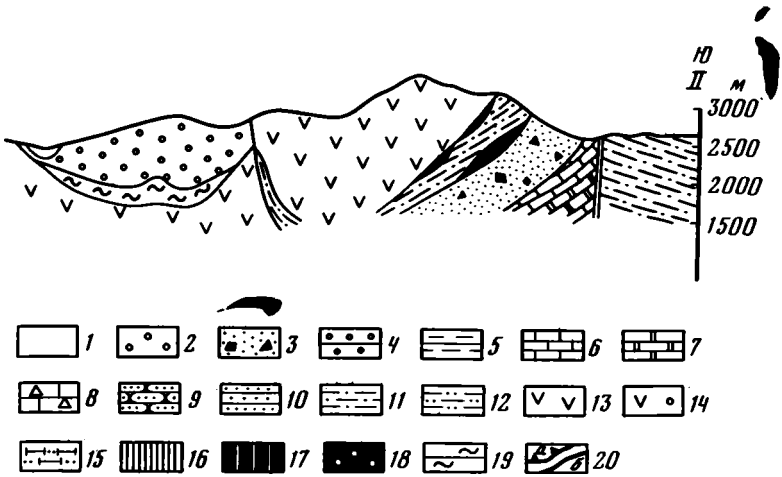
Аналогичным строением и составом обладает толща, развитая на южном крыле Киргизатинской синформы. На лево- и правобережье р. Киргизата в районе развилки ее на ручьи Куруган и Карагой наблюдается толща, представленная хаотическими конгломерато-брекчиями и песчаниками полимиктового состава (см. рис. 5, *В*). Эти обломочные породы – своего рода "цемент" для отдельных олистолитов. По составу в последних преобладают светлые слоистые и массивные известняки, как правило кристаллические, темные терригенно-глинистые породы (фрагменты пульгонской свиты), темно-серые, черные и коричневые кремни, нередко тонкослоистые. Мощность всего разреза составляет 500–550 м.

Заканчивая характеристику олистостром, участвующих в строении Киргизатинской синформы, отметим толщу, развитую в верховьях руч. Куруган (правый приток р. Киргизата). Ее особенность состоит в том, что в верхних горизонтах в значительных количествах встречаются обломки и глыбы андезитовых порфиритов (см. рис. 5, *Г*).

Таким образом, в пределах Киргизатинской синформы развиты мощные (до 1000 м) олистостромы, характеризующиеся грубообломочным полимиктовым составом, хаотичностью строения, отсутствием выдержанных по простиранию прослоев. Все эти специфические черты олистостром хорошо видны на рис. 7 (см. вкл.). Удалось установить, что нижняя часть олистостром обогащена терригенным и кремнистым материалом, тогда как верхние горизонты (350–400 м) отличаются преобладанием вулканитов основного состава в обломках и олистолитах. Карбонатный материал сравнительно равномерно распределен как по площади, так и по разрезу.

Среди олистолитов и олистоплаков выделяются терригенно-глинистые породы силура, известняки девона и нижнего карбона. Их возраст легко устанавливается на основании литологического сравнения с разрезами, возраст которых обоснован. Кроме того, наши сборы радиолярий позволили установить присутствие кремней и яшм лландоверийско-лудловского (ex gr. Haplentactiniinae) и девонского (определения Б.Б. Назарова) возрастов (местоположение олистолитов с фауной показано на рис. 8).

В строение Сарталинской синформы также принимают участие олистостромы. Здесь на известняках Катрана в виде тектонической пластины, подстилающей офиолиты [Буртман, 1976; Буртман, Клишевич, 1972], залегает толща, обычно относимая к



силуру на основании немногочисленных находок граптолитов. Полученные нами новые данные показывают, что толща имеет специфическое обломочно-глыбовое строение. В пределах участка Надиркан наблюдается следующий разрез снизу вверх (рис. 9,*А*):

Мощность, м

1. Брекчии кремнистого состава; цемент в основном карбонатный; обломки плохо окатаны, размеры их колеблются в широком диапазоне . . . . . Видимая 5
2. Тонкослоистые кремни зеленого, коричневого и серого цвета; кремни залегают в виде глыбы протяженностью не менее 100–150 м . . . . . Около 30
3. Брекчии, аналогичные описанным в слое 1 50
4. Конгломераты и конгломерато-брекчии, обломочный материал которых на 90% представлен эффузивами основного состава: спилитами, диабазами, микродиабазами. Наблюдаются хаотично распределенные глыбы (олистолиты) диабазов и спилитов. Их размеры не превышают первых метров 100

Состав и строение толщи позволяют отнести их к образованиям типа олистостром. В Сартале они, так же как и на р. Киргизата, в нижних горизонтах обогащены терригенным и кремнистым материалом, а в верхних – вулканогенным.

В 800 м восточнее описанного разреза между пачками 4 и 3 появляется еще один глыбовый горизонт (рис. 9,*Б*). Его цемент – темно-серые песчаники и аргиллиты. Среди них хаотично распределены глыбы (олистолиты), сложенные переслаивающимися черными глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками. Размеры олистолитов могут достигать нескольких сот метров. Вероятно, в них и была собрана фауна, ибо разрезы этих олистолитов литологически неотличимы от терригенного силура. Ориентированы глыбы в целом хаотично, хотя наблюдается некоторое преобладание олистолитов с субширотными простираниями и северными падениями. Максимально наблюдаемая мощность олистостромы не превышает 300 м.

В большинстве случаев олистостромы имеют тектонический контакт с карбонатной частью автохтона и даже могут слагать самостоятельные пластины. Тем не менее существуют данные, позволяющие предположить первоначальное налегание олистостром как стратиграфическое. Примером тому может служить несогласный контакт между маляранской свитой (она нами относится к олистостромам) и известняками Яурунтузского разреза [Поршняков, 1973]. Таким образом, рассмотренные олистостромы, вероятнее всего, венчают автохтонные разрезы, как и в других регионах [Леонов, 1975; Соколов, 1977]. Надвиговые же границы между олистостромой и карбонатной частью автохтона сформировались на этапе послескладчатых деформаций.

Кроме полимиктовых, существуют олистостромы, обломочный материал которых представлен породами офиолитовой ассоциации либо зелеными метаморфичес-

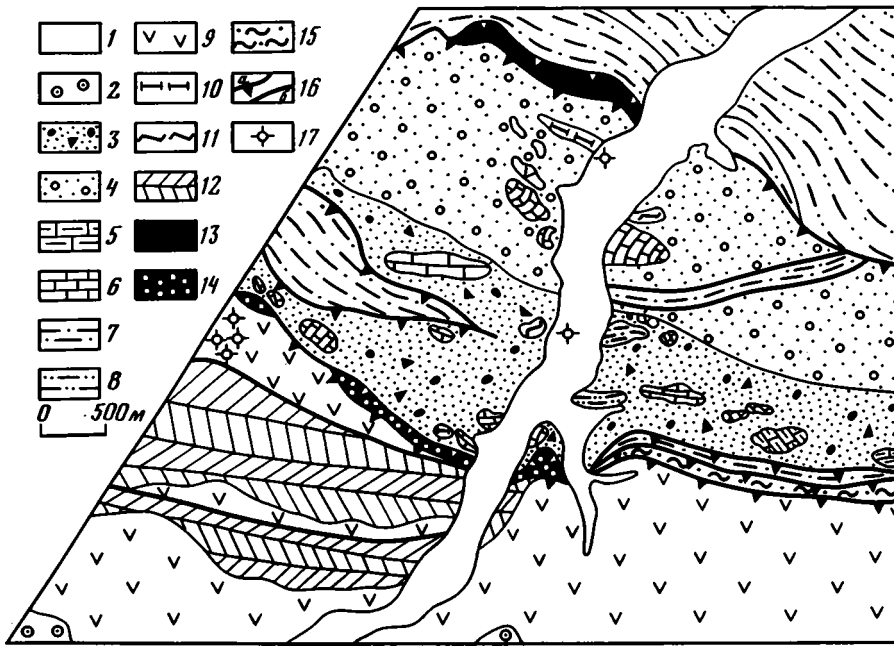


Рис. 8. Геологическая карта района кишлака Шамшалы (бассейн р. Киргизата)

1 – четвертичные отложения; *2* – средний–верхний карбон (неоавтохтон $C_2 m_2 - C_3$): конгломераты, песчаники; *3, 4* – нижний–средний карбон ($C_1 n_1 - C_2 m_1$), олистостромы – конгломерато-брекчии, песчаники, аргиллиты с преобладанием вулканогенного (*3*) и терригенного (*4*) материала; *5* – нижний карбон, визейский ярус: кристаллические известняки; *6* – средний девон, живетский ярус: известняки; *7* – нижний–верхний силур, пульгонская свита: аргиллиты, алевролиты, песчаники; *8* – нижний силур, лландоверийский ярус: аргиллиты; *9* – ордовикско (?)-силурийско-девонские отложения: основные эффузивы с кремнями; *10, 11* – олистолиты, представленные кремнями девонского (*10*) и силурийского (*11*) возрастов; *12* – комплекс параллельных даек габбро-диабазового состава; *13, 14* – серпентинитовый меланж мономиктового (*13*) и олигомиктового (*14*) составов; *15* – зеленые метаморфические сланцы; *16* – разрывные нарушения: *а* – надвиги, *б* – крутые; *17* – места сбора радиолярий

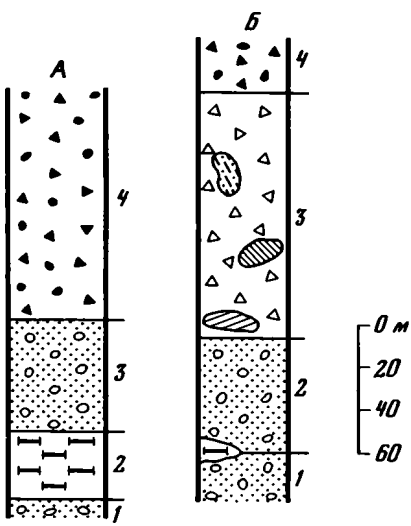


Рис. 9. Состав олистостромовой толщи южного склона хр. Катранбаши

Условные обозначения см. на рис. 5

кими сланцами (офиолитокластовая и зеленосланцевая олистостромы). Все известные примеры таких толщ встречаются в виде отдельных блоков в меланже.

Исследования последних лет показывают, что олистостромы широко распространены в пределах северных склонов Алая. Они установлены в Сулюктинском районе, Ходжагаире и т.д. Слои, известные в литературе под названием "зузановские", также являются типичными олистостромами [Вишневский и др., 1978]. Олистостромы были ошибочно названы К.Л. Волочковичем и его соавторами (доклад на заседании МОИП в 1978 г.) нижней молассой. А.Е. Михайлов [1947, 1948] изучал брекчии свала в Восточном Алае. Последние представляют особый интерес, так как в них известны находки намюрской фауны в пелитовых породах, скорее всего являющихся цементом олистостром.

Таким образом, мы подошли к очень важному вопросу: каков возраст олистостром Алая? Для его решения необходимо привлечь следующие данные. Прежде всего надо указать на находки намюрской фауны. Кроме того, в цементе известна фауна среднего карбона [Кухтиков, 1968; Кухтиков, Черенков, 1960]. Образование олистостром завершилось к верхнемосковскому подъярусу среднего карбона, о чем свидетельствует начало отложения молассовых толщ. Но олистостромообразование не могло начаться раньше намюрского века, так как до этого времени шло карбонатное осадконакопление, как это видно из анализа разрезов автохтонного комплекса. Все эти данные хорошо согласуются между собой только в том случае, если принять для олистостром возраст от намюрского яруса до нижнемосковского подъяруса включительно. Накопление новых данных, прежде всего фаунистических, позволит точнее установить возраст олистостром, показать их миграцию во времени и в пространстве с севера на юг. Данные в пользу этого утверждения вытекают из анализа верхних горизонтов автохтонных разрезов. Южные разрезы, приуроченные к водораздельной части Алая, олистостром не имеют, в отличие от более северных Яурунтуз, Боорды и др. Аналогичную направленность имеет "нижняя моласса" [Волочкович и др., 1979].

Аллохтонный комплекс

В Алайской части герцинид Южного Тянь-Шаня аллохтонный комплекс наиболее широко развит в Охтинско-Талдыкском синклинории. Он слагается серией тектонических пластин: 1– нижняя, сложенная терригенно-глинистыми отложениями силура, 2 – средняя – офиолитовым комплексом, 3 – верхняя – зелеными метаморфическими сланцами предположительно рифейского возраста (рис. 10). В наиболее полном виде пакет тектонических пластин развит в синформных структурах. Например, в долине р. Киргизата в пределах северного крыла синформной складки устанавливается надвиговый контакт толщи силурийских отложений с нижележащими олистостромами (рис. 11). Силур здесь представлен переслаивающимися глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Все породы темно-серые и черные. Как правило, они смяты в мелкие дисгармоничные складки. В целом силурийские отложения, объединяемые в лландоверийский ярус и пульгонскую свиту (нижний–верхний силур), слагают тектоническую пластину, мощность которой может достигать 800–1000 м. В современной структуре пластина сохранилась в виде отдельных различной протяженности фрагментов. На нижнюю пластину, а в тех местах, где она выклинивается, непосредственно на олистостромы, надвинуты офиолиты. Отметим, что разрез офиолитовой ассоциации состоит из двух частей. Нижняя представлена серпентинитовым меланжем. В современной структуре он слагает отдельные тектонические линзы протяженностью до нескольких километров, например, Шамшалинская (рис. 12); их мощность обычно не превышает 500 м. Верхняя часть офиолитового комплекса, имеющая тектонический контакт с меланжем, сложена вулканогенно-кремнистыми породами (ордовикско(?)-силурийско-девонского возраста), мощность которых составляет около 800 м. Вулканогенно-кремнистая толща со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывается терригенными отложениями среднего и верхнего карбона (неоавтохтон).

Аналогичным образом построено южное крыло описываемой синформы (см. рис. 6). На олистострому надвинуты силурийские отложения, которые отличаются присутствием в верхах своего глинистого разреза пачки толстослоистых песчаников. На них тектонически залегают вулканогенно-кремнистые породы, нередко отделенные от силура небольшими тектоническими линзами серпентинитового меланжа. Обычно их протяженность не превышает 100 м, а мощность составляет первые десятки метров. На вулканогенно-кремнистых отложениях тектонически залегают метаморфические породы (северо-восточные отроги хр. Кичик-Алай), представленные различными хлорит-эпидот-серицит-альбит-кварцевыми сланцами, являющимися продуктом изменения основных вулканитов в зеленосланцевой фации метаморфизма.

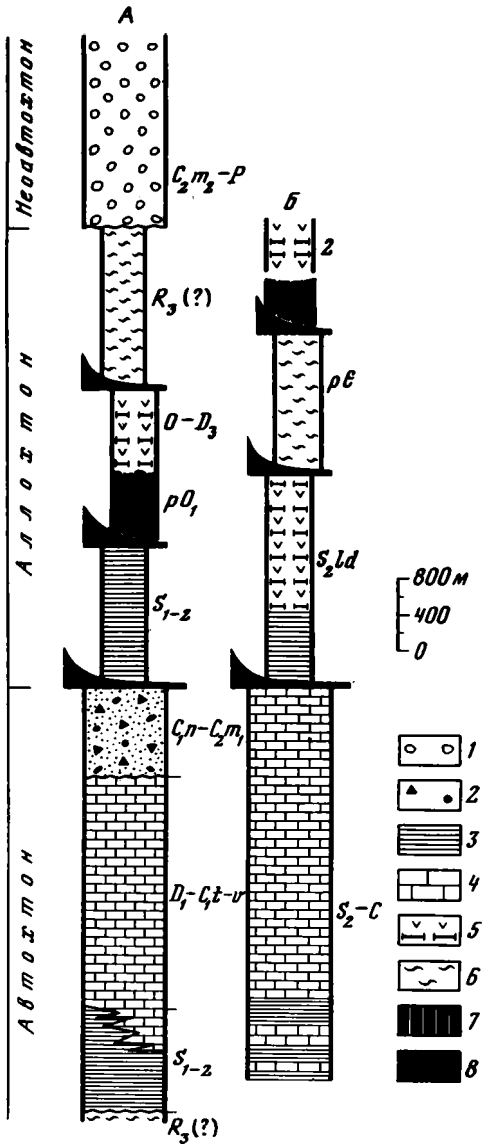


Рис. 10. Сопоставление синаптических геологических разрезов Алайской (А) и Атбашинской (Б) частей герцинид Южного Тянь-Шаня

1 – конгломераты, гравелиты; *2* – брекчии и конгломератобрекчии, в том числе крупноглыбовые (олистостромы); *3* – песчаники, алевролиты, аргиллиты; *4* – известняки, мергели, доломиты; *5* – эффузивы основного состава; *6* – метаморфические сланцы (амфиболовая и зеленосланцевая фации); *7* – комплекс пород меланократового фундамента; *8* – серпентинитовый меланж

Большие затруднения вызывает оценка возраста зеленосланцевой толщи. В последнее время укрепилась точка зрения, согласно которой эта толща имеет рифейский возраст [Горянов и др., 1973; Макарычев, 1974; Макарычев, Куренков, 1974]. Не располагая новыми данными, автор придерживается того же мнения.

Мощность сланцев в полных разрезах достигает 1500–2000 м (бассейн р. Акбура). В западном направлении пластина выклинивается (левый борт р. Киргизата). В бассейне р. Киргизата метаморфиты известны только на водоразделе северо-восточных отрогов хр. Кичик-Алай. Они несогласно перекрываются конгломератами и песчаниками среднего и верхнего карбона (неоавтохтон).

Строение Киргизатинской структуры позволяет убедиться в аллохтонности залегания указанных выше комплексов. Наиболее отчетливо синформность складки вырисовывается в бассейне руч. Яш и р. Чиле, где наблюдается центриклинальное замыкание. Полностью область замыкания не сохранилась из-за сильной тектонической нарушенности всей структуры поздними субвертикальными разломами. Но имеющийся материал по центриклинальному замыканию вулканогенно-кремнистой части офиолитового аллохтона, а также неоавтохтонного комплекса позволяет реконструировать замыкание всей синформной складки.

Сходными чертами строения обладает Сарталинская структура [Буртман, 1976; Поршняков, 1973]. Здесь в пределах хребтов Катран и Тамчи-Ишметау обнажаются карбонатные толщи автохтона (см. рис. 7). На них залегает небольшой мощности тектоническая пластина, сложенная грубообломочными породами. Нашими работами было установлено, что они представляют собой олистостромы. Мощность пластины не превышает 250–300 м. На олистостроме тектонически залегает офиолитовый комплекс.

Как Сарталинская, так и Киргизатинская складки являются наиболее погруженными частями Охинско-Талдыкского синклинория. Основная часть синклинория, более приподнятая, представлена комплексом автохтона и нижними пластинами аллохтонного комплекса. Такое строение имеет значительная часть северных склонов

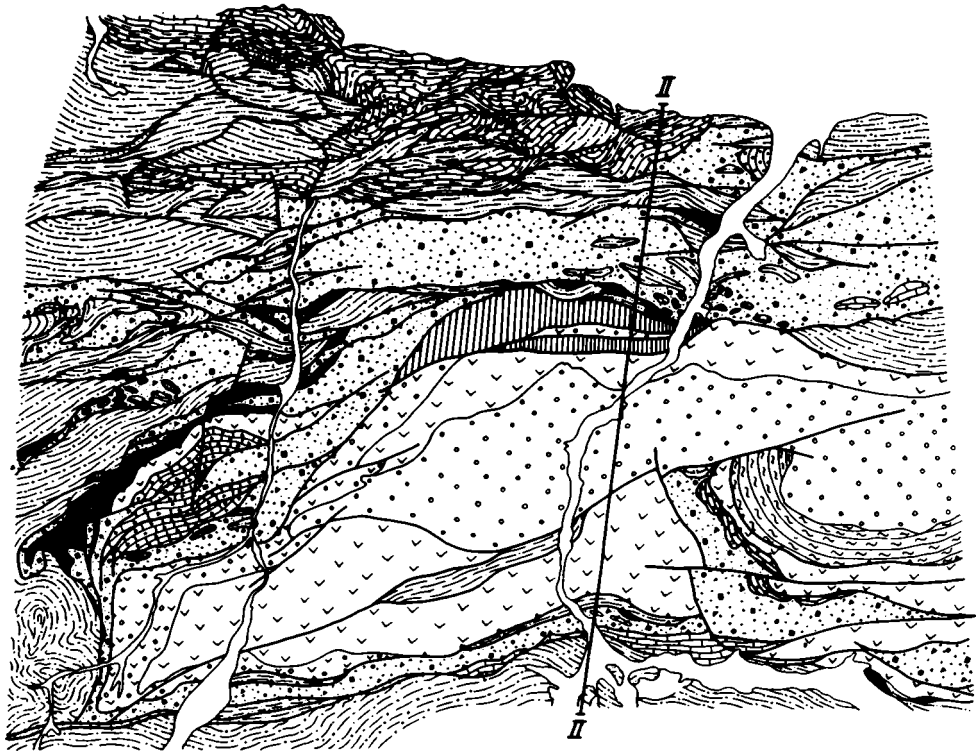


Рис. 11. Геологическая карта междуречья Чиле – Киргизата (среднее течение). Составил С.А. Куренков по личным наблюдениям и материалам Б.Д. Болгаря, В.Б. Горянова, В.П. Жука, В.Л. Клишевича, В.И. Котельникова, Г.С. Поршнякова, Б.И. Скачкова, В.П. Черныша

Условные обозначения см. на рис. 6

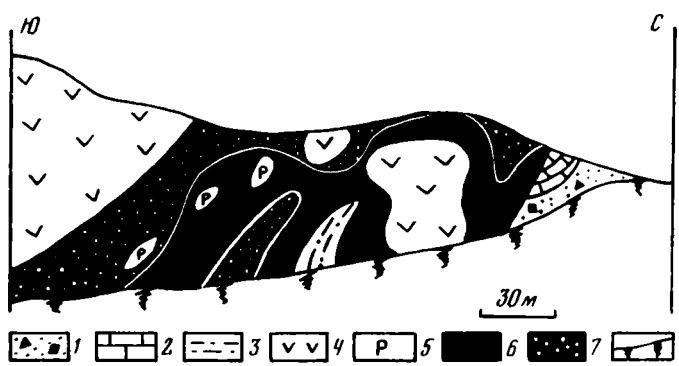


Рис. 12. Схематическая зарисовка строения серпентинитового меланжа в Шамшалинской тектонической линзе (правобережье р. Киргизата, в 0,5 км выше устья р. Окшотмоджайлоу)

1 – намюрский ярус – нижнемосковский подъярус: олистостромы, конгломерато-брекчии; *2* – предположительно средний девон: олистолит массивных известняков; *3* – нижний–верхний силур, пульгонская свита: глинистые сланцы; *4* – ордовик (?) – верхний девон: эффузивы основного состава; *5* – родингиты; *6, 7* – тектонизированные серпентиниты: *6* – разлинзованные и развальцованные, *7* – милонитизированные; *8* – граница современных отложений

Алая, заключенная в междуречье Шахимардан–Абшир. Нижний шарьяж сложен в основном отложениями силура глинисто-терригенного состава. Разрезы силурийских отложений (отложения лландовери, пульгонская свита и ее аналоги) достаточно однообразны и представлены частым чередованием плотных песчаников, алевролитов, аргиллитов с большим количеством граптолитов [Никифорова, 1947; Поршняков, Миклухо-Маклай, 1955; Риненберг, 1964, 1965, 1973]. Присутствуют прослои основных эффузивов и горизонты конгломератов, обычно полимиктового состава. Все терригенные породы черные. Существующие различия в разрезах черносланцевой толщи заключаются в изменениях соотношений глинистого, песчаного и эффузивного материала. Заметно варьируют мощности – от первых сотен метров до 1,5–2 км. В ряде мест терригенный разрез венчается толщей конгломератов (джидалинская свита и ее аналоги) нижне- и среднедевонского возраста [Бискэ, 1965; Горянов, Ярушевский, 1969].

По своему составу и строению рассматриваемые силурийские отложения принадлежат к формациям континентального склона и его подножий. Накапливались они, вероятно, в достаточно глубоководных условиях, о чем свидетельствует отсутствие карбонатов, ископаемая фауна и т.д. Возможно, они были связаны латеральными переходами с вулканогенно-кремнистыми отложениями океанических бассейнов. Прямых данных о переходах одних толщ в другие пока не обнаружено. Тем не менее одновозрастность отложений, а также прослои вулканитов среди глинистых сланцев позволяют предполагать существование таких переходов по аналогии с другими складчатыми областями.

Современное состояние изученности геологии Алая вынуждает нас поставить некоторые вопросы в плане проблем, окончательное решение которых потребует дальнейшего накопления фактического материала. К числу таких вопросов относятся верхнесилурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения кремнистого состава (шаланская свита и ее аналоги), которые стали изучаться только в последнее время. Исследования показывают, что кремнистые толщи имеют конденсированные мощности, охватывают интервал от верхов силура до низов карбона [Назаров и др., 1977].

Структурное положение конденсированных отложений изучено плохо. В разных местах они залегают как на силурийских терригенных комплексах, так и на эффузивах [Назаров и др., 1977]. Обычно они встречаются в виде блоков, тектонически отделенных от окружающих пород, или в олистолитах (олистоплаках) олистостром.

Особое место в строении аллохтонного комплекса занимают олистостромы, которые, вероятно, не имеют отношения к автохтону. В районе перевала Джейранбель (междуречье Абшира и Чиле) наблюдается следующая толща снизу вверх (см. рис. 5,*Е*):

Мощность, м

1. Массивные песчано-глинистые породы (основная масса) с отдельными олистолитами, сложенными глинистыми, кремнистыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками (пульгонская свита) и кристаллическими известняками светло-серого цвета. Обычно олистолиты имеют "шлейф" из конгломератов . . . . . Видимая до 120
2. Полимиктовые конгломерато-брекчии с олистолитами терригенно-глинистого, эффузивного и лиственитового состава . . . . . Около 100

Грубообломочная толща надвинута в северном направлении на отложения пульгонской свиты, а с юга тектонически перекрыта офиолитовым комплексом (рис. 13). В ряде мест сохраняется трансгрессивный контакт с силуром [Буртман, 1976]. Появление офиолитового материала в верхних частях олистостромы указывает на ее связь с Джейранбельскими офиолитами. Можно предположить, что накопление данной олистостромы происходило на пластине отложений силура, которая из-за значительной разницы в скоростях служила параавтохтонным комплексом для двигающегося покрова офиолитового состава.

В аналогичной структурной позиции находятся олистостромы в верховьях ручьев

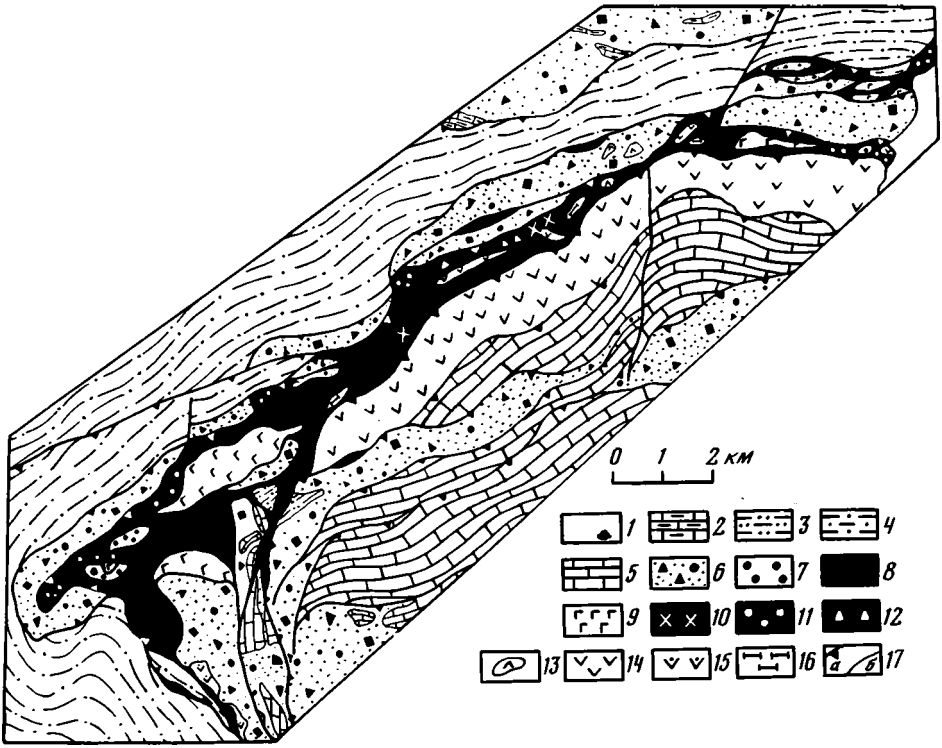


Рис. 13. Схема строения Джейранбельского офиолитового аллохтона. Составил С.А. Куренков с использованием материалов В.Л. Клишевича, А.Е. Осетрова, Г.М. Панфиленко, В.С. Сафина

1 – четвертичные отложения; *2* – нижний кембрий: известняки; *3–5* – силурийские отложения: *3* – лландоверийский ярус: глинистые сланцы, *4* – венлокский–лудловский ярусы, пульгонская свита: песчаники, алевролиты, аргиллиты, *5* – верхний отдел, матчайская свита: розовые известняки; *6, 7* – нижне-среднекаменноугольные олистостромы: *6* – полимиктового состава, *7* – офиолитового состава; *8–16* – породы офиолитовой ассоциации: *8* – тектонизированные серпентиниты, *9* – амфиболовое и полосчатое габбро, *10–12* – внемасштабные компоненты меланжа (*10* – габбро, *11* – родингиты, *12* – габбро-диабазы), *13* – лиственниты, *14–16* – вулканогенно-кремнистые толщи силурийского возраста (*14* – спилиты, диабазы, яшмоиды, кремни, *15* – пикритовые порфириты, *16* – кремни); *17* – разрывные нарушения: *а* – надвиги, *б* – крутые

Чарайгыр и Шаран. Они отличаются присутствием олистолитов, сложенных битуминозными известняками кембрия (см. рис. 5, *Д*).

По своей формационной принадлежности конденсированные разрезы должны относиться к отложениям некомпенсированных прогибов [Пучков, 1974]. Видимо, дальнейшее изучение кремнистых разрезов, и в первую очередь их структурного положения, позволит обнаружить недостающие элементы намеченного выше латерального ряда формаций.

Неоавтохтонный комплекс

Отложения этого комплекса представлены верхнепалеозойской молассой, преимущественно распространенной в ядерных частях крупных синформных (например, Киргизата) или синклинальных (Карачатыр) структур. Эти отложения широко и разносторонне, особенно в стратиграфическом аспекте, изучали многие авторы: О.И. Богуш [1960], В.И. Волгин [1958, 1965], В.Б. Горянов [Горянов и др., 1961], А.П. Марковский [1928] А.Д. Миклухо-Маклай [1960, 1966], Г.С. Поршняков [1961], Л.И. Турбин [1960] и А.В. Яговкин [1969]. Наиболее полно данные по стратиграфии верхнего палеозоя обобщены в монографиях Г.С. Поршнякова [1973], А.Д. Миклухо-Маклая [1963] и Ф.Р. Бенш [1965].

Основываясь на результатах перечисленных ниже исследований, можно сказать, что повсеместно в Алайском хребте накопление молассы началось в среднем карбоне (позднемосковское время) и продолжалось до конца пермского периода. Отложения, выделяемые нами как комплекс пород неоавтохтона, представлены в основном терригенными формациями: конгломератами, гравелитами, песчаниками. Среди них присутствуют прослои известняков, мергелей и кислых эффузивов. Суммарная мощность неоавтохтонных отложений достигает 7–8 км (Карачатырский и Келематинский прогибы).

Морфология структур

Многие исследователи, занимающиеся геологией Алая, самым пристальным образом изучали структурные взаимоотношения толщ, отмечая первостепенность горизонтальных перемещений масс. Благодаря этому автор лишен необходимости доказывать покровный характер строения региона, а также первичность шарьяжеобразования по отношению к складчатости. Рассмотрим особенности современного структурного рисунка Алая на конкретных примерах.

Профиль I–I' (см. рис. 3). Самую северную часть разреза занимает пластинообразное тело, сложенное серпентинитовым меланжем (Кан), которое надвинуто на мезозойские отложения Ферганской впадины. На меланж в северном направлении надвинуты метаморфические сланцы (канская свита), зеленосланцевые олистостромы, нижне-среднекарбоновые отложения. Последние несогласно перекрываются конгломератами неоавтохтона. Поверхности надвигов имеют крутые южные падения с углами 70–80°, хотя в ряде мест сохраняются первичные пологие углы – 15–30°. В южном направлении надвиги заметно выполаживаются. Так, надвиг силура на отложения неоавтохтона имеет средние падения в пределах 35–45°. В системе Катранских хребтов наблюдаются отчетливые моноклинали с южным падением слоев, обычно с севера подрезанные крутыми сбросами. В ряде мест на автохтонных известняках сохраняется шарьяж силурийских сланцев. Поверхность надвига падает на юг под углами от 10 до 60°.

В урочище Сартале офиолитовый комплекс, смятый в сложнодеформированную складку, залегает на тектонической пластине, сложенной олистостромами (рис. 14). Особенно отчетливо выделяется здесь северный надвиг между известняками автохтона и олистостромами. Южное крыло Сарталинской складки нарушено крутым сбросом, что значительно усложняет структуру. В Тамчи-Ишметауском поднятии автохтонные отложения имеют северные падения, слагая южное крыло рассматриваемой синформной складки.

Южную часть профиля *I–I'* занимает комплекс автохтонных отложений, смятых в пологие складки, разбитые на блоки вертикальными разломами.

Профиль II–II' (см. рис. 3). В Боординском хребте отчетливо вырисовывается антиформная складка, в ядре которой выступают девонские и каменноугольные отложения автохтона. На крыльях структуры сохраняются покровы силура и девона.

Яурунтузская моноклиналь имеет южные падения. С севера она ограничена сбросом. С юга на автохтоне достаточно полого залегает покров силурийских сланцев.

Южнее Оджельвеса проходит субширотного простирания вертикальный Акташский разлом, за которым располагается Тегермачский останец силурийского покрова. Он смят в пологие складки [Буртман, 1976; Замалетдинов и др., 1968] и разбит серией вертикальных оборотов.

Профиль III–III'' (см. рис. 3). Северная часть профиля (Восточный Карачатыр, Бельурюк) проходит по крутым структурам Восточного Карачатыра. Южная же половина имеет сходное, но более сложное строение, чем предыдущий разрез. Боординский и Яурунтузский выступы автохтона здесь погружаются под силурийский покров, в целом залегающий полого.

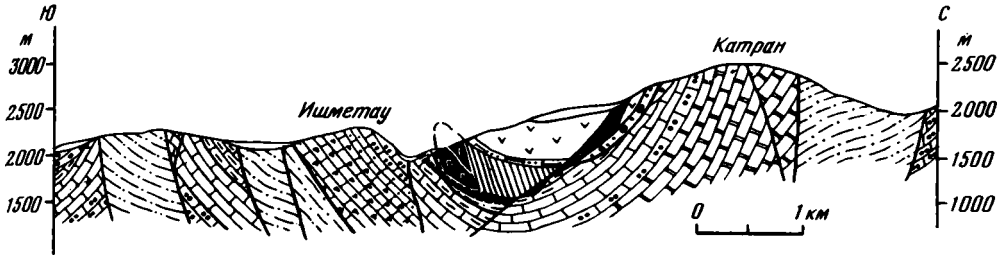


Рис. 14. Геологический разрез через Надирский участок Сарталинского аллохтона по линии I–I′
Местоположение профиля и условные обозначения см. на рис. 7

В районе Кызкургана (Кызкурганская чешуйчато-покровная зона) покровное строение осложняется появлением серии тектонических пластин или чешуй, круто погружающихся на юг. Они сложены (с севера на юг) терригенными отложениями силура, олистостромами, офиолитовым комплексом, силурийскими (матчайскими) известняками. На этот пакет в северном направлении надвинут сложный комплекс отложений Киргизатинской синформы, значительно нарушенный вертикальными сбросами.

С юга Киргизатинская структура ограничена Акташской зоной разломов глубокого заложения, южнее которой сохраняется Тегермачский останец покрова, прорванный кичикалайскими гранитами.

Профиль IV–IV′ (см. рис. 3). Киргизатинская структура, оставаясь сложнодислоцированной в северной части (Карачатыр), заметно упрощается в районе р. Киргизата. Развитая здесь синформная складка в своем полном виде лучше всего вырисовывается в северо-восточных отрогах хр. Кичик-Алай (см. рис. 3, *V–V′*).

Из приведенного описания видно, что отчетливая северная вергенция надвигов, вероятнее всего связанная с деформациями на послескладчатом этапе [Буртман, 1976], в значительной мере затушевывает первичные тектонические соотношения. Только анализ таких реликтовых структур, как Боординская антиформа, Киргизатинская синформа и Тегермачский покров, позволяет нам выявить те структурно-морфологические закономерности покровного строения, которые существовали до наступления этапа послескладчатых деформаций.

Особое место в структуре Алая занимает Южно-Тяньшаньский офиолитовый пояс, имеющий гигантскую протяженность [Макарычев, Куренков, 1974; Резвой, 1959, 1969]. Та его часть, которая проходит вдоль подножий хребта, представлена серией выходов деформированных офиолитов, в том числе таких крупных, как Кан, Восточный Карачатыр, Бельурюк и др. [Куренков, 1977]. Эти выходы трассируют сутуру Туркестанского палеоокеана [Буртман, 1976; Буртман и др., 1977].

ВЫВОДЫ

Анализ геологического строения северных склонов Алая позволяет сделать следующие обобщения, имеющие значение для дальнейшего изложения.

1. Тектоника офиолитовых комплексов находится в непосредственной связи со структурой всего региона. Основная часть офиолитов распределяется следующим образом: офиолитовые аллохтоны приурочены к наиболее погруженным частям Охнинско-Талдыкского синклинория (Сарталинская и Киргизатинская синформные складки), серпентинитовый меланж — к Южно-Тяньшаньскому офиолитовому поясу (сутура Туркестанского палеоокеана).

2. Установлено, что олистостромы в Алае развиты чрезвычайно широко. Большая часть из них венчает автохтонный разрез. Существуют также олистостромы, связанные с аллохтонным комплексом и ассоциирующие с серпентинитовым меланжем.

По составу олистостромы делятся на полимиктовые, офиолитокластовые и зеленосланцевые. Олистостромообразование началось в намюрском веке раннего карбона и закончилось к середине московского века среднего карбона.

3. Формационный анализ отложений позволяет подойти к выделению следующего латерального ряда: подножия континентального склона, представленные некомпенсированными глубоководными прогибами, континентальный склон, шельф.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АТБАШИНСКОГО ХРЕБТА

Атбашинская часть герцинид Южного Тянь-Шаня, включающая хребты Джангджирский и Атбашинский (см. рис. 1), по степени своей изученности не выдерживает сравнения с Алаем. Долгое время в литературе господствовали представления о складчато-блоковом характере строения рассматриваемой части герцинид Южного Тянь-Шаня [Кнауф, 1962, 1972]. Согласно этим взглядам в пределах Атбашинского хребта располагается моноклиналь, являющаяся южным крылом некогда существовавшего антиклинория. Последний был сопряжен с синклинальной структурой Джангджирского хребта (Балыктинская синклиналь). Ультраосновные породы и их серпентинизированные аналоги рассматривались в качестве верхнепалеозойских интрузий, тесно связанных с Атбаши-Иныльчекским глубинным разломом.

Появившиеся в последнее время новые данные позволяют под иным углом зрения рассматривать строения Атбашинско-Джангджирской складчатой области. Балыктинская структура представляет собой синформную складку [Зубцов, 1977], в строении которой участвуют три тектонические пластины (рис. 15). Нижняя сложена верхнесилурийскими (лудловскими) отложениями, которые разделяются на две толщи (см. рис. 10). Нижняя, мощностью до 500 м, отличается преобладанием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Верхняя, более мощная (до 1200 м), представлена эффузивами основного состава с линзами и прослоями кремней.

Следующая тектоническая пластина сложена метаморфическими сланцами атбашинской свиты, среди которых преобладают породы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Большинство исследователей предполагают, что свита имеет допалеозойский возраст [Бакиров, 1964; Бакиров, Добрецов, 1972; Белькова, Огнев, 1966].

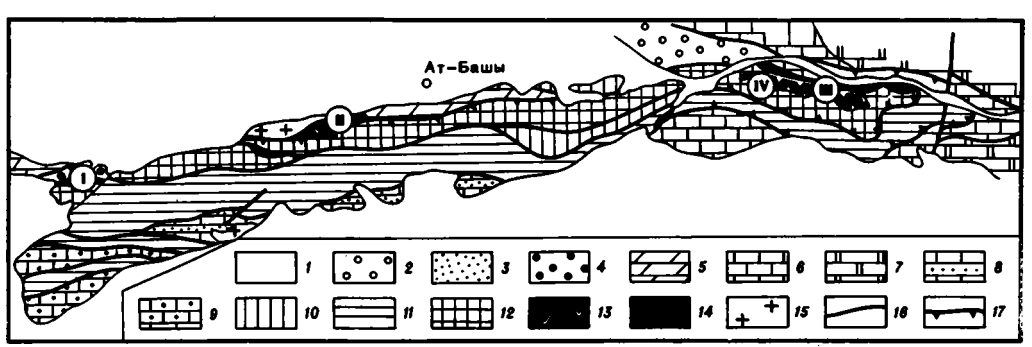


Рис. 15. Схема геологического строения Атбашинского и Джангджирского хребтов

I – Акбеитский меланж; II – Сарыбулакский разрез океанической коры; III – Джангджирская группа офиолитов; IV – Балыктинский фрагмент; *1–3* – мезозойско-кайнозойские отложения: *1* – четвертичные, *2* – палеогеновые и неогеновые, *3* – юрские и триасовые; *4, 5* – неоавтохтон: *4* – пермь: конгломераты, *5* – средний и верхний карбон: известняки, песчаники, конгломераты; *6–9* – автохтон: *6* – верхний девон и нижний карбон: известняки, *7, 8* – нижний и средний девон (*7* – известняки и доломиты, *8* – песчаники, известняки), *9* – верхний силур – нижний девон: известняки; *10–14* – аллохтонные комплексы: *10* – силур: мраморы, филлиты, зеленые сланцы, *11* – верхний силур, лудловский ярус: глинистые сланцы, кремни, эффузивы основного состава, *12* – протерозой (?), атбашинская свита: двуслюдяные и гранат-амфиболовые метаморфические сланцы, *13* – фрагменты древней океанической коры, *14* – серпентинитовый меланж; *15* – герцинские граниты; разрывные нарушения: *16* – надвиги, *17* – крутые

Самый верхний тектонический покров, сохранившийся в виде отдельных небольших останцов, слагают меланжированные офиолиты.

Пакет пластин, смятый в синформную складку, тектонически залегает на карбонатных отложениях девона и нижнего карбона, являющихся автохтонными.

Тектонический характер контактов пластин между собой и с автохтоном особенно хорошо подтверждается в области центриклинального замыкания складки в пределах восточной оконечности Джангджирского хребта.

В Атбашинском хребте развиты аналогичные комплексы пород, также слагающие тектонические пластины и чешуи (рис. 15). Разница заключается в том, что здесь труднее расшифровывается их структура. Пакет тектонических пластин, обычно принимается за моноклиналь, погружающуюся в южном направлении, вероятно, представляет собой интенсивно пережатую и запрокинутую синформную складку, являющуюся продолжением Балыктинской. Столь сильная деформация связана с перемещением горных масс в северном направлении, наблюдавшимся на протяжении этапа послескладчатых деформаций.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОФИОЛИТОВ, ИХ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

ТЕРМИНОЛОГИЯ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

В последнее время термин "офиолиты", или "офиолитовая ассоциация" ("офиолитовый комплекс", "офиолитовое содружество"), стал использоваться чрезвычайно широко. Естественно, это привело к достаточно свободному толкованию его смысла. Дело дошло до того, что "Геологический словарь" [1973] предлагает вообще воздержаться от пользования этим термином [с. 61]. История возникновения и трансформация смысла понятия "офиолиты" подробно рассмотрены в работах А.Л. Книппера [1969, 1970, 1975]. В данной работе автор понимает термин "офиолиты" так, как он был принят на Пенроузской конференции в 1972 г.

"Офиолитами... называется определенная ассоциация основных и ультраосновных пород. Термин не может быть использован как название породы или как стратиграфическое подразделение при картировании. В полном разрезе офиолитовой ассоциации снизу вверх наблюдаются:

Ультраосновной комплекс, состоящий из присутствующих в различных количествах гарцбургитов, лерцолитов и дунитов, обычно с метаморфически и тектонически ориентированной текстурой (серпентинизированные в большей и меньшей степени).

Габброидный комплекс, обычно с кумулятивными текстурами. Характерно присутствие кумулятов перидотитов и пироксенитов. Комплекс отличается меньшей деформированностью в сравнении с ультраосновным.

Комплекс параллельных даек основного состава.

Комплекс основных вулканитов, обычно подушечных.

Ассоциирующие типы пород включают: 1 – осадочные разрезы с ленточными кремнями, тонкослоистыми глинистыми сланцами и маломощными прослоями известняков; 2 – пластовые тела хромитов, главным образом ассоциирующих с дунитами; 3 – интрузивные и экструзивные натровые фельзиты.

Соотношения между членами ассоциации, как правило, тектонические. Разрезы ассоциации могут быть неполными, нарушенными или метаморфизованными. В каждом случае их следует называть офиолитами с соответствующей приставкой" [Penrose field conference on ophiolites , 1972, p. 24–25].

В настоящий момент не существует единой упорядоченной терминологии для деформированных офиолитов. В связи с этим ниже приводятся краткие определения терминов, которыми автор пользуется при описании.

Тектонизированные серпентиниты, являющиеся одним из главных элементов меланжа и образующие своего рода "цемент", называются основной массой меланжа, или просто основной массой. Аналогичное значение имеет термин "матрица".

Другой, также важнейший элемент меланжа составляют разнообразные тектонические включения в тектонизированные серпентиниты, или в основную массу. Такие включения носят название "тектонические блоки". К тем тектоническим блокам, для которых удается доказать, что они являются фрагментами толщ, находящихся в непосредственном тектоническом контакте с меланжем, применяется термин "тектонический отторженец".

Вся совокупность тектонических блоков называется компонентами меланжа.

Для тектонических блоков, которые по своим литолого-петрографическим признакам и возрасту не характерны для структурно-фациальной зоны, в пределах которой развит меланж, применяется дополнительное определение "экзотические".

Существует одна общая закономерность в строении серпентинитового меланжа. Имеется в виду полное отсутствие каких-либо иных, кроме тектонических, контактов как между компонентами и основной массой, так и между меланжем и вмещающими толщами. Повсеместное и непременное наличие тектонических контактов подчеркивают все без исключения исследователи, занимающиеся разработкой данного вопроса [Бейли, Блейк, 1969; Книппер, 1975; Хсю, 1976; Пейве, 1969]. Не является исключением и меланж Туркестано-Алая [Макарычев, Куренков, 1974; Макарычев, Штрейс, 1973]. В связи с этим в каждом конкретном случае данный вопрос подробно освещать предполагается нецелесообразным. Также необходимо отметить, что в дальнейшем речь будет идти о меланжах с серпентинитовым "цементом", в связи с чем определение "серпентинитовый" для краткости, как правило, опускается.

Офиолитовые комплексы разделяются на две главные группы: ненарушенные разрезы океанической коры и серпентинитовый меланж.

Применяемая в работе классификация меланжа основана на анализе состава компонентов по аналогии и в развитие схемы А.В. Пейве и его коллег [1974], предложенной для Урала. Согласно этим принципам меланж подразделяется на мономиктовый и полимиктовый.

Мономиктовым называется такой меланж, в составе которого тектонически перемешаны в основном породы меланократового фундамента.

Полимиктовый меланж характеризуется присутствием тектонических блоков самого разнообразного состава, в том числе и экзотических.

В работе выделяется еще одна разновидность – олигомиктовый меланж, занимающий промежуточное положение. Его состав определяется присутствием тектонических отторженцев и пород меланократового фундамента.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОФИОЛИТОВ АЛАЯ

Исследованиями последних лет доказано, что офиолиты Южного Тянь-Шаня – реликты океанической коры геологического прошлого [Буртман, 1976; Макарычев, 1974]. Как правило, они, и в особенности гипербазитовая часть ассоциации, интенсивно дислоцированы и образуют тектоническую формацию типа серпентинитового меланжа, развитую в большинстве складчатых областей мира [Пейве и др., 1974; Перфильев, Руженцев, 1973а,б]. В единичных случаях наблюдаются комплексы, в разрезах которых сохраняются ненарушенными первоначальные взаимоотношения между членами офиолитовой ассоциации [Макарычев, Висьневский, 1973]. В пределах рассматриваемой территории офиолиты концентрируются в основном в северных предгорьях Алайского хребта. Они встречаются также в северо-восточных отрогах хр. Кичик-Алай и на западе Туркестанского хребта (рис. 16).

К группе объектов с ненарушенным разрезом океанической коры прежде всего относятся Сарталинские офиолиты, в которых можно наблюдать первичное стратиграфическое налегание эффузивно-кремнистых отложений на породы меланократового фундамента (рис. 16, 1, 2). Этот офиолитовый комплекс, вероятнее всего, находится в аллохтонном залегании [Буртман, 1976; Буртман, Клишевич, 1972]. Аллохтон, расчлененный молодыми отложениями на Сохский и Сарталинский фрагменты, располагается в пределах Высоких предгорий Туркестано-Алая (рис. 16, 1, 2).

В междуречье Абшира и Акбуры, занимая значительную часть северо-восточных отрогов хр. Кичик-Алай, расположен Киргизатинский аллохтон (рис. 16, 3, 4). В отличие от Сарталинского он характеризуется большей тектонической нарушенностью, которая выражается в том, что породы меланократового фундамента превращены в серпентинитовый меланж. Тем не менее путем сравнения с разрезами ненарушенного типа здесь удается реконструировать первоначальную последовательность пород

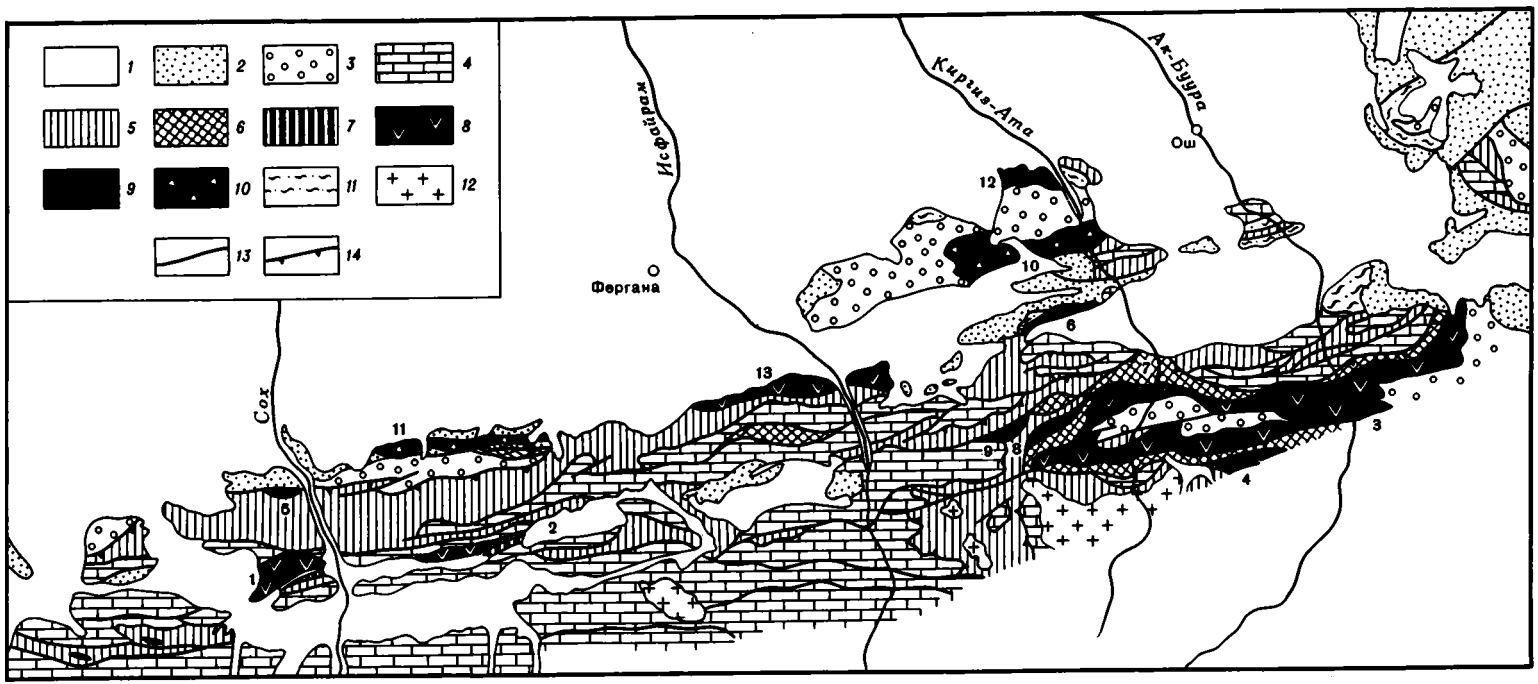


Рис. 16. Схема распространения пород офиолитовой ассоциации в герцинидах Туркестано-Алая

Цифры на схеме: *1—4* – офиолитовые аллохтоны: *1, 2* – Сарталинский (*1* – Сохский фрагмент, *2* – Сарталинский фрагмент), *3, 4* – Киргизатинский (*3*) и его Чугамский фрагмент (*4*), *5—9* – тектонические пластины и линзы серпентинитового меланжа моно- и олигомиктового составов: *5* – Кызылсайская, *6* – Наукатская, *7* – Шамшалинская, *8* – Джейранбельская, *9* – Абширская; *10—13* – фрагменты сутуры Туркестанского палеоокеана (меланж полимиктового состава): *10* – Восточнокарачатырский, *11* – Канский, *12* – Араванский, *13* – Учкургонский; *1* – четвертичные отложения; *2* – мезозойские отложения; *3* – неоавтохтон (C_2m_2–P): конгломераты, песчаники; *4—6* – автохтон: *4* – известняки, доломиты (S–C_2m_1), *5* – комплекс отложений континентального склона (S–D): глинистые сланцы, *6* – олистостромы (C_1n_1–C_2m_1): конгломерато-брекчии с олистолитами; *7—10* – породы офиолитового комплекса: *7* – меланократовый фундамент, *8* – отложения океанической стадии (O–C_1), *9* – моно- и олигомиктовый меланж, *10* – полимиктовый меланж; *11* – зеленые метаморфические сланцы; *12* – граниты; *13, 14* – разрывные нарушения: *13* – крупные надвиги, *14* – крутые

офиолитовой ассоциации. Это позволяет объединить Киргизатинский аллохтон в одну группу с Сарталинским. Офиолитовые аллохтоны, в той или иной степени нарушенные, составляют первый тектонический тип офиолитов Алая. Основная же часть офиолитовых фрагментов Южного Тянь-Шаня представлена серпентинитовым меланжем [Буртман, 1976; Буртман и др., 1973, 1974; Куренков, 1977, 1978б; Макарычев, Висьневский, 1973; Макарычев, Куренков, 1974; Макарычев, Штрейс, 1973; Сабдюшев, Усманов, 1971; Старцев, 1976; Христов, Христова, 1978].

Заканчивая общую характеристику офиолитовых комплексов Алая, можно сказать, что они распределяются в две основные группы: полные, недеформированные или слабодеформированные офиолитовые ассоциации, развитые в крупных аллохтонах, и интенсивно тектонизированные – серпентинитовый меланж мономиктового, олигомиктового и полимиктового составов.

ОФИОЛИТЫ ОХНИНСКО-ТАЛДЫКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Среди офиолитовых комплексов, приуроченных к Охнинско-Талдыкскому синклинорию, самую большую и интересную группу составляют офиолитовые аллохтоны с сохранившимися разрезами оксанической коры (рис. 16). Они приурочены к погруженным частям синклинория (Сарталинская и Киргизатинская синформы, Кызкурганская чешуйчато-покровная зона). В виде тектонических пластин и линз, а также в плоскостях дизъюнктивных нарушений встречаются различные типы серпентинитового меланжа.

Сарталинская синформа

Сарталинская синформная складка располагается в Высоких предгорьях Алая в междуречье Исфара–Шахимардан (см. рис. 2). Участвующие в ее строении офиолиты представлены различными типами.

Офиолитовый аллохтон

Сарталинский аллохтон располагается на южных склонах кулисообразно расположенных хребтов Катрантау и Катранбаши (см. рис. 7). Офиолиты слагают покров, тектонически залегающий на терригенных отложениях силура и полимиктовых олистостромах. Ультраосновные породы, а также ассоциирующие с ними эффузивы хорошо изучены. Это связано с тем, что рассматриваемая территория охвачена большим количеством геологических съемок, в том числе и крупномасштабных. В этих работах принимала участие большая группа геологов Южно-Киргизской геологической экспедиции. Были выявлены основные площади развития пород офиолитовой ассоциации, показаны тектонические взаимоотношения между отдельными ее членами. В целом же геологами-съемщиками принималась традиционная точка зрения на интрузивное происхождение ультраосновных и основных пород.

Концепция многоэтапного интрузивного внедрения была разработана в результате проводившихся в течение многих лет специальных петрографических исследований [Висьневский, 1953, 1958; Висьневский, Халматов, 1965; Пояркова, 1969, 1970; Халматов, 1957; Хамрабаев, 1958; Хамрабаев и др., 1965]. За исключением некоторых частных расхождений, большинство исследователей придерживаются точки зрения, впервые предложенной Я.С. Висьневским и детально разработанной Э.В. Поярковой [1969]. Смысл этой схемы сводится к тому, что Сарталинские ультраосновные и основные породы имеют интрузивное происхождение и относятся к типу расслоенных интрузий с внедрением в три этапа. Гипербазиты первой фазы внедрения, наиболее древние, в настоящий момент представлены серпентинитами и в значительной степени серпентинизированными перидотитами. На втором этапе произошло внедрение слабо серпентинизированных дунитов, верлитов и вебстеритов. Третьему этапу отвечают породы габброидного состава. Внедрение интрузивного комплекса происходило в карбоне, вмещающими для него были вулканогенно-кремнистые толщи.

В некоторой степени со структурных позиций начато изучение Сарталинских офиолитов в связи с разработкой концепции глубинных разломов. Д.П. Резвой [1959, 1960, 1969, 1973] и А.В. Алексеенко [1968, 1969] высказали мнение, что появление основных и ультраосновных пород в урочище Сартале обусловлено существованием южной ветви Южно-Тяньшаньского глубинного разлома. С ним же связывалось накопление эффузивных толщ основного состава. Все вместе позволило им считать, что Сарталинские офиолиты слагают ядро крупного антиклинория.

Постепенное выявление главенствующего значения тектонических покровов в строении Туркестано-Алая позволило Г.С. Поршнякову [1973] предположить, что Сарталинские вулканогенно-кремнистые отложения находятся в аллохтонном залегании и слагают один из шарьяжей. Г.С. Поршняков допускает возможность выдавливания покровов в двух направлениях. В этом случае Сартале рассматривается в качестве корневой зоны. При такой трактовке структурного положения офиолитов логичным выглядит выделение их в качестве ядерной части крупной тектонической единицы – Охтинско-Талдыкского синклинория.

В.С. Буртман и В.Л. Клишевич [1972] впервые высказали предположение о том, что в аллохтонном залегании находятся не только вулканиты, являющиеся верхним членом офиолитовой ассоциации, но и весь офиолитовый комплекс.

Дальнейшее изучение Сарталинских офиолитов показало, что их разрез правомочно сопоставлять с разрезом океанической коры [Макарычев, 1974; Макарычев, Висьневский, 1973]. В отношении их структурного положения Г.И. Макарычев неоднократно высказывал мнение, что в современную структуру породы попали по надвигу в результате общего перемещения горных масс с юга на север.

Молодыми отложениями Сарталинский аллохтон разделен на четыре участка: Сохский, Заркарский, Каракольский, Надирский (см. рис. 7, *а, в, д, е* соответственно). Три последних участка располагаются на южном склоне хр. Катранбаши. Протяженность Сарталинского аллохтона достигает 70 км, ширина не превышает 10 км.

В Надирском участке представляется возможным детально изучить строение разреза офиолитовой ассоциации. В основании аллохтона залегает небольшой мощности горизонт, сложенный серпентинитовым меланжем мощностью 25–30 м. Выше располагается разрез, основная часть петрографических описаний которого сделана Я.С. Висьневским. На меланжированных гипербазитах (снизу вверх) залегают (рис. 17, *В*) три основных горизонта.

1. Черные серпентинизированные дуниты и перидотиты (верлиты). Дуниты обладают отчетливо выраженной идиоморфнозернистой структурой. Состоят в основном из заметно серпентинизированного оливина со сплошной рудной запыленностью по периферии зерен. Пироксен моноклинный, ксеноморфный, нередко баститизированный (до 10%). Наблюдаются доли процента красноватой роговой обманки и красноватого флогопита, переходящего в ярко-зеленый хлорит. Верлиты характеризуются присутствием в породе совершенно свежего ксеноморфного моноклинного пироксена (35–40%). Оливин идиоморфен, полностью серпентинизирован, рудных просечек не наблюдается. В небольших количествах в породе присутствует красноватый флогопит и измененный плагиоклаз. В виде небольших по размеру (первые метры, реже десятки метров), овальных в плане участков, напоминающих шлировые выделения, встречаются пироксениты – вебстериты. Для них характерно преобладание ромбического пироксена над диаллагом и присутствие заметного количества идиоморфного измененного плагиоклаза.

В вебстеритах нередко наблюдается процесс родингитизации, который выражен постепенным исчезновением в центральных участках кристаллической структуры и появлением породы скрытокристаллического землистого облика. Иными словами, гигантокристаллические разности вебстеритов, слагающие периферийные части пироксенитовых участков, постепенно к центру замещаются на мелкокристаллические разности. Одновременно с этим наблюдается осветление породы. В тот момент, когда порода приобретает светлый серовато-зеленый цвет, границы между кристаллами

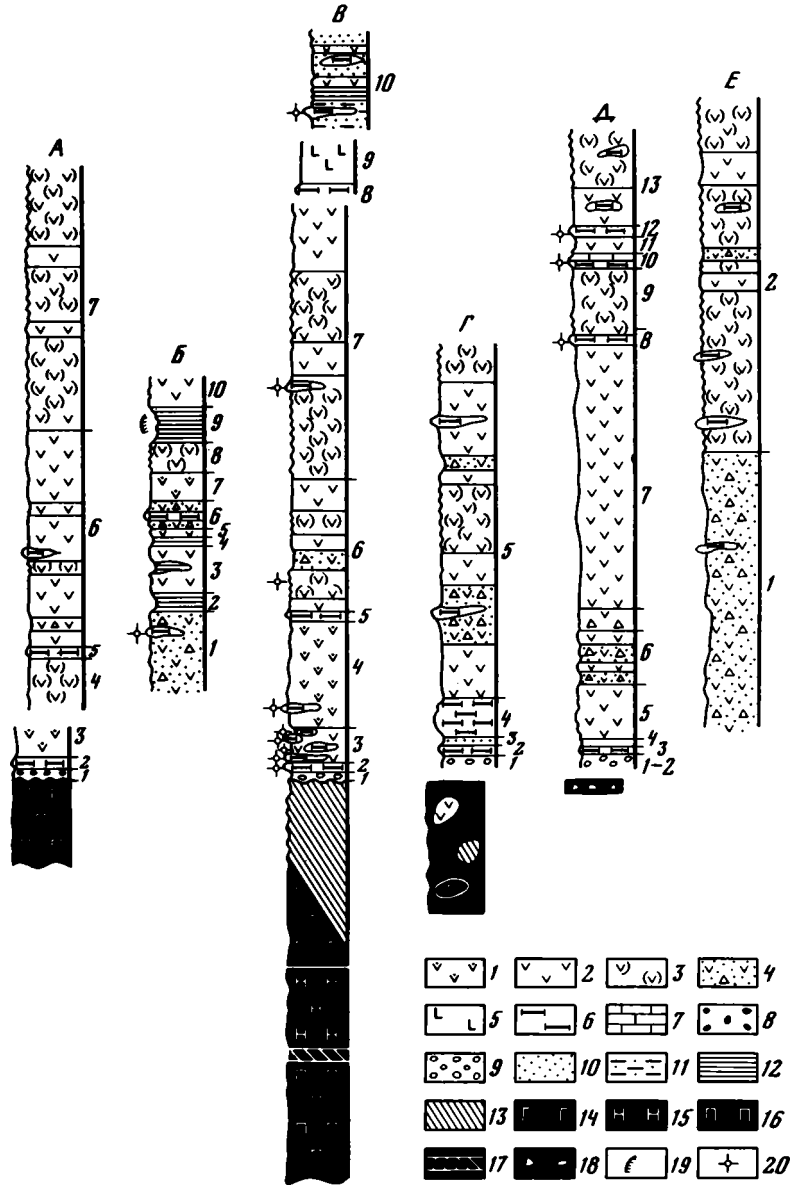


Рис. 17. Стратиграфические разрезы Сарталинского (А,Б,В) и Киргизатинского (Г,Д,Е) офиолитовых аллохтонов

А – Сох, Б – Каратепе, В – Надиркан, Г – Шамшалы, Д – Берксу, Е – Чиле; *1–12* – отложения океанической стадии: *1* – пикритовые порфириты, *2, 3* – спилиты, диабазы, базальтовые порфириты (*2* – массивные, *3* – с подушечной отдельностью), *4* – гиалокластиты, *5* – плагиоклазовые порфириты, *6* – кремни и яшмы, *7* – известняки, *8,9* – базальные конгломераты (*8* – серпентинитового состава, *9* – габбро-диабазового состава), *10* – песчаники, *11* – алевролиты, *12* – глинистые сланцы; *13–18* – породы меланократового фундамента: *13* – комплекс габбро-диабазовых даек, *14* – амфиболовое габбро, *15* – габбро-нориты, *16* – дунит-гарцбургитовый комплекс, *17* – зона насыщения гарцбургитов плагиоклазом, *18* – серпентинитовый меланж; *19, 20* – местонахождения ископаемой фауны: *19* – граптолиты, *20* – радиолярии

исчезают – порода становится скрытокристаллической. При микроскопическом анализе удается установить, что она состоит из хлорита, бурого гидрограната, везувиана и редких фенокристов диаллага.

Мощность гипербазитового слоя не превышает 150 м.

Постепенно вверх, через зону плагиоклазовых перидотитов (15–20 м мощностью), серпентинизированные гипербазиты переходят в габброиды.

2. Габброиды, представленные такситовым, массивным и полосчатым габбро. Зона перехода имеет мощность 15–20 м и выглядит следующим образом. В массивных серпентинизированных перидотитах появляются мелкие лейсты плагиоклаза. Этот процесс сопровождается выделением мелких зернышек пироксена и значительного количества хлорита. Вверх по разрезу происходит постепенное, но крайне неравномерное увеличение как крупности лейст плагиоклаза, так и их количества в породе. Крупные выделения плагиоклаза обычно соссюритизированы и пренитизированы.

Таким образом, нарастание количества лейкократовых минералов в серпентинизированных ультраосновных породах приводит к образованию плагиоклазовых перидотитов, а затем и такситового габбро. Такситовое габбро переходит в массивное, которое представлено габбро-норитами. Нориты состоят из относительно свежего диаллага, полностью баститизированного ромбического пироксена, соссюритизированного и родингитизированного (мелкозернистые агрегаты граната и тонкие прожилки везувиана) плагиоклаза. Неизмененный плагиоклаз встречается редко. В локальных участках наблюдается интенсивная пренитизация, нередко приводящая к образованию породы, которая сплошь состоит из пренита в радиальных и сферолитовых сростках.

Верхнюю часть рассматриваемого слоя составляет габбро, в большинстве своем роговообманковое; для габбро характерна полосчатость, выраженная чередованием лейкократовых и меланократовых разностей. Среди меланократовых пород выделяется соссюритовое габбро с большим количеством темноцветных минералов: светло-зеленая роговая обманка, наблюдающаяся обычно в виде игольчатых сростков, вторичная роговая обманка, а также пренит в виде тонких прожилков. Плагиоклаз идиоморфный, в значительной степени соссюритизирован и пренитизирован. В целом для описываемых габбро характерна офитоидная структура.

В лейкократовых разностях преобладает относительно свежий плагиоклаз, по которому все же наблюдается альбитизация, соссюритизация и пренитизация, но в значительно меньшей степени, чем это отмечалось в меланократовых амфиболовых габбро. Кроме свежего плагиоклаза, в породе наблюдаются кристаллы диаллага и скопления мелкоигольчатого тремолита в лучистых сростках. В этих габбро явно преобладают породы с габброидной структурой.

Общая черта полосчатых габбро – отсутствие ромбического пироксена, акцессориев и рудных минералов.

Максимальная наблюдаемая в пределах Сарталинского аллохтона мощность слоя габброидов не превышает 200 м.

3. Габбро-диабазы, слагающие серию даек, вложенных одна в другую (комплекс параллельных даек):

а) крупнозернистый диабаз с офитоидной структурой; плагиоклаз, лейсты которого могут достигать 4–6 мм, практически полностью соссюритизирован и пренитизирован. Лейсты нередко имеют радиально-лучистое расположение. Пироксен, также в крупных зернах (до 8 мм), как правило, находится в сростках с лейстами плагиоклаза. В интерстициях часто развивается тонкочешуйчатый зеленый хлорит, нередко в ассоциации с пумпеллеитом. В породе много скелетных зерен ильменита, обычно замещенных лейкоксеном. Пироксен иногда замещается волокнистым хлоритом;

б) крупнозернистый роговообманковый габбро-диабаз с типичной офитоидной структурой. Плагиоклаз, особенно крупные кристаллы, как правило, альбитизирован и соссюритизирован. Роговая обманка образует крупные зерна (до 8 мм), отличается слабой окраской, в единичных случаях содержит реликты пироксена; она явно вторичная, наблюдается в виде мелкоигольчатых скоплений.

Рассмотренные крупнозернистые габбро-диабазы слагают нижнюю часть дайкового комплекса, достигая мощности 60–65 м.

Верхняя часть комплекса сложена средне- и мелкозернистыми габбро-диабазами:

а) уралитовый габбро-диабаз. Порода состоит в основном из вторичной волокнистой роговой обманки светло-зеленого цвета. Наблюдаются редкие лейсты альбитизированного плагиоклаза и еще более редкие зерна свежего пироксена. По расположению удлиненных кристаллов роговой обманки отчетливо вырисовывается радиально-лучистая структура;

б) габбро-диабаз и крупнозернистый диабаз с радиально-лучистым расположением лейст плагиоклаза. Пироксен присутствует в виде крупных ксеноморфных зерен. Наблюдаются участки замещения его волокнистым амфиболом, хлоритом, и, возможно, серпентином;

в) оливиновый крупнозернистый диабаз с радиально-лучистым расположением удлиненных лейст плагиоклаза и совершенно свежим пироксеном. Оливин полностью серпентинизирован. Мощность этой части комплекса 80 м.

Кроме вариолитовой структуры, наблюдающейся в рассматриваемых породах как бы в увеличенном масштабе, появляется также шарообразная отдельность, напоминающая подушечную. Все это позволяет высказать мнение, что вторая часть дайкового комплекса представляет собой не что иное, как более верхние, приближенные к апикальным части даек. Мощность отдельных даек не превышает первых метров, а внутри каждой из них наблюдается закономерная смена крупнозернистых пород более мелкозернистыми от центра к краям.

Из приведенного выше описания видно, что набор пород, а также их взаимоотношения, как это было впервые отмечено Г.И. Макарычевым, позволяют сравнить основание разреза Сарталинского аллохтона с разрезом меланократового фундамента [Марков, 1975]. Следует также обратить внимание на крайне незначительные мощности габброидов и габбро-диабазов.

На меланократовом фундаменте залегает толща вулканогенно-кремнистого состава. В результате молодых тектонических подвижек в настоящий момент контакт между породами фундамента и вышележащей толщей оказался подорванным, но, принимая во внимание незначительную амплитуду нарушения, а также присутствие базальных конгломератов в основании эффузивной толщи, можно не придавать принципиального значения данному тектоническому нарушению. Поэтому мы можем считать, что приводимый ниже разрез вулканогенно-кремнистой толщи залегает на меланократовом фундаменте со стратиграфическим несогласием.

В центральной части Надирского участка (Надиркан) в сечении, по которому производилось описание строения меланократового фундамента, группой исследователей, в том числе и автором, изучался разрез, залегающий на фундаменте толщи. Стратиграфическое расчленение толщи произведено на основании изучения радиолярий, определения которых сделал Б.Б. Назаров. Результаты этих исследований обобщены в коллективной статье [Буртман и др., 1977], материалы которой положены в основу приводимого ниже описания (снизу вверх; см. рис. 5, *В*):

Мощность, м

1. Чередующиеся конгломераты и кремнистые породы. Конгломераты состоят из окатанной и полуокатанной гальки, средние размеры которой составляют 2–3 см. В гальках наблюдается явное преобладание габбро-диабазов. В единичных случаях присутствует галька габброидного и ультраосновного составов. Цемент породы песчано-глинистый типа облекания. Среди конгломератов в виде прослоев, мощность которых обычно не превышает 1 м, наблюдаются сургучные яшмы, кремнисто-глинистые и кремнисто-алевритистые породы с чешуйками серицита и многочисленными кварцевыми прожилками. Породы обычно отличаются значительной гематитизацией 5–6

2. Кремнисто-железистые породы, представленные переслаиванием тонкослоистых зеленых, желтых и красных яшм с кремнистыми породами, в которых присутствует значительное количество железистого материала. Верхняя часть пачки сложена железистыми яшмоидами красного и зеленого цветов. В нижней части пачки обнаружены организмы неясного систематического положения – Ulcundia sp. – вероятный ордовик 20

Мощность, м

3. Базальтовые порфириты и пироксеновые вариолиты с подушечной отдельностью. В нижней части пачки в линзах яшмоидов содержатся радиолярии раннего–среднего ордовика: Entactinosphaera aff. inconstans Naz., Entactinia ex gr. complanata Naz., E. ex gr. unica Naz., а также Ulcundia sp. inconperta Naz. В верхней части пачки, также в линзе яшмоидов, встречены ордовикские Polyentactinia sp., Ulcundia sp. 35

4. Черные пикритовые порфириты с мелкой шаровой отдельностью. Породы сложены редкими игольчатыми лейстами плагиоклаза размером до 1 мм, между которыми располагается бурая масса тонкодисперсного пироксена. Не менее 30% породы составляют идиоморфные кристаллы оливина (размером 0,1–1 мм), большей частью серпентинизированного и карбонатизированного. Пикриты обладают отчётливо выраженной вариолитовой структурой. В линзе яшмоидов, располагающейся в средней части пачки, обнаружены Entactinia ex gr. complanata Naz., Ulcundia sp.–ранний–средний ордовик 120

5. Яшмы и яшмоиды тонкослоистые. Слоистость обусловлена чередованием разноокрашенных прослоев, среди которых преобладают зеленовато-серые и серые цвета. Редко наблюдаются красные яшмы 8

6. Спилиты, вариолиты, диабазы, микродиабазы. Микродиабазы имеют микродиабазовую основную массу с большим количеством свежего пироксена и мелкими вкрапленниками вторичного сфена. Диабазы и диабазовые порфириты состоят из микродиабазовой основной массы и обильных выделений плагиоклаза (лейсты до 4 мм в порфиритах) и пироксена (размер зерен от 0,1 до 2,5 мм). В основной массе присутствует вторичный амфибол. В миндалекаменных разностях наблюдается хлоритовое и карбонатно-хлоритовое выполнение миндалин.

Спилиты сходны с микродиабазами: аналогичная основная масса, отличающаяся обильным выделением расщепленных лейст плагиоклаза наряду со свежим пироксеном. Кроме того, встречаются порфировые выделения плагиоклаза и полностью карбонатизированного оливина. Редкие миндалины выполнены хлоритом.

Вариолиты отличаются от спилитов радиально-лучистым расположением мелких, расщепленных на концах лейст плагиоклаза.

В виде отдельных прослоев небольшой мощности присутствуют гиалокластиты основного состава. Линзы, максимальная мощность которых не выходит за пределы 5 м, представлены кремнисто-глинистыми породами, кремнями и сургучными яшмами.

В целом для описываемой пачки, особенно для ее нижней части, характерна хорошо выраженная подушечная отдельность, по которой удается определить нормальное залегание пород.

В 20 м от подошвы пачки в одной из кремнистых линз обнаружены среднепалеозойские сферические радиолярии плохой сохранности, принадлежащие к семейству Entactiniidae–Entactinia sp. и др. – поздний силур – ранний девон 150

7. Спилиты и диабазы, аналогичные рассмотренным в пачке 6. Для спилитов характерна подушечная отдельность. В 100 м от подошвы пачки в линзе яшмоидов содержатся сферические радиолярии, аналогичные описанным в пачке 6. В 150 м от подошвы в кремнистом прослое собраны Sphaeroidea среднепалеозойского облика 300

8. Линзовидные прослои красных и зеленых, реже зеленовато-серых, кремней и яшм. В слое собраны многочисленные радиолярии плохой сохранности . . . . . Максимальная 7

9. Плагиоклазовые порфириты. Микроскопическое изучение показало, что породы отличаются сильными вторичными изменениями, особенно отразившимися на порфировых выделениях плагиоклаза. В целом породы имеют состав, соответствующий основному 60

Пачка, вероятно завершающая разрез отложений, залегающих на меланократовом фундаменте, известна в районе Каракольского участка:

Мощность, м

10. Песчано-глинистые породы с линзовидными прослоями кремней и отдельными покровами диабазов и спилитов небольшой мощности. Эффузивы аналогичны описанным в пачке 6, от которых отличаются преобладанием миндалекаменных разностей. Песчаники в основном представлены граувакками, глинистые породы – черными и темно-серыми аргиллитами. Присутствуют прослои агломерат-туфов с обломками миндалекаменных спилитов и крупнозернистых диабазов. В линзе зеленовато-серых кремней обнаружены палеозойские радиолярии плохой сохранности (Sphaeroidea – PZ s.l.) 80

Таким образом, на меланократовом фундаменте с базальными конгломератами в основании залегает толща, нижняя часть разреза которой представлена существенно кремнистыми породами с радиоляритами ордовикского возраста. Силурийско-нижнедевонская часть толщи начинается излияниями лав ультраосновного состава и постепенно вверх через спилито-диабазовые породы раскисляется до плагиоклазовых порфиритов. Разрез венчается существенно терригенной пачкой, что, скорее всего, свидетельствует о прекращении эффузивной деятельности, вероятно, в верхнем девоне.

Возраст вулканогенных отложений, определенный по радиоляриям, собранным в разрезе Надиркан, согласуется с находками граптолитов, которые были сделаны в пределах Заркарского участка [Буртман и др., 1977] в сечении, расположенном около родника Каратапе, в 12 км западнее приведенного выше разреза. По подушечной отдельности в диабазах определяется опрокинутое залегание пород. В связи с этим видимая здесь часть разреза описывается в восстановленной нормальной последовательности (см. рис. 17, *Б*):

Мощность, м

1. Гиалокластиты с прослоями туфобрекчий и вулканомиктовых песчаников и линзами кремней. В одной из линз встречены Entactinia ex gr. elongata Naz. – вероятный ордовик 80
2. Серые и зеленовато-серые глинистые сланцы со значительным количеством серицита 20
3. Миндалекаменные диабазы с линзами черных аргиллитов и алевролитов 50
4. Зеленовато-серые глинисто-серицитовые сланцы 10
5. Массивные мелкокристаллические диабазы 10
6. Гиалокластиты с линзовидными прослоями яшм 30
7. Пикритовые порфириты 30
8. Массивные и подушечные мелкокристаллические диабазы с редкими линзами кремнистых алевролитов 30
9. Кремнистые и филлитовидные сланцы с редкими линзами зеленых яшм. В 30 м от подошвы пачки В.П. Чернышук собрал в сланцах Glyptograptus sp. indet, Rhaphidograptus sp. indet (всего восемь экземпляров), по определению Р.Е. Риненберг – нижний–средний лландовери 40
10. Мелкокристаллические массивные диабазы 20

Остальная часть разреза тектонически срезана меланжированными серпентинитами.

В строении Сохского фрагмента аллохтона обращает на себя внимание резкая редуцированность габброидного слоя (максимальная мощность не превышает 10 м), а местами и полное его отсутствие, так же как дайкового комплекса габбро-диабазового состава (наблюдается только в высыпках). Видимая мощность обнаженной части фундамента составляет 35–40 м.

На серпентинизированных перидотитах снизу вверх залегают (см. рис. 17, *А*):

Мощность, м

1. Темно-серые и зеленовато-серые тонкослоистые песчаники и гравелиты серпентинитового состава. Наблюдается редкая галька серпентинитов размером до 2 см. Цемент породы серпентинитовый и карбонатно-серпентинитовый. Песчаники и гравелиты переслаиваются с тонкими пропластками кремнистых пород, мощность которых составляет первые сантиметры 2–4
2. Тонкослоистые зеленые и красные яшмы, серые кремни 15
3. Черные и темно-серые пикритовые порфириты с характерной мелкой подушечной отдельностью 45

Мощность пикритов не является полной, так как верхние горизонты пачки срезаны тектонически внедренным серпентинитовым меланжем. Тем не менее, опираясь на последовательность пород, установленную в непрерывно обнаженном разрезе Надиркан, с некоторой долей условности мы можем надстраивать пикриты породами, следующими в разрезе за меланжем:

4. Зеленовато-серые, серые и голубовато-серые спилиты и микродиабазы с подушечной отдельностью 60
5. Линзовидные прослои зеленых и красных кремней и яшм 12–15
6. Спилиты и диабазы преимущественно массивные, с прослоями гиалокластитов 250
7. Спилиты и диабазы с подушечной отдельностью 300

На основании приведенных выше описаний основных разрезов Сарталинского аллохтона можно выделить некоторые особенности его строения. Прежде всего они связаны с той частью меланократового фундамента, которая выведена на поверхность. Обращают на себя внимание малые мощности габброидного слоя и комплекса параллельных даек.

Породы океанической стадии залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на фундаменте, что выражается в постепенном срезании конгломератами дайкового комплекса и габброидов. Вероятно, несогласие было небольшим, так как мощность конгломератов невелика, а срезание происходит на расстоянии 25–30 км. Тем не менее несогласие нашло отражение в составе конгломератов, который нахо-

дится в прямой зависимости от подстилающих пород. Например, на западе (Сохский участок) базальные слои сложены песчаниками и гравелитами серпентинитового состава, а в центральной части Сарталинского массива (Надирский участок) в обломочном материале преобладают габбро-диабазы. Совокупность этих данных позволяет предположить, что к началу ордовика меланократовый фундамент испытывал деформации.

Возраст вулканогенно-кремнистой толщи на протяжении многих лет вызывал споры. Большинство исследователей, вслед за Г.С. Поршняковым, относили и относят толщу к среднему и верхнему девону на основании литологических аналогий с породами араванской свиты, для которой девонский возраст можно считать доказанным [Каледа, 1960]. После находок силурийских граптолитов, сделанных В.С. Сафиным, мнения разделились: одни исследователи стали относить эффузивы к силуру (Э.В. Пояркова), другие же, в том числе Г.С. Поршняков, продолжали считать толщу девонской, основываясь на том факте, что вулканиты надвинуты на граптолитовые сланцы и, следовательно, возраст последней не имеет никакого отношения к возрасту вулканогенно-кремнистой толщи.

Г.И. Макарычев [1974] одним из первых высказал мнение о нижнепалеозойском возрасте сарталинских вулканитов.

Новые данные показывают, что частично оказались правильными почти все точки зрения на возраст Сарталинской вулканогенно-кремнистой толщи. Как уже отмечалось выше, в ее состав входят конденсированные отложения ордовика и существенно эффузивный разрез силурийско-нижнедевонского возраста. Здесь еще следует обратить внимание на то, что верхняя часть толщи, около 400 м мощностью, пока плохо охарактеризована палеонтологически. Вероятно, мы вправе ожидать в разрезе отложений среднего и, возможно, верхнего девона.

Внутренняя структура Сарталинского аллохтона не отличается простотой. Детальное изучение показывает, что аллохтон имеет чешуйчато-складчатое строение (см. рис. 14). Породы офиолитовой ассоциации смяты в крупную синклинальную складку, вероятно осложненную небольшим антиклинальным подворотом на южном крыле. Складка нарушена крутым надвигом или серией чешуйчатых надвигов (как это наблюдается в ряде мест), плоскости которых имеют южное падение под углами до 60–65°. По надвигам на поверхность выжимался залегающий в основании серпентинизированный гипербазитовый материал, превращаясь при этом в серпентинитовый меланж.

В пределах Сохского участка аллохтона офиолиты смяты в синклинальную складку с достаточно пологими углами падения на южном крыле и с запрокидыванием слоев на северном (рис. 18). Эта часть аллохтона не нарушена вторичными надвигами. Такое различие во внутренней структуре единого массива, вероятно, связано с более интенсивным сжатием в районе Заркарского, Надирского и Каракольского участков.

На структурное положение Сарталинских офиолитов не существует единой точки зрения. Д.П. Резвой и А.В. Алексеенко считают, что интрузивные и экструзивные породы слагают ядро антиклинория, образование которого связывается с длительным развитием вертикального глубинного разлома. С существованием антиклинория соглашается Г.И. Макарычев [1974], но в отличие от предыдущих авторов объясняет появление офиолитов в структуре надвиганием их в северном направлении. С точки зрения Г.С. Поршнякова, здесь располагается ядерная часть Охинско-Талдыкского синклинория, которая служила центром веерообразного разваливания структуры в двух направлениях. В.С. Буртман трактует Сарталинские офиолиты как останец доскладчатого покрова, перемещенного с севера и смятого в синформную складку.

Противоречивость мнений свидетельствует прежде всего о том, что фактов явно не хватает для однозначного решения. Как уже было оговорено выше, автор придерживается мнения об аллохтонности Сарталинских офиолитов. Не вдаваясь пока в проблему направления перемещения, рассмотрим факты, свидетельствующие в пользу того или иного мнения.

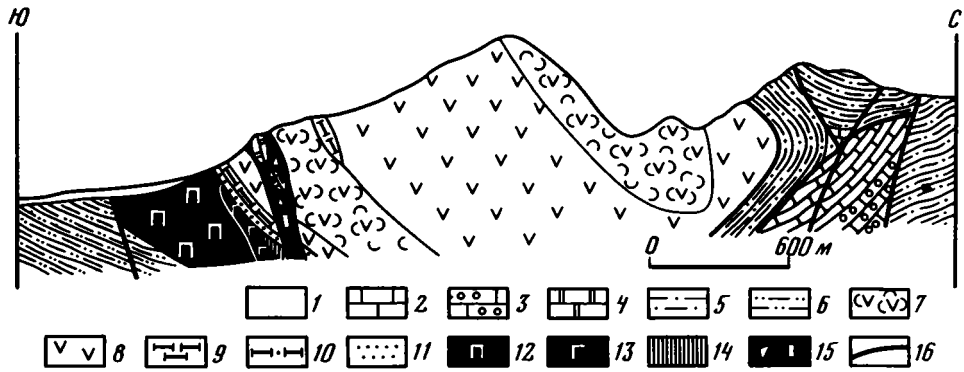


Рис. 18. Геологический разрез (по линии II–II′) Сохского фрагмента Сарталинского аллохтона
1 – четвертичные отложения; *2* – нижний карбон: известняки; *3* – верхний девон – визейский ярус: обломочные известняки; *4* – вероятный средний девон: доломитизированные известняки; *5, 6* – силурийская система: *5* – венлокский–лудловский ярусы, пульгонская свита: глинистые сланцы, песчаники, алевролиты с прослоями известняков и эффузивов, *6* – лландоверийский ярус: конгломераты, глинистые и кремнистые сланцы; *7–14* – породы офиолитовой ассоциации: *7, 8* – силур – нижний девон: спилиты и диабазы массивные (*7*) и подушечные (*8*), *9* – кремни и яшмоиды, *10, 11* – конденсированные отложения ордовика (?) (*10* – кремни, радиоляриты, яшмы, *11* – песчаники и гравелиты серпентинитового состава), *12* – серпентинизированные перидотиты, *13* – таситовые габбро, *14* – дайковый комплекс: габбро-диабазы; *15* – серпентинитовый меланж; *16* – разрывные нарушения

Южное крыло складки ограничено вертикальным сбросом, по которому оказались приподнятыми отложения автохтона (Ишметау), моноклинально падающие на север (рис. 18). На южном крыле хр. Катранбаши от самых его подножий наблюдается моноклинально падающий в северном направлении офиолитовый разрез, в основании имеющий меланж. Горизонт, им сложенный, также погружается в северном направлении. Непосредственный контакт с известняками задернован (20 м). В ряде мест между известняками и низами офиолитового разреза наблюдаются фрагменты вулканогенно-кремнистой толщи. Вероятно, их появление следует связывать с некогда существовавшей здесь запрокинутой антиклинальной складкой, ядро которой в современной структуре сильно нарушено.

Северное крыло структуры осложнено вторичным надвигом (40–70°), по которому выжат серпентинитовый меланж. На известняках хр. Катранбаши (автохтон) залегает тектоническая пластина, сложенная олистостромами. Они имеют тектонический контакт с известняками автохтона, который представлен надвигом. Его плоскость имеет падения от средних до запрокинутых.

Таким образом, в пользу аллохтонности свидетельствуют синформность структуры и косвенные данные: 1) наличие под офиолитами сплошного высокоомного горизонта [Поршняков, 1973]; 2) в составе меланжа Сохского участка имеются блоки, вероятнее всего оторгнутые от автохтона при вертикальных перемещениях по сбросу.

Некоторые фациальные различия в палеозойских породах, обнажающихся по обе стороны от массива, а также синклинальная складка в Ишметауской структуре свидетельствуют против аллохтонности залегания Сарталинских офиолитов. Не исключено, что существующие противоречия обусловлены сильным сжатием, имевшим здесь место, в результате чего оказались тесно сближенными достаточно удаленные одна от другой структурно-формационные зоны. Немаловажную роль сыграли и вертикальные сбросы, благодаря которым сближенные зоны наблюдаются на разных уровнях эрозионного среза. Очевидно, ответ мы сможем получить, лишь наблюдая замыкание структуры, и в случае синформной складки это будет центриклинальное замыкание. Такое замыкание наблюдается в пределах Киргизатинского аллохтона.

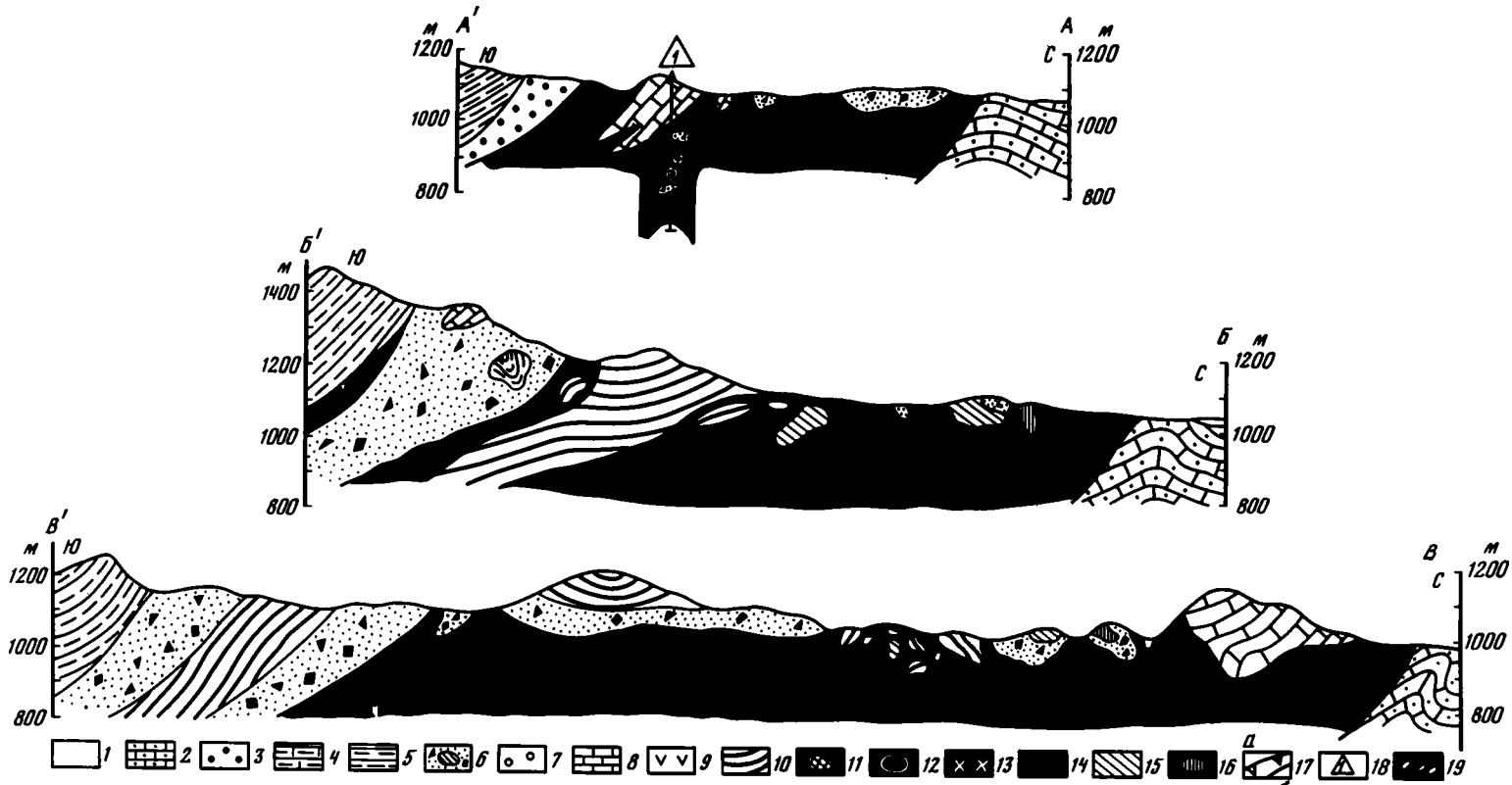


Рис. 19. Геологические разрезы к схематической карте Канского серпентинитового меланжа

1 – четвертичные отложения; *2* – верхнемеловые отложения: известняки, аргиллиты; *3* – юрские отложения: конгломераты, песчаники; *4* – средний карбон, башкирский ярус – нижнемосковский подъярус: песчаники, конгломераты, песчанистые известняки; *5* – нижний карбон, верхненамюрский подъярус: кремнистые и песчанистые известняки, песчаники, кремнистые породы; *6* – нижний карбон, намюрский ярус – средний карбон, нижнемосковский подъярус, олистостромы: хаотические конгломерато-брекчии; *7* – нижний карбон, визейский ярус: брекчированные известняки; *8* – девонские отложения: известняки; *9* – силурийско-девонские отложения: спилиты и диабазы; *10* – верхний рифей (?), канская свита: зеленые метаморфические сланцы; *11* – габбро-пегматиты; *12* – амфиболовое соссюритизированное габбро; *13* – родингиты; *14* – тектонизированные серпентиниты; *15* – офикальциты; *16* – лиственниты; *17* – разрывные нарушения: *а* – надвиги, *б* – сбросы; *18* –местоположения скважин; *19* – компоненты меланжа, не выражающиеся в масштабе; местоположение разрезов см. на рис. 22

Заканчивая описание Сарталинского офиолитового аллохтона, хотелось бы еще раз подчеркнуть, что он является уникальным для всего Южного Тянь-Шаня объектом, в котором сохранились первичные взаимоотношения между породами меланократового фундамента и вулканогенно-кремнистой толщей.

Мономиктовый меланж

Разновидность серпентинитового меланжа мономиктового состава приурочена к Сарталинскому аллохтону (см. рис. 7, *ж*). Здесь меланж представляет собой специфическую тектоническую брекчию, которая состоит из блоков шарообразной формы. Блоки-шары обычно тесно прижаты друг к другу, так что практически не остается пространства для "цементирующей" массы перетертых серпентинитов. Размеры шаров варьируют от 0,5 до 2–4 м. Их поверхности хорошо отполированы. Сами же породы, производящие первоначальное впечатление массивных, легко при ударе молотком раскалываются на мелкую щебенку. В блоках преобладают в различной степени серпентинизированные перидотиты и дуниты, а также баститовые серпентиниты. В них еще сохраняется перидотитовая структура, нередко встречаются относительно свежие, т.е. слабо затронутые серпентинизацией зерна оливина и пироксена. Очень характерно присутствие бастита. Реже встречаются серпентинизированные и баститизированные пироксениты. В единичных случаях наблюдаются блоки (размером в первые десятки метров) карбонатизированных серпентинитов (офикальцитов) и такситовое габбро.

Рассматриваемый меланж слагает небольшой мощности тектонический горизонт (25–30 м), залегающий в основании Сарталинского аллохтона (см. рис. 14).

Таким образом, в строении данного мономиктового меланжа отмечается следующее: 1) резкое преобладание количества тектонических блоков над основной массой, которая составляет первые проценты от общей массы меланжа; 2) размеры тектонических блоков не выходят за пределы нескольких метров.

Олигомиктовый меланж

В центральной части Сарталинской синформы располагается зона переменной ширины (от 0 до 300 м), которая сложена серпентинитовым меланжем (см. рис. 7, *г*).

Основная масса представлена тектонизированными серпентинитами пород, которые сложены гарцбургитами, в различной степени серпентинизированными, амфиболовым габбро, габбро-диабазами. Встречаются единичные блоки, сложенные эффузивами основного состава, преимущественно спилитами и диабазами. В пределах Каракольского участка аллохтона известен блок, представленный основными туфами с линзой кремней. Состав включений, а также их пространственная близость к вулканогенно-кремнистым толщам, среди которых рассматриваемый меланж располагается, не оставляют сомнений в том, что они представляют собой тектонические отторженцы окружающих пород. Число блоков невелико, и матрица доминирует в данном меланже. Олигомиктовый меланж выведен на поверхность вдоль плоскости надвига, осложнившего синформную складку (см. рис. 14). Очевидно, в процессе надвигания происходило образование и вовлечение тектонических отторженцев в мономиктовый меланж, который располагался первоначально в основании аллохтона, а затем выдавливался по надвигу.

Полимиктовый меланж

Джамбулакская зона меланжа располагается на левобережье р. Сох, в 2 км западнее небольшого горного массива Кунгурчоку (см. рис. 7, *б*). Она рассекает Сохский фрагмент Сарталинского аллохтона. Меланж обнажается в виде узкой полосы (максимальная ширина 100 м, протяженность 3 км).

Среди интенсивно тектонизированных серпентинитов располагаются блоки светлых крупнокристаллических известняков с фауной живетского возраста (устное сооб-

щение В.Л. Клишевича). Присутствуют разнообразные терригенно-глинистые породы, по своей литологии совершенно аналогичные отложениям лландовери и пульгонской свиты (силур). Встречены единичные тектонические отторженцы, представленные эффузивами основного состава. Встречен единственный блок небольшого размера (2—3 м), сложенный крупнозернистыми песчаниками и гравелитами серпентинитового состава. Цемент этих пород также серпентинитовый с небольшой примесью карбоната. Аналогичные обломочные породы известны в основании разреза океанических отложений в Сохском фрагменте Сарталинского аллохтона.

В целом состав Джамбулакского меланжа следует оценить как полимиктовый. Особое внимание нужно обратить на присутствие блоков, сложенных известняками девона, т.е. отложениями автохтона, что подтверждает присутствие этих отложений под офиолитами.

Меланж слагает пластинообразное тело, занимающее в пространстве положение, близкое к вертикальному (см. рис. 18). Его формирование связано со сбросом, нарушающим структуру синформной складки.

Киргизатинская синформа

Описываемая синформа располагается в междуречье Чиле—Гульча (см. рис. 2). Офиолиты, связанные с ней, представлены аллохтонами с частично нарушенными разрезами океанической коры и серпентинитовым меланжем разного состава.

Офиолитовый аллохтон

Киргизатинский аллохтон занимает северо-восточные отроги Кичик-Алайского хребта (см. рис. 11). Шарьяж залегает на тектонической пластине силура либо на олистостромах, венчающих разрез автохтона.

Офиолиты Киргизатинского аллохтона изучены неравномерно. Гипербазит-габбровая составляющая ассоциации практически никем не изучалась, что, скорее всего, связано с незначительными размерами выходов этих пород, а также с их относительной труднодоступностью. Вулканиты же, широко здесь развитые, изучены хорошо. Прежде всего следует отметить стратиграфические исследования Г.А. Каледы [1960, 1962], который одним из первых предложил существующее до сих пор разделение вулканогенной толщи на две свиты — нижнюю, яшскую, существенно туфовую, и верхнюю, араванскую, представленную вулканитами основного состава. Базируясь на единичных находках фауны, в основном на литологическом сопоставлении, толщам были даны следующие возрасты: ранний девон для яшской и средний—поздний девон для араванской.

Тематические исследования В.Б. Горянова подтвердили двучленность строения вулканогенно-осадочной толщи и позволили тщательно изучить ее состав. Однако ошибочное отнесение плагиоклазовых базальтов к андезитовым порфиритам позволило закрепить в литературе неверное сравнение этих толщ со стратотипом араванской свиты, от которой они прежде всего отличаются своим основным составом без присутствия андезитового вулканизма. Дальнейшее изучение вулканитов в ряде мест на основании единичных находок фауны позволило подкрепить мнение об их девонском возрасте.

Проведенные в последние годы исследования Л.Н. Котовой [1975] показали присутствие значительного количества гиалокластитов основного состава среди пород араванской свиты. Детальное изучение отложений яшской свиты позволило высказать обоснованное предположение о том, что породы, принимавшиеся за туфы, представлены специфическими гиалокластитами ультраосновного состава [Котова, 1977].

Определение радиолярий, собранных в кремнистых прослоях [Буртман и др., 1977], подтвердило девонский возраст верхней части эффузивного разреза. Новые данные, приводимые ниже, позволили полнее охарактеризовать всю толщу.

В качестве опорного разреза для описания строения рассматриваемого массива выбран разрез по левому борту р. Киргизата, как один из наиболее полных.

Аллохтон имеет двучленное строение: меланжированные породы меланократового фундамента и вулканогенно-кремнистая толща. Мощность меланжа достигает 0,5 км. Он надвинут на сложно построенную олистостромовую толщу, строение и состав которой подробно рассматривались выше.

Вулканогенно-кремнистая толща представлена (снизу вверх; см. рис. 17, *Г*):

Мощность, м

1. Грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты, обломочный материал которых на 80% представлен диабазами . . . . . Наблюдаемая 1–2
2. Черные кремни с многочисленными прожилками белого кварца. В кремнях радиолярии из семейства Haplentactinidae – S. s.l. (здесь и далее определения Б.Б.Назарова) 12
3. Грубозернистые грязно-зеленые вулканомиктовые песчаники 11
4. Чередующиеся коричневые, зеленые и серые кремни и яшмоиды. В 20 м подошвы собраны многочисленные Entactinosphaera sp., Entactinia sp. – девон. В верхних горизонтах содержатся многочисленные деформированные Sphaeroidea девонского облика . . . . . Около 50
5. Диабазы, микродиабазы, спилиты, часто с подушечной отдельностью. Встречаются прослои мощностью 30–40 м гиалокластитов, а также редкие линзы кремней и яшм, в одной из которых были обнаружены девонские радиолярии – Entactiniidae gen. cf. sp. indet. . . . . Около 400

Рассмотренный разрез дважды прерывается выходами габбро-диабазов дайкового облика. Дайки мощностью в первые метры вложены одна в другую, образуя тем самым комплекс параллельных даек, аналогичный наблюдающемуся в Сарталинском аллохтоне, но более широко представленный. Мощность выходов дайкового комплекса в районе кишлака Шамшалы, т.е. в рассматриваемом сечении, составляет 300–350 м. Южные границы комплекса тектонические. Северные границы отличаются плохой обнаженностью, но представляется возможным предположить термальный контакт с эффузивной толщей.

Вулканогенно-кремнистая толща несогласно перекрывается среднекаменноугольной молассой. Породы Киргизатинского аллохтона смяты в крупную синклинальную складку (см. рис. 6), разрез северного крыла которой рассмотрен выше. Разрез южного крыла подстилается тектонической пластиной, сложенной терригенными отложениями силура, которая, в свою очередь, тектонически залегает на олистостромовой толще. Состав олистостромы, как это было показано ранее, аналогичен составу такой же толщи северного крыла синклинали.

Вулканогенно-кремнистые отложения отделяются от пластины силура надвигом, имеющим падения в северных румбах под углами 40–45°. По этому надвигу нередко появляются небольшой мощности тектонические линзы меланжированных серпентинитов. Выше залегают отложения, в наиболее полном виде обнажающиеся в районе устьевой части руч. Берксу (левый приток р. Киргизата), сложенные следующими породами (снизу вверх; см. рис. 17, *Д*):

Мощность, м

1. Мелко- и среднегалечные конгломераты полимиктового состава с редкой галькой серпентинитов. Цемент карбонатно-глинистый 3
2. Зеленовато-серые конгломераты с плохо окатанной галькой размером от 0,5 до 15 см, преобладает средний размер 1–3 см. Цемент существенно глинистый. По составу в обломочном материале преобладают диабазы и габбро-диабазы, встречаются единичные гальки серых кристаллических известняков и зеленых яшмоидов 12
3. Черные кремнистые алевролиты с редкими, небольшого размера линзами граувакковых песчаников. В кремнях содержатся Sphaeroidea gen. et sp. indet., Ulcundia sp. – вероятный нижний палеозой (здесь и далее определения Б.Б. Назарова) 2
4. Конгломераты, аналогичные рассмотренным в слое 2 10
5. Голубовато-серые массивные диабазы 65
6. Гиалокластиты с прослоями диабазов, микродиабазов и линзами кремней. В них собраны Sphaeroidea, Entactinosphaera ex gr. – средний палеозой (вероятно, верхний силур–средний девон) 85
7. Долерито-базальты, базальтовые порфириты, спилиты, микродиабазы 270
8. Серые и зеленовато-серые кремнистые породы с радиоляриями плохой сохранности 0,2
9. Базальтовые порфириты 110

Мощность, м

10. Серые пелитоморфные известняки с прослоями кремнистых пород, в которых обнаружены радиолярии среднего девона – Tetrentactinia sp., Entactinosphaera sp., Helioentactinia sp. . . Около 2,5
11. Базальтовые порфириты и спилиты 20
12. Известняки с прослоями зеленовато-серых кремнистых пород, содержащих многочисленные Entactinosphaera sp. девонского облика (вероятнее всего, средний или верхний) 1,5
13. Базальтовые порфириты с редкими линзами кремней. В верхней части пачки хорошо выражена подушечная отдельность, по которой определяется нормальное залегание пород. . . Не < 150

Нетрудно заметить, что разрез вулканогенно-кремнистой толщи в районе кишлака Шамшалы и рассмотренный разрез Берксу–Конур–Деве настолько хорошо сопоставляются, что их принадлежность к одной толще не вызывает сомнений.

Возраст эффузивного комплекса, определенный по радиоляриям [Буртман и др., 1977], хорошо согласуется с ранее сделанными сборами кораллов: Favosites aff. clarus Janet. – нижний девон, Pachyfavosites cf. polymorphus (Goldfuss), Zelophylia tabulata Soshk. – нижний–средний девон. Фауна собрана в средних частях разреза вулканогенно-кремнистой толщи. Чтобы продолжить обоснование возраста эффузивного комплекса офиолитовой ассоциации, необходимо рассмотреть разрез в верховьях руч. Куруган (бассейн р. Киргизата). Здесь на меланжированных серпентинитах тектонически залегают следующие породы (снизу вверх):

Мощность, м

1. Темно-серые кремни 3
Задернованный участок 12
2. Туфоконгломераты серого цвета; в гальке преобладают диабазы и диабазовые порфириты . . . . . Около 35
3. Миндалекаменные спилиты, диабазы. Нередко наблюдаются их подушечные разности. Присутствуют маломощные прослои тонкослоистых кремней и яшм. В средней части пачки известны находки среднедевонской фауны – Thamnopora sp., Cladopora sp., Favosites cf. goldfussi. 500

Вулканогенно-кремнистая толща, развитая в рассмотренном фрагменте, легко сопоставляется с эффузивным комплексом офиолитовой ассоциации Киргизатинского аллохтона.

Следовательно, возраст вулканогенно-кремнистой части Киргизатинских офиолитов можно определить следующим образом: нижнепалеозойская конденсированная толща кремнистого состава, в основании и на них – силурийско-девонские эффузивы основного состава с кремнями.

Таким образом, наблюдается почти полная аналогия разрезов Киргизатинского и Сарталинского аллохтонов, что и отмечалось ранее [Буртман и др., 1977]. Отличия заключаются в том, что Киргизатинский разрез имеет большую мощность спилит-диабазовой части, тогда как в его составе отсутствуют пикритовые порфириты. Эти различия могут быть связаны с иным режимом вулканизма. Предположение подтверждается тем, что в пределах западного фланга рассматриваемого аллохтона наблюдается появление в нижней части вулканогенно-кремнистой толщи весьма специфических пород, впервые выделенных Л.Н. Котовой [1975] в качестве гиалокластитов ультраосновного состава.

Наблюдаемый в бассейне р. Чиле (в районе устьевой части руч. Яш) разрез аллохтона представлен следующей последовательностью пород снизу вверх (см. рис. 17, *Е*):

Мощность, м

1. Гиалокластиты яркие голубовато-зеленоватые, представляющие собой своеобразные обломочные породы ультраосновного состава 200
2. Спилиты, диабазы, микродиабазы, вариолиты, преимущественно с подушечной отдельностью. Массивные разности наблюдаются в виде прослоев небольшой мощности. Встречаются также линзы и тонкие прослои гиалокластитов, кремней, яшм, серых микритовых известняков . . . Не менее 400

Л.Н. Котова [1975] считает, что гиалокластиты образовались в результате вспенивания и автодробления расплава при трещинных излияниях. По своему химизму они приближаются к пикрит-базальтам и пикритам [Котова, 1977]. Л.Н. Котова предполагает, что эти гиалокластиты наращивают разрез пикритовых порфиритов, извест-

ных в Сарталинском аллохтоне. Более вероятно, что они представляют собой своеобразный аналог пикритов, залегающих в основании вулканогенно-кремнистой толщи на кремнистых породах конденсированных отложений ордовика в разрезе Сартале.

Аллохтонность залегания Киргизатинского массива доказывается реликтами центриклинального замыкания (см. рис. 11), наблюдающимися в бассейне руч. Яш (левый приток р. Чиле).

Таким образом, не только сходство внутреннего строения, но и сходство структурного положения Сарталинского и Киргизатинского комплексов позволяют считать их частями некогда единого аллохтона.

Серпентинитовый меланж

В строении Киргизатинской синформы принимает участие большое количество небольших по размеру тектонических линз, сложенных меланжем мономиктового и олигомиктового типов (см. рис. 11). Линзы приурочены к плоскостям надвигов, нередко располагаются в основании аллохтонов, особенно офиолитовых.

Шамшалинский серпентинитовый меланж располагается в бассейне р. Киргизата, пересекая русло последней в 10 км выше выхода ее в Наукатскую долину (см. рис. 16, 7). В современной структуре меланж представлен тектонической линзой протяженностью 2–3 км, мощность же не превышает 250–300 м. Основу описываемых образований составляют серпентиниты, характеризующиеся сильной тектонизированностью, что нередко приводит к образованию рыхлого милонита по серпентинитам. Среди компонентов преобладают плотные разности баститовых серпентинитов. Кроме них, присутствуют габброиды, сохранившиеся в виде блоков изометричной формы размером в несколько метров. Габбро отличается сильной выветрелостью. Тектонические отторженцы представлены габбро-диабазами, спилитами, диабазами, кремнями и яшмами (см. рис. 12). В единичных случаях присутствуют блоки известняков, которые имеют полное литологическое сходство с олистолитами известняков из олистостром, на которые надвинут меланж.

В структурном отношении Шамшалинский меланж слагает тектоническую линзу, погружающуюся в южном направлении, залегающую на олистостроме и тектонически перекрываемую вулканогенно-кремнистой толщей. Несомненно, что Шамшалинская линза – фрагмент единой пластины меланжа, располагавшейся в основании Киргизатинского аллохтона. На этапе послескладчатых деформаций она дезинтегрирована и в современной структуре представлена отдельными линзами.

Как видно из приведенного описания, Шамшалинский меланж относится к олигомиктовому типу.

Кызкурганская чешуйчато-покровная зона

Зона располагается в Высоких предгорьях Алая в междуречье Абшир–Чиле (см. рис. 2). Из большого количества выходов офиолитов, приуроченных к этой зоне, ниже детально рассматриваются два наиболее представительных примера.

Джейранбельский офиолитовый аллохтон

В районе перевала Джейранбель (междуречье Абшир и Чиле; см. рис. 16, 8) располагается офиолитовый аллохтон, который занимает весь северный склон гор Кызкурган и имеет протяженность около 25 км при ширине, не превышающей 1 км (см. рис. 13). Степень их изученности неудовлетворительная. Этому в большой степени способствовала труднодоступность их географического положения. Джейранбельская интрузия упоминается только в крупных обобщающих монографиях [Горецкая, 1972; Петрография Узбекистана, 1965]. Полученные за последние годы данные показывают, что Джейранбельские офиолиты находятся в тектонических взаимоотношениях с окружающими их породами (см. рис. 13). Их разрез имеет двучленное строение.

Нижняя часть пластины сложена серпентинитовым меланжем. Серпентиниты, сос-

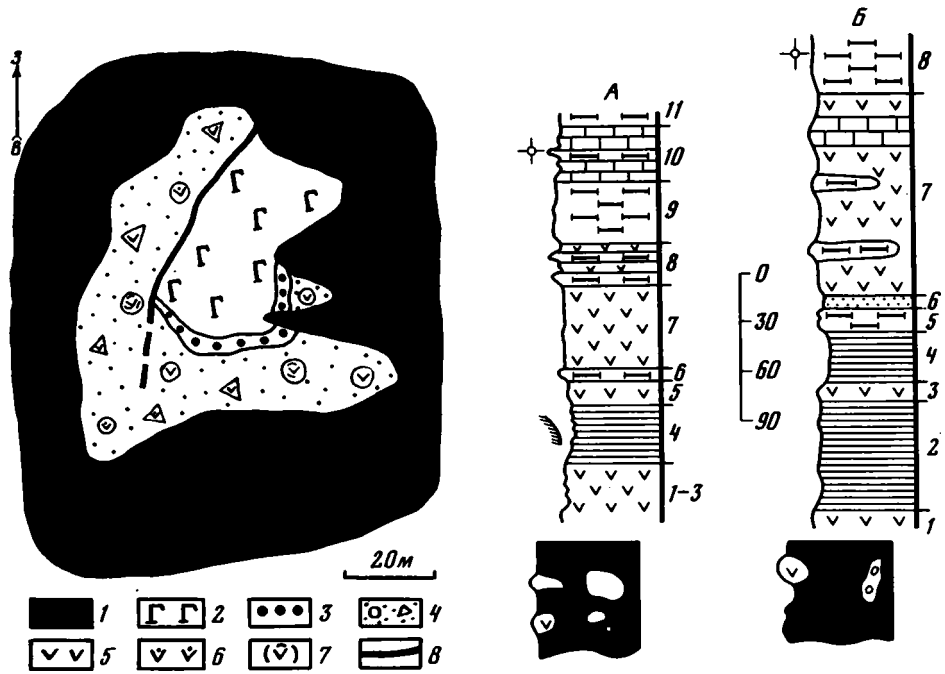


Рис. 20. Схематизированная зарисовка строения тектонического блока, сложенного олистостромовой толщей (300 м к северо-западу от перевала Джейранбель)

1 – тектонизированные серпентиниты; *2* – соссюритизированное амфиболовое габбро; *3, 4* – хаотические конгломерато-брекчии: *3* – с преобладанием гальки и обломков габбро, *4* – с преобладанием эффузивного обломочного материала; *5–7* – эффузивные породы, наблюдающиеся в составе олистостром: *5* – диабазы и микродиабазы, *6* – пикритовые порфириты, *7* – подушечные лавы; *8* – разлом

Рис. 21. Стратиграфические разрезы Джейранбельского офиолитового аллохтона

А – южный склон горы Кызылкурган, *Б* – левобережье р. Чиле. Условные обозначения см. на рис. 17

тавляющие основную массу, отличаются значительной тектонической переработанностью. Это обычно светлые, голубовато-серые рыхлые породы, нередко имеющие мукообразный облик. Только в локальных участках сохраняются черные плотные хризотил-антигоритовые серпентиниты с баститом. В матрице располагаются блоки различного состава, средний размер которых находится в пределах первых десятков метров. Наблюдается преобладание блоков удлиненной формы, причем их длинная ось вытягивается по простиранию всей зоны. Соотношение количества компонентов и серпентинитов показывает, что основная масса преобладает над включениями.

Состав компонентов Джейранбельского меланжа свидетельствует о том, что в него входят породы, характеризующие мономиктовый тип: серпентиниты, представленные плотными, характерного черного цвета баститовыми разностями, и светло-серое амфиболовое габбро с такситовой макроструктурой. Крупные блоки габброидов расположены на восточном и западном флангах полосы, тогда как небольшие блоки соссюритизированного габбро преобладают в ее центральной части. Здесь же наблюдаются единичные, небольшие по размеру блоки габбро-диабазов дайкового облика. Довольно равномерно вдоль северного края полосы распределены родингиты. В локальных участках наблюдается скопление лиственитов. В меланже также присутствуют разнообразные спилиты, диабазы, тонкослоистые кремни и яшмы. В единичных случаях наблюдаются черные глинистые сланцы, имеющие полное литологическое сходство с породами пульгонской свиты силура.

Особое место среди компонентов меланжа занимают олистостромовые блоки. По

своему составу они распадаются на две группы. Первая представлена хаотическими конгломерато-брекчиями с крупными глыбами известняков и терригенных пород. Эффузивы и лиственитизированные встречены в единичных случаях. Таким образом, толща соответствует олистостромам, которые подстилают меланж (см. рис. 5, *Е*). Вторая группа отличается офиолитокластовым составом. Серия небольших по размеру тектонических блоков, развитых на восточном фланге (на рис. 18 показаны одним условным знаком), сложена серпентинитовыми брекчиями. Последние обычно обладают черным цветом, отличаются значительной плотностью, а по составу отвечают хризотил-антигоритовым серпентинитам с баститами. Размеры обломков варьируют от миллиметров до десятков сантиметров. Обломочный материал отличается слабой окатанностью и плохой сортировкой. Брекчии имеют карбонатный цемент, распределенный в породе крайне неравномерно. На отдельных участках породы цемент может быть пленочного типа или типа заполнения пор, тогда как на других брекчии становятся пудинговыми. Аналогичного состава блок встречен на западе полосы, в районе перевала Джейранбель.

В этой же зоне располагается блок, сложенный перемытыми эффузивами. Среди обломков и галек присутствуют диабазовые порфириты, диабазы, микродиабазы. Описываемые породы содержат в себе крупную глыбу габбро (рис. 20). Амфиболовое габбро интенсивно соссюритизировано, обладает такситовой микроструктурой. Северный контакт олистолита с конгломерато-брекчиями эффузивного состава представлен хорошо морфологически выраженным разломом. С востока и юго-запада олистолит окружен конгломератами и конгломерато-брекчиями, состав обломочного материала которых отвечает амфиболовому габбро. Цемент этих пород глинистый с песчанистым заполнителем.

Джейранбельский меланж слагает тектоническую пластину, погружающуюся в южном направлении под углом от 15 до 60°. Пластина меланжа надвинута на олистостромы, которые также слагают тектоническую пластину небольшой мощности. Олистострома в некоторых местах выклинивается, и тогда меланж надвинут непосредственно на глинистые сланцы пульгонской свиты (см. рис. 13).

Подводя итог описанию Джейранбельского меланжа, следует отметить следующее: 1) основная масса составляет не менее 70% меланжа; 2) среди компонентов преобладают блоки линзовидной формы, причем их длинная ось вытянута по простиранию зоны; 3) основная масса отличается интенсивной тектонической переработанностью.

На меланж надвинута вулканогенно-кремнистая толща, видимую часть разреза которой слагают снизу вверх (рис. 21, *А*):

	Мощность, м
1. Голубовато-серые диабазы, сильно выветрелые	20
2. Интенсивно рассланцованные диабазы	10
3. Серые и коричневато-серые спилиты, в значительной степени брекчированные	12
4. Серые, темно-серые, почти черные глинистые сланцы с редкими прослоями плотных мелкозернистых полимиктового состава песчаников. В этих породах В.П. Чернышуком и Е.А. Рогожиным найдены граптолиты, которые, по свидетельству Р.Е. Ринберг, имеют силурийский возраст (устное сообщение)	36
5. Коричневато-серые спилиты	18
6. Тонкослоистые серые и коричневато-серые кремни и яшмоиды с прослоями коричневато-серых кристаллических известняков	3
7. Голубовато-зеленые среднезернистые массивные диабазы	Не менее 50
8. Переслаивающиеся тонкослоистые зеленые, серые, коричневые кремни и зеленовато-серые спилиты	25
9. Слоистые кремни и яшмоиды серые и коричневые	40
10. Светло-серые кристаллические известняки с прослоями коричневых кремней	35
11. Красные тонкослоистые яшмы	10

Строение вулканогенно-кремнистой толщи меняется по простиранию незначительно, о чем свидетельствует разрез по левому борту р. Чиле, располагающийся в 12 км западнее рассмотренного (рис. 21, *Б*). В верхних горизонтах кремней обнаружены Sphaeroidea среднего палеозоя (заключение Б.Б. Назарова).

Приведенное описание показывает, что по своему составу и, вероятно, по возрасту

толща соответствует размерам океанических отложений, наблюдаемым в Сарталинском и Киргизатинском аллохтонах.

Тектоническая пластина, которую слагают Джейранбельские офиолиты (полимиктовый меланж и вулканогенно-кремнистые толщи), имеет мощность около 400–450 м. Она погружается в южном направлении под углами от 20 до 70°. С юга Джейранбельские офиолиты тектонически перекрываются пластиной известняков силура – нижнего девона (матчайская свита).

Абширский серпентинитовый меланж

В среднем течении р. Абшир располагается полоса серпентинитового меланжа (см. рис. 16,9).

Опубликованных материалов о строении рассматриваемых офиолитов немного. Традиционно их относят к интрузиям [Муминов, 1970, 1973; Муминов, Азизов, 1966], несмотря даже на тот факт, что последние геологические съемки показали полное отсутствие каких-либо результатов термального воздействия гипербазитов на окружающие породы. В обзорных описаниях [Петрография Узбекистана, 1965] подчеркивалось, что в отличие от всех других офиолитовых зон Алая данная представлена исключительно одними серпентинитами. В.С. Буртман [1976] впервые показал, что Абширские офиолиты представляют собой меланж.

Детальное изучение внутреннего строения Абширской зоны показало, что она представлена в основном тектонизированными серпентинитами, слагающими узкую полосу субширотного простирания. Это, как правило, плотные темно-зеленые, черные и голубоватые бастито-хризотиловые и хризотиловые разности. Они образуют небольшие (первые десятки сантиметров) тектонические линзочки, валики и шары. Поверхность таких тел обычно идеально отполирована и нередко покрыта серпофитовой (толщина 1–2 мм) корочкой. Такие серпентиниты составляют основную массу меланжа. В них располагаются тектонические блоки, имеющие, как правило, изометричную, близкую к шаровой форму. Состав блоков не отличается разнообразием. Большая часть из них представлена плотными зеленовато-черными баститизированными перидотитами. Размеры таких блоков невелики (20–25 м). В Абширский меланж вовлечены родингиты и соссюритизированное габбро. Размеры блоков этого состава не превышают первых метров. Тела родингитов характеризуются удлиненной формой. Единичные блоки сложены габбро-диабазами.

Анализ состава компонентов позволяет сделать вывод о том, что Абширский меланж следует относить к мономиктовому типу, так как в нем перемещены только те породы, которые представляют собой меланократовый фундамент. Рассматриваемый меланж обладает следующими характерными чертами: 1) тектонизированная основная масса составляет не менее 70% от всей массы меланжа; 2) среди компонентов преобладают блоки шарообразной формы, поверхности которых представляют собой сложное зеркало скольжения; 3) размеры компонентов не выходят за пределы первых десятков метров.

Абширский меланж слагает самостоятельную тектоническую пластину, максимальная мощность которой может достигать 200 м. Она располагается в средней части Кызкурганского пакета тектонических пластин. В современной структуре меланж надвинут на терригенные отложения силура и, в свою очередь, тектонически перекрывается олистостромовой толщей. Пластина меланжа испытывает общее погружение в южном направлении под углом 40–50°.

ЮЖНО-ТЯНЬШАНЬСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ ПОЯС

Алайская часть офиолитового пояса представлена зоной деформированных офиолитов, располагающихся на стыке Срединного и Южного Тянь-Шаня. Отдельные выходы (фрагменты) вытянуты цепочкой в субширотном направлении (см. рис. 2). Они сложены меланжем и образуют сутуру Туркестанского палеоокеана.

Канский фрагмент

Канская полоса серпентинитового меланжа расположена в междуречье Сох и Шахимардан (см. рис. 16, *11*). Это один из наиболее крупных и представительных офиолитовых фрагментов в пределах всего Южного Тянь-Шаня. В истории исследования этого объекта выделяются два этапа. Начало первого следует связывать с разработкой первых схем тектонического районирования Тянь-Шаня [Наливкин, 1926; Попов, 1938; Синицын, 1949], на которых все гипербазиты изображались интрузиями. В связи с этим на протяжении многих десятков лет канские гипербазиты и габбро изучались преимущественно в петрографическом аспекте [Висьневский, 1958; Кравченко, 1961; Халматов, 1957; Хамрабаев и др., 1965].

Структурные исследования, проводившиеся в основном Д.П. Резвым и А.В. Алексеенко, были направлены на подтверждение и дальнейшую разработку идеи долгоживущего вертикального Южно-Тяньшаньского глубинного разлома, частью которого, по их мнению, является Канская "интрузия". Выводы, к которым они пришли [Алексеенко, 1968, 1969; Алексеенко, Портнягин, 1966; Резвой, 1969, 1972, 1973], сводятся к следующему: Канская зона представляет собой узкий (2–3 км) тектонический блок-клавишу, прорванный гипербазитовой интрузией, подводящим каналом для которой служил глубинный разлом. История геологического развития такого тектонического блока индивидуальна и не сопряжена с историей развития других блоков.

Другое направление в изучении Канских офиолитов связано с исследованиями внутренней структуры и структурного положения офиолитовых комплексов. И.П. Морозов [1962] первым обратил внимание на сильную нарушенность гипербазитов, подчеркнув, что вместе с ксенолитами они составляют "гигантскую тектоническую мегабрекчию". Он связывает это с переработкой интрузии на послескладчатом этапе. Другие исследователи [Алексеенко, Портнягин, 1966; Кравченко, 1961; Халматов, 1957] обращали внимание на отсутствие интрузивных контактов с вмещающими породами. Дальнейшие работы показали, что Канские офиолиты находятся в дислокационных взаимоотношениях с окружающими толщами, представляют собой деформированные реликты древней океанической коры и образуют тектоническую "мегабрекчию" типа серпентинитового меланжа [Буртман, Клишевич, 1972; Куренков, 1978а; Макарычев, 1978; Макарычев, Куренков, 1974; Макарычев, Штрейс, 1973].

Переходя к описанию строения меланжа Канской полосы, отметим, что в плане офиолиты имеют форму линзы, вытянутой в широтном направлении. Длина ее достигает 25 км, ширина варьирует от 0,2 до 4 км (рис. 22, вкл.).

Основная масса представлена разнообразными серпентинитами, интенсивно нарушенными тектонически. Серпентиниты наблюдаются в виде тектонических блоков шарообразной, караваеобразной, овальной и других форм, близких к изометричным. Их размеры колеблются от десятков сантиметров до первых метров, хотя и не исключено присутствие более крупных блоков (десятки и сотни метров). Поверхность блоков обычно производит впечатление полированной, так как представляет собой зеркало скольжения. Как правило, отдельные тектонические "шарики", внешне производящие впечатление массивных, при ударе молотком раскалываются на мелкую щебенку. Часто тектоническая переработка серпентинитов бывает настолько интенсивной, что породы превращаются в рыхлый милонит.

Петрографическое изучение пород основной массы показывает, что шире всего распространены бастито-хризотиловые серпентиниты. В локальных участках наблюдаются антигоритовые, антигорит-хризотиловые и хризотиловые разности, в виде небольших и тонких (первые миллиметры, редко сантиметры) прожилков – хризотил-асбест и серпофит.

Сохранившаяся в некоторых тектонических блоках (ручьи Орусбулак и Шаматал, левый берег руч. Шуран) реликтовая перидотитовая структура пород (хотя оливин в них практически полностью замещен крупнопетельчатым хризотилом с лизардитовыми просечками, а ромбический пироксен – баститом) позволяет считать, что

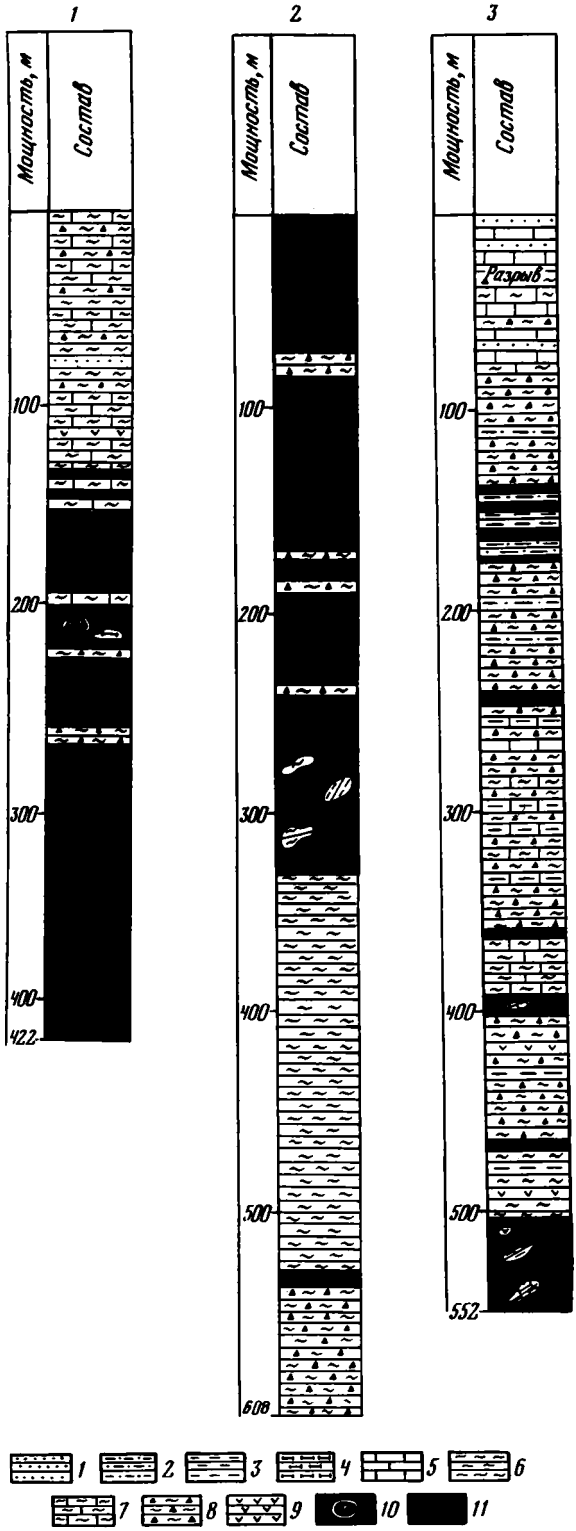


Рис. 23. Глубинное строение Канского меланжа по данным бурения

Местоположение скважин (1–3) показано на рис. 22; *1* – песчаники; *2* – алевролиты; *3* – кремнистые породы; *4* – яшмы; *5* – известняки, в том числе мраморизованные; *6* – зеленые метаморфические сланцы; *7, 8* – олистостромы: *7* – известняково-зеленосланцевые конгломерато-брекчии, *8* – зеленосланцевые брекчии; *9* – эффузивы основного состава; *10* – амфиболовое габбро; *11* – тектонизированные серпентиниты

серпентинизации подверглись породы дунит-гарцбургитового ряда.

Заканчивая описание пород, составляющих основную массу меланжа, хотелось бы отметить следующие два обстоятельства. Во-первых, серпентиниты испытывали не только хрупкие, но и пластические деформации, о чем свидетельствуют такие факты, как следы течения материала, изогнутость большинства кристаллов баститов в виде латинской буквы *S* и т.д. Во-вторых, серпентиниты подверглись динамотермальным нагрузкам, о чем говорит образование в тектонических "шарах" крупных кристаллов (до нескольких десятков сантиметров) вторичной роговой обманки (правобережье ручьев Шунк, Каратанга.

В сложнодислоцированных серпентинитах заключены тектонические блоки разнообразных пород: осадочных, метаморфических и магматических. Большинство блоков имеет линзовидную и шарообразную форму.

Обычно тектонические включения слагают вершины небольших сопок, подножия и склоны которых целиком сложены тектонизированными серпентинитами. Вероятнее всего, подобный мелкосопочный "меланжевый" рельеф сформировался на неотектонической стадии, когда блоки, сложенные в основном породами массивными и устойчивыми к размыву, сохранили свое гипсометрическое положение, а уровень поверхности серпентинитов значительно снизился в результате денудации.

Как и во всех других офиолитовых зонах, в Канской отсутствуют какие-либо следы термального воздействия гипербазитов на вмещающие и вмещаемые породы. Напротив, повсеместно удается наблюдать большое количество фактов, однозначно указывающих на тектоническую природу контактов: разлинзованность, рассланцованность и растертость серпентинитов, нередко доходящая до образования милонитов, обилие зеркал скольжения на поверхности тектонических блоков и накатывание на породы блоков серпентинитовой оболочки мощностью в несколько сантиметров. Тектонические напряжения подчас были столь значительными, что приводили к вдавливанию серпентинитов в тело блоков на глубину до 1 м.

Отсутствие у тектонических блоков корней не только устанавливается непосредственными наблюдениями на обнажениях, но и подтверждается данными бурения (рис. 23). Эти же данные показывают, что тектонические включения располагаются не только на поверхности, но и на глубине.

Особый интерес представляет скважина, располагающаяся за пределами поля развития меланжа (см. рис. 22, *3*). Тем не менее, пройдя около 35 м по отложениям нижнего карбона, скважина сначала вошла в олистострому, а затем в меланж, который продолжался до глубины 552 м (см. рис. 22, *3*). На этой глубине скважина была остановлена. Такой разрез подтверждает общее погружение меланжа в южном направлении.

Рассмотрим наиболее характерные включения меланжа из всего наблюдаемого разнообразия. Ведь, как справедливо отмечал И.П. Морозов [1962], только на сравнительно небольшой площади Канского рудного поля (примерно шестая часть площади всей зоны) количество крупных блоков, выходящих на поверхность, превышает 1500. Если же учесть мелкие тела и тела, еще не вскрытые эрозией, то число тектонических включений возрастет во много крат.

В первую очередь, видимо, следует рассмотреть блоки, являющиеся фрагментами разреза океанической коры. Из пород этой группы в описываемой зоне выделяются соссюритовое и амфиболовое габбро, габбро-диабазы, эффузивы основного состава, кремни и яшмы.

Амфиболовое, а также постоянно ассоциирующее с ним соссюритовое габбро представлено в основном небольшими телами изометричной формы, наблюдаемыми на правобережье ручьев Шуран, Шаматал, Каратанга (см. рис. 22).

На западном фланге Канской полосы, в междуречье Орус и Дангенбулак, известны наиболее крупные тела габброидов, находящиеся в сложных тектонических соотношениях с серпентинитами (рис. 24). Габброиды представляют собой светло-серые и зеленовато-серые породы, сложенные почти полностью тремолитизированным пироксеном, соссюритизированным плагиоклазом и относительно свежим амфиболом. В габбро в непосредственной близости от серпентинитов, с которыми они имеют тектонический контакт, сохранились участки, где в шлифах устанавливается присутствие серпентина, скорее всего реликтового. Иногда удается наблюдать серпентинитовые полоски среди габбро мощностью в первые сантиметры. Вероятно, мы имеем дело с реликтами зоны постепенного перехода от серпентинизированных гипербазитов к габбро, т.е. с фрагментами той зоны, которая наиболее полно представлена в разрезе Сартале.

Габбро-диабазы представлены хорошо раскристаллизованными породами дайкового облика. Они образуют цепочки из двух-трех тел изометричной формы небольшого размера (10–15 м в поперечнике). Поверхность каждого такого тела несет на себе следы явного тектонического воздействия. Кроме того, напрашивается предположение, что каждая из таких цепочек первоначально слагала единую дайку (или серию даек), впоследствии тектонически растащенную.

На левом борту руч. Шаматал обнаружено несколько блоков размером в первые метры, сложенных спилитами и микродиабазами темно-зеленого цвета, иногда миндалекаменными.

Кремнистые породы довольно широко развиты на всей площади распространения серпентинитового меланжа. Среди них преобладают серовато-зеленые и бутылочно-зеленые яшмоиды. Встречается много блоков, сложенных коричневыми и темно-се-

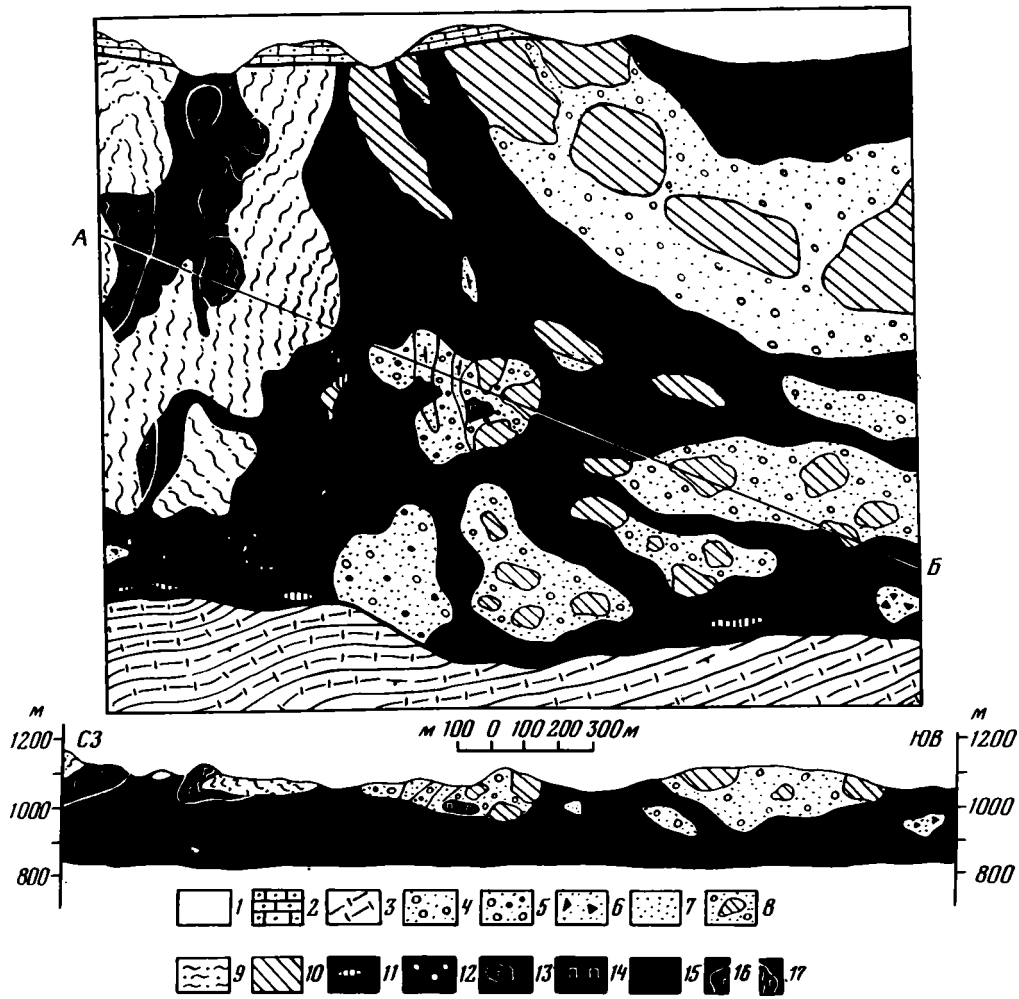


Рис. 24. Схема строения серпентинитового меланжа в районе Орусбулака (Низкие предгорья Алайского хребта)

1 – четвертичные отложения; *2* – верхний мел: красные известняки, аргиллиты; *3* – средний карбон, башкирский ярус–нижнемосковский подъярус: песчаники, алевролиты, кремни, известняки; *4–8* – олистостромы: *4* – офикальцитовые, *5* – офикальцито-серпентинитовые, *6* – зеленосланцево-кремнистые, *7* – серпентинитовые, *8* – крупные олистолиты; *9* – зеленые метаморфические сланцы; *10* – офикальциты; *11* – лиственитты; *12* – родингиты; *13* – габбро; *14* – перидотиты, серпентинизированные в различной степени; *15* – тектонизированные серпентиниты; *16* – реликтовые участки постепенного перехода гипербазитов к габбро; *17* – зона уралитизации габбро

рыми кремнями, желтыми, красными и зелеными яшмами. Обычно перечисленные разновидности кремнистых пород слагают блоки размером в первые метры – десятки метров. Характерная черта для них – исключительно сильная трещиноватость, как правило, в двух-трех направлениях.

Приведенные примеры позволяют сделать вывод о том, что в составе Канского меланжа присутствует весь спектр пород, наблюдаемый в разрезе океанической коры (Сартале и др.).

В постоянной ассоциации с серпентинитами находятся специфические образования, выделенные в Альпах под названием "родингиты". Они представлены шарообразными, реже линзовидными телами, как правило имеющими серпентинитовую оторочку. Размеры родингитовых блоков не превышают первых метров. Их распределение хаотич-

ное по площади меланжа. Обычно они образуют скопления до 10–15 тел (например, район родника Орусбулак, левобережье руч. Шуран; см. рис. 24). Микроскопически родингиты представляют собой мелкокристаллическую везувиан-гидрогранат-хлоритовую породу с редкими фенокристами диаллага. Края кристаллов диаллага неровные, корродированные. Нередко родингиты состоят практически из одного спессартита. Такие породы имеют серовато-зеленый цвет и обладают исключительной вязкостью. В редких случаях удается наблюдать постепенный переход крупнозернистых диаллагитов в скрытокристаллические родингиты.

Среди тектонических блоков присутствуют такие разновидности магматических пород, как лампрофировые диориты и габбро-пегматиты. С петрографической точки зрения лампрофировидные диориты – спессартиты – хорошо изучены Я.С. Висьневским [1954]. Отметим, что состав, структурно-петрографические особенности, а также наличие реликтов эндоконтактовой зоны закалки позволяют однозначно считать спессартиты дайковыми образованиями. В настоящий момент блоки, сложенные спессартитами, удалены друг от друга на расстояние 50–60 м и образуют цепочку общей протяженностью около 300 м. Поверхности тел несут следы значительных тектонических воздействий: борозды, штрихи, зеркала скольжения и т.д. Вероятно, лампрофировидные диориты некогда слагали единую дайку, к настоящему моменту тектонически дезинтегрированную.

Роговообманковые габбро-пегматиты обладают хорошо выраженной пегматоидной структурой. Основная составляющая – роговая обманка, кристаллы которой достигают размеров 20–30 см. Плагиоклаз обычно полностью соссюритизирован и пренитизирован. Присутствующие в небольших количествах кристаллы флогопита достигают 5–7 см. Габбро-пегматиты встречаются в виде шарообразных тел небольшого размера (1–2 м). Кроме вышеперечисленных образований, в состав меланжа вовлечено значительное количество осадочных пород. Во многих блоках, особенно в крупных, сохранились фрагменты разрезов.

На правом борту руч. Шуран, в 4 км ниже одноименного кишлака, на тектонизированных серпентинитах залегают снизу вверх (рис. 25, *I*):

Мощность, м

1. Светло-серые и розовато-серые брекчированные известняки 30
2. Переслаивание алевролитов, мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников 8
3. Светло-розовые брекчированные известняки, аналогичные слою 1 12
4. Переслаивание полимиктовых песчаников, алевролитов, конгломератов; в верхней части пачки преобладают алевролиты 51

Джолбарский тектонический блок выделяется своими значительными размерами, около 1,5 км в длину, 500 м в ширину, и вскрыт эрозией на 500–600 м. Описание разреза приводится снизу вверх (рис. 25, *II*):

Мощность, м

1. Частое переслаивание серых среднезернистых полимиктовых песчаников, темных замусоренных известняков и темно-серых аргиллитов . . . . . Около 15
2. Конгломерато-брекчии желтовато-серые; среди обломков и галек преобладают песчаники и светлые кристаллические известняки 5–15
3. Пачка переслаивающихся алевролитов, песчаников и гравелитов полимиктового состава; в верхах пачки преобладают кремнистые аргиллиты и кремни 20
4. Переслаивание светло-серых брекчированных известняков и желтовато-серых аргиллитов с обломками серых микритовых известняков; размер обломков колеблется в пределах от первых сантиметров до 10–15 см 24
5. Серые, в локальных участках розовые известняки, в основном брекчированные, реже массивные 50
6. Переслаивание песчаников, аргиллитов и алевролитов серого цвета; в средней и верхней частях пачки присутствует плавающая галька серых известняков, обычно брекчированных 80
7. Серые брекчированные известняки с редкими маломощными прослоями массивных мелкокристаллических известняков 90

По многочисленным сборам брахиопод и кораллов устанавливается среднедевонский возраст отложений, развитых в Джолбарском тектоническом блоке. Среднедевонская толща слагает тектоническую пластину, круто падающую на юг, осложненную

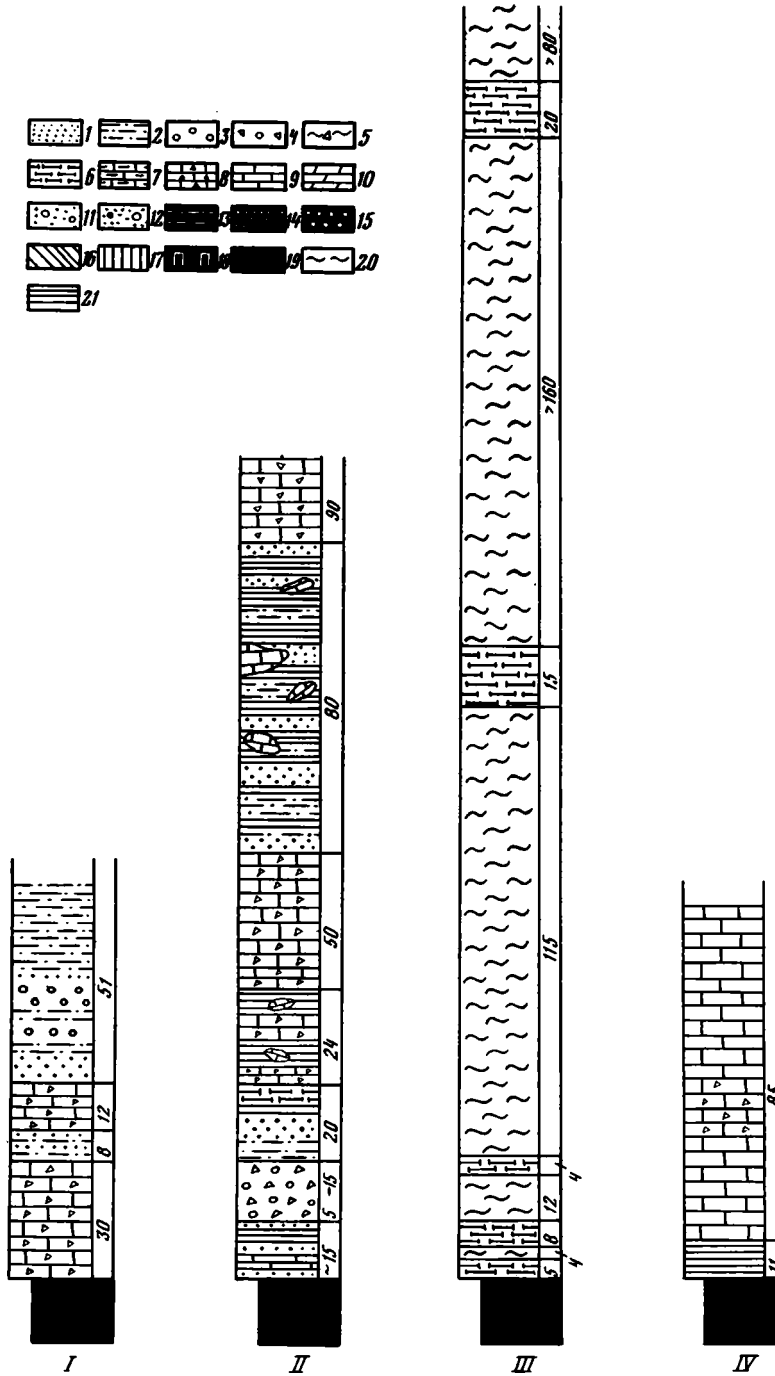


Рис. 25. Стратиграфические разрезы крупных тектонических блоков Канского серпентинитового меланжа

Блоки: I – Шуранский, II – Джолбарский, III – Кокташский, IV – Шаматалский

1 – песчаники; *2* – алевролиты; *3* – аргиллиты; *4* – конгломераты; *5* – конгломерато-брекчии; *6* – брекчии зеленосланцевого состава; *7* – кремни; *8* – сургучные яшмы, *9* – обломочные известняки; *10* – известняки массивные и слоистые; *11* – доломиты; *12, 13* – конгломерато-брекчии с преобладанием офикальцитового (*12*) и серпентинито-офикальцитового (*13*) материала; *14–16* –

небольшим антиклинальным пережимом (см. рис. 19, B^1–B). Породы горы Джолбарс нарушены несколькими системами трещин, а нижние горизонты, соприкасающиеся с серпентинитами, обычно превращены в тектоническую брекчию. По мелким разрывам и трещинам в толщу вдавлены серпентиниты.

На левобережье руч. Шуран известен еще один крупный Кокташский тектонический блок. Он сложен метаморфическими породами канской свиты, сменяющимися снизу вверх (рис. 25, *III*):

	Мощность, м
1. Тонкослоистые перекристаллизованные кремни и кремнистые сланцы, обычно плойчатые	5
2. Зеленые метаморфические сланцы, представленные в основном кварц-хлорит-эпидотовыми породами	4
3. Кремнистые сланцы аналогичные слою 1	8
4. Актинолит-эпидот-хлоритовые сланцы с кварцем, скорее всего вторичным	12
5. Зеленовато-серые и светло-серые кремнистые сланцы	4
6. Кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-эпидот-альбит-серицит-хлоритовые сланцы с редкими прослоями эпидозитов мощностью 2–3 м	115
7. Зеленовато-серые кремнистые сланцы	15
8. Зеленые метаморфические сланцы, в целом аналогичные слою 6	160
9. Зеленые и лиловые кремни и метаморфизованные кремнистые алевролиты и аргиллиты	Около 20
10. Зеленые метаморфические сланцы (см. слой 6)	80

Петрографическое изучение зеленых сланцев показывает, что в них нередко сохраняются участки с реликтовыми структурами эффузивов. В локальных участках появляются единичные зерна глаукофана. В целом вся толща отличается значительной плойчатостью, трещиноватостью и брекчированностью.

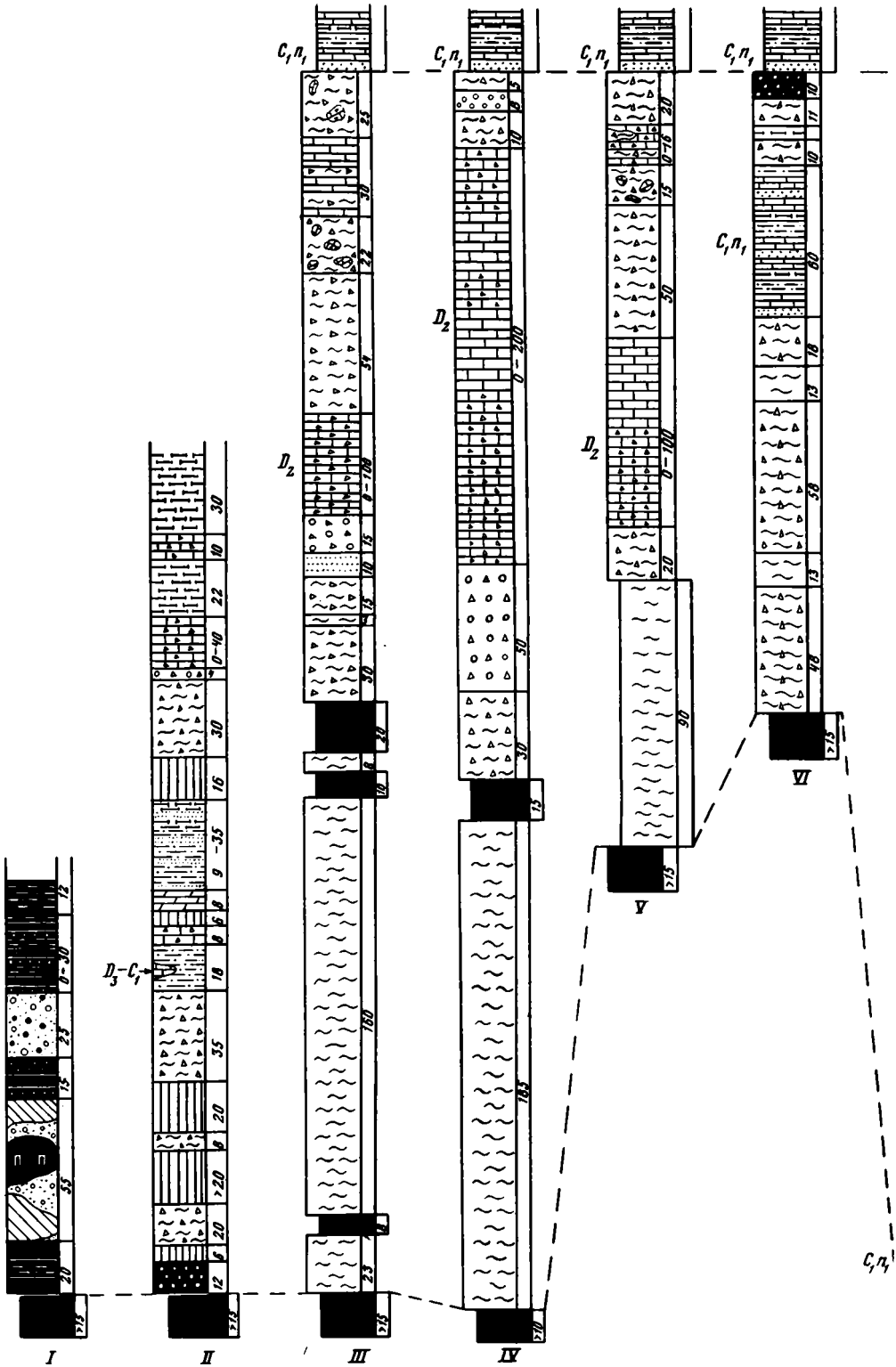
Последний из разрезов, взятых нами в качестве примера, находится на правом борту руч. Шамотал, в 500 м от впадения сухого русла Норматсай. Шамоталский тектонический блок имеет протяженность около 120 м, ширина его не превышает 60–65 м. Разрез представлен снизу вверх (рис. 25, *IV*):

	Мощность, м
1. Красные и розовые плотные аргиллиты со значительной примесью карбонатного материала	11
2. Светлые массивные кристаллические известняки, в средней части брекчированные	Около 85

В виде более мелких тектонических блоков в меланже можно наблюдать практически все многообразие осадочных пород, но преобладают среди них кристаллические массивные и брекчированные известняки и серые полимиктовые песчаники. Примеры таких блоков можно найти практически на всей площади распространения меланжа.

Особое место в составе серпентинитового меланжа Канской зоны занимают своеобразные обломочные хаотичные отложения. В качестве примера рассмотрим тектонический блок, расположенный в междуречье Орус и Дангебулак. Здесь развита грубообломочная толща конгломерато-брекчий. Цемент этих пород зеленовато-серый песчано-карбонатного состава. Не менее 80% цемента состоит из перемытых зеленых сланцев. Большая часть обломочного материала также представлена метаморфическими сланцами преимущественно кварц-хлорит-серицит-альбит-эпидотового состава. В небольших количествах встречаются светло-серые пелитоморфные и кристаллические известняки, коричневые и зеленые кремни и кремнистые сланцы. Размеры обломков варьируют от первых сантиметров до десятков сантиметров; кроме того, встречаются отдельные двух-трехметровые глыбы. Характерно, что среди обломков метаморфического состава резко преобладают неокатанные и полуокатанные формы, тогда как известняки практически всегда имеют хорошую окатанность. Соотношение между цементом и обломочной частью изменчиво. В одних участках цемент может составлять до 80% всей породы, а в других становится пленочным или типа заполнения пор.

терригенные породы серпентинитового состава: *14* – алевролиты и аргиллиты, *15* – песчаники, *16* – конгломераты; *17* – офикальциты; *18* – лиственитты; *19* – перидотиты; *20* – тектонизированные серпентиниты; *21* – зеленые метаморфические сланцы. Местоположение блоков показано на рис. 22


C_1n_1
D_2
D_3-C_1
I
II
III
IV
V
VI
C_1n_1

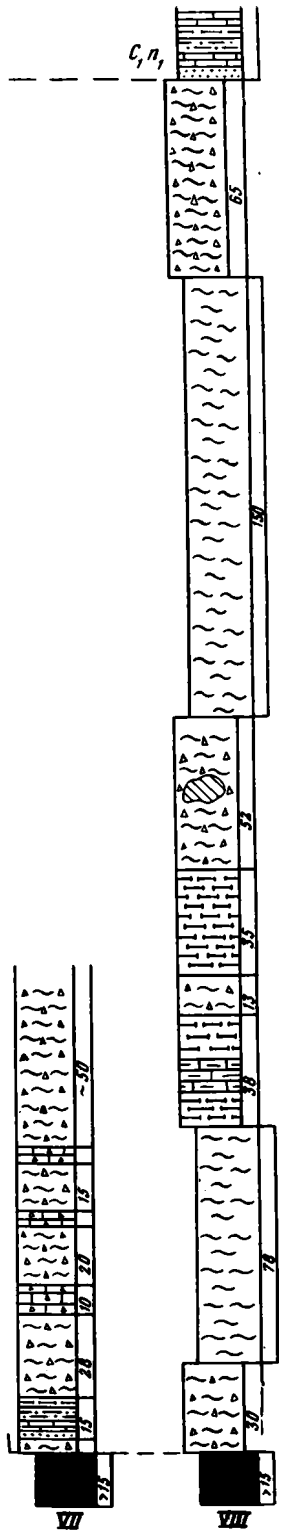


Рис. 26. Разрезы олистостром, вовлеченных в Канский серпентинитовый меланж

Условные обозначения см. на рис. 25

Описанная толща конгломерато-брекчий мощностью до 150–180 м по пологому надвигу залегает на меланжированных серпентинитах. Конгломерато-брекчии тектонически перекрываются пластиной габброидов и зеленых метаморфических сланцев. Тесная связь состава конгломерато-брекчий с породами из вышележащих пластин и другие структурные особенности позволяют отнести их к образованиям типа олистостром.

Блоки, сложенные фрагментами олистостром, широко распространены среди канского меланжа. Кроме того, крупная тектоническая пластина, обрамляющая Канскую зону с юга, представлена олистостромами (см. рис. 19, 22).

Рассмотрим некоторые примеры строения тех фрагментов олистостром, которые сохранились в отдельных тектонических блоках и пластинах (описание производится последовательно с запада на восток). В ряде случаев приходится условно определять верх или низ разреза, так как для изолированных блоков, как правило, не удается обнаружить критерии, позволяющие решить эту задачу однозначно.

В районе родника Орусбулак среди меланжированных серпентинитов залегают (рис. 26, *I*):

Мощность, м

1. Пачка переслаивающихся серпентинитовых песчаников, серпентинитовых алевролитов и аргиллитов с редкой мелкой галькой серпентинитов. Обломочный материал полностью представлен серпентинитами, в основном хризотиловыми. Присутствуют единичные зерна хромшпинелидов. Цемент этих пород – пелитовая разность перемытых серпентинитов с неравномерно распределенной примесью карбонатного материала 20

2. Конгломераты с большим количеством олистолитов. Галька в конгломератах представлена офикальцитами (75–80%), серыми кристаллическими известняками (10–15%), баститовыми серпентинитами (5–10%). Цемент неравномерно окрашен в розовые и светло-серые тона. По составу цемент карбонатный, лишь в отдельных участках наблюдается примесь глинистого материала. Олистолиты, размеры которых обычно находятся в пределах первых метров, сложены офикальцитами и баститизированными перидотитами. Окатанность как галек, так и олистолитов хорошая 55

3. Переслаивание серпентинитовых гравелитов, серпентинитовых песчаников и серпентинитовых алевролитов с мелкими линзами серпентинитовых аргиллитов; в целом породы аналогичны слою 1. . 15

4. Конгломераты хаотически построенные, с плохо окатанной галькой офикальцитов и черных баститовых серпентинитов. Цемент преимущественно карбонатный, серый и розовый. Средние размеры галек находятся в интервале от 1–2 до 5–6 см. Распределение обломочного материала крайне неравномерное: в одном месте могут преобладать гальки серпентинитов, в другом – офикальцитов. Нередко наблюдаются участки, в которых примерно одинаковое количество и тех и других пород 25

5. Тонкое переслаивание песчаников, гравелитов и алевролитов серпентинитового состава; породы аналогичны слою 1; прослой линзовидный 0–30

Мощность, м

6. Серпентинитовые алевролиты с редкими неправильной формы линзами серпентинитовых аргиллитов 12

Общая мощность разреза достигает 150 м, но она не является полной, так как здесь мы наблюдаем лишь фрагмент более мощной толщи.

Существенное отличие в составе обломочного материала имеет разрез тектонического блока, выделяемого под названием горы Карбонатной, располагающийся в междуречье Шунк и Шамотал (см. рис. 22). Здесь снизу вверх наблюдаются (см. рис. 26, *I*):

Мощность, м

1. Переслаивающиеся серпентинитовые песчаники и гравелиты, практически полностью идентичные с серпентинито-кластовыми породами, столь широко развитыми в районе родника Орусбулак. Небольшое отличие можно заметить лишь в присутствии в цементе значительной примеси карбонатного материала, количество которого в ряде случаев достигает 35–40%. Пачка обломочных серпентинитов имеет хорошо выраженный тектонический контакт с располагающимися гипсометрически ниже баститовыми серпентинитами 12

2. Олистолит рыжевато-бурых кристаллических лиственитов с редкими включениями ярко-зеленого фуксита. Олистолит имеет линзовидную форму, длина его не превышает 10–12 м 6

3. Сланцевые зеленые брекчии; обломки представлены зелеными метаморфическими сланцами, кремнистыми сланцами зеленовато-серого цвета и редкими обломками зеленых и серых кремней. Размеры обломков не превышают первых метров. Цемент песчано-глинистый, обычно типа облекания. Окатанность обломочного материала средняя и плохая, распределение его в цементе неравномерное 20

4. Лиственитовый олистолит (см. описание слоя 2), длиной не менее 25 м 20

5. Сланцевые брекчии, аналогичные слою 3 8

6. Лиственитовый олистолит (см. описание слоя 2) протяженностью 35 м 20

7. Сланцевые брекчии, в целом аналогичные охарактеризованным ниже (см. слой 3). Их отличительная черта – преобладание в обломках кремнистых пород, а также появление в составе обломочного материала мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников зеленовато-серого цвета 35

8. Серые и темно-серые алевролиты и мелкозернистые полимиктовые песчаники. Среди этих пород развиты линзы пелитоморфных известняков коричневато-серого цвета. Размеры линз небольшие и находятся в пределах первых метров 18

9. Кристаллические известняки, розовато-серые, брекчированные; слагают олистолит удлиненной формы (но плохая обнаженность в данном месте не позволяет однозначно решить этот вопрос) 8

10. Олистолит желтых лиственитов, обычно крупнокристаллических 6

11. Олистолит (?) желтовато-серых доломитизированных известняков 8

12. Частое переслаивание мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов. В верхах пачки появляются прослои зеленовато-серых кремнистых пород 9–35

13. Лиственитовый олистолит (см. описание слоя 2) 16

14. Сланцевые брекчии с хаотичным распространением обломочного материала (см. описание слоев 3 и 7). Среди обломков преобладают кремнистые и кремнисто-глинистые породы. В редких случаях встречаются хорошо окатанные гальки серых пелитоморфных известняков размером до 7–8 см 30

15. Конгломерато-брекчии полимиктового состава. Размеры обломков и галек не выходят за пределы первых сантиметров. Сортированность обломочного материала плохая. Цемент карбонатно-глинистый 4

16. Крупный олистолит (размеры 40 × 90 м, длинная ось вытянута по простиранию), сложенный розоватыми и серыми кристаллическими известняками с характерной брекчиевой структурой . . 40

17. Кремни и кремнисто-глинистые зеленые и зеленовато-серые породы; часто наблюдается тонкая слоистость 22

18. Олистолит брекчированных известняков (см. описание слоя 16) 10

19. Зеленые кремни и кремнисто-глинистые породы с прослоями ярко-красных тонкослоистых кремней; породы аналогичны слою 17 . . . . . Около 30

Общая мощность охарактеризованного разреза достигает 350 м, но она является видимой. В линзе известняков (см. слой 8) обнаружена фауна, свидетельствующая о верхнедевонско-нижнекарбоновом возрасте слагающих линзу пород. Ввиду того что не удалось окончательно выяснить, не являются ли эти линзы олистолитами, представляется невозможным датировать всю толщу на основании указанной выше находки. Следует заметить, что нередко пачки и слои разреза по простиранию переходят в обломочные породы, отличаясь от описанных составом обломочного материала и характером

его распределения в цементе. В целом же основной чертой строения горы Карбонатной следует считать преобладание хаотичных обломочных пород.

Аналогичное строение имеет толща, слагающая тектоническую пластину, обрамляющую восточную половину Канской зоны с юга. В западной части пластины, сложенной олистостромой, наблюдается следующая последовательность пород, залегающих снизу вверх на меланжированных серпентинитах (см. рис. 26, *III*):

Мощность, м

1. Сланцевые зеленовато-серые брекчии. Обломки, средний размер которых составляет 1,5–2 см, представлены зелеными метаморфическими сланцами и серыми кремнистыми породами. Цемент в брекчиях карбонатный и карбонатно-глинистый типа заполнения пор и облекания 30
2. Олистолит, сложенный зелеными хлорит-серицит-эпидотовыми сланцами и перекристаллизованными кремнистыми породами. Он характеризуется пластинообразной формой (при небольшой мощности имеет протяженность около 15 м) 3
3. Сланцевые брекчии, аналогичные слою 1. Отличаются явным преобладанием среди обломков кремнистых пород 15
4. Голубовато-зеленые полимиктовые среднезернистые песчаники 10
5. Конгломерато-брекчии с полимиктовым составом обломочного материала. Преобладают среди обломков кристаллические известняки, как правило брекчированные. Цемент карбонатный и карбонатно-глинистый. Распределение в нем обломков и галек неравномерное 15
6. Крупный олистолит, сложенный массивными известняками, обычно имеющими брекчиевую структуру. Известняки слагают блоки, имеющие линзовидную форму, причем длинная ось совпадает с простиранием толщи. Размеры олистолита по длинной оси 250 м . . . . . До 100
7. Сланцевые брекчии (см. слои 1, 3); в обломках преобладают зеленые метаморфические сланцы 54
8. Сланцевые брекчии, отличающиеся от рассмотренных в предыдущем слое присутствием значительного количества галек серых песчанистых, глинистых и кремнистых известняков. Гальки хорошо окатаны, размеры их колеблются от 1–2 до 15–20 см 22
9. Зеленосланцевые брекчии с карбонатным цементом. Присутствуют небольшой мощности линзы серых пелитоморфных известняков 30
10. Сланцевые брекчии, аналогичные слою 8. Среди обломков появляются брекчированные известняки, серые обызвествленные песчаники и карбонатно-кремнистые породы 25

Сланцевые брекчии (слой 10) тектонически срезаются надвинутой на них нижненамюрской слоистой толщей.

В 200 м к западу от разреза *III* располагается разрез *IV* (снизу вверх; см. рис. 26, *IV*):

Мощность, м

1. Сланцевые брекчии с мелкими (1–3 см), преимущественно кремнистыми обломками. Цемент брекчий распределен в породе крайне неравномерно, имеет песчано-карбонатный состав 30
2. Конгломерато-брекчии полимиктового состава. Среди обломочного материала встречаются зеленовато-серые полимиктовые песчаники, серые кристаллические и микритовые известняки, кремни и кремнистые сланцы, серые песчанистые известняки. Сортированность обломков и галек плохая, средний размер от 1–2 до 3–4 см 50
3. Серые и розовато-серые кристаллические известняки с массивной и брекчиевидной текстурой. Известняки аналогичны слою 6 разреза *III*. Они также слагают крупный линзовидный олистолит . . . . . Не менее 200
4. Сланцевые брекчии. Порода представлена обломками зеленых метаморфических сланцев и кремнистых пород, хаотически распределенных в карбонатном цементе. Обломки обычно полуокатаны, имеют размеры в пределах первых сантиметров. В виде единичных галек встречаются серые песчанистые известняки 10
5. Конгломераты, отличающиеся крайне неравномерным распределением галек в цементе. Гальки преимущественно карбонатного состава; песчанистые серые и темно-серые кремнистые известняки; окатанность галек плохая и средняя, размеры варьируют от 1–2 до 10–12 см. Цемент карбонатный и карбонатно-глинистый 8
6. Сланцевые брекчии с редкими гальками песчанистых и кремнистых известняков серого цвета. Среди обломков преобладают кремнистые и зеленосланцевые породы (см. рис. 26, *III*, слои 8 и 10). Цемент карбонатно-глинистый с большим количеством песчанистой примеси 5

Верхние, как и более нижние, горизонты толщи неизвестны, так как она имеет тектонические контакты с нижележащими серпентинитами и перекрывается по надвигу породами нижнего намюра (см. рис. 19, *Б–Б'*). Общая мощность видимой части разреза *IV* чуть более 300 м.

Следующий разрез олистостромовой толщи располагается в междуречье Каратанга

и Шуран, в 300 м к востоку от разреза *IV*. Здесь снизу вверх в следующей последовательности залегают (см. рис. 26, *V*):

Мощность, м

1. Метаморфические зеленые и зеленовато-серые сланцы. Метаморфиты представлены кварц-хлорит-эпидот-серицитовыми, кварц-хлорит-альбит-серицитовыми, эпидот-серицитовыми, эпидот-хлоритовыми и другими породами зеленосланцевой фации метаморфизма. В виде линзовидных прослоев небольшой мощности наблюдаются кремнистые сланцы. Породы слагают крупный олистолит пластинообразной формы, его протяженность достигает первых сотен метров 90

2. Сланцевые брекчии, среди обломков преобладают зеленые метаморфические сланцы. Породы своим хаотическим распределением обломков в цементе, формой и окатанностью обломочного материала сходны со сланцевыми брекчиями, участвующими в строении вышеописанных разрезов 20

3. Крупный олистолит розовато-серых и серых массивных известняков. Они, как правило, перекристаллизованы и имеют брекчиевидную текстуру . . . . . До 100

4. Сланцевая брекчия, аналогичная слою 1, а также слоям 1, 3 и 7 разреза *III*. Среди обломков развиты зеленые сланцы и кремнистые породы 50

5. Сланцевые брекчии с большим количеством галек известняков. В отличие от брекчий в слоях 1 и 4 здесь наблюдается значительное увеличение количества цемента. Последний имеет карбонатный состав и обычно замусорен песчанистым материалом. Карбонатные породы, наблюдающиеся среди обломков, представлены серыми микритовыми известняками, светло-серыми песчанистыми и кремнистыми известняками, известковистыми песчаниками и другими породами карбонатно-терригенного состава. Размеры этих, как правило хорошо окатанных, галек изменяются от 1–2 до 30–40 см 15

6. Сложно построенная карбонатно-обломочная порода. Преобладают массивные пелитоморфные известняки с неравномерно распределенными по породе сбломками, в основном плохо окатанными, представленными метаморфическими сланцами, серыми и зелеными кремнями и кремнистыми породами. В единичных случаях встречаются кремнистые и песчанистые известняки. 0–16

7. Сланцевая брекчия, отличающаяся от охарактеризованных выше аналогичных пород (слои 2, 4) преобладанием в обломках пород карбонатно-терригенного ряда (кремнистые и песчанистые известняки, известковистые песчаники и т.д.) 20

Общая мощность описанного фрагмента олистостромовой толщи составляет около 310 м. Нижний и верхний контакты разреза тектонические.

Следующий из рассматриваемых разрезов расположен на левобережье руч. Шуран. Его видимую часть слагают (см. рис. 26, *VI*):

Мощность, м

1. Брекчии с преобладанием кремнистых пород в обломках 48

2. Олистолит пластинообразной формы (олистоплак), сложенный зелеными метаморфическими породами . . . . . До 13

3. Сланцевые брекчии 58

4. Олистоплак, сложенный зелеными метаморфическими сланцами . . . . . До 13

5. Сланцевые брекчии с присутствием в обломках карбонатно-терригенных пород 18

6. Олистолит, сложенный переслаивающимися кремнистыми и песчанистыми известняками, известковистыми песчаниками, полимиктовыми известняками, гравелитами, кремнистыми породами с примесью карбонатного материала. Обычно мощность отдельных слойков не превышает первых десятков сантиметров . . . . . Не менее 60

7. Сланцевые брекчии. В горизонте, непосредственно налегающем на породы олистолита, наблюдается обогащение обломками и гальками, состав которых соответствует породам олистолита . . 10

8. Темно-серые и темно-коричневые кремни 4,5

9. Сланцевые брекчии 11

10. Незакономерно переслаивающиеся серпентинитовые песчаники и серпентинитовые гравелиты. Обломочный материал этих пород практически полностью представлен серпентинитами. Цемент также имеет серпентинитовый состав с незначительной примесью карбонатного материала. Слой имеет линзовидную форму 10

Общая мощность описанного фрагмента олистостромы около 250 м.

В восточном направлении состав олистостромы меняется. Увеличивается роль метаморфических пород как среди обломочного материала, так и среди олистолитов. В этом легко убедиться, рассмотрев разрез, располагающийся в междуречье Шуран и Аккапчигай. Здесь снизу вверх наблюдаются (см. рис. 26, *VII*):

Мощность, м

1. Сланцевые брекчии. Наблюдается явное преобладание среди обломков зеленых метаморфических сланцев 30

Мощность, м

2. Тектоническая пластина (или олистоплак), сложенный метаморфическими породами зеленосланцевой фации. Для сланцев характерна мелкая плойчатость 78

3. Переслаивание темно-серых и коричневых кремней и темных кремнистых известняков . . . 38

4. Сланцевые брекчии. Обломки практически полностью представлены зелеными метаморфическими сланцами. Окатанность плохая, часто встречаются остроугольные обломки; размеры варьируют от 0,2–0,5 до 45–50 см 13

5. Серые и коричневые кремни с редкими прослоями красных яшм 35

6. Сланцевые брекчии с исключительно неравномерно распределенным обломочным материалом. Цемент преимущественно глинистый, с большим количеством примеси песчанистого материала. Состав цемента отвечает зеленым метаморфическим сланцам. Обломки на 90% представлены метаморфитами. В небольшом количестве присутствуют кремнистые, карбонатные и терригенные породы. В виде единичной глыбы обнаружены офикальциты 52

7. Олистоплак, сложенный породами зеленосланцевой фации метаморфизма с редкими линзовидными прослоями кремнистых сланцев 150

8. Сланцевые брекчии, отличающиеся появлением в верхних горизонтах кремнисто-терригенно-карбонатных пород в обломках. В виде единичного олистолита (размером 50 × 70 м) обнаружены меланжированные баститовые серпентиниты с реликтами перидотитов 65

Рассмотрим особенности строения олистостромовой толщи, развитой на восточном фланге Канской зоны. Одна из характерных ее черт – преобладание грубообломочных пород. Смена одних обломочных фаций другими происходит незакономерно как по вертикали, так и по латерали. Среди обломочного материала наблюдается явное преобладание зеленых метаморфических сланцев и кремнистых пород, в том числе и метаморфизованных.

Несмотря на хаотическое в целом строение толщи, в западной части описываемой пластины отчетливо проявляется трехчленное сложение олистостромы. Нижняя и верхняя части – обломочные, а средняя выражена горизонтом крупных известняковых олистолитов. Обломочные части несколько различаются между собой. Если нижняя обогащена обломочным материалом зеленосланцевого состава, то в верхних горизонтах появляются обломки, представленные породами кремнисто-терригенно-карбонатного ряда. В восточном направлении происходит последовательное и постепенное изменение состава олистостромы. Прежде всего пропадает трехчленность строения. Здесь олистострома представлена чередующимися тектоническими пластинами и прослоями грубообломочных пород. Пластины и брекчии имеют зеленосланцевый состав.

Из наметившегося ряда зеленосланцевых олистостром выпадает Орусбулакский разрез (см. рис. 26, *I*), отличительная черта которого – резкое преобладание среди обломочного материала офиолитов.

Возникают вполне естественные вопросы: каковы соотношения между офиолитокластовой и зеленосланцевой олистостромами? Являются ли эти тектонически разобщенные толщи фрагментами одной олистостромы или разных? Для ответа на них следует обратиться к разрезу *II* (см. рис. 26). В средней и верхней частях появляется значительное количество обломков, представленных метаморфитами. Основание же сложено песчаниками и гравелитами серпентинитового состава. Для нижних горизонтов характерно также присутствие лиственитовых олистолитов. Все это позволяет предположить, что офиолитокластовая и зеленосланцевая толщи представляют собой лишь фрагмент единой олистостромы, но офиолитокластовая часть олистостромы занимала более низкое стратиграфическое положение. Это доказывается строением разреза горы Карбонатной, где обломки офиолитов наблюдаются только в нижних горизонтах. Кроме того, известны еще данные, косвенно подтверждающие такой вывод. На правобережье руч. Каратанга снизу вверх наблюдается следующий разрез (рис. 27):

Мощность, м

1. Толща, представленная плохо перемытыми валунно-галечными конгломератами, имеющими серый и розовато-серый карбонатный цемент. Основная часть обломочного материала сложена различными серпентинитами и офикальцитами. Распределение галек и валунов в цементе хаотическое, но закономерное. В единичных случаях в обломках наблюдаются зеленые метаморфические сланцы. В конгломератах располагается олистолит, сложенный слоистыми породами. Они имеют полное литологическое сходство с отложениями намюра, тектонически перекрывающими меланж с юга . . . . . Видимая не менее 150

Мощность, м

2. Тектонизированные серпентиниты, ширина выходов которых достигает 50 м

3. Валунно-галечные хаотические конгломераты и конгломерато-брекчии. Их состав и строение аналогичны породам слоя 1 . . . . . Около 80

4. Серпентинитовый меланж, представленный в основном тектонизированными серпентинитами с редкими, небольшого размера блоками родингитов, конгломератов и конгломерато-брекчий, зеленых метаморфических сланцев 200

5. Олистостромовая толща зеленосланцевого состава, на которую надвинуты слоистые отложения нижнего карбона.

С долей условности можно предположить, что блоки, сложенные офиолитокластовыми олистостромами, – тектонические отторженцы от нижней части некогда единой олистостромовой толщи.

Таким образом, олистострома представляла собой двучленный комплекс, нижняя часть которого характеризуется резким преобладанием среди обломочного материала пород офиолитового ряда. Верхняя же часть сформирована за счет разрушения зеленых метаморфических сланцев. Общая мощность такой толщи, вероятно, могла достигать 1000 м.

Значительные трудности встречает решение вопроса о возрасте олистостромы. Прежде всего надо отметить известняки среднего девона [Поршняков, Миклухо-Маклай, 1954], олистолиты которых показаны на разрезах *III–V* (см. рис. 26).

В небольшом олистолите, располагающемся в средней части разреза горы Карбонатной, собран комплекс микрофауны, возраст которой отвечает верхнему девону – нижнему карбону. Наиболее хорошо охарактеризован олистолит известняков, располагающийся в средней части разреза *III* и известный под названием "сахарная голова". В.С. Сафиным были собраны Yzchella mibiformis Anst., Archaesphaera minima Sul., A. magna Sul., A. gigantea sp., Yzchella sp., Parathurammina sp., Plectogyra sp., Bisphaera sp., Irregularina sp. – верхний девон. В этих же известняках А.Б. Натальин обнаружил Favosites ex gr. goldfussi Orb., F. cf. marbarus Sob., Heliolites sp. (ex gr. porasis Gold.), Chaetetes ulongabaris Sec., Thamnopora sp., T. retuculata, T. crussa Scheut., Stromatopora sp., Archaesphaera sp., Bisphaera sp. – средний девон. В пределах этой же толщи известны определения еще из двух известняковых олистолитов, располагающихся в междуречье Каратанг и Шуран. Здесь В.С. Сафин собрал Archaesphaera magna Sul., A. minima Phill., Yzchella mibiformis Anst. – средний–верхний девон.

На основании определения обширного комплекса разнообразной фауны в известняках Г.С. Поршняков и А.Д. Миклухо-Маклай [1954] относили всю толщу к среднему и верхнему девону.

Литологическое сходство олистолитов, которые представлены переслаиванием кремнисто-терригенно-карбонатных пород, позволяет датировать возраст нижним намюром. Если последнее определение верно, то мы можем считать, что верхние горизонты олистостромы, а именно в них располагаются охарактеризованные фауной олистолиты, могли накапливаться только в ранненамюрское время.

Возраст нижних частей олистостром (офиолитокластовых) определяется лучше. В серпентинитовых песчаниках, залегающих в виде тектонического блока, расположенного вблизи горы Южной, В.С. Сафин обнаружил Goniatites sp., Pherganoceras cledans Sibr., Dimorphoceras serapans More., Pronorites sp., Goniatites aff. irtysehensis Sibr., G. aff. orientalus Sibr., Paragoniatites sp. Г.Г. Кравченко [1961] в карбонатном цементе серпентинитового песчаника обнаружил микрофауну, представленную Proleconites sp., Pr. cf. guinduquelobus Kitte. И в том и в другом случае фауна позволяет считать песчаники намюрскими, а следовательно, и офиолитокластовая часть олистостромы имеет такой же возраст.

Верхний же возрастной предел времени накопления олистостром в пределах Кана установить не удается. Тем не менее известны места (Восточный Карачатыр и др.), где олистостромы перекрываются верхнемосковской молассой. Следовательно, олистостромообразование прекратилось к началу формирования неоавтохтонного комплекса, т.е. в середине московского века среднего карбона.

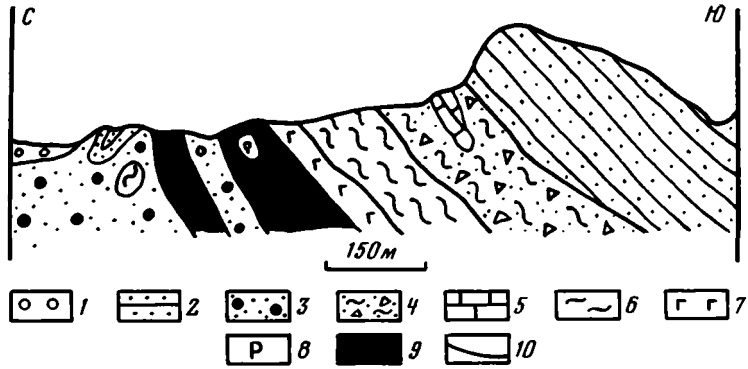


Рис. 27. Зарисовка соотношений меланжа и олистостром на правобережье руч. Каратанга (Южный Тянь-Шань, Низкие предгорья Алайского хребта)

1 – четвертичные отложения; *2* – нижний карбон, верхненамюрский подъярус: переслаивание известняков, песчаников, кремнистых пород; *3, 4* – олистостромы: офиолитокластового (*3*) и зеленосланцевого (*4*) составов; *5* – средний–верхний девон: массивные известняки; *6* – верхний рифей (?), канская свита: зеленые метаморфические сланцы; *7–9* – офиолитовый комплекс: *7* – амфиболизированное габбро, *8* – родингиты, *9* – тектонизированные серпентиниты; *10* – надвиги

Таким образом, возраст олистостром, вовлеченных в состав Канского меланжа, следует считать намюрско-нижнемосковским.

В составе Канского меланжа наблюдается значительное количество тектонических блоков специфического состава – офикальцитов. Обычно эти породы выделялись под названиями "известняково-серпентинитовые брекчии" [Морозов, 1962; Кравченко, 1961] и "апосерпентинитовые известняки" [Макарычев, Куренков, 1974]. Различны были и мнения на происхождение этих пород.

Детальное изучение показало, что среди офикальцитов выделяются по меньшей мере три типа пород различного генезиса.

I. Карбонатизированные серпентиниты. Явление карбонатизации, широчайшим образом распространенное во многих магматических породах, активно проявляется и в серпентинизированных гипербазитах. Процесс протекает следующим образом. Первоначально появляется микротрещина, развивающаяся обычно по плоскостям спайности (в баститах), которая постепенно расширяется, дискретно замещая серпентин кальцитом. Как правило, карбонатизация развивается по системе полигональных трещин. Последовательное замещение серпентина кальцитом фиксируется образованием псевдомикрослоистости, которая всегда параллельна простиранию трещины и ее границам. Мощность жил карбонатизации может достигать нескольких метров.

Приуроченность новообразований кальцита к трещинам указывает на первичную тектоническую нарушенность серпентинизированных гипербазитов. Особенно наглядно это проявляется в тех случаях, когда карбонатизация накладывается не на трещиноватые серпентиниты, а на интенсивно растертые.

II. Серпентинитовые брекчии. Породы имеют специфический облик и состоят исключительно из серпентинитовых обломков и светло-серого карбонатного цемента. Их облик позволяет сопоставить их с брекчиями офиолитового состава, широко распространенными в большинстве офиолитовых зон мира [Книппер, 1978]. Предполагается, что образование подобных пород вызвано тем, что тектонически брекчированные серпентинизированные гипербазиты насыщались слабо консолидированным карбонатным илом. В пользу этого свидетельствуют часто наблюдающиеся следы течения карбонатного материала под давлением [Кравченко, 1961].

III. Офиолитокластовые конгломерато-брекчии. Породы этого типа подробно рассматривались при описании офиолитокластовых олистостром. Здесь же подчеркнем, что в составе таких конгломерато-брекчий присутствуют в виде глыб и обломков оба из описанных выше типов.

Таким образом, если образование последнего типа осадочных серпентинитовых пород связано с шарьированием, то первые два, вероятно, являются отражением деформаций на более ранних этапах становления офиолитового комплекса. Не исключено, что их образование связано с процессом раздвига континентальных блоков [Книппер, 1978].

Мы рассмотрели состав тектонических блоков, их наиболее часто встречающиеся размеры и формы. Следующий вопрос, которого нельзя не коснуться при описании меланжа, – это характер распределения его компонентов, который можно определить как хаотический. Тем не менее можно уловить некоторые закономерности. Например, олистостромового состава блоки, распространенные широко по всей площади меланжа, все же тяготеют к фланговым частям – западной (район руч. Орусбулак) и восточной (руч. Шуран). На этих участках олистостромовых блоков намного больше, чем в центральных. Блоки, сложенные рифейскими метаморфическими породами, преимущественно распространены в пределах восточного фланга меланжа. В центральной части количество метаморфических компонентов резко уменьшается, а на западном фланге встречаются лишь единичные блоки небольшого размера. В междуречье ручьев Шамотал и Шунк преобладают компоненты небольшого размера – десятки метров, тогда как на флангах шире распространены блоки, средние размеры которых составляют сотни метров (см. рис. 22).

Особенности строения меланжа связаны с общими закономерностями распределения компонентов по площади. Существуют еще и некоторые частные случаи. Например, расположение блоков одинакового состава цепочками, звенья которых обычно не удалены друг от друга. Нередко можно видеть не цепочки, а группы, своего рода рои, одинаковых компонентов (см. рис. 24). Вероятно, такое расположение свидетельствует о том, что в меланже находилось большое количество крупных блоков, дезинтегрированных в процессе развития и дальнейшего формирования меланжа.

Рассмотрим как распределяются компоненты Канского меланжа по возрасту. Наиболее древними породами следует считать метаморфические сланцы канской свиты, возраст которых, вероятнее всего, поздний рифей [Макарычев, 1974; Макарычев, Куренков, 1974].

К средне- и верхнедевонским породам относится один из самых крупных блоков – Джолбарский. Кроме того, наблюдаются единичные блоки небольшого размера (первые десятки метров), сложенные массивными известняками. Возраст им присваивается путем сравнения их литологии с девонскими известняками, известными в составе олистостромовой толщи. Около 70% общего количества тектонических блоков сложено фрагментами олистостромовой толщи – нижний–средний карбон. Карбоновые отложения также представлены небольшим количеством массивных известняков визейского и намюрского возраста.

На основании литологического сходства в меланже выделяются: юрские отложения, представленные бурыми конгломератами и песчаниками; мергелистые серые и розовато-серые известняки – верхний (?) мел; древнечетвертичные плотные пестрые конгломераты. Последние вскрыты буровой скважиной на глубине 156 м (рис. 28). Все перечисленные блоки обычно находятся в непосредственной близости от толщ, с которыми они сопоставляются, т.е. являются тектоническими отторженцами.

Особое место среди компонентов Канского меланжа занимают известные на левом борту руч. Шамотал эффузивы основного состава, кремни и яшмы. Вероятно, все они представляют собой фрагменты отложений палеоокеана, возраст которых находится в интервале от ордовика до нижнего карбона [Буртман и др., 1977].

Много вопросов вызывает возраст самих гипербазитов. В основном существуют три точки зрения: первая предполагает внедрение интрузии в карбоне [Юдичев, 1940], вторая – в девоне [Васьневский, 1953, 1958], наконец, согласно третьей были две интрузии. Но и в последнем случае у исследователей нет единого мнения. Г.С. Поршняков [1961] первую интрузию считал доверхневизейской, а вторую – среднекарбоновой. И.П. Морозов [1962] поддерживал это мнение, с той лишь разницей, что первую

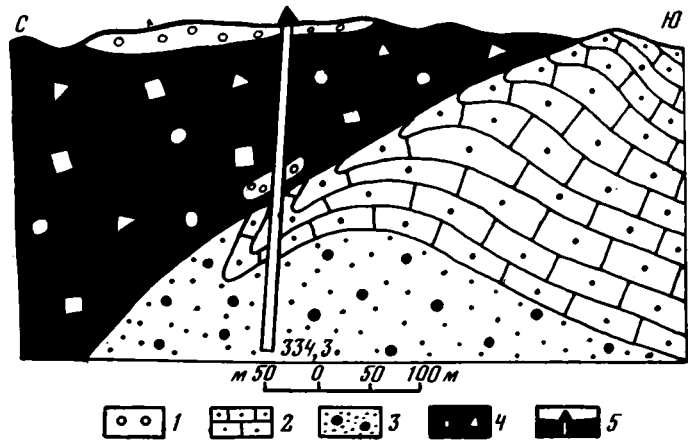


Рис. 28. Четвертичные конгломераты в составе серпентинитового Канского меланжа

1 – **четвертичные отложения: пестрые конгломераты;** *2, 3* – **мезозойские отложения:** *2* – **меловая система: красные известняки и аргиллиты,** *3* – **юрская система: бурые конгломераты;** *4* – **серпентинитовый меланж;** *5* – **буровая скважина**

интрузию он считал немного моложе – доверхнекарбоновой. Д.П. Резвой [1959] придерживается другой точки зрения: первый этап внедрения был позднесилурийско-раннедевонский, а второй – послекарбоновый.

Выше было показано, что так называемые интрузивные Канские гипербазиты представляют собой сложное тектоническое образование типа серпентинитового меланжа, в который превращена древняя океаническая кора. Следовательно, возраст гипербазитов и габброидов равен возрасту меланократового фундамента Туркестанского палеоокеана, т.е. доордовикский.

Канский меланж в структуре Алая слагает самую северную тектоническую пластину, мощность которой может достигать 1 км. С юга на нее надвинуты отложения карбона, представленные на востоке олистостромой, а на западе слоистой толщей среднего карбона. В центральной части меланж перекрывается конгломератами юры, тектонический клин которых зажат между отложениями карбона и меланжем. Южный надвиг повсеместно имеет падения в южных румбах, а угол его наклона варьирует от 20–25 до 75–80° (см. рис. 19).

В свою очередь, меланж надвинут на меловые отложения Ферганской впадины. Надвиг отчетливо выражен морфологически, нередко в слоистых известняках наблюдаются принадвиговые мелкие складки (см. рис. 28). Тело, сложенное меланжем, имеет тенденцию к погружению в южном направлении. Южное погружение подчеркивается и внутренней структурой многих блоков, особенно крупных. Подавляющее большинство из них представляют собой фрагменты моноклиналей, падение слоев в которых – в южных румбах.

Заканчивая описание Канского меланжа, выделим следующие его черты: 1) "цемент" отличается значительной тектонизированностью и составляет более 50% меланжа; 2) компоненты меланжа имеют размеры от десятков сантиметров до 1 км, форма преобладает изометричная; 3) компоненты присутствуют не только на уровне современного эрозионного среза, но и на глубине; 4) распределение компонентов в основной массе хаотическое, но в ряде случаев удается выделить частные закономерности; 5) в слоистых блоках преобладают моноклинали, причем большинство из них имеют южные падения; 6) большая часть блоков представлена фрагментами олистостромы; 7) меланж слагает пластину, фиксирующую фронт послескладчатого надвигания Южного Тянь-Шаня на Срединный; 8) в составе рассматриваемого меланжа выделяются составные части: мономиктовый, олигомиктовый и макромеланж. Все это в совокуп-

ности с блоками экзотического состава образует полимиктовый тип меланжа. Следовательно, полимиктовый меланж представляет собой продукт постепенного насыщения различными тектоническими отторженцами первоначально меланжированной океанической коры.

Восточнокарачатырский фрагмент

Восточнокарачатырская зона серпентинитового меланжа располагается в Низких предгорьях Алайского хребта в междуречье Исфайрам и Киргизата–Араван (см. рис. 16, *10*).

Восточнокарачатырская зона изучена заметно хуже, чем Канская. В литературе известны краткие описания интрузий ультрабазитов [Висьневский, 1958; Муминов, 1970; Хамрабаев и др., 1965]. В этих исследованиях перечисляются породы, развитые в интрузиях, и дается подробный анализ минералогического состава [Муминов, 1973]. Основная же заслуга в изучении описываемой зоны принадлежит геологам-съемщикам, и в первую очередь И.Л. Тесленко и В.Б. Горянову. Ими впервые были составлены детальные геологические карты, основанные на большом количестве фактического материала, собранного не только на основании изучения обнажений, но и с помощью большого объема горно-вскрышных работ. Эти данные, подкрепленные личными наблюдениями автора, положены в основу описания Восточнокарачатырской зоны.

В современной складчатой структуре рассматриваемая зона представлена выходами древних пород из-под чехла верхнепалеозойской молассы (рис. 29). Зона имеет максимальную ширину до 10 км. Непрерывная протяженность ее составляет около 50 км. Принимая во внимание небольшие выходы серпентинитов в долине р. Араван, можно предположить продолжение зоны к востоку еще на 10–15 км.

Основным структурным элементом Восточнокарачатырской зоны являются крупные тектонические блоки, ограниченные разломами. По этим разломам тектонически внедрены серпентиниты. Сами блоки, как правило, имеют полигональную грубоизометричную форму. Размеры их колеблются в пределах первых километров (рис. 29). Блоки обычно нарушены слабо, что позволяет изучить их внутреннее строение.

Тешикташский блок расположен на западном фланге зоны в районе одноименного сухого русла (рис. 29, *1*). Основание наблюдаемого здесь разреза слагают плотные дуниты и гарцбургиты, в различной степени серпентинизированные. Видимая мощность гипербазитов около 10–15 м. Выше залегают мелкозернистые габбро и габбро-диабазы, мощность которых также не превышает 10 м. Гипербазиты и габброиды интенсивно тектонизированы и обычно превращены в меланж. На него надвинута толща кремнисто-вулканогенного состава, представленная (рис. 30, *1*):

	Мощность, м
1. Спилиты, микрокристаллические диабазы, вариолиты. Нередко наблюдаются миндалекаменные разности этих пород. Подушечная отдельность встречается редко	350
2. Мелко- и среднезернистые, существенно кварцевые песчаники с единичными линзами светло-серых кристаллических известняков. Слоистость в песчаниках позволяет установить падение слоев в северных румбах под углами 30–40°	40
3 Микродиабазы и спилиты обычно миндалекаменные, часто наблюдается подушечная отдельность. Обычно миндалины выполнены кальцитом, в редких случаях – эпидотом. Толща пронизана большим количеством даек диабазов и габбро-диабазов	Около 450
4. Крупно- и среднезернистые, существенно кварцевые песчаники с неравномерно распределенной примесью туфогенного материала	22
5. Спилиты сильно кальцитизированные	5–6
6. Линзы серых и розовых известняков	До 25
7. Мелко- и среднезернистые туфопесчаники. Встречаются крупнозернистые разности, в которых преобладает кварцевый материал	6
8. Андезитовые порфириты. Крупность порфировых выделений возрастает от подошвы к кровле	55
9. Зеленые и серые кремни и кремнистые сланцы	2
10. Андезитовые порфириты с прослоями туфопесчаников	10–12

Из приведенного описания видно, что общая мощность эффузивной толщи достигает 1 км, но и она не является полной, так как верхняя часть толщи срезана надвигом.

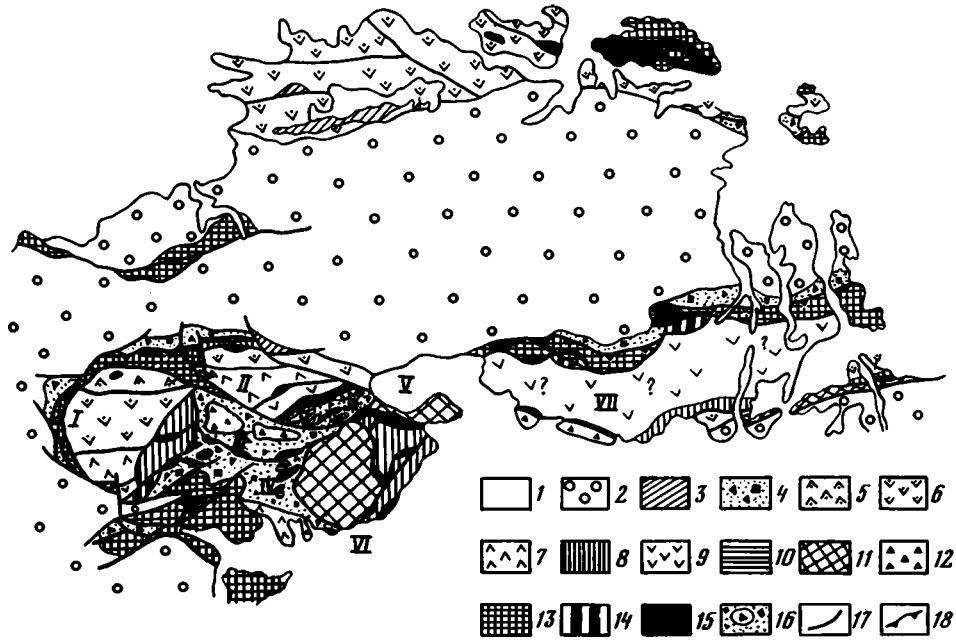


Рис. 29. Геологическая схема строения макромеланжа Восточного Карачатыра. Составил С.А. Куренков по материалам В.Б. Горянова, И.Л. Тесленко и личным наблюдениям

Тектонические блоки: *I* – Тешикташский, *II* – Тогузбулакский, *III* – Улутауский, *IV* – Найманский, *V* – Чонкойский, *VI* – "Южная антиклиналь", *VII* – Восточный; *1* – четвертичные отложения; *2* – каменноугольная и пермская системы: конгломераты, песчаники; *3* – нижний карбон; известняки; *4* – намюрский ярус–нижнемосковский подъярус, олистостромы: глыбовые конгломераты; *5* – верхний девон–нижний карбон: спилиты, диабазы, прослои известняков и плагиоклазовых порфиритов; *6* – средний девон, араванская свита: эффузивы основного состава; *7* – нижний девон, яшская свита: основные эффузивы, прослои песчаников и туфов; *8* – нижний–верхний силур, пульгонская свита: глинистые сланцы, песчаники; *9* – нижний палеозой (?): диабазы, подушечные лавы, линзы кремней; *10* – средний и верхний кембрий: битуминозные известняки; *11* – нижний кембрий: спилиты, кератофиры, линзы известняков; *12* – верхний рифей–венд: массивные известняки; *13* – верхний рифей (?), канская свита: зеленые метаморфические сланцы; *14* – меланократовый фундамент; *15* – тектонизированные серпентиниты; *16* – крупные олистолиты; *17* – разломы разного генезиса; *18* – надвиги

В верхних частях разреза в линзовидных прослоях известняков И.Л. Тесленко собрана фауна, указывающая на позднедевонско-раннекаменноугольный возраст пород. Вопрос с возрастом нижней и средней частей рассматриваемой вулканогенной толщи остается открытым. Привлекая данные, известные из Сарталинского разреза, мы можем предположить, что нижние горизонты могут иметь ордовикско-силурийский возраст, а средние – девонский (яшская и араванская свиты).

На эффузивную толщу надвинуты метаморфические сланцы канской свиты. Надвиг выражен очень отчетливо и представлен зоной перетертых пород мощностью в несколько сантиметров. Плоскость надвига падает в северных румбах под углами 25–30°. Свита в нижней части сложена тонкослоистыми розовыми и малиновыми апоглинистыми метаморфическими сланцами, а верхняя пачка представлена разнообразными "зелеными" сланцами – хлорит-серицит-кварц-эпидот-актинолитовыми. Мощность метаморфических пород достигает нескольких сот метров.

Тешикташский тектонический блок, состоящий из двух тектонических пластин, имеет в плане округлый контур. Границами блока служат разломы, по которым часто выдавлены меланжированные серпентиниты. В целом эффузивная толща образует моноклиналь, падающую в северных румбах. На нее с большим угловым несогласием надвинуты метаморфиты. Сходными чертами внутреннего строения и состава обладает Тогузбулакский тектонический блок (см. рис. 29, *II*). Его разрез начинается

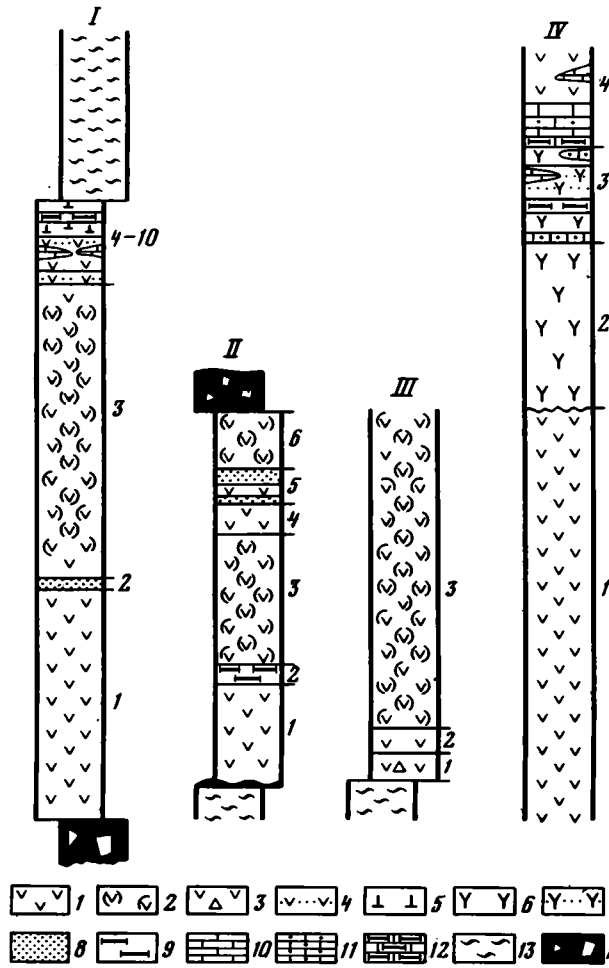


Рис. 30. Внутреннее строение тектонических блоков Восточнокарачатырского серпентинитового макромеланжа

Блоки: *I* – Тешикташский, *II* – Тогузбулакский, *III* – Восточный, *IV* – "Южная антиклиналь" (*I–III* – по личным наблюдениям, *IV* – по материалам И.Л. Тесленко); *1–4* – эффузивы основного состава: *1* – спилиты, диабазы массивные, *2* – спилиты, диабазы подушечные, *3* – лавобрекчии, *4* – туфы и туфобрекчии; *5* – андезитовые порфириты; *6* – кератофиры; *7* – туфы кератофиров; *8* – полимиктовые песчаники; *9* – кремни и яшмоиды; *10* – известняки; *11* – доломиты; *12* – кремнистые известняки и доломиты; *13* – метаморфические породы зеленосланцевой фации; *14* – серпентинитовый меланж; арабские цифры на разрезах – номера описаний в тексте

небольшой мощности (50 м) толщей кварц-хлорит-эпидотовых и альбит-серицит-хлоритовых сланцев. Падение по сланцеватости южное 35–40°. На метаморфиты надвинута эффузивная толща (см. рис. 30, *II*). По плоскости надвига нередко наблюдается появление тектонизированных серпентинитов, а также лиственитов и офикальцитов.

Мощность, м

1. Буровато-серые и темно-серые, часто сильно трещиноватые спилиты, обычно плохо раскристаллизованные. Для спилитов характерно преобладание миндалекаменных разностей. Миндалины мелкие, выполнены кальцитом. Подушечная отдельность наблюдается крайне редко 150

2. Чередование кремней, кремнисто-глинистых пород и существенно кремнистых рассланцованных алевролитов. В породах преобладают серый и фиолетовый цвета 35

3. Зеленые и зеленовато-серые спилиты и микродиабазы. В породах нередко наблюдаются минда-

Мощность, м

лекаменные разности. Большая часть эффузивов данной пачки обладает подушечной отдельностью 200

4. Массивные спилиты зеленоватого цвета 45

5. Чередование буровато-серых диабазов, зеленовато-серых спилитов и песчаников граувакового состава. Последние характеризуются зеленовато-серым и темно-зеленым цветами, присутствием всех разностей – от крупнозернистых до мелкозернистых. Указанные разности закономерно пересланваются, образуя отчетливую градационную текстуру. В крупнозернистых песчаниках нередко встречаются обломки эффузивов гравийного размера. Мощность прослоев песчаников не превышает 12–15 м 62

6. Подушечные спилиты, аналогичные слою 3 90

Так же как и в Тешикташском блоке, мощность описываемой толщи не является полной, так как мы наблюдаем только фрагмент вулканогенной толщи, ограниченный разломами. В строении Тогузбулакского блока принимают участие две тектонические пластины, причем метаморфические сланцы подстилают эффузивы. Не исключено, что один из блоков находится в перевернутом залегании.

В плане Тогузбулакский блок образует удлиненное в широтном направлении тело, со всех сторон ограниченное разломами, с выходами серпентинитов. Последние обычно меланжированы.

Весь восточный фланг Восточнокарачатырской зоны занимает крупный тектонический блок Восточный (см. рис. 29, *VII*). Он сложен вулканогенной толщей и зелеными метаморфическими сланцами. Контакт между ними тектонический (надвиг). В его плоскости нередко наблюдаются маломощные примазки растертых и рассланцованных серпентинитов, в которых присутствуют небольшого размера тектонические отторженцы. Плоскость надвига падает на юг под углом 35°. Мощность надвиговой зоны достигает 10 м. Разрез эффузивной толщи (снизу вверх) представлен (см. рис. 30, *III*):

Мощность, м

1. Туфо- и лавобрекчии основного состава . . . . . До 45

2. Голубовато-зеленые массивные, плохо раскристаллизованные спилиты . . . . . Около 50

3. Шаровые лавы, представленные спилитами, диабазами, микродиабазами, вариолитами и другими породами основного состава 500

И в этом разрезе мощность вулканогенной толщи не полная, так как нижняя граница тектоническая, а верхи толщи закрыты чехлом молодых отложений.

Существенно отличается по составу тектонический блок (см. рис. 29, *IV*), известный в литературе под названием "Южная антиклиналь" [Тесленко, Журавлева, 1974]. В его разрезе присутствуют (см. рис. 30, *IV*):

Мощность, м

1. Эпидотизированные, миндалекаменные и пироксенизированные спилиты. Среди них присутствуют небольшой мощности прослои туфов. Миндалины обычно выполнены кальцитом, хлоритом, эпидотом, реже кварцем и цеолитами. Подошва спилитов нигде не обнажается . . . Видимая 620

2. Серые и зеленовато-серые кератофиры, брекчиевые лавы и кластолавы кератофиров 229

3. В основании пачки наблюдаются прослои темно-серых кремнистых доломитов, замещающихся туфами и туффитами кератофиров. Средняя часть слоя сложена чередующимися кератофирами и их туфами, а также линзами кремней, известняков и доломитов. В верхних горизонтах наблюдаются кремнистые известняки, переходящие в органогенные. В последних известно большое количество археоцеат, а также водорослей нижнекембрийского возраста [Тесленко, Журавлева, 1974] . . . ~100

4. Венчается разрез слоем, в котором чередуются спилиты, туфы основного состава и линзы известняков 80

Рассматриваемый блок имеет в плане почти правильно округлую форму и со всех сторон ограничен разломами, в зонах которых часто наблюдаются тектонические линзы меланжированных серпентинитов, брекчированных лиственитов и карбонатизированных серпентинитов.

В строении меланжа Восточного Карачатыра участвует значительное количество блоков, представленных олистостромой, в основном они располагаются в центре западного фланга зоны (см. рис. 29, *III–V*).

В целом наблюдаемую в Чонкойском блоке толщу можно охарактеризовать как грубообломочную с глыбами значительного размера (до сотен метров). Описывая

строение блока в меридиональном направлении с севера на юг, можно наметить следующую последовательность (рис. 31, *III–А*):

Мощность, м

1. Светло-серые конгломераты и конгломерато-брекчии. Цвет породы обусловлен карбонатным цементом, облекающим гальку и обломки тонкой пленкой (1–3 мм). Гальки и обломки имеют размеры, не превышающие 5–6 см, и представлены практически полностью эффузивами основного состава: манделыштейнами, спилитами, реже диабазами. Среди манделыштейнов преобладают разности, насыщенные кальцитовыми миндалинами размером до 5–6 мм. Видимая мощность варьирует в широких пределах, в месте пересечения она не превышает 30

2. Крупный олистолит, сложенный светло-серыми массивными известняками, обычно кристаллическими. В известняках И.Л. Тесленко и Г.И. Макарычевым собраны онколиты венда 100

3. Средне- и мелкозернистые черные и темно-серые полимиктовые песчаники. Песчаники имеют большое количество кальцитовых включений округлой и удлиненной формы (средний размер от 0,5 до 3–4 мм), придающих породе внешнее сходство с миндалекаменными эффузивами. Незакономерно в локальных участках песчаники могут переходить в гравелиты и даже конгломераты, преимущественно мелкогалечные. Подобные замещения наблюдаются как по простиранию, так и вкрест простирания. В песчаниках хаотически располагаются гальки, валуны и глыбы, среди которых по составу выделяются: темно-серые крупнокристаллические битуминозные известняки; массивные желтовато-серые известняки с плохо выраженной брекчиевидной структурой; спилиты, диабазы, манделыштейны; светло-серые и светло-коричневые отбеливающиеся глинистые сланцы . . . . . Протяженность участка около 100 м

4. Серые и светло-серые песчаники, отличающиеся от рассмотренных выше (см. слой 3) увеличением количества карбонатного материала. Плохая обнаженность не позволяет обстоятельно изучить описываемые песчаники. Среди них хаотически расположены глыбы следующих пород: чередующиеся черные мелкозернистые песчаники, среднезернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты (мощность олистолита 12 м); темные кремни с прослоями фосфоритов (мощность 8 м); желтые массивные кристаллические известняки (мощность 45 м); коричневые массивные известняки. Лиственитизированные серпентиниты, скорее всего, являются тектонической линзой, но недостаточная обнаженность не позволяет этот вопрос решить до конца . . . . . Протяженность участка около 100–120

Южнее породы Чонкойского блока скрыты под чехлом молодых отложений. Строение этой части можно изучать по данным буровых скважин (рис. 31, *III–Б*):

Мощность, м

1. Пролювиально-делювиальные конгломераты 30

2. Черные углисто-глинистые сланцы с примазками слюды по поверхности напластования . . . 15

3. Конгломераты и конгломерато-брекчии. Цемент породы карбонатный. Среди галек преобладают серые и светло-серые известняки, встречаются также черные аргиллиты и зеленовато-серые песчаники. Средний размер галек находится в пределах первых сантиметров, только гальки известняков иногда достигают размера в десятки сантиметров. Нижние горизонты сложены светло-серыми известковистыми песчаниками мощностью около 2 м 12

4. Зеленые, зеленовато-серые, желтовато-серые, черные глинистые сланцы, обычно тонкослоистые с тонкопластинчатой отдельностью 58

5. Конгломерато-брекчии с карбонатным цементом, распределенным в породе настолько неравномерно, что и удается наблюдать в керне. Обломки представлены светло-серыми известняками, зеленовато-серыми и светло-серыми песчаниками, манделыштейнами, черными углистыми сланцами. Размер обломков варьирует от 2–3 м до 15–18 см 11

6. Кварц-хлорит-серицит-актинолитовые метаморфические сланцы 12

7. Конгломерато-брекчии, по своему составу аналогичные слою 5. Отличаются рассланцованностью, направленной под углом 45° к вертикальной оси керна 19

8. Зеленовато-серые и темно-серые тонкослоистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами. В средней части слоя наблюдается горизонт черных кремней мощностью около 4 м 41

9. Миндалекаменные спилиты. Миндалины выполнены хлоритом и кальцитом. Порода тектонически рассланцована и метаморфизована в незначительной степени 21

10. Зеленые метаморфические сланцы 15

О возрасте олистолитов можно сказать следующее. В виде очень крупных глыб присутствуют известняки среднего рифея [Буртман и др., 1977] и венда (см. разрез Чонкойского блока, слой 2), битуминозные известняки среднего и верхнего кембрия [Комишан, 1925; Тесленко, Журавлева, 1974], терригенные и карбонатные породы силура, известняки нижнего карбона. Как правило, удается датировать только крупные единичные олистолиты, тогда как для большинства из них возраст определяется исключительно на основании литологического сходства. Кроме того, встречается целый

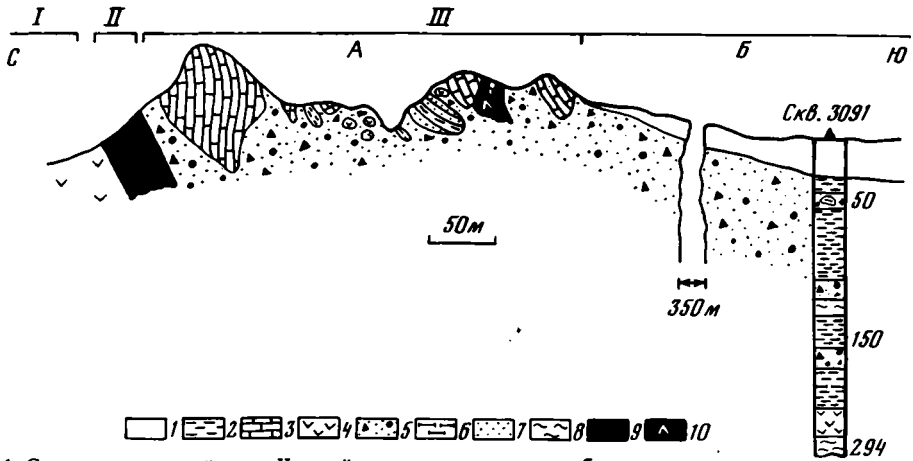


Рис. 31. Строение северной части Чонкойского тектонического блока

I – Тогузбулакский блок, II – Тогузбулакская тектоническая линза, III – Чонкойский блок (А – его обнаженная часть, Б – скрытая под чехлом молодых отложений); *1* – четвертичные отложения; *2–7* – породы, слагающие олистолиты: *2* – черные глинистые сланцы и песчаники, *3* – светлые кристаллические известняки, *4* – эффузивы основного состава, *5* – кремни и яшмоиды, *6* – полимиктовые песчаники, *7* – зеленые метаморфические сланцы; *8* – конгломерато-брекчии полимиктового состава; *9* – серпентинитовый меланж; *10* – лиственитты

ряд олистолитов, возраст которых вообще не ясен. Примером таких образований могут служить эффузивы основного состава, разнообразные кремни и яшмоиды.

Отсутствие надежных находок фауны в цементе олистостромовой толщи значительно затрудняет определение ее возраста. Известно, что наиболее молодые олистолиты представлены нижнекарбоновыми известняками, вероятнее всего визе-намюрскими. Таким образом, мы вправе предполагать, что олистострома накопилась в интервале от поздненамюрского времени до начала накопления молассовых отложений, т.е. до середины московского века. Эти выводы согласуются с более обоснованными определениями возраста олистостромы, известной в составе Канского серпентинитового меланжа.

В составе Восточнокарачатырского меланжа осталось отметить блоки, сложенные метаморфическими породами (канская свита) и терригенными породами силура (пульгонская свита). Первые представлены тонкослоистыми кремнистыми сланцами малинового цвета, мраморизованными известняками и зелеными метасланцами. Пример такой толщи можно найти в блоке, расположенном южнее Найманского блока (см. рис. 29). Переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники, преимущественно черного цвета, слагают пульгонскую свиту.

Тектонические блоки отделены друг от друга крутыми разломами или сериями разломов. По ним тектонически внедрены меланжированные серпентиниты, образующие в плане линзовидной формы зоны. Наиболее крупная – Тогузбулакская тектоническая линза. Она отделяет Тогузбулакский тектонический блок от Чонкойского (рис. 32, *Г*), протяженность линзы около 3 км, ширина не превышает 200–250 м. Основная масса представлена разлинзованными, развальцованными и местами милонитизированными серпентинитами, в которых "плавают" плотные массивные баститовые серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты, родингиты и офикальциты. Наблюдаются единичные блоки удлиненной формы, сложенные габбро-диабазами дайкового облика, которые имеют тектонический контакт с серпентинитами. Наличие в габбро-диабазах реликтовых зон закалки, отчетливо выделяющихся по темному цвету и микрокристаллической структуре, позволяет предполагать первичную магматическую природу даек.

Таким образом, Тогузбулакская линза сложена меланжем мономиктового состава.

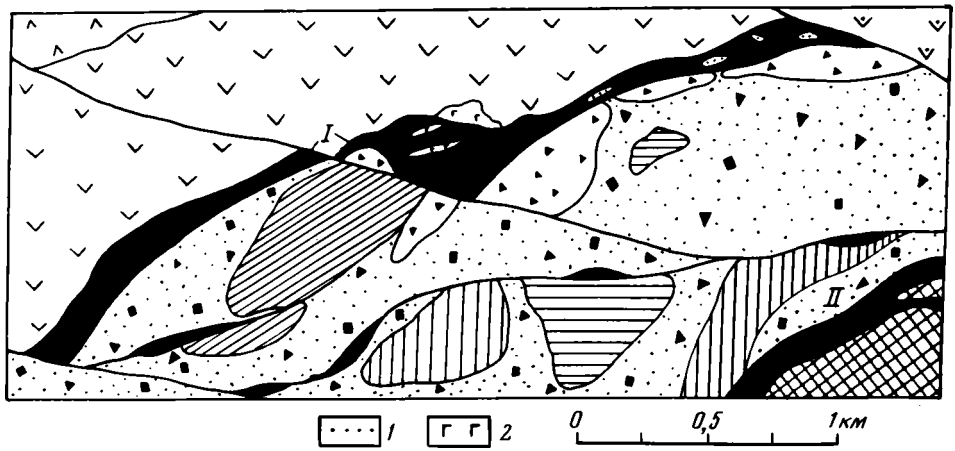


Рис. 32. Схема строения серпентинитового меланжа в Тогузбулакской (I) и Южногорской (II) тектонических линзах. Составил С.А. Куренков с использованием материалов И.Л. Тесленко

1 – офикальциты; *2* – габбро-диабазы. Остальные условные обозначения см. на рис. 29

В структурном отношении меланж слагает пластинообразное тело, круто погружающееся в южном направлении (см. рис. 31).

В других линзах, также сложенных меланжем и находящихся в аналогичной структурной позиции, иногда встречаются тектонические отторженцы от блоков, между которыми меланж выдавлен. Например, в составе меланжа, разделяющего Чонкойский блок и "Южную антиклиналь", известен отторженец, сложенный эффузивами спилит-кератофирового состава. Не возникает сомнений, что он отколот от блока "Южная антиклиналь", так как только там известны такие породы.

Следовательно, серпентинитовый меланж, развитый на стыках тектонических блоков, представлен моно- и олигомиктовым типами.

Специфичность строения Восточного Карачатыра заключается в том, что он представлен двумя морфологическими типами меланжа. К первому из них относится моно- и олигомиктовый меланж нормального ряда (Тогузбулакская линза и др.). Крупные тектонические блоки и меланж, их разделяющий, в совокупности образуют макромеланж.

В Восточном Карачатыре удается наблюдать несогласное налегание конгломератов московского яруса на меланж, в состав которого уже входили блоки с олистостромой. Этот факт позволяет нам утверждать, что основной этап меланжеобразования закончился к московскому веку среднего карбона. Олистостромообразование предшествовало образованию меланжа.

Структурное положение макромеланжа менее ясно, чем Канского. Этому в значительной степени способствует широко развитый чехол отложений неоавтохтона. Обращает на себя внимание преобладание крутозалегающих тектонических тел. Этот факт в совокупности с такими особенностями строения, как крупноблоковость, позволяет предположить, что здесь сохранилась корневая зона Алайских покровов, в которой преобладали напряжения сжатия, не замаскированные послескладчатым ретрошарьированием Южного Тянь-Шаня на Срединный. Подтверждение тому мы находим в вещественном составе меланжа: в его блоках присутствует весь спектр вовлеченных в покрово-образование отложений.

Подводя итог описанию Восточнокарачатырского макромеланжа, отметим следующее: 1) основная масса составляет менее 50%; 2) компоненты обладают крупными размерами; 3) меланж представлен двумя морфологическими разновидностями – макромеланжем и меланжем нормального ряда; последний является основной массой для макромеланжа; 4) главная стадия меланжирования закончилась к середине карбо-

на. Олистостромообразование предшествовало меланжированию или протекало одновременно.

Принадлежность Восточнокарачатырской и Канской зон к корневым структурам подчеркивается расположением их на границе Срединного и Южного Тянь-Шаня. Колоссальная протяженность сутуры, фрагментами которой являются рассмотренные зоны, – еще одно подтверждение высказанного предположения.

Наукатский и Кызылсайский фрагменты

Кроме рассмотренных, нами изучались и другие, более мелкие выходы меланжа, приуроченные к границе Срединного и Южного Тянь-Шаня. Принципиальное их строение не отличается от рассмотренных выше примеров.

Наукатский меланж (см. рис. 16,6) представлен серией тектонических линз, приуроченных к надвигу метаморфических сланцев на силурийские толщи (рис. 33). Наиболее крупная линза – Бельурюкская, располагающаяся непосредственно над кишлаком Бельурюк (рис. 33, I). Ее протяженность около 2 км, ширина не превышает 250–300 м (рис. 34). Основная масса меланжа, количество которой преобладает над его компонентами, представлена интенсивно разлинзованными, развальцованными, часто растертыми антигорит-хризотиловыми серпентинитами. В небольших тектонических блоках (размером в первые десятки сантиметров) сохраняются плотные черные баститовые серпентиниты.

Серпентинитовая масса включает тектонические блоки, имеющие в основном форму, близкую к изометричной. Их размеры колеблются от первых метров до десятка метров. Расположение крупных блоков показано на рис. 34. По составу среди компонентов меланжа выделяются: 1. Метаморфические сланцы канской свиты. Это – эпидот-хлоритовые, эпидот-хлорит-серицитовые, актинолит-серицит-альбит-хлоритовые сланцы, представляющие собой зеленосланцевую фацию эффузивов основного состава. Встречаются метаморфические сланцы малинового цвета, являющиеся метаморфизованными пелитовыми отложениями. Породы в значительной степени катаклазированы, особенно вблизи контакта с серпентинитами. 2. Светло-серые, коричневые, темно-серые кремни и кремнистые сланцы. Так же как и метаморфические сланцы, эти породы часто бывают катаклазированы. В одном из наиболее крупных блоков, располагающемся в центральной части зоны, отчетливо вырисовывается замок синклинальной складки. 3. Светло-серые, почти белые, крупнокристаллические мраморизованные известняки. 4. Черные и темно-серые мелкозернистые слюдистые песчаники и алевролиты. По слоистости определяется падение описываемой пачки пород в северных румбах под углом 50°. 5. Светло-серые, желтовато-серые, зеленовато-серые мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники. Эти песчаники, так же как и предыдущие, имеют северные падения под средними углами. 6. Соссюритовое и амфиболовое габбро зеленовато-серое, обычно с такситовой структурой. Породы полностью соответствуют габброидам, известным из разреза меланократового фундамента в Сартале. 7. Рыжевато-бурые лиственитами. 8. Светло-серые и розовые офикальциты. Терригенного состава компоненты легко сопоставляются с силурийскими отложениями (пульгонская свита), метаморфические – с канской свитой – поздний рифей (?). Возраст остальных блоков не удается предположить даже методом аналогий.

Среди компонентов рассмотренного меланжа присутствует группа пород, характеризующая состав мономиктового меланжа: гипербазиты, габбро, лиственитами, офикальциты. Кроме этого, вовлечены тектонические отторженцы – метаморфиты и терригенные породы. Экзотическими породами являются мраморизованные известняки.

В структурном отношении Бельурюкский меланж слагает тектоническую линзу, вероятно представляющую фрагмент существовавшей на этапе шарьирования единой пластины, которая превращена в серию тектонических линз. Все они имеют одинаковое строение и структурное положение. Линзы, в том числе и Бельурюкская, имеют северные падения под углами 40–50° (рис. 35), что находится в соответствии с падени-

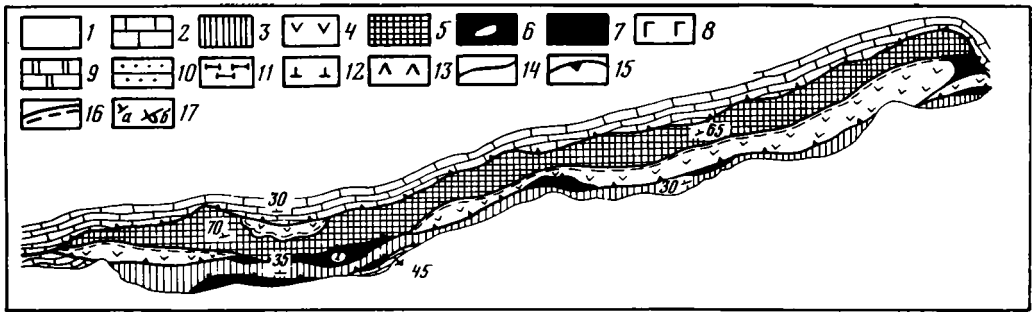


Рис. 33. Схема геологического строения северо-западного борта Наукатской впадины (Бельурюкская тектоническая линза – I)

1 – четвертичные отложения; *2* – меловые отложения: красные известняки и аргиллиты; *3* – нижний–верхний силур, пульгонская свита: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; *4* – эффузивы основного состава неясного возраста; *5* – канская свита: зеленые метаморфические сланцы; *6, 7* – серпентинитовый меланж: *6* – внемасштабные тектонические блоки, *7* – тектонизированные серпентиниты; *8–13* – компоненты меланжа: *8* – амфиболовое габбро, *9* – мраморизованные известняки, *10* – полимиктовые песчаники, *11* – яшмы и кремни, *12* – офикальциты, *13* – лиственитты; *14–16* – разрывные нарушения: *14* – крутые, *15* – надвиги, *16* – с зоной динамометаморфизма; *17* – элементы залегания: *а* – нормального, *б* – опрокинутого

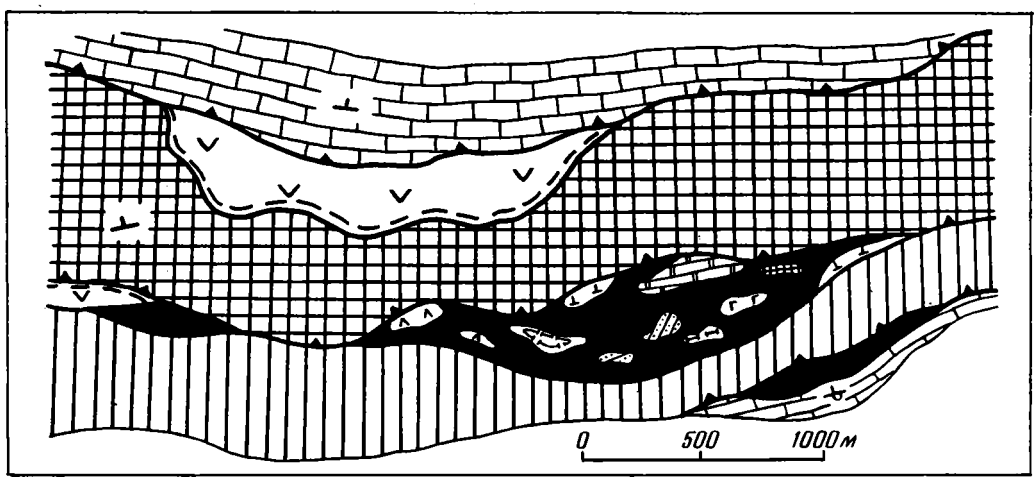


Рис. 34. Схема строения серпентинитового меланжа Бельурюкской тектонической линзы
Условные обозначения см. на рис. 33

ями плоскости надвига, к которому они приурочены. Такое залегание меланжа подчеркивается северными падениями слоистых компонентов.

Заканчивая описание Наукатского меланжа, разобранного на примере Бельурюка, отметим следующее. 1. Основная масса преобладает над компонентами, составляя не менее 70% всего тектонита. 2. Слоистые компоненты залегают в соответствии с общим падением меланжа. 3. Присутствие компонентов, по составу отвечающих породам меланократового фундамента и тектоническим отторженцам, позволяет отнести рассмотренный меланж к олигомиктовому типу. Однако небольшое количество экзотических блоков вынуждает относить Наукатский меланж к образованиям, промежуточным между олигомиктовым и полимиктовым типами.

Кызылсайский меланж располагается на левобережье р. Сох в районе кишлака Туль (см. рис. 16,*5*). Рассматриваемая зона до последнего времени оставалась практически неизученной. Выходы офиолитов небольшие по размерам и могли быть показаны только на крупномасштабных картах. При этом предпочтение отдавалось классической схеме, и все ультраосновные породы показывались интрузиями.

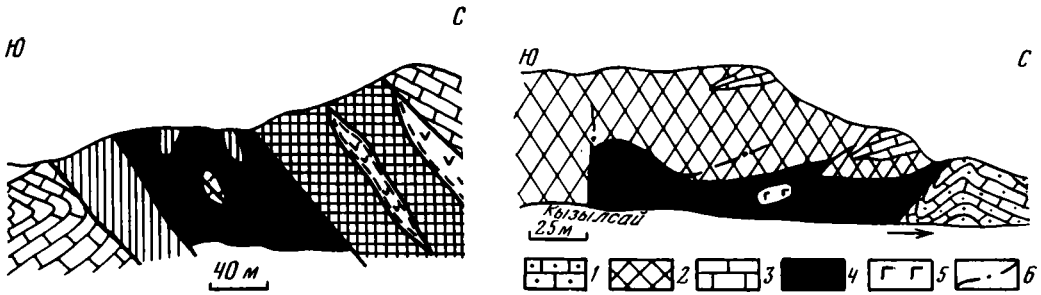


Рис. 35. Структурное положение Бельурюкской тектонической линзы серпентинитового меланжа
Условные обозначения см. на рис. 33

Рис. 36. Зарисовка надвига мономиктового меланжа на меловые известняки. Левый борт руч. Кызылсай, бассейн р. Сох

1 – меловые отложения: известняки, аргиллиты; *2* – нижний–верхний силур, пульгонская свита: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (все породы интенсивно тектонизированы); *3* – тектонические линзы известняков неясного возраста; *4* – серпентинитовый меланж мономиктового состава; *5* – амфиболовое габбро; *6* – разрывные нарушения

В результате проведенных автором исследований в строении Кызылсайских офиолитов выяснились новые факты. Офиолиты, представленные здесь в основном деформированным габбро-гипербазитовым членом ассоциации, слагают серию небольших тектонических линз, вытянутых цепочкой в субширотном направлении. Ширина таких линз составляет несколько десятков метров, протяженность же не превышает 100–120 м. Основная часть пород представлена мелкоразлинзованными, развальцованными и раскатанными серпентинитами, характеризующимися черным цветом и хризотиловым составом. Поверхность каждого такого мелкого элемента (линзочки, шарика или валика) отличается практически идеальной полировкой.

В виде шарообразных тектонических блоков, размеры которых составляют несколько метров, редко достигая первых десятков метров, наблюдаются баститизированные пироксениты, полосчатые габброиды, серпентинизированные перидотиты. Тектонических включений других пород не наблюдается.

Как уже отмечалось, меланж здесь слагает небольшого размера тектонические линзы, приуроченные к хорошо выраженной зоне надвига, по которой силурийские терригенные отложения надвинуты на мезозойские отложения Ферганской впадины, в данном случае на известняки мела (рис. 36). Тектонические линзы мономиктового меланжа в соответствии с плоскостью надвига погружаются в южном направлении под углами от 10 до 45°.

Тектонические напряжения, приведшие к образованию серпентинитового меланжа, оказали воздействие не только на гипербазиты, но и на терригенные отложения силура (пульгонская свита). Преобладающие в разрезе свиты глинистые сланцы интенсивно тектонически размяты и развальцованы, нередко брекчированы. Прослои песчаников и алевролитов, т.е пород более компетентных, растащены и превращены в отдельные глыбы, которые обволакиваются рассланцованными аргиллитами. Аналогичный процесс происходит с линзовидными прослоями известняков и кремней. Вероятнее всего, маломощные линзы серпентинитов не смогли полностью погасить возникшие при надвигании тектонические напряжения, что и привело к меланжированию терригенных пород пульгонской свиты.

Основные характеристики Кызылсайского серпентинитового меланжа сводятся к следующему.

1. Основная масса представлена тектонизированными серпентинитами, количество которых может составлять 70% меланжа.

2. Компоненты меланжа характеризуются небольшими размерами и имеют форму, близкую к шарообразной.

ВЫВОДЫ

Анализ строения офиолитовых комплексов северных склонов Алтайского хребта позволяет сделать следующие выводы.

1. Уточнение стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ и выявление глубинных условий их накопления позволяют дополнить намеченный ранее латеральный ряд формаций океаническими отложениями.

2. Офиолитовые аллохтоны и мономиктовый меланж – первичные тектонические типы офиолитов, формирующиеся на стадии шарьирования. Олиго- и полимиктовый меланж – вторичные тектонические типы. Они формируются на стадии послескладчатых деформаций в результате насыщения пластичных серпентинитов тектоническими отторженцами.

3. Несогласное налегание ордовикских отложений на меланократовый фундамент, а также присутствие в разрезах и в меланже специфических офиолитокластовых осадочных пород указывают на возможность деформаций на ранних этапах становления офиолитовых комплексов.

ОФИОЛИТЫ АТБАШИНСКОГО ХРЕБТА

Детальный анализ строения офиолитовых комплексов Алая позволяет нам ограничиться только сравнительной характеристикой офиолитов восточной части Южного Тянь-Шаня.

Офиолитовые аллохтоны

Сарыбулакские офиолиты располагаются в пределах северных предгорий Атбашинского хребта, в 25 км западнее одноименного с хребтом районного центра (см. рис. 15, II).

В районе родника Сарыбулак автор наблюдал следующую последовательность пород (рис. 37, *Б*). В основании разреза залегают меланжированные гарцбургиты, в различной степени серпентинизированные. В ряде мест сохранились реликтовые, ненарушенные тектонически зоны постепенного перехода от серпентинизированных гарцбургитов к полосчатым габброидам [Христов, Христова, 1978]. Плохо выраженный полосчатый комплекс имеет мощность не более 150–200 м. Зона перехода гипербазитов в габбро обычно представлена такситовыми породами, а ее мощность не превышает первых метров.

На габбро тектонически налегает вулканогенно-кремнистая толща следующего состава (снизу вверх; см. рис. 37, *Б*):

	Мощность, м
1. Красные и коричневые яшмы	25
2. Серые и зеленые кремни и яшмоиды с тонкими прослоями красных яшм и подушечных спилитов	180
3. Темно-зеленые спилитизированные базальты с миндалекаменной текстурой. Часто наблюдается хорошо выраженная подушечная отдельность, по которой определяется нормальное залегание пород	150
4. Переслаивание сургучных яшм и зеленых кремней	20
5. Спилиты, диабазы, микродиабазы, нередко миндалекаменные. Часто встречается подушечная отдельность. Присутствуют небольшой мощности линзы кремней и яшм	480–500

Рассмотренный разрез палеонтологически не охарактеризован. Наблюдаемая последовательность пород – гипербазиты, габброиды и вулканогенно-кремнистые отложения –легко сопоставляется с разрезом древней океанической коры в Алайском хребте. При этом обращает на себя внимание тот факт, что особенно хорошо соответствуют друг другу по составу вулканогенно-кремнистые толщи (см. рис. 37). Опираясь на данные о возрасте этих отложений в Сартале, мы вправе предположить в Сарыбулак-

Рис. 37. Сопоставление разрезов океанической коры Атбашинского и Алайского хребтов Южного Тянь-Шаня (А – Сартале, Б – Сарыбулак)

1–10 – отложения океанической стадии: *1* – пикритовые порфириты, *2, 3* – спилиты, диабазы, базальтовые порфириты (*2* – массивные, *3* – с подушечной отдельностью), *4* – гиалокластиты, *5* – плагиоклазовые порфириты, *6* – кремни и яшмы, *7* – базальные конгломераты габбро-диабазового состава, *8* – песчаники, в том числе граувакковые, *9* – алевролиты, *10* – глинистые сланцы; *11–14* – породы меланократового фундамента: *11* – комплекс параллельных габбро-диабазовых даек, *12* – амфиболовое габбро, *13* – габбронориты, *14* – дунит-гарцбургитовый комплекс; *15* – зона постепенного перехода гипербазитов в габбро; *16* – серпентинитовый меланж; *17* – местонахождение ископаемых радиолярий

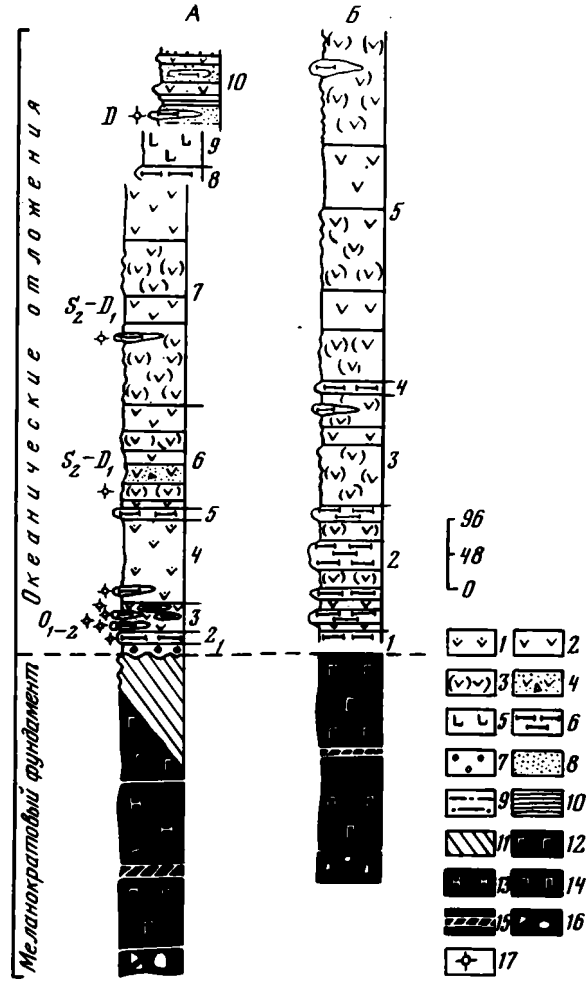
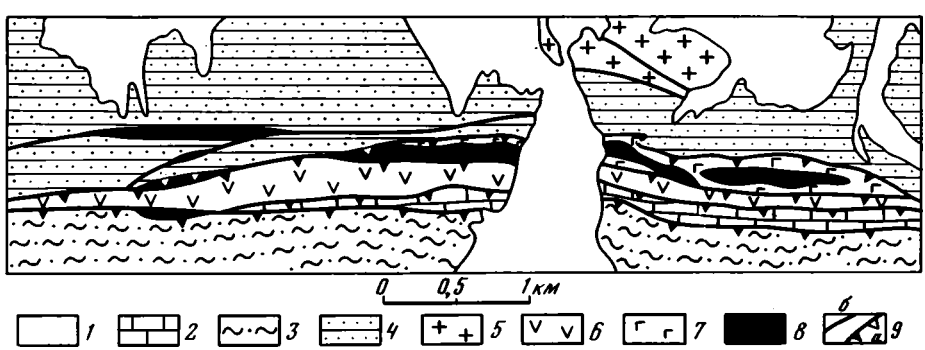


Рис. 38. Схема геологического строения северного склона хр. Атбаши в районе Сарыбулака

1 – четвертичные отложения; *2* – верхний карбон: известняки; *3* – протерозой (?), атбашинская свита: метаморфические сланцы; *4* – зеленые метаморфические сланцы неясного возраста; *5* – граниты; *6–8* – породы офиолитовой ассоциации: *6* – эффузивы основного состава, *7* – такситовое и полосчатое габбро, *8* – перидотиты; *9* – тектонические нарушения: *а* – пологие, *б* – крутые



ском разрезе присутствие отложений ордовикского возраста в нижней, силурийско-девонских эффузивно-кремнистых отложений в средней и верхней частях толщи.

Структурное положение Сарыбулакских офиолитов до конца не выяснено. Можно предположить, что офиолиты образуют тектоническую пластину, состоящую из двух частей (рис. 38). Нижняя сложена меланжированными породами меланократового

фундамента, а вулканогенно-кремнистая толща представляет собой верхнюю. Вероятно, некогда эти породы слагали единый разрез океанической коры древнего океана.

Пластина надвинута в северном направлении на неясного возраста метаморфические породы, представленные зелеными сланцами, и также по надвигу перекрыта палеозойскими известняками и метаморфитами атбашинской свиты.

Мономиктовый и олигомиктовый серпентинитовый меланж

Джангджирская группа офиолитов располагается в пределах хр. Джангджир, протягиваясь в субширотном направлении от устья р. Балыкты (левый приток р. Атбаши) до верховьев р. Джангджир (левая составляющая р. Атбаши), занимая пространство длиной в несколько десятков километров (см. рис. 15, III). Она представлена отдельными, часто удаленными на значительное расстояние фрагментами офиолитов, располагающимися цепочкой. Обычно эти выходы имеют в плане овальный контур. Их размеры варьируют от первых десятков метров до первых километров. Практически все они имеют одинаковое внутреннее строение, в связи с чем мы рассмотрим в качестве примера наиболее крупный фрагмент – Балыктинский (см. рис. 15, IV).

Матрица Балыктинского меланжа представлена интенсивно тектонизированными серпентинитами. В серпентинитах располагаются изометричной (преимущественно) формы тектонические блоки пород, размеры которых могут изменяться от первых метров до нескольких десятков и даже сотен метров. По составу среди компонентов меланжа выделяются: 1) зеленые и серые спилитизированные базальты, диабазы; 2) кварц-хлорит-серицитовые, эпидот-хлоритовые, хлорит-серицитовые сланцы и другие породы фации зеленых сланцев; 3) зеленые и красные яшмы, коричневые и серые кремни; 4) соссюритизированное габбро, обычно с характерной такситовой структурой. Встречаются также габбро-нориты; 5) зеленовато-серые, белые и розовые родингиты; 6) бурые и желтовато-бурые лиственити; 7) серые, розовые офикальциты.

В виде единичных блоков в Балыктинском меланже наблюдаются следующие породы.

1. Серпентинитовые конгломерато-брекчии с карбонатным цементом. Обломочный материал характеризуется плохой окатанностью и практически полностью представлен хризотиловыми серпентинитами с баститом. Конгломерато-брекчии залегают на массивных черных баститовых серпентинитах, состав которых полностью соответствует серпентинитам, наблюдаемым в обломках. Видимая мощность конгломерато-брекчий не превышает 3 м. Серпентиниты и перекрывающие их брекчии слагают единый тектонический блок, мощность которого не превышает 40 м.

2. Конгломерато-брекчии габбрового состава. Цемент породы карбонатный, с песчаным заполнителем. Обломочный материал полностью представлен габброидами. Окатанность и сортированность обломков и галек крайне слабая. Конгломерато-брекчии залегают на соссюритизированном габбро с такситовой структурой. Такими же габброидами сложены обломки в перекрывающих породах. Наблюдаемая мощность конгломерато-брекчий около 5 м. Общая мощность всего блока не более 20 м.

Не исключено, что мы наблюдаем фрагменты меланократового фундамента с базальными горизонтами вышезалегавших отложений. Такие офиолитокластовые породы известны в Алайских офиолитах (Сартале, Кан и др.).

Структурное положение отдельных фрагментов Джангджирской группы офиолитов различно. Часть из них слагает небольшие по размеру тектонические линзы, приуроченные к зоне надвига Южного Тянь-Шаня на Срединный. Меланж в этих линзах отличается исключительно сильной тектонической переработанностью. Большая часть фрагментов Джангджирской группы, в том числе и рассмотренный выше Балыктинский, находятся в иной структурной позиции. Они слагают отдельные, небольшие по площади останцы, которые некогда составляли единую, самую верхнюю тектоническую пластину, надвинутую на метаморфические сланцы атбашинской свиты (рис. 39).

Офиолиты Джангджирской группы принадлежат к олигомиктовому типу меланжа (Балыктинский и др.). Некоторые небольшие линзы, не содержащие тектонических отторженцев, следует относить к мономиктовым разновидностям.

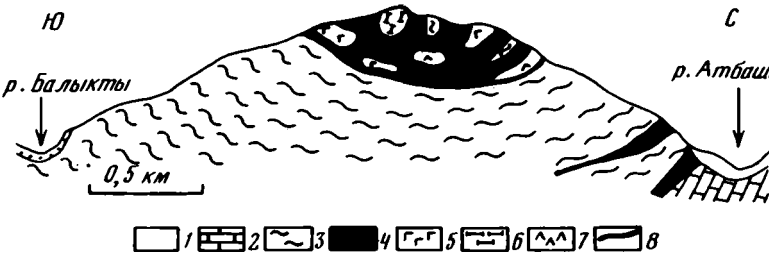


Рис. 39. Аллохтонное залегание серпентинитового меланжа в водораздельной части хр. Джангджир (схематизированный разрез через хр. Джангджир в 5 км к востоку от устья р. Балыкты)

1 – четвертичные отложения; *2* – отложения каменноугольной системы: известняки; *3* – протерозой (?), атбашинская свита: метаморфические сланцы; *4–7* – породы офиолитовой ассоциации: *4* – тектонизированные серпентиниты, *5* – полосчатое габбро, *6* – кремни и яшмы, *7* – листвениты; *8* – разломы

Полимиктовый серпентинитовый меланж

Акбеитский меланж располагается у подножия северо-западной оконечности Атбашинского хребта (см. рис. 15, *I*). Он слагает узкую (максимальная ширина не более 500 м), вытянутую в широтном направлении полосу, протяженность которой составляет несколько километров (рис. 40).

Рассматриваемые офиолиты изучены лучше других. Е.В. Христовым и М.П. Христовой [1978] впервые было показано, что они образуют тектоническую формацию типа серпентинитового меланжа. Основная масса меланжа Акбеита представлена интенсивно тектонизированными серпентинитами. Их дислоцированность выражается в мелком расчешуивании, развальцевании и раскатывании пород и нередко доходит до мукообразного милонита.

Среди тектонических блоков, заключенных в тектонизированных серпентинитах, преобладают изометричные или удлиненные формы (рис. 40). В последнем случае наблюдается вытягивание длинной оси в субширотном направлении, т.е. в соответствии с простиранием всей зоны.

По составу среди компонентов Акбеитского меланжа выделяются: 1) гранат-мусковит-альбитовые и двуслюдяные кварцевые сланцы; 2) серые и светло-коричневые кремни и кремнистые сланцы; 3) серпентинизированное такситовое габбро; 4) светло-серые массивные родингиты; 5) рыжевато-бурые кристаллические лиственитты; 6) бурые полимиктовые конгломераты с хорошо окатанной галькой среднего размера; 7) эффузивы основного состава, нередко превращенные в зеленые матаморфические сланцы с глаукофаном.

Сравнивая перечисленные породы с толщами, находящимися в непосредственном тектоническом соприкосновении с меланжем, нетрудно установить, что бурые конгломераты легко сопоставляются с отложениями перми. Эффузивы и ассоциирующие с ними зеленые метаморфические сланцы аналогичны породам лудловского яруса силура. Так же решается вопрос с другими метаморфическими породами – они, несомненно, являются тектоническими отторженцами атбашинской свиты.

Серпентинитовый меланж слагает тектоническую пластину, которая в северном направлении надвинута на пермские конгломераты [Христов, Христова, 1978]. Сама пластина, сложенная меланжем, погружается в южном направленни под углами 50–55°. В свою очередь, меланж перекрывается тектонической пластиной, сложенной метаморфитами атбашинской свиты. Нередко как на южном, так и на северном контакте меланжа появляются небольшой мощности тектонические линзы, представленные отложениями лудловского яруса силура (рис. 40). Состав Акбеитского меланжа позволяет отнести его к полимиктовому типу.

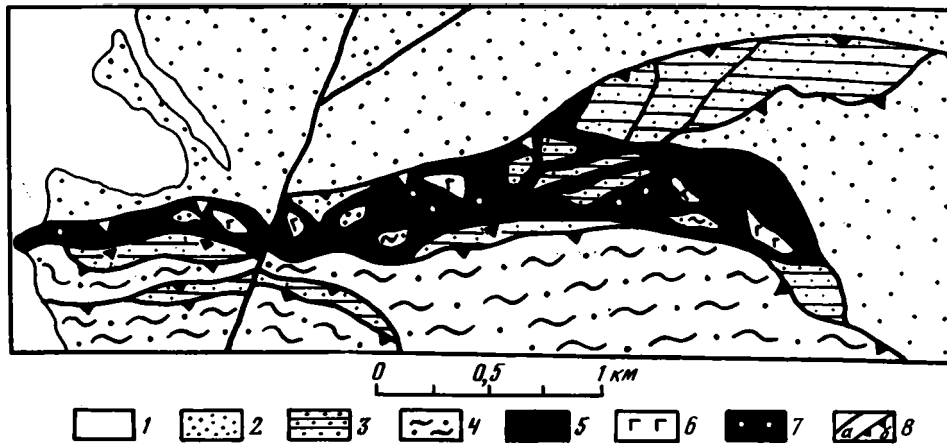


Рис. 40. Схема строения Акбеитского меланжа. Составил С.А. Куренков по материалам Е.В. Христова и наблюдениям автора

1 – четвертичные отложения; *2* – пермские отложения: конгломераты; *3* – силурийская система, верхний отдел, лудловский ярус: основные эффузивы, зеленые метаморфические сланцы; *4* – протерозой (?), атбашинская свита: метаморфические сланцы; *5–7* – породы офиолитовой ассоциации: *5* – тектонизированные серпентиниты, *6* – полосчатое габбро, *7* – родингиты; *8* – разрывные нарушения: *а* – надвиги, *б* – крутые

Анализ Атбашинско-Джангджирских офиолитовых комплексов показывает, что не существует принципиальных отличий в их строении в сравнении с Алайскими. Особо важное значение приобретает Сарыбулакский разрез океанической коры, показывающий, что в пределах рассматриваемой территории существовал палеоокеанический бассейн. Сходство в структурном положении полимиктового меланжа позволяет продолжить сутуру палеоокеана на восток, вдоль подножий Атбашинского хребта.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

Усиление интереса к проблеме офиолитов в значительной степени обусловлено их сходством с океаническими разрезами. Потребовалось не только сравнение последовательности пород ассоциации, но и всестороннее изучение их. Первые исследования в этой области привели к тому, что господствующие позиции заняла точка зрения, согласно которой большинство офиолитовых разрезов офиолитовых ассоциаций (без дунит-гарцбургитовой части) объединены в линию толеитовой дифференциации [Brunn, 1960; Moores, 1969].

Накопление значительного количества нового материала по складчатым областям континентов и по океаническим пространствам привело многих исследователей к убеждению о многообразии пород офиолитовой ассоциации не только по возрасту, но и по составам отдельных комплексов. Выяснилось также, что направленность дифференциации пород офиолитового сообщества может быть различной [Baily et al., 1974; Miyashiro, 1975].

В результате стали выделять определенные петрохимические типы офиолитов, связывая их особенности с различием в структурном положении [Добрецов, 1974; Miyashiro, 1975; Rocci et al., 1975].

Однако последние исследования показывают, что такие сопоставления – проблема сложная и во многих случаях не решается однозначно [Марков и др., 1977]. В связи с этим небезынтересно проанализировать петрохимические особенности рассматриваемых в настоящей работе офиолитов.

Среди многообразия существующих методик обработки данных химических анали-

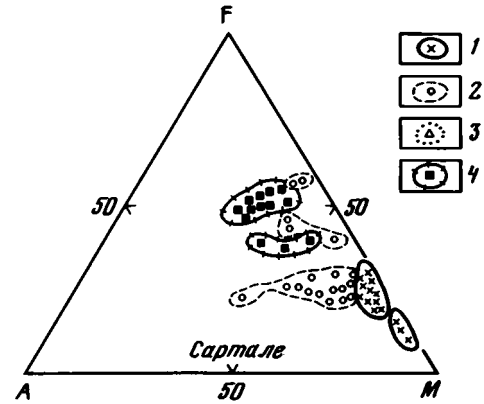
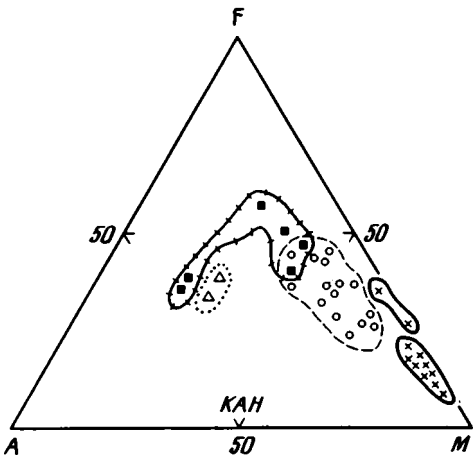


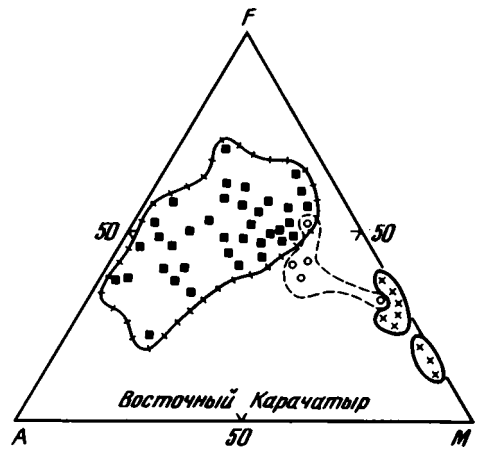
Рис. 41. Диаграмма AFM для неполно дифференцированной офиолитовой ассоциации со щелочной (в начальной стадии) и толеитовой (в конечной стадии) эволюциями составов

1 – дуниты и гарцбургиты; *2* – габбро и габбро-диабазы; *3* – диориты; *4* – спилиты, диабазы

Рис. 42. Диаграмма AFM для дифференцированных офиолитов со щелочной тенденцией эволюции составов

Условные обозначения см. на рис. 41





зов были выбраны диаграммы AFM. Этот метод отличается наглядностью при относительной простоте обработки первичных материалов. Кроме того, трехкомпонентная диаграмма AFM преобладает в мировой литературе, что позволяет сравнивать полученные результаты с имеющимися.

На приводимых диаграммах (рис. 41, 42) нанесены результаты, полученные в химической лаборатории Геологического института по образцам из коллекций Г.И. Макарычева и С.А. Куренкова. Привлечены также опубликованные материалы и таблицы химических анализов из монографии Г.И. Макарычева [1978].

Для петрохимического анализа были выбраны три хорошо изученных объекта: Сарталинский офиолитовый аллохтон, Канский и Восточнокарачатырский серпентинитовые меланжи. В основу классификации положена петрохимическая типизация, предложенная М.С. Марковым и Г.Е. Некрасовым с соавторами [1977].

I тип. Среди пород, составляющих разрез Сарталинского аллохтона, выделяется несколько комплексов: дунит-перидотитовый, габброидный (габбро-нориты, амфиболовое габбро), параллельные дайки и лавы. Первый обладает щелочной тенденцией, тогда как габброидный связан в две линии – толеитовую и щелочную (см. рис. 41). Толеитовая направленность в дифференциации свойственна спилит-диабазовым породам. Все это позволяет отнести офиолитовую ассоциацию Сартале к неполно дифференцированным комплексам со щелочной в начальной и толеитовой в конечной стадии эволюцией составов (см. рис. 41). Не исключено, что неполнота толеитовой линии развития эффузивов связана с отсутствием в разрезе Сарталинского аллохтона верхних горизонтов лав.

По мнению М.С. Маркова и его соавторов, "офиолиты данного типа обычно слагают тектонические покровы, надвинутые со стороны океана (Папуа – Новая Гвинея) [Davis, 1971], а также отдельные аллохтоны в структурных зонах Альпийской области (массив Хатай), в палеозоидах Северной Америки (комплекс Бэй оф Айлендс)" [Марков и др., 1977].

II тип. Среди пород, вовлеченных в состав Канского серпентинитового меланжа, известны все основные члены офиолитового содружества – серпентинизированные гарцбургиты, габброиды и лавы. Характер распределения фигуративных точек на рис. 42 показывает, что они не образуют четко выраженных трендов. Вероятно, это объясняется тектоническим перемещением в меланже разрезов с разной петрохимической специализацией. Тем не менее удается выделить преобладание щелочной тенденции развития. Это позволяет сопоставить их с дифференцированными офиолитовыми ассоциациями со щелочной тенденцией эволюции составов. Офиолиты этого типа, как правило, приурочены к зонам вторичного растяжения земной коры: хр. Кумроч и п-ов Тайгонос [Некрасов, 1976], Оман [Glennie et al., 1974].

Меланжированная офиолитовая ассоциация Восточного Карачатыра (см. рис. 42) также обладает щелочной направленностью дифференциации и, следовательно, относится к тому же петрохимическому типу. Более полная линия развития обусловливается тем, что в крупных блоках Восточнокарачатырского меланжа сохраняются более полные фрагменты разрезов океанической коры, тогда как в мелкоблоковом Канском меланже, вероятно, часть горизонтов разреза потеряна.

Таким образом, офиолиты северных склонов Алая представлены двумя петрохимическими типами. Первый из них, характеризующийся щелочной и толеитовой эволюцией, развит в офиолитовых аллохтонах. Тип со щелочной тенденцией эволюции вещества приурочен к сутуре древнего океана.

Сопоставляя офиолиты Южного Тянь-Шаня с офиолитовыми ассоциациями других областей мира, тектоническая позиция которых расшифрована лучше, можно предполагать значительную неоднородность в строении базальтового слоя Туркестанского палеоокеана. Имея в виду, что выявление тектонического положения офиолитов на основании их петрохимической типизации – проблема далеко не решенная, следует учитывать значительную степень гипотетичности выдвинутых предположений.

ВЫВОДЫ

Анализ рассмотренного материала по геологии офиолитов Алайской и Атбашинской частей Южного Тянь-Шаня позволяет сделать следующие выводы.

1. Офиолиты рассматриваемых регионов объединяются в четыре тектонических типа: офиолитовые аллохтоны, мономиктовый, олигомиктовый и полимиктовый меланж.

2. Установлено, что каждый из четырех типов обладает хорошо выраженной структурной приуроченностью. Мономиктовый меланж залегает в основании шарьяжных пластин (в зоне первичных наволоков). Полимиктовый и олигомиктовый меланж связан со вторичными надвигами и сбросами. Основная его часть трассирует сутуру Туркестанского палеоокеана.

3. Тектоническая эволюция офиолитовых комплексов Алайского и Атбашинского хребтов направлена в сторону последовательного превращения разрезов офиолитового сообщества в меланж полимиктового состава.

4. В эволюционном процессе развития офиолитов выделяются три стадии: 1) созидания (становления), 2) шарьяжных деформаций, 3) вторичных деформаций. На первом этапе первой стадии происходит становление меланократового фундамента. Он был сформирован к началу ордовика и к этому моменту, возможно, испытывал движения. На протяжении длительного отрезка времени (O_1–C_1) формируются океанические вулканогенно-кремнистые отложения. На этапе шарьирования образовались офиолитовые аллохтоны и мономиктовый меланж. В корневых зонах предполагается формирование макромеланжа. На этапах послескладчатых деформаций идет дальнейшая тек-

тоническая переработка первично-деформированных офиолитовых комплексов, выражающаяся в формировании олиго- и полимиктового меланжа.

5. В истории геологического развития Южного Тянь-Шаня слабо выражен протрузивный этап.

6. Установлено широкое развитие олистостром, по своему составу подразделяющихся на полимиктовые, офиолитокластовые и зеленосланцевые. Определен возрастной интервал эпохи олистостромообразования – от намюрского века раннего карбона до середины московского века среднего карбона.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АЛАЯ И ИСТОРИЯ ОФИОЛИТОВ

Интенсивно развивавшийся в последнее время мобилистский подход к изучению геологической истории герцинид Южного Тянь-Шаня [Буртман, 1976; Макарычев, 1978; Поршняков, 1973] позволил разработать схему последовательного развития региона, определив при этом главенствующую роль горизонтальных перемещений. Для Алайской части такая схема разработана Г.С. Поршняковым и В.С. Буртманом. Главная заслуга Г.С. Поршнякова состоит в том, что он первым доказал наличие крупных горизонтальных перемещений горных масс, которые приводят к образованию доскладчатых шарьяжей, выделил типы разрезов, по своей сути отражающих представления о латеральных рядах в геосинклинальной системе.

Исследования, сконцентрированные на изучении строения офиолитов, позволили дополнить и расширить разработанную ранее схему развития Алайской части герцинид Южного Тянь-Шаня. Прежде всего следует отметить, что геосинклиналь Южного Тянь-Шаня заложилась на меланократовом фундаменте [Макарычев, 1974; Макарычев, Висьневский, 1973].

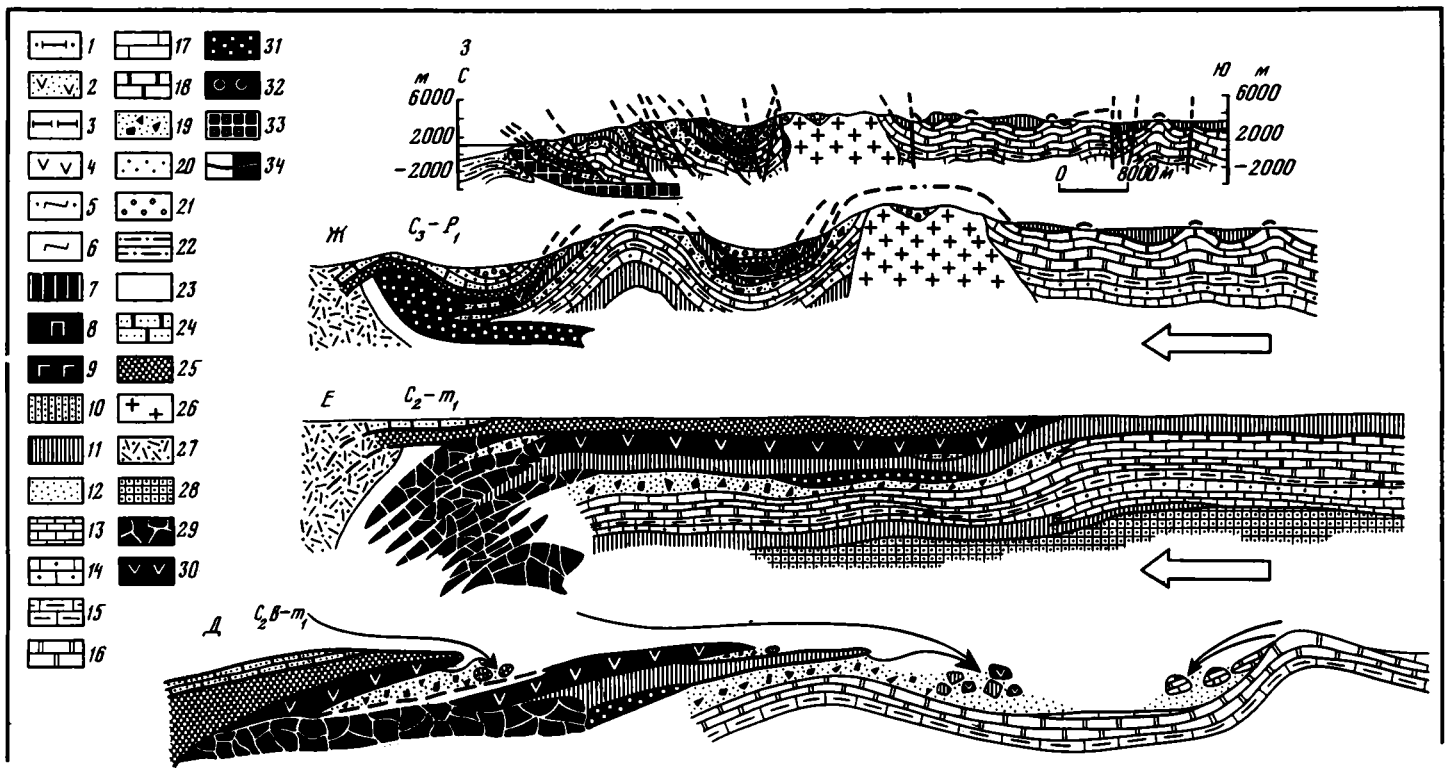
Новые доказательства широкого развития горизонтальных перемещений были получены благодаря изучению олистостром.

Проведенное автором настоящей работы детальное изучение строения офиолитовых комплексов позволяет проследить их тектоническую эволюцию на фоне развития складчатой структуры Алая. Один из самых главных рубежей геологической истории Южного Тянь-Шаня – шарьирование, которое происходило в Алае в каменноугольное время до начала позднемосковского века. На стадии дошарьяжного развития области выделяется несколько этапов.

I этап (ордовик) – заложение древнего (Туркестанского) палеоокеана (рис. 43, *А*). Существуют два мнения о времени его заложения. Первое заключается в том, что океан, бывший на месте современного Тянь-Шаня, постепенно преобразовывался в континент последовательно с севера на юг, начиная с протерозоя [Макарычев, 1978]. Следовательно, океан здесь был с древнейших времен. Согласно второй точке зрения океаническая область на месте современного Южного Тянь-Шаня образовалась в результате раздвижения древних континентальных блоков [Буртман, 1976]. Эту точку зрения разделяет и автор.

Уверенно анализировать историю развития области можно с ордовикского времени. Начиная с раннего ордовика на меланократовом фундаменте с базальными конгломератами в основании накапливается толща кремнистых отложений конденсированной мощности. Накопление происходит на значительных глубинах (более 2 км). Состав базальных конгломератов в пределах Сарталинского аллохтона изменяется по простиранию и тесно связан с нижележащим комплексом пород фундамента. Вопрос этот немаловажен и требует подробного разбора.

В разрезе Надиркан состав обломочного материала в конгломератах отвечает габбродиабазам дайкового облика. Сами конгломераты с угловым несогласием залегают на дайковом комплексе, венчающем разрез фундамента. Дайки имеют субмеридиональную ориентировку в пространстве, а вышезалегающие отложения полого (30–35°) погружа-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
З
С
м
6000
2000
-2000
Ю
м
6000
2000
-2000
0
8000 м
Ж
$C_3 - P_1$
Е
$C_2 - m_1$
Д
$C_2 в - m_1$

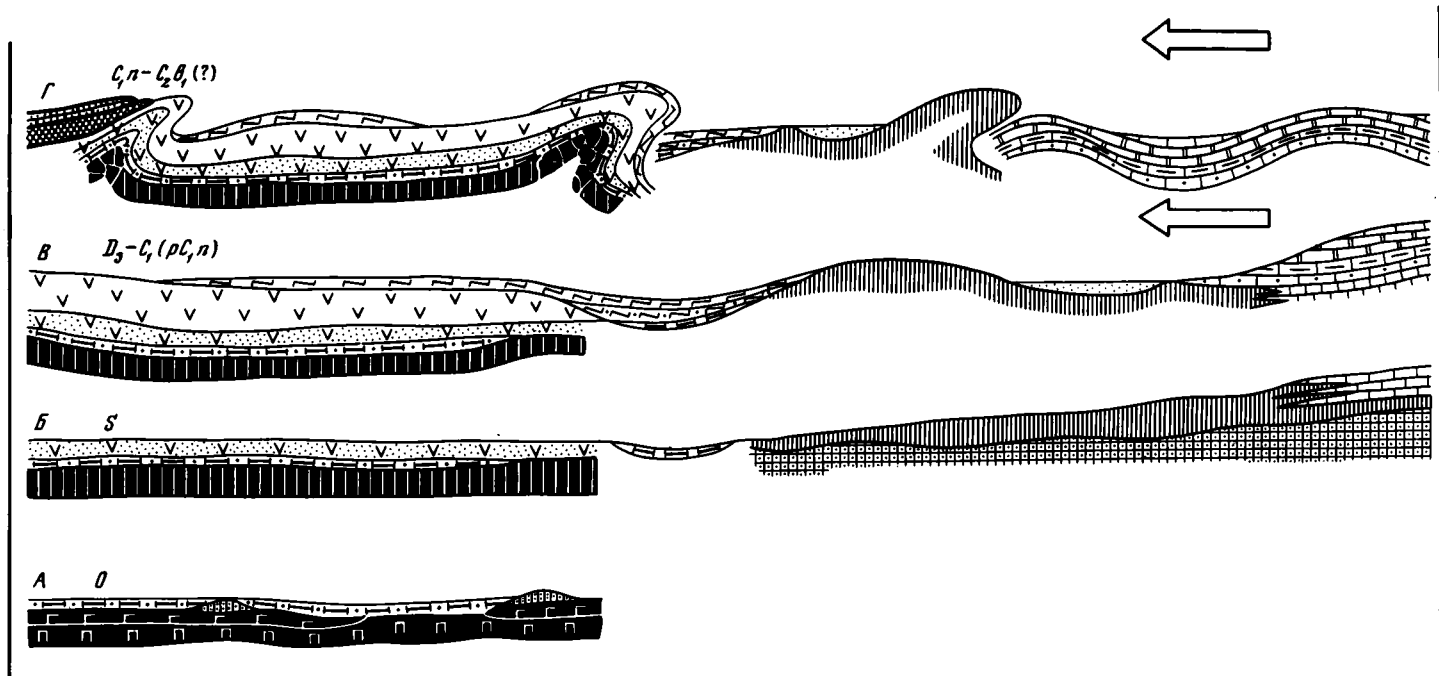


Рис. 43. Реконструкция развития Южного Тянь-Шаня на примере Алайского хребта. Масштаб выдержан только для профиля З

1–6 – отложения Туркестанского палеоокеана и подножий континентального склона: *1* – ордовик: конденсированные кремнистые отложения, *2, 3* – силур: пикриты, спилиты, диабазы, гиалокластиты с прослоями кремней (*2*) и конденсированные кремнистые отложения (*3*), *4, 5* – девон: спилиты, диабазы, плагиоклазовые порфириты с прослоями кремней (*4*) и конденсированные кремнистые отложения (*5*), *6* – нижний карбон: конденсированные кремнистые отложения; *7–10* – комплекс пород меланократового фундамента: *7* – нерасчлененный, *8* – ультраосновные породы дунит-гарцбургитового ряда, *9* – габбро-нориты и амфиболовое габбро, *10* – дайки габбро-диабазов; *11, 12* – отложения континентального склона: *11* – силур: граптолитовые сланцы, *12* – нижний–средний девон: конгломераты, песчаники; *13–18* – комплекс шельфовых отложений: *13* – верхний силур: известняки, *14* – нижний девон: известняки, доломиты, *15* – средний девон: известняки, *16* – верхний девон: известняки, мергели, доломиты, *17* – нижний карбон: известняки, *18* – средний карбон, башкирский ярус – нижнемосковский подъярус: глинистые сланцы, песчаники; *19* – намюрский ярус – нижнемосковский подъярус, олистостромы: конгломерато-брекчии с олистолитами; *20–23* – комплекс неоавтохтона: *20* – средний карбон, башкирский ярус – нижнемосковский подъярус: песчаники, конгломераты, *21* – верхнемосковский подъярус–пермская система: конгломераты, *22* – мезозойские отложения, *23* – кайнозойские отложения; *24, 25* – отложения Срединного Тянь-Шаня (предположительно): *24* – нижний карбон, нижненамюрский подъярус: слоистые кремнисто-карбонатные породы, *25* – верхний рифей (?): зеленые метасланцы; *26* – верхнепалеозойские граниты; *27* – Киргизский континент; *28* – Алайский континент; *29–33* – деформированные офиолиты: *29* – меланократовый фундамент макромеланжированный, *30* – офиолитовые покровы, *31–33* – серпентинитовый меланж: мономиктовый (*31*), олигомиктовый (*32*), полимиктовый (*33*); *34* – тектонические нарушения

ются в северном направлении. В западном направлении происходит постепенное срезание дайкового комплекса базальными горизонтами ордовика. Такие соотношения наблюдаются в пределах Надирского участка. Дальше на запад основная часть офиолитового аллохтона скрыта под чехлом молодых отложений. В пределах Сохского участка из разреза фундамента исчезают не только габбро-диабазы, но и габброиды. Последние наблюдаются только в виде небольших блоков в зоне меланжа, слагающего основание рассматриваемого аллохтона. Состав базальных горизонтов чутко реагирует на подобные изменения. В связи с этим в основании разреза конденсированных отложений ордовика залегают серпентинитовые песчаники и гравелиты. Широкое развитие серпентинитовых песчаников подтверждают многочисленные находки аналогичных пород в гальках и обломках офиолитокластовой олистостромы, известной в составе Канского меланжа.

Таким образом, вулканогенно-кремнистые отложения Туркестанского палеоокеана отлагались на меланократовом фундаменте. Позволительно предположить, что к началу ордовика фундамент испытывал движение. Аналогичные явления известны в современных океанах и складчатых областях [Книппер, 1975, 1978].

Таким образом, мы можем говорить, что в ордовике происходило накопление кремнистых осадков на деформированном меланократовом фундаменте.

II этап (силур–девон) – развитие океана и континентального склона (рис. 43, *В, Г*). На протяжении силурийского периода происходит активнейшая вулканическая деятельность в пределах древнего океана. Вулканизм характеризуется ультраосновными излияниями в начале своей деятельности. Постепенно ультраосновной вулканизм сменяется массовыми излияниями базальтов и диабазов, имеющих толеитовую специализацию. В моменты локального затухания вулканических излияний шло накопление кремнистых осадков. На рассматриваемом этапе образуется хорошо выраженный континентальный склон, в пределах которого идет активное накопление терригенно-глинистых осадков.

В позднем силуре закладывались глубоководные прогибы с некомпенсированным кремнистым осадконакоплением. С позднего силура появляются хорошо выраженные шельфовые фации, представленные карбонатными мелководными осадками. Следовательно, в силуре не только продолжает свое развитие область океанического пространства, но и формируется континентальный склон, его подножие, а также шельфовая часть (рис. 43, *Б*).

В океаническом пространстве в девонский период не происходит серьезных изменений в режиме осадконакопления. Продолжается активная вулканическая деятельность, в основном представленная толеитами. Локально продолжают накапливаться кремнистые породы. К концу периода, в позднем девоне, намечается тенденция к затуханию вулканизма, о чем свидетельствует появление туфов и терригенно-глинистых отложений. Тем не менее условия осадконакопления продолжают оставаться глубоководными. Подтверждением тому служат следующие факты: отсутствие карбонатных осадков и характер ископаемой фауны (граптолиты, радиолярии).

Не произошло существенных изменений в области подножия континентального склона. Здесь продолжает существовать некомпенсированный глубоководный прогиб. Вероятно, происходило его смещение в сторону континентального склона, так как известны факты налегания кремнистых отложений девона на глинистые сланцы силура. Это обстоятельство связано с тем, что в склоновой части происходили деформации, выразившиеся в значительных поднятиях. Последнее привело к размыву силурийских терригенно-глинистых отложений и к накоплению грубообломочных толщ.

На шельфе происходит интенсивное известняковое и известняково-доломитовое осадкообразование, выражающееся в формировании мощных карбонатных толщ.

На рассмотренном девонском этапе развития Алая, несмотря на то что в целом продолжается тенденция растяжения, наметившаяся в силуре, появляются первые признаки сжатия геосинклинальной области (рис. 43, *В*), выразившиеся в воздымании склона и накоплении на нем грубообломочных субконтинентальных толщ.

III этап (ранний карбон до начала намюрского века) – начало тектонического

сжатия. Рассматриваемый этап характеризуется заметными изменениями в условиях и характере осадконакопления. В океанической области наблюдается прекращение вулканической деятельности, но глубоководные условия продолжают сохраняться, о чем свидетельствует накопление конденсированных кремнистых отложений. На шельфе продолжается карбонатное осадконакопление, но в ряде мест начинают формироваться терригенно-глинистые флишеподобные толщи. Исчезновение областей с фациями континентального склона и его подножий связывается нами с перестройкой, вызванной началом тектонического сжатия (рис. 43, *Г*).

На рассматриваемом рубеже заканчивается дошарьяжная стадия развития Алайской части Южного Тянь-Шаня. К этому же моменту завершается формирование офиолитового комплекса. Таким образом, мы можем сказать, что к началу ордовика в пределах анализируемого района был сформирован меланократовый фундамент, а на протяжении ордовика, силура, девона и частично раннего карбона шло образование верхнего (вулканогенно-кремнистого) члена офиолитовой ассоциации.

IV этап (намюрский – московский века карбона) – шарьирование (рис. 43, *Д*, *Е*) сопровождается образованием олистостром. Базируясь на определениях возраста олистостром, можно говорить, что эпоха шарьирования в пределах герцинид Южного Тянь-Шаня началась в намюрское время и завершилась к концу московского века. Присутствие в олистостроме олистолитов, а иногда и олистоплаков, сложенных породами автохтона, значительно усложняет палеотектоническую обстановку, имевшую место на этапе шарьирования. Относительное перемещение покровов имело южную направленность. При этом перед фронтом надвигавшегося пакета покровов существовал достаточно глубокий прогиб, с южного борта которого происходило сползание олистолитов и пластин, оторгнутых от автохтонных толщ (рис. 43, *Д*).

Рассматриваемый этап – переходный в развитии офиолитовых комплексов. До этого момента происходило их становление, затем начинается их дальнейшая эволюция, целиком связанная с тектоническими преобразованиями. Породы офиолитового комплекса вовлекаются в шарьирование и формируют самостоятельную тектоническую пластину. Другими словами, образуется первый тектонический тип офиолитов (рис. 43, профиль *Е*).

Располагающиеся в основании таких покровов серпентинизированные породы дунит-гарцбургитового ряда легко деформируются в процессе перемещения шарьяжной пластины. В результате формируется мономиктовый серпентинитовый меланж, являющийся вторым тектоническим типом офиолитов. На данном этапе не исключено образование и другого типа – олигомиктового меланжа. Такой процесс может наблюдаться в тех случаях, когда мощность дунит-гарцбургитовой подошвы шарьяжа невелика, что приводит к значительному возрастанию нагрузок на постель покрова. В свою очередь, это может привести к появлению тектонических отторженцев в составе первично-мономиктового меланжа. Вероятно, образование олигомиктовых серпентинитовых смесей на стадии шарьирования носит локальный характер.

Вместе с тем тектонические нагрузки, возникающие при движениях шарьяжных пластин, видимо, невелики, тогда как в корневых зонах, где напряжения сжатия значительны, происходит раздробление офиолитового комплекса на крупные блоки, т.е. формируется макромеланж.

Таким образом, серьезная перестройка, связанная с шарьированием, приводит к образованию, почти одновременному, нескольких тектонических типов офиолитов (рис. 43, профиль *Е*).

V этап (средний карбон – ранняя пермь) – к началу орогена (рис. 43, *Ж*) завершается покровообразование. Сформированный пакет шарьяжных пластин сминается в линейные складки. В межгорных впадинах накапливаются молассовые толщи, являющиеся неоавтохтоном.

Серьезных тектонических изменений с образовавшимися на предыдущих этапах типами офиолитов не происходит. В связи с этим хотелось бы отметить следующее обстоятельство, немаловажное при дальнейших преобразованиях офиолитов: в резуль-

тате складчатых деформаций определенные участки развития офиолитов оказались погруженными на разные глубины.

VI этап (мезозойско-кайнозойский) – на этапе послескладчатых тектонических деформаций преобладают надвиги, имеющие северную направленность перемещения горных пород и различные крутые разрывные нарушения (рис. 43, *3*). Базируясь на том факте, что офиолиты погружены на разные глубины, легко представить картину их тектонической эволюции на последнем этапе. Небольшие мощности гипербазитовой части офиолитовой триады и, что особенно важно, пластичных и легких серпентинитов не позволяют образовываться протрузиям. Но серпентиниты, обычно первично-меланжированные, начинают выводиться на поверхность по разрывным нарушениям как по зонам ослабленной прочности. При этом происходило насыщение серпентинитов тектоническими отторженцами от толщ, приведенных с ними в соприкосновение.

В тех случаях, когда выведение меланжа происходило с высоких стратиграфических уровней, меланжеобразование завершалось на олигомиктовом типе. При более глубинном залегании серпентинитов увеличивалось количество и разнообразие отторженцев как по составу, так и по возрасту. Эффект усиливался, если в процесс вовлекался первично-олигомиктовый меланж.

Все вместе приводило к образованию конечного эволюционного тектонического типа – полимиктового меланжа.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Изучение внутреннего строения и состава офиолитовых комплексов Алайского и Атбашинского хребтов показало, что они слагают ряд, состоящий из четырех тектонических типов.

I тип – офиолитовые аллохтоны. В них разрез древней океанической коры сохраняется ненарушенным либо нарушен частично. И в том и в другом случае разрез офиолитовых аллохтонов состоит из двух частей – меланократового фундамента и океанических отложений.

Меланократовый фундамент в аллохтонах Алайского и Атбашинского хребтов слагают: 1) в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы дунит-гарцбургитового ряда; 2) габбро-нориты и амфиболовое габбро, связанные с гипербазитами постепенными переходами; 3) дайковый комплекс, представленный габбро-диабазами. В большинстве случаев эта часть разреза превращена в меланж, в котором присутствуют все перечисленные породы меланократового фундамента.

Океанические отложения, залегающие на меланократовом фундаменте с базальными конгломератами в основании, имеют следующий разрез (снизу вверх): 1) толща кремней и яшм ордовика; 2) пикриты, спилиты и диабазы силурийско-девонского возраста; 3) кремни и яшмы нижнего карбона.

Суммарная мощность офиолитов в аллохтонах достигает 1,5 – 1,8 км, причем на долю меланократового фундамента приходится менее трети.

Таким образом, первый тип представлен слабо деформированными реликтами коры Туркестанского палеоокеана, тектонически перемещенными, вероятно, на значительные расстояния.

II тип – меланж мономиктового состава. Рассмотрев разновидности мономиктового меланжа анализируемой части Южного Тянь-Шаня, можно сформулировать некоторые общие черты его строения. В меланже данного типа тектонически перемешаны породы, составляющие разрез меланократового фундамента; тектоническая переработка основной массы отличается умеренностью и обычно не доходит до милонитизации. Меланж этого типа обычно образует небольшие тектонические линзы (Кызылсайская и др.). Имеются примеры, когда мономиктовый меланж слагает самостоятельные тектонические пластины (например, Абширскую).

Разновидность мономиктового меланжа – тектоническая смесь, слагающая небольшой мощности тектоническую пластину, залегающую в основании Сарталинского аллохтона.

III тип – меланж олигомиктового состава. Джейранбельский, Шамшалинский, Балыктинский и другие меланжи, представляющие данный тип, характеризуются тем, что в интенсивно тектонизированной основной массе располагаются не только породы меланократового фундамента, но и тектонические отторженцы. Например, в Джейранбельском меланже это блоки силура и олистостром из подстилающих толщ и вулканогенно-кремнистые породы из толщ, тектонически перекрывающих меланж.

Среди общих характеристик отметим следующие: основная масса тектонизирована в различной степени и повсеместно преобладает над объемом включений; среди компонентов преобладают блоки шарообразной и линзовидной форм, причем длинная ось последних обычно вытянута в соответствии с простиранием меланжа.

Олигомиктовый меланж слагают тектонические пластины и линзы, располагающиеся

в основании офиолитовых аллохтонов, образует самостоятельные тектонические покровы. Кроме того, меланж рассматриваемого состава нередко встречается в зонах вторичных надвигов (Сарталинская синформа и др.).

IV тип – меланж полимиктового состава. В тектонизированных серпентинитах – большое количество блоков, сложенных серпентинизированными перидотитами, баститовыми серпентинитами, такситовым и полосчатым габбро, спилитами, диабазами, зелеными метаморфическими сланцами, известняками, песчаниками и т. д. Значительная часть блоков представлена олистостромовыми толщами офиолитового и зеленосланцевого составов. Присутствуют тектонические отторженцы, сложенные конгломератами юры, известняками мела, а также древнечетвертичными отложениями, вовлеченными в меланж на этапе послескладчатых деформаций.

К полимиктовому типу относится также макромеланж Восточного Карачатыра. Он состоит из крупных (до нескольких километров) тектонических блоков различного, в том числе и офиолитового, состава. Такие блоки отделены друг от друга крутыми, небольшой мощности зонами, обычно представленными меланжем моно- или олигомиктового состава. Это единственная разновидность меланжа, выделяемая по принципу размеров тектонических блоков.

Выходы полимиктового меланжа образуют субширотную структурную зону, составляющую сутуру Туркестанского палеоокеана, в современной складчатой структуре расположенную на границе Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Приведенный выше классификационный ряд отражает последовательность тектонической эволюции офиолитов, которая, как и в других складчатых областях мира, длительна и многофазна.

Обычно образование меланжа связывается с шарьированием и с протрузиями [Книппер, 1975; Перфильев, Руженцев, 1973б]. Вероятно, из-за небольшой мощности гипербазитов в офиолитовых аллохтонах в Южном Тянь-Шане слабо выражен протрузивный этап; следовательно, для меланжеобразования в Алае необходимы дополнительные условия. К таковым относится тектоническая подготовленность толщ: брекчирование, трещиноватость, кливажированность, будинированность и т.д. (это определяет специфику тектонической эволюции офиолитов Алая).

Возможно предположить следующую модель. Не исключено, что первые движения офиолитовый комплекс испытал еще со своего окончательного становления как единой ассоциации (океанической коры). Такое предположение позволяет выдвинуть особенности взаимоотношений пород меланократового фундамента и океанических отложений. В Сартале известно выклинивание комплекса параллельных даек и габброидов по простиранию. Закономерно изменяется состав базальных горизонтов отложений, перекрывающих фундамент. Наблюдаемое несогласие можно объяснить тектоническим рельефом, что, в свою очередь, вызвано деформациями меланократового фундамента еще в доордовикское время. Деформации фундамента связаны, скорее всего, с деструктивными процессами, протекавшими в океанической коре.

Следующая фаза, приведшая к ощутимой тектонической переработке офиолитов, связана с главным этапом покровообразования, явившимся следствием сближения Киргизского и Алайско-Таримского континентальных блоков. Процесс покровообразования, начавшийся, вероятно, в середине раннего карбона и закончившийся к середине московского века среднего карбона, привел не только к становлению ненарушенных аллохтонов, но и к образованию меланжа мономиктового типа. Очевидно, что тектонические напряжения, возникшие при перемещении горных масс, стремились разряжаться в нижних, гипербазитовых частях шарьяжей. Это приводило к перемешиванию пород фундамента. В корневых зонах, где наблюдалось вызванное сближением континентальных блоков сжатие, образовывался макромеланж.

На этапе послескладчатых деформаций происходило дальнейшее образование меланжа. Так, например, мономиктовый меланж переходил в олигомиктовый (Центрально-Сарталинская зона).

В других случаях, когда мономиктовый меланж выводился на поверхность из более глубинных горизонтов, захватывалось значительное количество тектонических отторженцев и формировался полимиктовый меланж. Иными словами, на этапе, когда преобладали сбросовые и надвиговые нарушения, наблюдалось стремление к образованию полимиктового меланжа из моно- и олигомиктового.

Из закономерностей тектонической эволюции типов меланжа можно сделать несколько выводов: 1) присутствие мономиктового меланжа в основании аллохтона позволяет предполагать, что он, скорее всего, не испытывал значительных деформаций на последующих этапах развития складчатой области; 2) присутствие олигомиктового меланжа свидетельствует о небольших амплитудах перемещения толщ; 3) наличие полимиктового меланжа указывает на значительные и многофазные перемещения тектонической пластины, им сложенной.

Основываясь на особенностях строения офиолитовых комплексов Алайского и Атбашинского хребтов, а также на анализе их тектонической эволюции, представляется возможным сделать следующие выводы: 1) офиолиты представлены следующими тектоническими типами: немеланжированные офиолитовые аллохтоны, меланж моно- и олигополимиктового состава; 2) формирование серпентинитового меланжа, начавшееся в период покровообразования, продолжается до последних фаз послескладчатых деформаций; 3) в развитии Туркестано-Алайских офиолитов слабо выражен протрузивный этап; 4) тектоническая эволюция офиолитов выражается в последовательном преобразовании пород океанической коры в серпентинитовый меланж полимиктового состава.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеенко А.В. О ранних моментах развития зоны Южноферганского глубинного разлома. – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1968, № 11, с. 169–174.

Алексеенко А.В. Магматизм зоны Южноферганского глубинного разлома. – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1969, № 12, с. 82–90

Алексеенко А.В., Костенко А.И., Павлов В.И. К характеристике магматических пород Южноферганского глубинного разлома. – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1969, № 13, с. 104–111.

Алексеенко А.В., Портнягин Э.А. Некоторые особенности строения Канского массива ультраосновных пород (Южноферганский глубинный разлом). – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1966, № 10, с. 178–181.

Арган Э. Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ, Гл. ред. геол.-развед. и геодез. лит., 1935. 192 с.

Бакиров А. Некоторые вопросы метаморфизма толщ Атбашинского хребта. – В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964, с, 61–68.

Бакиров А., Добрецов Н.Л. Метаморфические комплексы Восточной части Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1972. 137 с.

Баранов В.В., Васьневский Я.С., Гарьковец В.Г., Кромская К.М. Формации ультраосновных и основных пород Узбекистана и их минералогия. Ташкент, 1973, с. 39–51. (Тр. геол.-развед. фак. Ташк. политехн. ин-та; Вып. 108).

Бейли Э.Г., Блейк М.К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. – Геотектоника, 1969, № 3, с. 17–30.

Белькова Л.Н., Огнев В.Н. Геологические условия и петрологические особенности древних кристаллических толщ Атбашинского хребта (Тянь-Шань). – Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1966, № 12, вып. 2, с. 5–15.

Бенш Ф.Р. Верхнепалеозойские отложения / Алайский и Туркестанский хребты. – В кн.: Стратиграфия УзССР. Ташкент: Наука, 1965, т. 1, с. 82–99.

Биличева Г.И. К строению Тегермачского покрова в Алайском хребте. – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1973, № 14. с. 106–110.

Бискэ Г.С. К стратиграфии и фациальной зональности девонских отложений в восточной части Туркестанского хребта. – Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1965, вып. 1, № 6, с. 67–82.

Богуш О.И. Фораминиферы Араванских слоев хребта Кара-Чатыр. – Палеонтол. журн. 1960, № 2, с. 3–16.

Болгарь Б.Д., Резвой П.Д. Материалы о морфологии надвиговых структур в Алайском хребте. – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1971, № 13, с. 179–183.

Бочкарев И.И. Тектоническая структура Улутау-Араванского рудного района в Южной Фергане. – В кн.: Особенности региональной металлогении и геохимии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1966, с. 43–61.

Буртман В.С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, с. 55–68.

Буртман В.С. Исследования горизонтальных перемещений по сдвигам. – В кн.: Итоги науки. Сер. геол., вып. Общая геология, стратиграфия, палеонтология, 1969, М.: ВИНИТИ, 1970, с. 7–28.

Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.

Буртман В.С., Клишевич В.Л. О структурном положении ультрабазитов и метаморфических сланцев Южного Тянь-Шаня. – ДАН СССР, 1972, т. 206, № 3, с. 671–674.

Буртман В.С., Клишевич В.Л., Котова Л.Н. и др. Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане. – ДАН СССР, 1977, № 3, с. 668–671.

Буртман В.С., Клишевич В.Л., Перфильев А.С., Шульц С.С.-мл. Структура и офиолиты варисского Тянь-Шаня. – В кн.: Офиолиты в земной коре: Тез. докл. М.: Наука, 1973, с. 61–63.

Буртман В.С., Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Шульц С.С.-мл. Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня. – Сов. геология, 1974, № 3, с. 23–36.

Буртман В.С., Поршняков Г.С. Тектоника варисцид Тянь-Шаня и Кызылкума. – В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 92–106.

Буртман В.С., Шмидт О.А. Исследование складчатой структуры Тегермачского останца (Южный Тянь-Шань). – ДАН СССР, 1970, т. 190, № 5, с. 1165–1168.

Вебер В.Н. Краткий предварительный отчет о поездке в Фергану в 1902 г. – Изв. Геол. ком., 1903, т. 22, с. 13–21.

Вебер В.Н. Геологические исследования в 1909–1910 гг. – Изв. Геол. ком., 1910, т. 29, с. 131–166.

Вебер В.Н. Геологическая карта Средней Азии, лист VII-6 (Исфара), северная половина. Л. и др., 1934, с. 3–37. (Тр. ВГРО; Вып. 194).

Вебер В.Н. Южная Фергана. – В кн.: Геология УзССР. М.; Л.: ОНТИ, 1937, т. 1, с. 394–421.

Виноградов П.Д., Довжиков А.Е., Зубцов Е.И., Огнев В.Н. Тянь-Шаньская складчатая область. – В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 3, с. 175–181.

Висьневский Я.С. Очерк ультраосновных и основных пород Узбекистана. – Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, вып 4, с. 63–65.

Висьневский Я.С. Лампрофировидные диориты Кана. – Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1954, вып.6, с. 45–49.

Висьневский Я.С. Некоторые черты магматизма базитов и гипербазитов Узбекистана и прилегающих районов. – В кн.: Вопросы магматизма и металлогении СССР. Ташкент: Изд-во АН УзбССР, 1958, с. 702–707.

Висьневский Я.С., Халматов А.Х. Южно-Ферганский офиолитовый пояс. – В кн.: Петрография Узбекистана. Ташкент: Наука, кн. 2, 660 с.

Вишневский Л.Е., Савочкина Е.Н., Соловьева М.Н. Дикий флиш северного склона Алайского хребта. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 5Е, вып. 1, с. 146–147.

Волгин В.И. Схема стратиграфии верхнего карбона Южной Ферганы по данным изучения брахиопод. – В кн.: Тезисы докладов к совещ. по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 100–105.

Волгин В.И. Брахиоподы газской свиты: Южная Фергана. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 96 с.

Волгин В.И., Миклухо-Маклай А.Д. О возрасте Кызыл-Кийской полосы карбона. – Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1957, т. 69, вып. 2, с. 77–82.

Волкова А.А. К стратиграфии девонских отложений Северо-Восточной Ферганы. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 56–63 (Тр. УГ и ОН СМ Кирг ССР; Сб. 1).

Волочкович К.Л., Рогожин Е.А., Чернышук В.П. Формации и структуры Алайского хребта (к проблеме шарьяжей). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 6, с.32–44.

Геологический словарь. М.: Недра, 1978, т. 1, 2, с. 61.

Горецкая Е.Н. Группа ультрабазитовых формаций. – В кн.: Геология СССР, т. 25. Киргизская ССР, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972, с. 217–301.

Горянов В.Б. Стратиграфия девонских отложений хр. Яурунтуз (Южная Фергана). – В кн.: Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961, с. 182–187.

Горянов В.Б., Клишевич В.Л., Котельников В.И. и др. О возрасте некоторых метаморфических серий Южного Тянь-Шаня. – Вестн. ЛГУ, 1973, № 18, с. 62–71.

Горянов В.Б., Миклухо-Маклай А.Д., Поршняков Г.С., Яговкин А.В. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Ташкент, 1961, с. 7–29. (Учен. зап. САИГиМС; Вып. 6).

Горянов В.Б., Ярушевский Г.А. К стратиграфии девонских терригенных отложений Южной Ферганы. – В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969, с. 52–56.

Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. – ДАН СССР, 1974, т. 216, № 6, с. 1383–1386.

Замалетдинов Т.С., Клишевич В.Л., Яговкин А.В. Тегермачский шарьяж в *Алайском* хребте. – Геотектоника, 1968, № 5, с. 86–92.

Зубцов С.Е. О покровном строении Джангджирского хребта (Киргизская ССР). – В кн.: Материалы IV научной конференции аспирантов и молодых ученых. Сер. геол. М.: Изд-во МГУ, 1977, т.1, с. 29–31.

Каледа Г.А. Девонские отложения Южной Ферганы. – В кн.: Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960, т. 2, с. 32–71.

Каледа Г.А. О состоянии стратиграфии девонских отложений Алайского и Туркестанского хребтов. – Геология и разведка, 1962, № 11, с. 3–11.

Кнауф В.И. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 3–11. (Тр. УГ и ОН СМ КиргССР; Сб. 2).

Кнауф В.И. К тектонике северо-западного горного обрамления Ферганы. – В кн.: Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1966, с. 3–21.

Кнауф В.И. Герциниды Кокшаальской горной системы. – В кн.: Геология СССР, т. 25. Киргизская ССР, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972, с. 131–217.

Книппер А.Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 2, с. 46–58.

Книппер А.Л. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпинотипных периодов в верхней части земной коры. – В кн.: Вулканизм и тектогенез: (Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 2). М.: Наука, 1969а, с. 21–25.

Книппер А.Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных системах и некоторые проблемы инициального магматизма. – В кн.: Тр. совещ. "Проблемы связи тектоники и магм". М.: Наука, 1969б, с. 116–132.

Книппер А.Л. Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры. – Геотектоника, 1970, № 2, с. 112–120.

Книппер А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. – Геотектоника, 1971, № 6, с. 87–100.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии, Куба). М.: Наука, 1975. 208 с.

Книппер А.Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное

становление офиолитового комплекса. – Геотектоника, 1978, № 2, с. 50–66.

Комишан И.С. Находка кембрия в Тюя-Моюнском районе (Восточная Фергана). – Вест. Геол. ком., 1925, № 4, с. 715–732.

Королев В.Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. – Изв. Кирг. фил. Всесоюз. геогр. о-ва, 1961, вып. 3, с. 81–102.

Котова Л.Н. Гиалокластиты Алайского хребта. – ДАН СССР, 1975, т. 224, № 1, с. 171–174.

Котова Л.Н. Гиалокластиты ультраосновного состава в Южно-Тяньшаньском офиолитовом поясе. – ДАН СССР, 1977, т. 232, №6, с. 1391–1394.

Кравченко Г.Г. О возрастной последовательности магматических пород в районе северных предгорий Алайского хребта. – В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 128 с.

Кравченко Г.Г. Геолого-структурные особенности Канского свинцово-цинкового месторождения. М., 1961. 113 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 57).

Куренков С.А. Тектоника центральной части Южно-Тяньшаньского офиолитового пояса – Бюл. МОИП. Отд. геол; Т. 52. Вып. 2, 1977. 137с.

Куренков С.А. Серпентинитовый меланж и олистостромовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). – Геотектоника, 1978 а, № 5, с. 84–93.

Куренков С.А. Тектоническая эволюция офиолитовых комплексов Туркестано-Алая (Южный Тянь-Шань). – ДАН СССР, 1978 б, т. 243, № 2, с. 455–458.

Кухтиков М.М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. – В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964, с. 174–191.

Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.

Кухтиков М.М., Черенков И.Н. О "кембрийских" отложениях северного склона Туркестанского хребта. – ДАН ТаджССР, 1960, т.III, № 1, с. 71–81.

Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с.

Лисицына Н.А., Богуш О.И. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1954, т. 29, вып 3, с. 3–17.

Макарычев Г.И. Проблема становления "гранитного" слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня. – Геотектоника, 1974, № 5, с. 3–18.

Макарычев Г.И. Развитие геосинклиналей Западного Тянь-Шаня и проблема формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1978. 196 с.

Макарычев Г.И., Висьневский Я.С. Северные предгорья Алайского хребта. – В кн.: Офиолиты в земной коре. М.: Наука, 1973, с. 8–17.

Макарычев Г.И., Куренков С.А. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 4, с. 22–34.

Макарычев Г.И., Штрейс Н.А. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня. – ДАН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1164–1166.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.

Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса. – Геотектоника, 1977, № 6, с. 15–31.

Марковский А.П. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Туркестанского хребта. – Вестн. Геол. ком., 1928, т. 3, № 8, с. 21–101.

Марковский А.П. Южные склоны Алайского хребта. – В кн.: ТПЭ, 1934 г. М.: Изд-во АН СССР, 1935, с. 313–328.

Марушкин И.А. Основные черты строения палеозойских отложений южных склонов и осевой части Алайского хребта: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Львов: Львов. ун-т, 1963. 25 с.

Миклухо-Маклай А.Д. Стратиграфия каменноугольных отложений Средней Азии. – Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1960, № 6, вып.1, с. 20–30.

Миклухо-Маклай А.Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 129 с.

Миклухо-Маклай А.Д. Биостратиграфическое разделение верхнего палеозоя хр. Кара-Чатыр (Южная Фергана). – ДАН СССР, 1966, т. 108, № 6, с. 1113–1118.

Миклухо-Маклай А.Д., Поршняков Г.С. О стратиграфических подразделениях среднего карбона Алая и Южной Ферганы. – Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1961, вып. 3, № 18, с. 5–18.

Михайлов А.Е. О происхождении известняковых глыб-утесов в нижнекаменноугольных отложениях восточной части Алайского хребта. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, № 2, с. 63–67.

Михайлов А.Е. Новые данные о стратиграфии Восточного Алая. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1948, т. 23, вып. 2, с. 28–33.

Морозов И.П. Геологические условия размещения полиметаллических руд месторождения Кан в Южной Фергане. М.: Госгеолтехиздат, 1962, сб. 2, с. 76–85.

Муминов Ш.А. Основные и ультраосновные интрузивные породы Юго-Восточной Ферганы и их металлогения. – ДАН УзССР, 1970, № 8, с. 118–121.

Муминов Ш.А. Петролого-геохимические особенности и рудоносность основных и ультраосновных пород Юго-Восточной Ферганы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, Ташкент: ТашкГУ, 1973. 28 с.

Муминов Ш.А., Азизов С.Т. Особенности размещения основных эффузивов и интрузивов в Абширской полосе Юго-Восточной Ферганы. – В кн.: Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана. Ташкент: Фан, 1966, с. 155–158.

Мушкетов Д.И. Чиль-Устун и Чиль-Майрам. – Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1915, вып. 100, с. 51–58.

Мушкетов Д.И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. – Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1919, вып. 10, с. 33–41.

Мушкетов Д.И. Геологическая карта Средней Азии (Восточная Фергана). – Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1928, вып. 169, с. 3–64.

Назаров Б.Б., Клишевич В.Л., Гущин С.Н., Клишевич И.А. Возраст и условия образования кремнистых толщ Алайского хребта. – Сов. геология, 1977, № 6, с. 21–38.

Наливкин Д.В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент; Москва: Туркпечать, 1926, с. 3–11.

Наливкин Д.В. Северный склон Алайского хребта. – В кн.: Путеводитель III Всесоюзного съезда геологов, 1928, вып. 1, с. 29–46.

Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 176 с.

Никифорова О.И. Верхний силур Киргизской ССР. – В кн.: Монография по палеонтологии СССР, т. 35, вып. 1. М.: Недра, 1947, с. 217–262.

Огнев В.Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. – В кн.: Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, 1947, с. 99–118.

Пейве А.В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 5/6, с. 709–735.

Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23–46.

Пейве А.В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тянь-Шаньского орогена и происхождение его виргаций. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, вып. 5, с. 107–124.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4, с. 5–23.

Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. – Геотектоника, 1975, № 5, с. 3–17.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. – ДАН СССР, 1972а, т. 196, № 3, с. 657–659.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. – Сов. геология, 1972б, № 12, с. 7–25.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1974, с. 9–24.

Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. – Геотектоника, 1973а, № 3, с. 14–26.

Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурная эволюция габбро-гипербазитового комплекса складчатых поясов. – В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых поясов. Новосибирск: Наука, 1973б, с. 18–32.

Петрография Узбекистана. Ташкент: Наука, 1965. Кн. 2. 660 с.

Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Ком. наук УзССР, 1938. 416 с.

Поршняков Г.С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. Фрунзе, 1960. с. 43–55. (Тр. УГ и ОН при СМ КиргССР; Сб. 1).

Поршняков Г.С. Тектоническая структура палезозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Ташкент, 1961, с. 29–49. (Учен. зап. САИГиМС; Вып. 6).

Поршняков Г.С. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. – Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1962, № 6, вып. 1, с. 68–81.

Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: ЛГУ, 1968. 38 с.

Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных регионов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 214 с.

Поршняков Г.С., Миклухо-Маклай А.Д. К стратиграфии и фациальной характеристике девонских отложений Южной Ферганы. – Вестн. ЛГУ, 1954, № 1, с. 127–134.

Поршняков Г.С., Миклухо-Маклай А.Д. Стратиграфия силурийских отложений Южной Ферганы. – Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1955, № 189, вып. 6, с. 14–21.

Пояркова Э.В. Петрография и петрохимия основных и ультраосновных пород Южной Ферганы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент: ТашкГУ, 1969. 24 с.

Пояркова Э.В. Схема магматизма Южной Ферганы. – ДАН УзССР, 1970, № 8, с. 41–45.

Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1974. 171 с.

Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной области. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959. 317 с.

Резвой Д.П. Проблемы тектонического районирования Средней Азии. Ташкент. 1960, с. 8–13. (Учен. зап. САИГиМС; Вып. 3).

Резвой Д.П. О важнейшей структурной зоне Южного Тянь-Шаня/ Южно-Ферганская система глубинных разломов. – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1969, № 12, с. 72–82.

Резвой Д.П. К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 1, с. 23–41.

Резвой Д.П. К истории проблемы глубинных разломов в Средней Азии. – В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 3–16.

Риненберг Р.Е. К стратиграфии терригенных отложений силура Кызыл-Булакской поло-

сы (Южная Фергана). – В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе: Илим, 1964, с. 47–52.

Риненберг Р.Е. К стратиграфии терригенных отложений силура северных склонов Алайского хребта. – В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965, с. 67–72.

Риненберг Р.Е. К палеогеографии Южной Ферганы в силурийский период. – Геол. сб. Львов. о-ва, 1973, вып. 14, с. 110–117.

Сабдюшев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау. – Геотектоника, 1971, № 5, с. 27–36.

Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпитермального оруденения: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: ЛГУ, 1949. 32 с.

Синицын Н.М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 313 с.

Соколов С.Д. Олистостромовые комплексы и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 131 с.

Старцев О.А. Офиолиты и вулканогенные толщи хребта Северный Нуратау (Южный Тянь-Шань): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1976. 21 с.

Тесленко И.Л., Журавлева И.Т. Нижний кембрий в горах Кара-Чатыр. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974, с. 45–53.

Турбин Л.И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 77–95. (Тр. УГ и ОН СМ КиргССР; Сб. 1).

Халматов А.Х. Некоторые особенности амфиболизации Сарытавлинского интрузива в Южной Фергане. – Изв. АН УзССР, 1953, № 2, с. 93–95.

Халматов А.Х. Серпентинизация основных и ультраосновных пород в Сарталинском интрузиве. – Изв. АН УзССР. Сер. геол., 1957, № 4, с. 37–45.

Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. 156 с.

Хамрабаев И.Х. Строение земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня (Средняя Азия). – Вестн. АН УзССР, 1972а, № 11, с. 23–29.

Хамрабаев И.Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии. – В кн.: Петрология. М., 1972б, с. 39–47.

Хамрабаев И.Х., Мусаев А., Лихойдов Г.Г., Баранов В.В. Пояса основных и ультраосновных пород в Узбекистане. – В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана. Ташкент: Фан, 1965, с. 24–36.

Христов Е.В., Христова М.П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тяньшаньского пояса. – Геотектоника, 1978, № 5, с. 72–83.

Хсю К. Развитие береговых хребтов в Калифорнии в мезозое. – В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 80–95.

Штилле Г. Избранные переводы. М.: Мир, 1964. Т. 1. 783 с.

Щербаков Д.И. Особенности металлогении Средней Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 232 с.

Юдичев М.М. Новые данные о геологическом строении и перспективах Канского свинцово-цинкового месторождения (Южная Фергана). – Сов. геология, 1940, № 7, с. 57–62.

Яговкин А.В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта южных склонов Алая. – В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969, с. 33–40.

Bailey E., Blake M. Major chemical characteristics of Mezozoic coast range ophiolite in California. – J. Res. US Geol. Surv., 1974, vol. 2, N 6, p. 637–656.

Bailey E., McCallien W. The Ankara-melange and the Anatolian thrust. – Nature, 1950, vol. 116, p. 938–940.

Brunn J. Mise en place et differenciation de l'association pluto-volcanique du cortege ophiolitique. – Rev. géogr. phys. Ser. 2, 1960, vol. 8, fasc. 3, p. 940–951.

Davies H. Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust. – Bull. Bur. Miner. res. Geol. and Geophys. Austral., 1971, N 128, p. 48.

Glennie K., Bocuf M., Highes Clarke M., Woody-Stuart M. Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geologic evolution. – AAPG Repr. Sec. Bull., 1973, vol. 57, N 1, p. 5–27.

Hsu K., Jinghwa. Franciscan melanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonic.– J. Geophys. Res., 1971 vol. 76, N 5, p. 1162–1170.

Mijashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites. – J. Geol., 1975, vol. 83, p. 161–170.

Moores E. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1969, vol. 118, p. 39–51.

Penrose field conference on ophiolites. – Geotimes, 1972, vol. 17, N 12, p. 24–25.

Pilaar W., Reinhardt B. Werhaudelingen von het koninklij. – Ned. geol. mijnbouwkundig Genootschap., 1974, d. 31, blz. 1001–1013.

Rocci G., Ohuenstetter D., Ohuenstetter M. La dualite des ophiolites tethysiennes. – Petrologie, 1975, N 2, p. 830–840.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 3

Часть первая

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ НА ТЕКТОНИКУ АЛАЯ И ПРОБЛЕМА ОФИОЛИТОВ . . . 5

Геологическое строение Южного Тянь-Шаня 7

Геологическое строение северных склонов Алайского хребта 7

Автохтонный комплекс 8

Олистостромы 13

Аллохтонный комплекс 17

Неоавтохтонный комплекс 21

Морфология структур 22

Выводы 23

Геологическое строение Атбашинского хребта 24

Часть вторая

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОФИОЛИТОВ, ИХ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ 26

Терминология и принципы классификации 26

Общая характеристика офиолитов Алая 27

Офиолиты Охинско-Талдыкского синклинория 29

Сарталинская синформа 29

Киргизатинская синформа 40

Кызкурганская чешуйчато-покровная зона 43

Южно-Тяньшаньский офиолитовый пояс 46

Канский фрагмент 47

Восточнокарачатырский фрагмент 64

Наукатский и Кызылсайский фрагменты 71

Выводы 74

Офиолиты Атбашинского хребта 74

Офиолитовые аллохтоны 74

Мономиктовый и олигомиктовый серпентинитовый меланж 76

Полимиктовый серпентинитовый меланж 77

Петрохимические особенности офиолитов Алайского хребта 78

Выводы 80

Тектоническое развитие Алая и история офиолитов 81

Обсуждение и выводы 87

Литература 90

CONTENTS

Introduction 3

First part

DEVELOPMENT OF CONCEPTS ON THE ALAI TECTONICS AND PROBLEM OF OPHIOLITES 5

Geological structure of the Southern Tien-Shan 7

Geological structure of the northern slopes of the Alai Ridge 7

Autochthonous complex 8

Olistostromes 13

Allochthonous complex 17

Neoautochthonous complex 21

Morphology of structures 22

Conclusions 23

Geological structure of the Atbashi ridge 24

Second part
TECTONIC TYPES OF OPHIOLITES, THEIR STRUCTURE AND STRUCTURAL POSITION 26

Terminology and principles of classification 26
General characteristic of the Alai ophiolites 27
Ophiolites of the Okhna-Taldyk synclinorium 29
Sartale synform 29
Kirghizata synform 40
Kyzkurgan zone of scaly covers 43
Southern Tien-Shan ophiolitic belt 46
Kan fragment 47
Eastern Karachatyr fragment 64
Naukat and Kyzylsai fragments 71
Conclusions 74
Ophiolites of the Atbashi ridge 74
Ophiolitic allochthones 74
Monomictic and oligomictic serpentinitic melange 76
Polymictic serpentinitic melange 77
Petrochemical properties of ophiolitic complexes of the Alai 78
Conclusions 80

Tectonic development of the Alai and the history of ophiolites 81

Discussion and results 87

Bibliography 90

Сергей Алексеевич К у р е н к о в

ТЕКТОНИКА ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

(Алайский и Атбашинский хребты)

Труды ГИН, вып. 354

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор издательства *Л.В. Миракова*
Художник *Н.Н. Якубовская*. Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технические редакторы *О.А. Аредова, И.И. Джиоева*
Корректор *И.Г. Мартьянова*

ИБ № 27545

Подписано к печати 22.06.83. Т – 09373. Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 7,8 + 0,5 вкл. Усл.кр.-отт. 8,6. Уч.-изд.л. 10,0
Тираж 700 экз. Тип.зак. 429
Цена 1 р. 50 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 50 к.