

А. Б. ДЕРГУНОВ

**Структуры
зоны
сочленения
Горного Алтая
и
Западного Саяна**



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

A. B. DERGUNOV

STRUCTURES
OF THE ZONE
OF CONJUGATION BETWEEN
MOUNTAIN ALTAI
AND WEST-SAYAN

Transactions, vol. 172

А. Б. ДЕРГУНОВ

СТРУКТУРЫ
ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ
ГОРНОГО АЛТАЯ
И ЗАПАДНОГО САЯНА

Труды, вып. 172

Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна.*Дергунов А. Б.*

На основе формационного учения, разработанного Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым и Ю. А. Кузнецовым, в монографии обобщены новейшие материалы по геологии зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном, причем впервые проведен комплексный формационный анализ как осадочных, так и магматических интрузивных образований. В работе показано, что в зону сочленения входят две части Алтае-Саянской области, различные по тектонической природе. К первой относятся позднекембрийские («салаирские») структуры северо-западного простирания (Катунско-Абаканская зона), ко второй — раннедевонские (позднекаледонские) структуры северо-восточного простирания (Западно-Саянская зона). На стыке этих структур выделена зона торцового сочленения (Чулышманская). В ней почти одновременно (в раннем ордовике) проявились тесно парагенетически связанные процессы складчатости, прогрессивного метаморфизма, гранитизации и гранитоидного магматизма, обусловившие к среднему ордовику поднятие и стабилизацию этой зоны.

Текст, помимо теоретических обобщений, содержит большой конкретный материал (в том числе впервые публикуемые описания многих опорных разрезов, охарактеризованных фауной) и сопровождается тектонической картой, палеотектоническими схемами, формационными профилями, детальными геологическими картами и т. д.

Таблиц 4. Библ. 135 назв. Иллюстраций 74.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. ПЕЙВЕ* (главн. редактор),*К. И. КУЗНЕЦОВА, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ*

Ответственный редактор

Н. С. ЗАЙЦЕВ

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. PEIVE* (Editor in Chief),*K. I. KUZNETZOVA, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV*

Responsible editor

N. S. ZAITZEV

ВВЕДЕНИЕ

Геологические исследования и особенно геологическое картирование, проведенные в последние годы, подтвердили основное положение В. А. Кузнецова (1952, 1954, 1963) о том, что Алтае-Саянская область состоит из длительно формировавшихся разновозрастных складчатых зон. Более того, они показали, что складчатые зоны, в свою очередь, сложились из отдельных складчатых сооружений, которые образовались в результате длительного развития соответствующих им конкретных тектонических структур. Окончание развития последних и завершение формирования главных черт складчатых сооружений происходили в разные периоды палеозойской эры.

Изучение тектоники отдельных складчатых сооружений подтвердило, что каждое из них развивалось в значительной мере самостоятельно, во многом отличаясь от соседних структур и проявляя унаследованность, но крайней мере в течение всего собственно геосинклинального этапа (Зайцев, 1963б; Зоненшайн, 1963; Волочкович, Леонтьев, 1964, и др.).

В связи с этим появилась необходимость выяснить соотношения тектонических структур в процессе их развития и характер сочленения разновозрастных складчатых сооружений. Сделать это возможно лишь путем сравнительного изучения тектоники смежных структур разного возраста и зон их сочленения.

В Алтае-Саянской области, образованной структурами как параллельных, так и двух резко различающихся простираний (Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, 1956; Яншин, 1965), существуют два типа зон их сочленения. Параллельные или почти параллельные тектонические структуры обычно разделяются глубинными разломами, которые здесь являются узкими зонами линейного сочленения. Между структурами, подходящими друг к другу под большими углами, образуются широкие нелинейные зоны торцового сочленения.

Зоны торцового сочленения являются наиболее интересными для решения поставленного вопроса. В их строении и развитии в большой мере отразилось влияние смежных тектонических структур, и, следовательно, они несут значительные следы соотношений с последними в процессе развития. Вместе с тем многие черты строения зон торцового сочленения (геологические формации, интрузивные комплексы и т. д.) существенно отличают их от смежных структур и показывают, что такие зоны могут быть самостоятельными тектоническими (историко-геологическими) структурами.

Как правило, зоны торцового сочленения очень сильно разбиты разломами пересекающихся простираний и превращены в широкие зоны по-

вышенной проницаемости. Вероятно, поэтому в них чрезвычайно интенсивно развиты характерные магматические и метаморфические образования, сопровождаемые некоторыми видами оруденения.

В данной работе анализируется зона торцового сочленения разновозрастных и различно ориентированных структур территории Горного Алтая, Западного Саяна, Горной Шории и Западной Тувы¹. В ее пределах сходятся Холзунско-Чуйский антиклинорий и Ануйско-Чуйский синклинорий северо-западного простирания, Катунско-Абаканская глыбово-складчатая зона, а также Западно-Саянский синклинорий и Тувинский прогиб северо-восточного простирания. В районе стыка перечисленных структур автор выделил Чулышманскую глыбово-складчатую зону, ограниченную глубинными разломами. Описанию строения и развития последней в работе уделено главное внимание. Соседние тектонические структуры рассмотрены более кратко, в основном при сравнении.

Также с неодинаковой детальностью разобраны разные этапы тектонического развития. Наиболее интересны и важны те из них, в течение которых соседние структуры находились на разных этапах развития: одна на собственно геосинклинальном, другая — на орогенном. Поэтому наиболее полно рассмотрен период от конца среднего кембрия до начала девона (до него все перечисленные выше структуры находились на собственно геосинклинальном, а после него на орогенном этапах развития и были тектонически более сходными).

По строению зоны сочленения освещено в основном три вопроса: геологические формации, интрузивные комплексы и характер складчатых структур. При исследовании геологических формаций применена методика, разработанная Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым, для интрузивных комплексов — Ю. А. Кузнецовым.

Территория зоны сочленения охватывает бассейны рек Чуи и Чулышмана, а также верхнего течения Бии, Абакана и Хемчика, верхних притоков Оби и Енисея. Водоразделами здесь служат хребты Горного Алтая и Западного Саяна: Курайский, Айлагушский, Сумультинский, Чулышманский, Карлыганский, Абаканский, Шапшальский и др. Последние два совпадают с границей между Алтайским и Красноярским краями.

Значительная удаленность от железных дорог, высокогорье, резко расчлененный рельеф, затаеженность, горный характер рек и почти полное отсутствие автомобильных дорог являются причиной трудной доступности и тяжелой проходимости рассматриваемой территории. Неудивительно, что она до последнего времени оставалась слабо изученной, а отдельные районы Чулышманской зоны были по существу «белыми пятнами», так как для них не существовало геологических карт. Геологическое картирование проведено здесь только в последние годы экспедициями Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ), Западно-Сибирского и Красноярского геологических управлений, причем для западной, горноалтайской, и восточной, западносаянской, частей зоны сочленения — на основе различных унифицированных легенд. Также отдельно для каждой части Алтае-Саянской области составлены сводные мелкомасштабные карты. В результате этих работ географическая граница между западной и восточной частями Алтае-Саянской области приобрела в некотором смысле «геологическое значение» и возникли существенные затруднения при сопоставлении развития структур, расположенных в этих частях.

Поэтому для выполнения основной задачи настоящей работы автором разработана стратиграфическая схема, общая для обеих частей зоны сочленения. Кроме того, составлены тектоническая карта, палеоформа-

¹ Для краткости всю эту территорию в дальнейшем будем называть «зона сочленения».

ционные схемы и профили и другие чертежи (стратиграфические колонки, профили, детальные геологические карты, схемы, зарисовки и т. д.).

Важнейший фактический материал для данной работы получен в результате геологического картирования, проведенного геологами разных организаций в последние годы. В этих исследованиях автор в течение восьми лет (с 1955 по 1962 г.) принимал участие в качестве геолога и начальника съемочной партии Всесоюзного аэрогеологического треста. За это время им была выполнена геологическая съемка двух районов, расположенных непосредственно на сочленении Чулышманской зоны с Катунско-Абаканской зоной и Западно-Саянским синклиномом, а также проведены детальные исследования наиболее важных районов.

Фактический материал собран в совместных полевых исследованиях при участии многих товарищей: Ю. Б. Алешко, М. Н. Барцевой, И. И. Белостоцкого, В. А. Благодирова, Л. Г. Васютиной, А. А. Вишневого, Р. И. Волкова, Т. С. Гостевой, В. И. Колесникова, М. Н. Лада, В. Л. Мита, В. И. Тихонова, М. А. Черноморского, Б. А. Яковлева, О. В. Япаскурта и др. Ряд наиболее важных полевых исследований был проведен автором вместе с В. С. Шульгиной.

П. С. Антонов, М. К. Винкман, В. В. Волков, К. Л. Волочкович, А. В. Гинцингер, Е. В. Девяткин, Л. П. Зоненшайн, Л. Г. Маймина, А. Т. Мельник, А. А. Моссаковский, Ю. С. Перфильев, И. Ф. Пожарский, М. А. Ржонницкая, В. М. Сенников, В. П. Студеникин, В. И. Фоминский и другие предоставили возможность пользоваться их материалами.

Окончательная обработка материала произведена в отделе региональной тектоники Геологического института АН СССР под руководством старшего научного сотрудника Н. С. Зайцева.

Кроме того, автор постоянно получал консультации сотрудников тектонических отделов Геологического института АН СССР, особенно Н. П. Хераскова, А. С. Перфильева и А. А. Моссаковского. Многие георетические представления Н. П. Хераскова легли в основу построений, изложенных в работе.

Всем товарищам, способствовавшим выполнению данной работы, автор приносит глубокую благодарность.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ГОРНОГО АЛТАЯ

В современном изучении тектоники Алтае-Саянской области можно наметить два направления. Первое, возникшее еще на ранних этапах исследования геологии области, имеет целью изучение движений всей области в целом, т. е. выявление общих воздыманий и погружений, а также уточнение времени их проявления. Оно обозначилось в тот период, когда слабая изученность области не позволяла провести ее тектоническое расчленение. В 30-х годах это направление, возглавляемое М. А. Усовым, достигло кульминационного развития. Однако и позднее некоторые исследователи продолжали работать над выделением общих для всей области тектонических этапов и соответствующих им структурных этажей, ярусов и подъярусов, отражающих периоды общих погружений и поднятий (Нехорошев, 1958; Мелещенко, Янов, Козаков, 1960, и др.).

Второе направление возникло сравнительно недавно, после того, как В. А. Кузнецов в 1952 г. провел тектоническое расчленение области (Кузнецов, 1952, 1954). Теоретической предпосылкой для этого послужило учение о глубинных разломах и основанное на нем расчленение земной коры на длительно существующие блоки (Пейве, 1945; Пейве, Спицын, 1950, и др.). Основная задача второго направления — изучение строения и развития конкретных тектонических структур, входящих в состав Алтае-Саянской области, а также их соотношений.

Особенно большое развитие исследования второго направления получили в последние годы при завершении геологической съемки всей области. Материалы съемок легли в основу монографических работ о строении и развитии ряда тектонических структур (Зоненшайн, 1963; Моссаковский, 1963б; Волочкович, Леонтьев, 1964, и др.). В связи с этим в настоящее время появились необходимость и возможность изучения особенностей сочленения конкретных разновозрастных тектонических структур. Данной проблеме посвящена настоящая работа и именно поэтому в очерке об истории изучения тектоники Горного Алтая наиболее полно освещены исследования, относящиеся ко второму направлению.

История геологического изучения Алтая насчитывает более двух столетий, причем отдельные периоды ее заметно отличаются способами исследования, задачами и, следовательно, полученными результатами. Таких периодов может быть намечено три. Первый из них относится по существу к предьстории изучения Алтая, так как исследования того времени имели главным образом общий характер и не могут быть отнесены к какому-либо одному из намеченных выше направлений. Второй период начался в конце 20-х—начале 30-х годов текущего столетия; он обнимает

тектонические работы первого направления. Только в последний, послевоенный, период широкое распространение получили тектонические работы второго направления.

Первые сведения о геологии Алтая относятся к началу XVIII в., когда А. Демидов заложил старейший на Алтае медеплавильный завод на базе Ручьевских медных месторождений. Однако активное изучение Алтая началось только в следующем столетии, когда там прошли маршрутами Г. Гельмерсен в 1834 г., П. А. Чихачев в 1842 г., Г. Е. Шуровский в 1844 г. и др. Эти исследователи обычно за один сезон пересекали весь Алтай, который в то время был загадкой не только в геологическом, но и в географическом, орографическом отношениях. Большинству исследователей удавалось обнаружить основные орографические закономерности и сделать интересные выводы о связях орографии с тектоникой; кроме того, они выявили некоторые важные особенности геологического строения Алтая. Г. Гельмерсен показал существование двух направлений в ориентировке крупных долин и разделяющих их хребтов: на западе Алтая они имеют северо-западное простирание, а на востоке и в Кузнецком Алатау — меридиональное. В восточной части Горного Алтая, в зоне сочленения с Западным Саяном, оба направления пересекаются. Таким образом, Г. Гельмерсен первым обратил внимание на аномальное строение зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном. Кроме того, он первым считал, что простирание хребтов не совпадает с простиранием складчатых структур и что Телецкое озеро имеет тектоническое происхождение. Работа была напечатана в 1848 г.

В 1845 г. П. А. Чихачев опубликовал работу, к которой приложил одну из первых геологических карт Алтая. Он разделил Алтай на две части, граница между которыми проходит от устья р. Катунь на юго-восток к водоразделу между Чуей и Башкаусом. В западной части преобладают хребты северо-западного простирания, в восточной — меридионального и восток-северо-восточного. П. А. Чихачев отметил, что в районе «скрещения осей поднятий», т. е. в Восточном Алтае, хребты принимают меридиональное направление в соответствии с преобладающим здесь простиранием пород. Кроме того, обилие озер в Восточном Алтае, вблизи скрещения осей поднятий, также отличает его от Западного Алтая. Кристаллические сланцы П. А. Чихачев считал продуктом изменения силурийских и девонских пород под действием гранитов.

Г. Е. Шуровский в работе «Геологическое путешествие по Алтаю» (1846 г.) утверждал, что меридиональное направление структур в Восточном Алтае — самостоятельное, а не возникло в результате изменения северо-западных простираний на стыке с северо-восточными структурами Западного Саяна.

Таким образом первые геологи, побывавшие в Алтае-Саянской области еще в прошлом веке, правильно отмечали особое, непохожее на соседние районы, геологическое строение Восточного Алтая на сочленении с Западным Саяном.

В 1915 г. В. А. Обручев опубликовал «Алтайские этюды», в которых подвел итоги предыдущих исследований и изложил новые взгляды на тектонику и рельеф Алтая. Главный его вывод о решающей роли разломов в формировании послепалеозойского рельефа Алтая остается неизменным и в настоящее время. Кроме того, В. А. Обручев показал, что формирование палеозойских складок происходило путем тангенциального давления, направленного с северо-северо-запада на юго-юго-восток, в результате чего образовались складчатые дуги, открытые к северо-западу, которые на востоке и юго-востоке ограничены древним материком («древним теменем Азии») — глыбами Кузнецкого Алатау и Монгольского Алтая. Многие разломы, показанные на схеме В. А. Обручева как достоверные и даже предполагаемые, подтвердились современными дан-

ными (разломы на северном склоне Западного Саяна и по берегам Телецкого озера).

Работа В. А. Обручева завершила исследования многих геологов почти за вековой период и в дальнейшем во многом определила направление изучения тектоники Сибири, в частности Алтая. Позднее В. А. Обручев (1927), развивая положение о роли разломов, пришел к заключению о глыбовом строении земной коры на юге Сибири. Он писал, что глыба первого порядка — «древнее темя Азии» — существовала еще в протерозое, а Алтай и Салаир являются глыбами второго порядка, созданными орогеническими движениями конца силура. Следовательно, В. А. Обручев считал, что глыбовая структура земной коры на юге Сибири формировалась длительно и постепенно — от протерозоя и по крайней мере до среднего палеозоя. Если существование древнейшей глыбы — «древнего темени Азии» — в том виде, как ее принимал В. А. Обручев, впоследствии не подтвердилось, то идея о раздробленности земной коры и постепенном формировании крупных глыб и сейчас определяет взгляды многих исследователей. Например, А. А. Предтеченский (1960) показал, что в кембрии на юге Сибири находилась поднятая складчатая горная страна, отделявшая эпиконтинентальный бассейн Сибирской платформы от геосинклинального бассейна, существовавшего на месте Алтае-Саянской складчатой области. Этим положением А. А. Предтеченский вновь подтвердил существование «древнего темени Азии», но в ином (современном) понимании.

Второй этап изучения Алтая (конец 20-х — начало 30-х годов) характеризуется главным образом поисковой направленностью геологических исследований. Однако в это же время были получены многочисленные и ценные материалы по ряду других вопросов геологии Алтая.

Особое место в исследованиях второго периода занимают работы В. П. Нехорошева. Если В. А. Обручев завершил и обобщил исследования первого периода, то В. П. Нехорошев открыл новый их этап, причем первые результаты его работы стали программой для последующего изучения Горного Алтая.

В 1925—1926 гг. В. П. Нехорошев пересек весь Горный Алтай от Бийска до Кош-Агача и, что особенно важно, прошел детальным маршрутом по рассматриваемой территории от Кош-Агача на север через Курайский хребет до Телецкого озера и далее в верховья р. Большой Абакан. В 1930—1932 гг. он опубликовал ряд статей, в которых привел новые данные по геологии и полезным ископаемым исследованного района. Он предложил первую стратиграфическую схему, причем многие из ее подразделений были впервые обоснованы фауной. В этой схеме выделены (снизу вверх): 1) метаморфические сланцы верхнего протерозоя — силура (позднее В. Н. Нехорошев, 1939, 1958, изменил свое мнение о древнем возрасте метаморфических пород и последовательно отстаивал их палеозойский возраст); 2) среднекембрийские темные битуминозные известняки с кремнистыми включениями, содержащие фауну археоциат; 3) силурийские песчаники, сланцы и известняки с фауной; 4) девонские песчаники, сланцы и известняки с фауной брахиопод и кораллов; 5) верхнепалеозойские угленосные отложения; 6) третичные и четвертичные рыхлые осадки. В основе эта схема сохранила значение до настоящего времени, хотя во многом претерпела изменения.

Кроме того в этих статьях В. П. Нехорошев описал особенности геологии района верхнего течения р. Большой Абакан и его верхнего левого притока — р. Еринат, т. е. одного из опорных районов зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном. Это описание для данного района явилось первым и по существу было единственным до последнего времени (до начала геологосъемочных работ в 1958 г.). В. П. Нехорошев

в его пределах выделил: 1) древние гнейсы и метаморфические сланцы; 2) известняково-сланцевые отложения с фауной силура; 3) красноцветные образования, подобные девонским красноцветам других районов Алтая; 4) верхнепалеозойские, возможно, каменноугольные, красноцветные и угленосные отложения с фауной. Маршрутные исследования дали ему возможность позднее сделать следующие выводы о возрасте складчатых структур: «... по возрасту Горный Алтай значительно древнее Рудного и в большей части был сформирован в виде складчатой страны не в конце палеозоя, как это имело место в Рудном Алтае, а в конце каледонской орогении» (Нехорошев, 1938, стр. 313, 314). И далее: «... по возрасту и структуре восточная часть Алтая представляет единое целое с Кузнецким Алатау и Саянами, а юго-западный Алтай по отношению к северо-восточному является гораздо более молодым» (там же).

В. П. Нехорошеву принадлежит первая попытка металлогенического районирования на тектонической основе. Он выделил полиметаллическую зону Рудного Алтая и зоны редкометального оруденения в смежных районах Горного Алтая и Калбы.

В тот же период в Горной Шории и Западном Саяне работали А. М. Кузьмин (1928) и И. К. Баженов (1934). А. М. Кузьмин с 1919 по 1927 г. исследовал большую территорию, включавшую северную часть Прителецкого района. Он составил геологическую карту и стратиграфическую колонку (снизу вверх): нижний кембрий — граувакково-сланцевая толща; нижний силур — эффузивно-осадочная толща; верхний силур — песчано-сланцевая толща и, наконец — эффузивно-осадочная толща девона. Метаморфические породы Прителецкого района А. М. Кузьмин считал продуктом воздействия интрузий. Ему принадлежит приоритет в установлении салаирской фазы складчатости.

В 1934 г. опубликована сводка И. К. Баженова, в которой Западный Саян описан как синклиальная структура, в строении крыльев которой принимают участие эффузивные и эффузивно-осадочные отложения всех отделов кембрия, а во внутренних ее частях широко распространены песчано-сланцевые отложения ордовика. Так же как и А. М. Кузьмин, И. М. Баженов отрицал существование пород докембрия в данном регионе.

Геологи — исследователи Алтае-Саянской области 30-х годов — работали под руководством и научным влиянием проф. М. А. Усова. Труды М. А. Усова охватывают большинство проблем геологии, здесь же необходимо коснуться только тех вопросов, которые затрагивают региональную геологию и тектонику Алтая. В практической работе при поисках и особенно при геологической съемке исследователи Алтая применяли разработанную М. А. Усовым методику выделений формаций, разделенных тектоно-денудационными перерывами. Нужно отметить, что в Алтае-Саянской области широко распространены сравнительно однообразные толщи, очень слабо или совсем не охарактеризованные фауной. Кроме того, в то время геологические особенности Алтае-Саянской области были изучены очень слабо, находки фауны очень редки и поэтому геологическая съемка способом выделения формаций давала возможность произвести относительно дробное расчленение толщ даже при отсутствии фауны. Однако в самом определении понятия формации как «толщи непрерывных осадков, отделенных тектоно-денудационными перерывами» (Усов, 1945, стр. 24), причем последние могут быть и скрытыми, заложена возможность серьезных ошибок при картировании. Естественное стремление к наиболее дробному расчленению толщ приводило к выделению множества «формаций» и соответственного количества тектоно-денудационных перерывов. Достаточно сказать, что тех и других насчитывалось до 60. К тому же каждая формация и тектоно-денудационный перерыв распространялись на всю Алтае-Саянскую область. Следовательно,

методика М. А. Усова способствовала расчленению толщ в возрастной последовательности, но она не содействовала пространственному расчленению области на самостоятельные тектонические структуры, отличающиеся геологической историей, строением и в конечном счете полезными ископаемыми.

Непосредственно на территории Горного Алтая в 30-е годы проводил исследования большой отряд геологов. В восточной части Алтая работали А. В. Аксарин, Г. Д. Афанасьев, Н. Л. Бубличенко, М. К. Винкман, Л. Н. Краевская, В. А. Кузнецов, Ю. А. Кузнецов, А. С. Мухин, В. А. Пышкин, К. В. Радугин, Б. Ф. Сперанский, П. Н. Смирнова, А. Н. Чураков и др.

Результаты этих работ позволили создать первую более детальную стратиграфическую схему, которую опубликовал Н. Н. Горностаев в сборнике «Ойротия» в 1937 г. Согласно этой схеме, породы верхнего протерозоя делились на три формации: катунскую (известняковую), корумдуайринскую (граувакковую) и эффузивную. Кембрий представлен баратальской формацией известняков, граувакковых песчаников, порфиритов и туфов; нижний силур — ирбитской формацией зелено-фиолетовых сланцев и песчаников; верхний силур — чуйской формацией известняков, песчаников, филлитизированных сланцев и зеленокаменных эффузивов; нижний девон — коргонской формацией пестрых глинистых сланцев, песчаников и конгломератов, средний девон — чаган-узунской формацией черных и серых сланцев и песчаников; нерасчлененные отложения верхов среднего и низов верхнего девона — чибитской формацией пестроцветных песчаников, глинистых сланцев, известняков, мергелей, конгломератов, а также кварцевых порфиров, фельзитов, порфиритов и туфов, наконец, пермокарбон — курайской формацией песчаников, сланцев и углей. Судя по характеристике, понятие «формация» здесь, вероятно, полностью совпадает с современным термином «свита».

Н. Н. Горностаев сделал важные выводы о тектонической природе Горного Алтая. По его мнению, Горный Алтай представляет собой чередование продольных горстов и грабенов, которые плавно изгибаются, образуя выпуклые к западу дуги. Главными фазами складчатости Н. Н. Горностаев считал салаирскую и каледонскую и отмечал, что последняя для Горного Алтая в целом была завершающей. Во взглядах Н. Н. Горностаева на особенности тектоники Горного Алтая примечательно то, что, пожалуй, он впервые глыбовую структуру этого региона не противопоставлял дугообразным изгибам, т. е. складчатым дугам.

Таким образом, до Великой Отечественной войны в изучении стратиграфии были достигнуты большие успехи — установлено, что на Горном Алтае распространены отложения всех систем палеозоя. Что касается существования образований протерозойского возраста, то уже в то время возникли разногласия, разделившие исследователей Алтая на «кембристов» и «докембристов». Как будет отмечено ниже, этот спор не завершен и сейчас (Нехорошев, 1939, 1958; Кузнецов В., 1948, 1952).

Крупных тектонических обобщений по Горному Алтаю в этот период не было сделано, однако в 1940 г. В. А. Кузнецов и Г. П. Нагорный, занимаясь геологической съемкой в Центральном Алтае, выделили Теректинско-Чарышский горст, сложенный докембрийскими метаморфическими сланцами, и Ануйско-Чуйский синклиниорий, в пределах которого развиты отложения ордовика, готландия и девона. Кроме того, В. А. Кузнецов в 1934 г. высказал предположение о существовании зоны крупных разломов с ртутной минерализацией вдоль Курайского и Айлагушского хребтов, которая потом была выделена как Курайская ртутная зона. Позже В. А. Кузнецов (1957, 1963) разработал для Западной Сибири теоретические основы связи ртутного оруденения со структурой.

Во время Великой Отечественной войны геологические исследования

были направлены главным образом на изучение Талицкого гранитного массива на северо-западе Горного Алтая в отношении его перспективности на редкометальное оруденение.

Третий этап изучения Алтая совпадает с началом послевоенного периода, когда геологические работы возобновились в очень большом объеме. Главным направлением стало геологическое картирование всей территории Алтае-Саянской области. В пределах Горного Алтая эту работу с 1949 г. проводили геологи Западно-Сибирского геологического управления (ЗСГУ), а с 1951 г. — сотрудники ВАГТ. В настоящее время территория Горного Алтая и смежных областей закартирована. В результате этой работы получен огромный фактический материал, обобщение которого позволяет решить отдельные проблемы геологии Алтае-Саянской области.

Прежде чем приступить к характеристике третьего этапа, необходимо остановиться на тектонических работах В. А. Кузнецова, которые по времени совпадают с этим этапом, но по существу и использованному материалу завершают и обобщают предыдущий, второй, период. Работа В. А. Кузнецова «Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области» была опубликована в 1952 г. Продолжением и завершением тектонического анализа Алтае-Саянской области явилась следующая статья В. А. Кузнецова «Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области» (1954).

В. А. Кузнецов рассматривал Алтае-Саянскую горную страну как палеозойскую складчатую область, состоящую из длительно развивавшихся складчатых сооружений, разделенных глубинными разломами. Основными этапами развития он считал: салаирский (кембрий); каледонский, состоящий из раннекаледонского (ордовик) и позднекаледонского подэтапов (силур); герцинский, также состоящий из раннегерцинского (девон — нижний карбон) и позднегерцинского (средний-верхний карбон — пермь) подэтапов и, наконец, мезозойский. Каждый тектонический этап завершается общим поднятием и относительной консолидацией, а последующий возрождает геосинклинальный режим на меньшей площади. В. А. Кузнецов считал, что в Западно-Саянском синклинии такое возрождение происходило дважды, а в Ануйско-Чуйском — трижды. В то же время в процессе геологического развития на каждом этапе, как правило, на месте геосинклиналей предыдущего этапа формировались жесткие массивы, которые в дальнейшем представляли собой эписалаирские, эпикаледонские и другие платформенные структуры. Современное строение Алтае-Саянской области В. А. Кузнецов отобразил на тектонической схеме (рис. 1). Одновозрастные складчатые сооружения сгруппированы в салаирские, каледонские и герцинские зоны. Отмечено, что тектонические зоны в естественной возрастной последовательности огибают юго-западный край Сибирской платформы, образуя выпуклые на запад складчатые дуги. Непосредственно на стыке Горного Алтая с Западным Саяном выделена зона «неглубоко погруженных салаирид», которая Алтае-Кузнецким глубинным разломом отделена от расположенной восточнее зоны каледонид Западного Саяна.

Тектоническая схема Алтае-Саянской области В. А. Кузнецова явилась первым научным обобщением геологического материала. Она была составлена на основе принципов унаследованного развития, основных положений о главных стадиях геосинклинального процесса и тектонических формациях, а также о глубинных разломах. Схему тектонического районирования Алтае-Саянской области широко использовали геологи, проводившие картирование, и в настоящее время она не потеряла своего значения. Авторы более поздних тектонических схем, как правило, используют схему В. А. Кузнецова, разрабатывая, уточняя и детализируя ее.

Однако по этой схеме можно сделать некоторые критические замечания. В. А. Кузнецов устанавливал не только время завершения формирования структур, но и в некоторых случаях, например для Ануйско-Чуйского и Западно-Саянского синклинориев, время заложения и даже многократного возрождения на месте этих структур геосинклинальных прогибов. Вероятно, недостаток фактического материала в то время не исключал возможности для такого предположения, но многие более поздние данные (Тихонов, 1956; Зоненшайн, 1963; Волочкович, Леонтьев, 1964) указывают на устойчивое прогибание на месте этих синклинориев на всем доступном изучению отрезке геологической истории. Преувеличена дугообразность складчатых сооружений («складчатых дуг») и зон глубинных разломов. Материалы картирования и геофизические данные указывают в основном на прямолинейность зон глубинных разломов и угловатость контуров крупных блоков (Зайцев, 1963а; Дергунов, 1965). В. А. Кузнецов считает, что после консолидации отдельные блоки вступали в платформенное развитие, а затем некоторые из них снова вовлекались в геосинклинальный процесс, как, например, салаирская Кузнецко-Алтайская зона на месте Уйменско-Лебедского синклинория (в ордовике). Вероятно, в данном случае правильнее говорить о переходе к орогенному этапу, когда не исключается возможность погружения отдельных структур или их частей (Херасков, 1963).

Началом третьего периода изучения Горного Алтая следует считать начало 50-х годов, когда в широком масштабе развернулись геологические работы. Кроме того, параллельно со съемкой в это время проводились тематические исследования по стратиграфии, тектонике, изучению интрузий и других особенностей геологического строения региона.

В области стратиграфии древних отложений в это время ведущее положение занимают исследования М. К. Винкман (1948, 1959). Она разработала стратиграфическую схему для Катунского геоантиклинального выступа, которая позднее легла в основу расчленения и датировки кембрийских отложений всего Горного Алтая. М. К. Винкман выделяла баратальскую свиту синийского возраста, манжерокскую свиту переходного, синийско-нижнекембрийского, возраста (позднее М. К. Винкман, 1964, отнесла ее к нижней половине кембрия), калячинскую свиту верхней половины нижнего кембрия (в последних своих работах М. К. Винкман эту свиту считает серней и делит на шашкунарскую, чепошскую и барангольскую свиты) и среднекембрийскую каимскую свиту.

В это же время А. Ф. Белоусов (1956, 1958; Белоусов, Сенников, 1960) изучал стратиграфию отложений синия и кембрия северо-восточного Алтая и отметил существенные отличия ее от стратиграфии Катунского антиклинория.

По стратиграфии верхнекембрийских, ордовикских и силурийских отложений основное значение имеют работы В. И. Тихонова (1956), А. Б. Гинцингера (1962, 1964), В. М. Сенникова (1962а, б, 1964; Сенников и др., 1959) и др. В. И. Тихонов первым обосновал верхнекембрийско-тремадокский возраст мощных песчано-сланцевых толщ и выделил их из состава «зелено-фиолетовой формации», которую М. А. Усов относил к ордовику. А. Б. Гинцингеру и В. И. Тихонову принадлежит описание и расчленение ордовикских и силурийских отложений Ануйско-Чуйского синклинория. А. Б. Гинцингер (1964) сопоставил ордовикские отложения Горного Алтая и Салаира. В. М. Сенников (1958, 1962а, 1964; Сенников и др., 1959) разработал стратиграфию палеозоя Уйменско-Лебедского синклинория и сопоставил ордовикские отложения Горного Алтая, Тувы и Западного Саяна.

Девонские отложения Горного Алтая описаны в работах И. И. Белоусовского (1955, 1956, 1960), Р. Т. Грациановой (1956), В. М. Сенникова (1958, 1960, 1962а, б) и др.



Рис. 1. Схема геотектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области. Составил В. А. Кузнецов (1951 г.)

1 — Сибирская платформа; 2 — выступы докембрийского кристаллического фундамента Сибирской платформы; 3 — то же, Алтае-Саянской складчатой области; 4 — салаирские складчатые зоны (салаириды) с указанием элементов их складчатой структуры; 5 — салаириды, относительно неглубоко погруженные; 6 — каледонские складчатые зоны (каледониды); 7 — каледониды, неглубоко погруженные; 8 — каледонско-варисские краевые и межгорные прогибы; 9 — грабены с продуктивными толщами верхнего палеозоя на южном продолжении Кузбасса; 10 — ранневарисская (каледонско-варисская) складчатая зона; 11 — поздневарисские складчатые зоны; 12 — гипербазитовые пояса салаирского возраста; 13 — важнейшие разломы, элементы глубинных разломов; 14 — мезокайнозойские прогибы; 15 — границы осадочных комплексов, выполняющих каледонские прогибы; 16 — предполагаемые границы тектонических структур в мезо-кайнозойских прогибах.

Тектонические структуры. Сибирская платформа: I₁ — области с погруженным фундаментом платформы, I₂ — Енисейский кряж (выступ фундамента платформы), I₃ — массивы древнего докембрия Восточного Саяна. Складчатые зоны. Алтае-Кузнецкая складчатого-глыбовая зона салаирского возраста: II₁ — Кузнецкий Алатау (Мартайгинский, Хакасский, Шорский и Бийский массивы), II₂ — Катунский (горст), II₃ — Восточно-Саянский массив, II₄ — Арга. Тувинская складчатого-глыбовая зона салаирского возраста: III₁ — Восточно-Тувинский массив, III₂ — Западно-Тувинский погруженный массив; IV — Западно-Саянская складчатая зона каледонского возраста. Алтае-Салаирская зона каледонского возраста: V₁ — Салаирский массив, V₂ — Белокурихинский (Северный Алтай) массив, V₃ — Чарышско-Теректинский массив. VI — Ануйско-Чуйская зона каледонско-варисского возраста; VII — Рудно-Алтайская складчатая зона; VIII — Иртышско-Зайсанская зона; IX — Томь-Кольванская зона. Палеозойские прогибы: X — Кузнецкий; XI — Горловский; XII — Чумышско-Ненинский; XIII — Лебедской; XIV — Минусинский; XV — Тувинский; XVI — Усинский. Мезо-кайнозойские прогибы (кроме прогибов, наложенных на палеозойские): XVII — Чулымско-Енисейский; XVIII — Канский; XIX — Бийско-Барнаульский (Кулундинский)

Таким образом, в самом начале третьего этапа изучения Алтая появилось много специальных работ по стратиграфии, которые совместно с материалами, полученными при геологических съемках, дали возможность И. И. Белостоцкому (1956) сделать тектонические обобщения. В первой, большей, части статьи И. И. Белостоцкого стратиграфические данные сведены в единую схему для всего Горного Алтая. Большинство положений, высказанных в этой части, подтвердилось при более поздних работах. Однако отнесение баратальских известняков к нижнему кембрию оказалось ошибочным. В отношении протерозойского возраста метаморфических сланцев Теректинского и Прителецкого выступов до сих пор нет общего мнения. В последнее время для Прителецкого района появляется все большее количество сведений о том, что эти породы произошли за счет метаморфизма кембрийских отложений. Тектоническая схема И. И. Белостоцкого в основном соответствует описанной выше схеме В. А. Кузнецова, но существенно дополняет ее сведениями о некоторых тектонических структурах. Последние выделяются не только по времени завершения собственно геосинклинального развития, но и по времени заложения, а также возрасту их складчатого основания. В этом отношении интересно выделение Рудного Алтая как структуры особого рода, которую И. И. Белостоцкий рассматривает как «прогиб, образовавшийся на отколовшемся участке такой области, в которой более ранняя складчатость не привела к полной консолидации структур и при новом складкообразовании в пределах прогиба земная кора имела значительную подвижность» (Белостоцкий, 1956, стр. 20). В отличие от В. А. Кузнецова, И. И. Белостоцкий Ануйско-Чуйский синклиналий отнес к остаточным геосинклиналям варисского возраста, причем из него выделил Талицкий антиклинорий, сформировавшийся в основном в каледонский этап, одновременно с Холзунско-Чуйским антиклинорием. В связи с этим представляется неверным объединение Холзунско-Чуйского и Алейского антиклинориев в единый Алейско-Теректинский антиклинорий, ориентированный в субширотном (запад-северо-западном) направлении и, следовательно, занимающим секущее положение к северо-западным структурам Алтая.

В заключительной части статьи И. И. Белостоцкий высказал некоторые очень важные соображения о тектонике Горного Алтая. «Как по истории своего развития, так и по характеру структур Горный Алтай отличается целым рядом особенностей, которые затрудняют решение вопроса о его возрасте, т. е. принадлежности к каледонидам или герцинидам» (Белостоцкий, 1956, стр. 30). И далее, отмечая, что завершение геосинклинального развития на Горном Алтае было растянуто, И. И. Белостоцкий утверждал, что «ни одна из фаз не была решающей» (там же). Позднее это положение было развито и более четко сформулировано в коллективной работе геологов ВАГГ (Белостоцкий, Зоненшайн и др., 1959). В целом же статья И. И. Белостоцкого (1956), основанная на первых материалах только что развернувшихся работ, была научным поиском, результаты которого имели серьезное влияние на дальнейшее развитие тектонических исследований всей Алтае-Саянской области.

В 1956 г. была издана геологическая карта Алтая под редакцией В. П. Нехорошева. В 1958 г. опубликована работа В. П. Нехорошева «Геология Алтая», которая может рассматриваться как объяснительная записка к упомянутой карте. Кроме того, она содержит несколько глав обобщающего характера. Большая часть этой книги посвящена описанию стратиграфии. В. П. Нехорошев не исключал, что на территории Алтая имеются породы протерозоя, как, например, метаморфические сланцы Теректинского хребта, относимые большинством геологов к этому возрасту. Однако он указывал, что обоснования их протерозойского возраста недостаточны для такого однозначного решения. Остальные стратиграфические подразделения, особенно средне- и верхнепалеозой-

ские, распространенные в западной части Алтая, описаны более детально и полно. Что касается нижнепалеозойских толщ, то нужно отметить, что отнесение песчано-сланцевого комплекса, известного под названием горноалтайской свиты или серии, только к ордовику недостаточно обосновано. Работы В. И. Тихонова (1956), И. И. Белостоцкого (1956) и позднее К. Л. Волочковича (1961) показали, что горноалтайская свита имеет верхнекембрийско-тремадокский возраст.

По представлению В. П. Нехорошева, тектоническое развитие Алтая происходило в виде многочисленных пульсаций, сближение которых во времени выражалось фазами складчатости. Наибольшее значение он придавал следующим фазам: кембрийской (салаирской), досилурийской (таконской) и додевонской (позднекаледонской), составляющим каледонский цикл; кроме того, указывал, что тектонические проявления досилурийской (таконской) фазы «обусловили решительную перестройку» (Нехорошев, 1958, стр. 212). Однако ниже В. П. Нехорошев отмечал, что «в силуре, особенно в нижнем, отлагались по существу такие же терригенные толщи, какие характерны для ордовика» (там же). И далее: «... стили складчатости силурийских толщ близок к ордовикским; в основном это крутые линейно вытянутые складки» (там же, стр. 213). Таким образом, результат таконской фазы складчатости, по В. П. Нехорошеву, заключался только в образовании новых силурийских бассейнов седиментации. К противоположному выводу пришли В. И. Тихонов (1956), а позднее К. Л. Волочкович (1964) и Ю. С. Перфильев (1964), которые показали, что осадконакопление в ордовике и силуре пространственно было тесно связано и, следовательно, на границе этих периодов существенных перестроек не было.

В герцинском цикле В. П. Нехорошев выделял тельбесскую (среднедевонскую), чаткальскую (среднетурнейскую) и саурскую (визейскую) фазы, а также фазы складчатости в конце среднего палеозоя и в верхнем палеозое. Эти фазы получили наиболее полное выражение на западе Алтая и в Калба-Нарымской зоне.

Перечисленные семь тектонических фаз привели к формированию только четырех структурных ярусов: 1) синийско-кембрийского; 2) верхнекембрийско-силурийского; 3) девонско-нижнекаменноугольного и 4) верхнепалеозойского; причем каждый из первых трех структурных ярусов соответствует определенному циклу геосинклинального развития. Однако неясно, почему в результате одних фаз, например кембрийской (салаирской) и досилурийской (таконской), образовались структурные ярусы, а в результате других — нет.

На приводимой В. П. Нехорошевым схеме показано расположение двенадцати структурно-фациальных зон, обозначенных как участки, сложенные в основном протерозоем, синием и кембрием, ордовиком и т. д. В восточной части Алтая расположены Катунская и Абаканская зоны, в которых преимущественно распространены синийские и кембрийские отложения. Эти зоны отделены на востоке глубинным разломом от Алтае-Саянской структурно-фациальной зоны, сложенной преимущественно ордовиком. Последняя «представляет наименее геологически изученную часть Алтая... Об общем структурном плане этой зоны (антиклинорном или синклинорном) судить в настоящее время трудно ввиду крайней скудности имеющихся сведений» (Нехорошев, 1958, стр. 11).

В заключительной части работы В. П. Нехорошев касается общих закономерностей распределения оруденения на Алтае. На территории, расположенной между Катунским хребтом и хр. Чингиз, выделяются восемь рудных поясов. Причем отмечается, что пояса низкотемпературных и высокотемпературных руд чередуются и в большинстве случаев разделяются глубинными или крупными региональными разломами. Территорию, расположенную к востоку от Катунского хребта и рассмат-

риваемую нами, в отношении закономерностей размещения оруденения В. П. Нехорошев не анализировал.

В вышедшем в 1958 г. третьем томе «Геологического строения СССР» тектоника Алтае-Саянской области описана В. А. Унксовым при участии В. П. Нехорошева, А. Л. Додина и Е. Д. Васильковской. По мнению этих авторов, на западе области, начиная с девона, наблюдается некоторое повторение геологических событий, происходивших в восточной ее части в раннем и среднем палеозое в Центральном Алтае и восточнее. В соответствии с этим геологическое развитие сводится к двум циклам — герцинскому и каледонскому, а вся область делится соответственно на герцинский и каледонский складчатые пояса (рис. 2).

На тектонической схеме, составленной В. А. Унксовым, граница между герцинидами на западе и каледонидами на востоке проходит по северо-восточной зоне смятия. Территория Салаира обособлена в виде области многофазного длительного развития. Основные структурные контуры почти те же, что и на схеме В. А. Кузнецова (см. рис. 1), но в некоторых случаях выделены новые структуры. Так, например, в Западном Саяне показаны Джебашский и Куртушибинский антиклинории и разделяющий их Усинский синклинорий. Каледонский складчатый пояс делится на зоны ранней и поздней стабилизации, очертание которых в общем совпадает с салаиридами и каледонидами В. А. Кузнецова. Ануйско-Чуйский синклинорий включен в пояс каледонид, и все девонские отложения в его пределах показаны (без достаточных оснований) в виде наложенных мульд, сформированных на месте межгорных впадин. Таким образом, Салаирский антиклинорий и Ануйско-Чуйский синклинорий, сходные по истории геологического развития, попали в разные зоны складчатости, что, вероятно, не соответствует действительности. В зоне сочленения структур Горного Алтая и Западного Саяна на этой схеме показан крупный выступ докембрия. В настоящее время все больше накапливается данных о палеозойском возрасте этой структуры. Сложную конфигурацию структур в поясе каледонид упомянутые авторы объясняли существованием древнего погребенного жесткого фундамента, разбитого разломами на мозаику глыбы. По-видимому, совершенно правильно они пришли к заключению, что в поясе каледонид геосинклинальный процесс развивался еще с докембрия (синия). Но вместе с тем неясно, на каком основании указанные исследователи считали, что окончание этого процесса по всей площади каледонид произошло одновременно, перед девонем.

Характерно, что несмотря на твердое разделение всей Алтае-Саянской области на два пояса — каледониды и герциниды, авторам все же пришлось отнести Салаир к структурам особого рода, сформировавшимся в течение всего палеозоя, и, таким образом, признать, что развитие некоторых структур не укладывается в рамки герцинского или каледонского циклов.

В 1959 г. опубликована тектоническая карта Алтае-Саянской области, составленная геологами ВАГТ (Белостоцкий и др., 1959). За основу теоретических представлений о развитии геосинклиналей авторы тектонической карты приняли положение А. А. Богданова о существовании последовательных, сменяющих друг друга во времени, собственно геосинклинального и орогенного этапов. Они показали, что разные части Алтае-Саянской области прошли через эти этапы в разное время, в результате чего в ее пределах образовались разновозрастные складчатые сооружения. Более того, отдельные элементы крупных складчатых сооружений могли опережать в своем развитии остальные. В связи с этим, как правило, осевые части антиклинорий и краевые — синклинорий раньше стабилизировались и вступали в орогенный этап.

На этой карте (рис. 3) показаны складчатые сооружения, сформировавшиеся на месте геосинклинальных структур и межгорных впадин, а также внешних геосинклинальных прогибов. Последние образовались на слабо консолидированном складчатом основании под влиянием погружения соседних геосинклинальных прогибов. По характеристике формаций и складчатых форм внешние геосинклинальные прогибы занимают промежуточное положение между геосинклинальными прогибами и межгорными впадинами.

Анализ строения и формирования складчатых сооружений позволил авторам в истории развития Алтае-Саянской области наметить пять рубежей. Первый рубеж находится на грани докембрия и кембрия, второй — в конце кембрия — начале ордовика, третий — в силуре, четвертый — в конце девона — начале карбона и пятый — в верхнем палеозое.

Каждый рубеж знаменуется завершением собственно геосинклинального этапа развития, переходом к орогенному и формированием конкретных складчатых сооружений. На этом основании авторы пришли к такому заключению: «... разделение движений, сформировавших разновозрастные складчатые сооружения, на каледонские и герцинские в Алтае-Саянской области затруднительно и носит чрезвычайно условный характер. Процесс превращения Алтае-Саянской геосинклинальной области в орогенную не укладывается в рамки каледонского и герцинского тектонических циклов, установленных в Западной Европе, а представляет единый палеозойский тектонический цикл, распадающийся на ряд этапов, отраженных на тектонической карте. То, что это единый палеозойский цикл, подтверждается и тем, что превращение всей Алтае-Саянской области в платформу (эпипалеозойскую) происходило не по частям (салаирским, каледонским и т. д.), а сразу в целом, лишь на границе палеозоя и мезозоя, после замыкания последней, верхнепалеозойской Иртыш-Зайсанской, геосинклинальной системы» (Белостоцкий и др., 1959, стр. 15).

Главные выводы рассмотренной работы в целом нам представляются правильными. Однако по ней могут быть сделаны некоторые замечания в отношении трактовки строения отдельных складчатых сооружений, в частности, исследованных автором.

Так, на месте западного замыкания Западно-Саянского синклинория, расположенного в зоне сочленения со структурами Горного Алтая, на рассмотренной карте показана осевая часть антиклинория, оформившегося как поднятие к верхнему кембрию. В действительности же здесь, по данным автора, верхнекембрийские отложения участвуют в строении геосинклинальных структур складчатого основания, а наложенные мульды орогенного этапа начали формироваться только в конце нижнего ордовика.

Среди основных рубежей тектонического развития не отмечен очень важный предраренский этап, который, как упоминалось выше, выделялся в некоторых более ранних работах и надежно подтвердился последними исследованиями (Зайцев, 1963б; Волочкович, Леонтьев, 1964), в том числе и нашими.

В заключительном разделе рассматриваемой работы особенности расположения складчатых структур объясняются виргацией складчатых дуг и глубинных разломов, которые в виде широкого, но сильно сжатого линейного пучка входят в Алтае-Саянскую область из Монгольского Алтая. Следует отметить, что на тектонической карте плохо видны складчатые дуги. Более того, весь приведенный материал показывает, что Алтае-Саянская область состоит из отдельных складчатых сооружений, в большинстве случаев резко ограниченных прямолинейными зонами глубинных разломов двух главных направлений — северо-западного и северо-восточного.

Почти одновременно с только что рассмотренной работой опубликована статья В. С. Мелещенко, Э. Н. Янова и И. Н. Казакова (1960) об основных чертах тектоники Алтае-Саянской области. В основу своих построений авторы положили принцип выделения структурных этажей, отличающихся совокупностью характерных осадочных и эффузивных формаций и интрузивных комплексов. По-видимому, они считали, что определяющие черты и возрастные пределы каждого этажа или подэтажа остаются неизменными для всей области, так как характеристики структурных этажей приведены безотносительно к их площадному распространению. Для всей Алтае-Саянской области в возрастной последовательности они выделили шесть структурных этажей, ограниченных следующими временными интервалами: архей — протерозой, синий — средний кембрий, верхний кембрий — силур, девон — пермь, триас — юра, мел — четвертичный период. Кроме того, четвертый этаж, в свою очередь, был разделен на три подэтажа. При таком расчленении в один структурный этаж попадали разновозрастные, но резко отличающиеся составом, мощностью и дислоцированностью геологические образования. Например, в третий структурный этаж были включены, с одной стороны, верхнекембрийско-нижнеордовикская горноалтайская серия, представленная мощными серо-зелеными песчано-сланцевыми отложениями, испытывавшими интенсивную складчатость (Ануйско-Чуйский синклиорий), а с другой — маломощные, часто красноцветные и грубообломочные толщи, как правило, очень слабо дислоцированные и известные под названием кульбичской и чойской свит (Катунский антиклинорий). Также к одному структурному этажу отнесены грубообломочные, часто красноцветные ордовикские отложения Тувинского синклиория, лежащие с резким несогласием непосредственно на нижнекембрийских отложениях (шемуждакская свита), и мощные, обычно тонко зернистые флишеидные толщи того же возраста (шигнетская серия) без перерыва продолжающие разрез более древних отложений в Западно-Саянском синклиории (Зоненшайн, 1963).

Не исправляют положения примечания, сделанные авторами относительно колебания возрастных пределов первого подэтажа четвертого структурного этажа в Туве и Горном Алтае.

К статье приложена схема тектонического районирования, которая вызывает некоторые замечания по существу. В пределы выделенного авторами статьи Алтае-Салаирского внутригеосинклинального прогиба, возникшего при формировании второго структурного этажа (синий — средний кембрий), включен Катунский антиклинорий. Однако давно установлено и подтверждено новейшими исследованиями, что этот антиклинорий развивался как относительно приподнятая часть геосинклинали по крайней мере с начала нижнего кембрия (Винкман, 1948; Кузнецов, 1952, 1954; Белоусов, Сенников, 1960, и др.). В восточной части Горного Алтая на данной схеме показан Прителецкий выступ протерозойского фундамента, сложенный метаморфическими породами. Относительно возраста этих отложений существуют данные, позволяющие считать их кембрийскими (Дергунов, 1965).

Тектоническая карта, приложенная к статье, предельно нагружена фактическим материалом. На ней показаны все перечисленные выше структурные этажи и интрузивные комплексы. Последние с такой детальностью на тектонической карте изображены впервые.

Геологическое картирование и тематические исследования, проведенные в 50-х годах геологами ВАГТ, завершились в 1961 г. сводной работой «Геологическое строение и полезные ископаемые Горного Алтая». В этом капитальном труде собран и систематизирован огромный материал по стратиграфии, интрузиям, тектонике и некоторым полезным ископаемым.

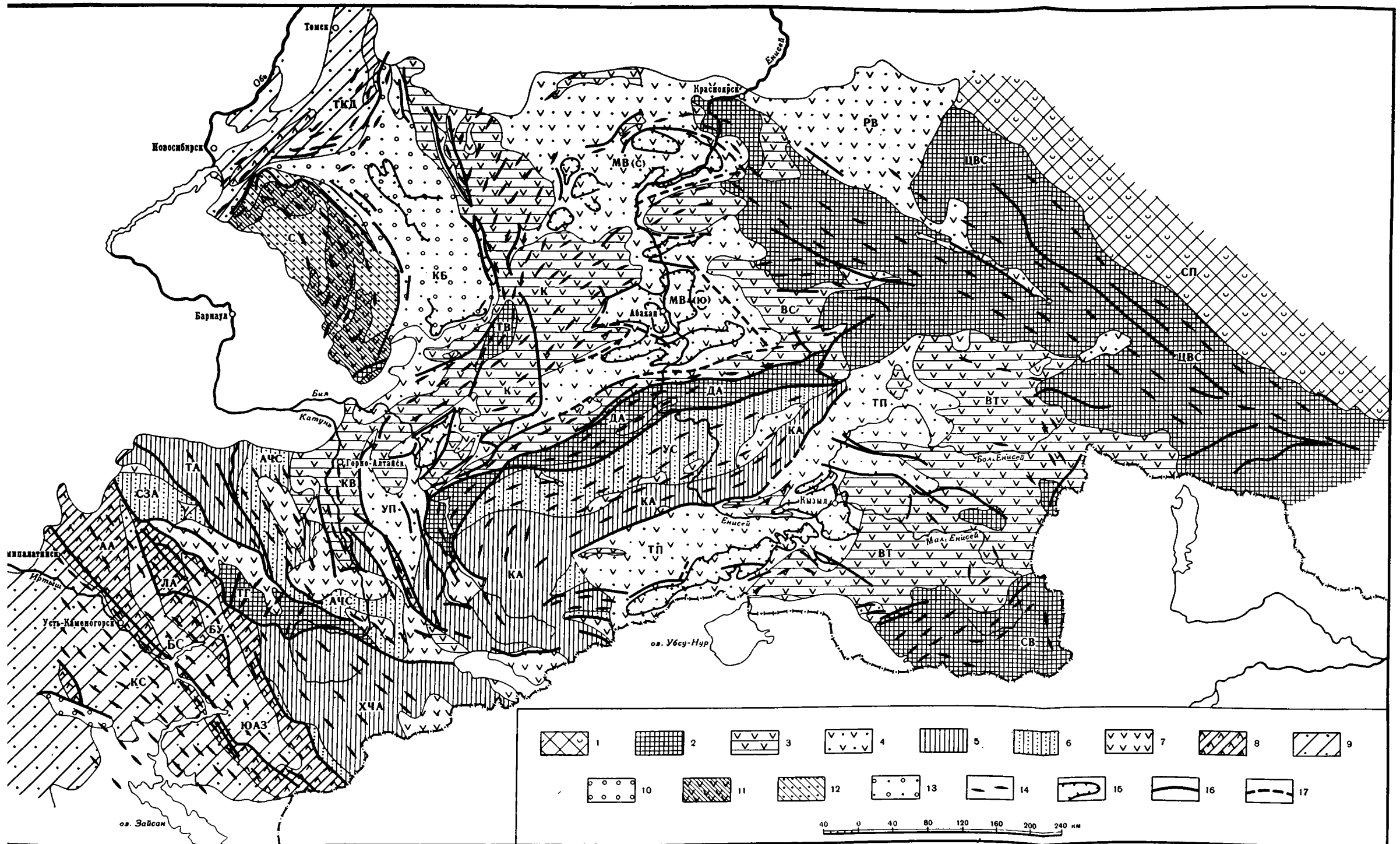


Рис. 2. Тектоническая схема Алтае-Саянской области. Составил В. А. Унков (1958 г.)

1 — слоистый чехол Сибирской платформы; 2 — докембрийская складчатая зона и выступы докембрия внутри каледонид; 3—7 — каледонский складчатый пояс: 3—4 — зона ранней стабилизации (3 — ранние поднятия, господствуют толщи нижнего структурного яруса, в основном Сп); 4 — межгорные впадины и прогибы, преобладают толщи верхнего структурного яруса, в основном О—D); 5—7 — зона поздней стабилизации (5 — антиклинории, преобладают толщи нижнего и среднего структурных ярусов — немой терригенный нижний палеозой с выступами более древних образований; 6 — синклинории, развиты толщи среднего структурного яруса — достоверные О и S; 7 — межгорные впадины, развиты толщи верхнего структурного яруса, в основном D₁, местами также S₂); 8—10 — герцинский складчатый пояс:

8 — антиклинории (преобладает нижний структурный ярус, в основном D₂), 9 — синклинории (господствуют толщи среднего структурного яруса D₁—С₁), 10 — межгорные впадины (верхний структурный ярус Pz₂); 11—13 — область длительного многофазного развития: 11 — антиклинории (нижний структурный ярус, в основном Сп), 12 — синклинории (средний структурный ярус, в основном О, S, D, С), 13 — наложенная плоская впадина со смятыми бортами — поперечный передовой прогиб (?) (верхний палеозой, Т и J); 3, 5, 6, 8, 9 — комплексы, в которых развита полная складчатость; 14 — простирания полных складок; 4, 7, 10 — комплексы, в которых развита промежуточная складчатость; 15 — абрисы некоторых брахисинклиналей (крупных складок промежуточного типа); 16 — главные разломы, в основном типа краевых (глубинных); 17 — то же, предполагаемые под покровами аффузивов, залеченные интрузиями и т. п. Незаштрихованные участки — меловые и (в основном) кайнозойские отложения.

СП — Сибирская платформа; ЦВС — Центральная зона¹ Восточного Саяна (докембрийская складчатая зона); ТВ — Томский выступ; СВ — Сангилейский выступ; К — Кузнецкий Алатау; ВС — Восточный Саян; ВТ — Восточно-Тувинское поднятие; КВ — Катунский выступ; МВ — Минусинские впадины (с — северная, ю — южная); ТП — Тувинский прогиб; УП — Уйменский прогиб; КБ — Кузнецкий бассейн; РВ — Рыбинская впадина; ДА — Джебашский антиклинорий; КА — Куртушбинский антиклинорий, С — Салаирский антиклинорий; ХЧА — Холзунско-Чуйский антиклинорий; ТА — Талицкий антиклинорий; УС — Усинский синклинорий; АЧС — Ануйско-Чуйский синклинорий; СЗА — Алейский синклинорий (синклинория Северо-Западного Алтая); ЛА — Лениногорский антиклинорий; АА — Алейский синклинорий; В — Быструшинский синклинорий; БУ — Белоузинский синклинорий; КС — Калбинский синклинорий; ЮАЗ — Южно-Алтайская зона; ТКД — Томь-Кольванская дуга.

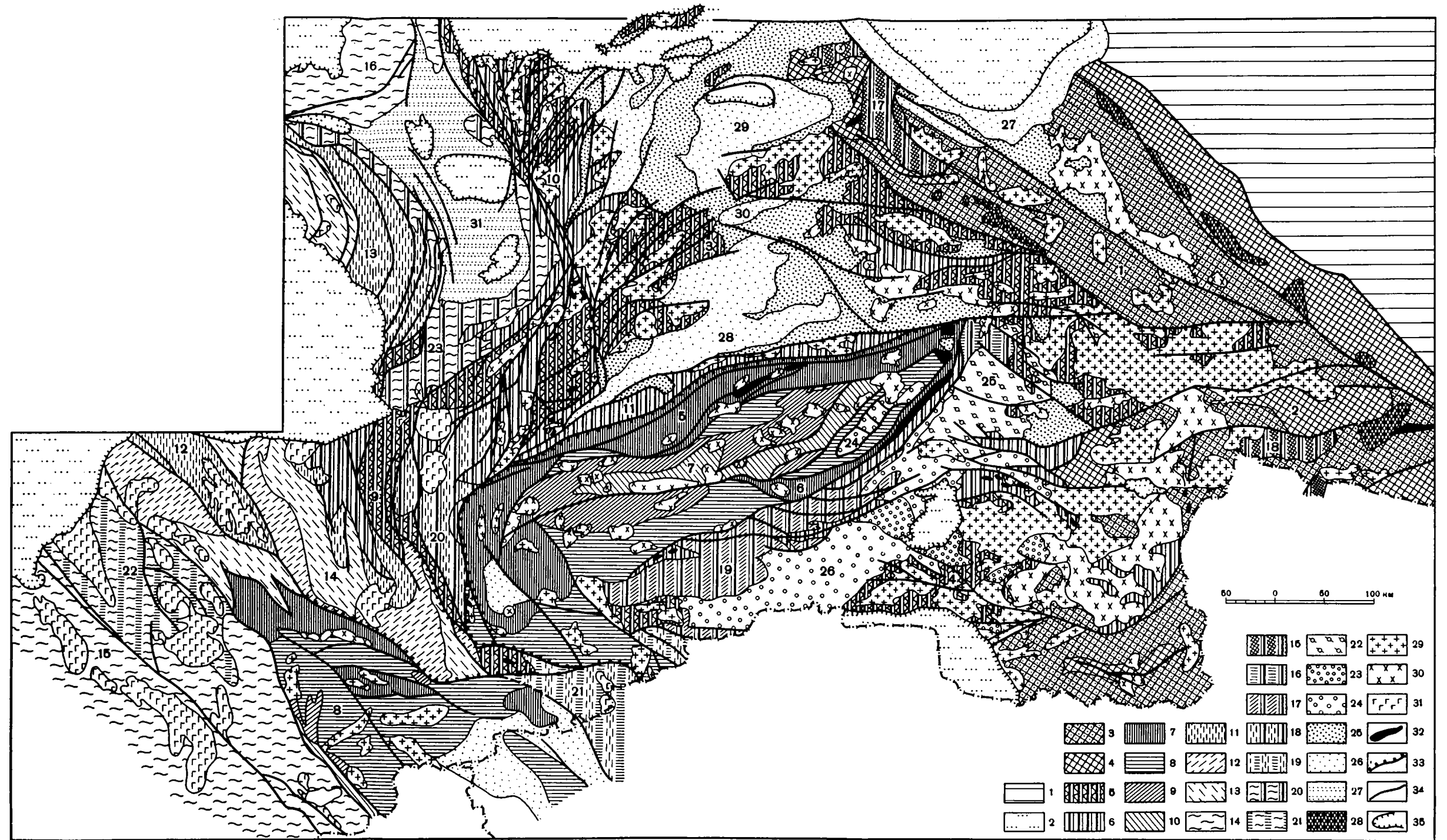


Рис. 3. Тектоническая карта Алтае-Саянской складчатой области. Составили И. И. Белостоцкий, Л. П. Зоненшайн, Б. Н. Красильников, Г. А. Кудрявцев, А. А. Моссаковский, И. Ф. Пожарский, Н. Н. Херасков, 1959 г.

Платформенные чехлы: 1 — Сибирская платформа; 2 — эпипалеозойская платформа. Складчатые сооружения, возникшие на месте геосинклинальных систем. Сформировавшиеся к концу докембрия — началу кембрия: 3 — антиклинорий; 4 — синклинорий. Сформировавшиеся к концу кембрия — началу ордовика: 5 — внутригеосинклинальные поднятия; 6 — внутригеосинклинальные прогибы. Сформировавшиеся к середине силура: 7 — осевые части антиклинориев, оформившиеся как поднятия к верхнему кембрию; 8 — краевые части антиклинориев, причленившиеся к ранее возникшим поднятиям в начале нижнего ордовика; 9 — краевые части синклинориев, причленившиеся к ранее возникшим поднятиям перед верхним силуром; 10 — осевые части синклинориев, причленившиеся к ранее возникшим поднятиям перед верхним силуром. Сформировавшиеся к концу девона — началу нижнего карбона: 11 — антиклинорий, оформившиеся как поднятия в середине ордовика; 12 — краевые части синклинориев, причле-

нившиеся к ранее возникшим поднятиям перед девонем; 13 — осевые части синклинориев, причленившиеся к ранее возникшим поднятиям в начале нижнего карбона. Сформировавшиеся к верхнему карбону и перми: 14 — синклинорий.

Внешние геосинклинальные прогибы, заложившиеся: 15 — в нижнем кембрии на позднекембрийском складчатом основании; 16 — в верхнем кембрии на среднекембрийском складчатом основании; 17 — в ордовике на среднекембрийском складчатом основании (от Западно-Саянской геосинклинали); 18 — в ордовике на среднекембрийском складчатом основании (от Ануйско-Чуйской геосинклинали); 19 — в среднем девоне на нижнеордовиковском складчатом основании; 20 — в силуре — нижнем девоне на верхнекембрийском складчатом основании; 21 — в девоне на верхнеордовиковском складчатом основании.

Межгорные и предгорные впадины: 22 — заложившиеся в ордовике. Заложившиеся в верхнем силуре: 23 — внутренние и краевые поднятия; 24 — внутренние прогибы. Заложившиеся в нижнем девоне: 25 — внутренние и краевые поднятия; 26 — внутренние прогибы. Заложившиеся в нижнем карбоне: 27 — прогибы; 28 — докембрийские гранитоиды; 29 — нижнепалеозойские (См—О) гранитоиды; 30 — среднепалеозойские (S—D)

гранитоиды; 31 — верхнепалеозойские (С—Р) гранитоиды; 32 — гипербазиты; 33 — глубинные разломы; 34 — прочие разломы; 35 — граница чехла эпипалеозойской платформы.

Цифры на карте: 1 — Восточно-Саянский антиклинорий; 2 — Окнинский синклинорий; 3 — Батеневское внутригеосинклинальное поднятие; 4 — Восточно-Тануоуский антиклинорий; 5 — Джебашский антиклинорий; 6 — Куртушибинский антиклинорий; 7 — Западно-Саянский синклинорий; 8 — Холзуноско-Чуйский антиклинорий; 9 — Катунский антиклинорий; 10 — Северо-Минусинский внутригеосинклинальный прогиб; 11 — Южно-Минусинский внутригеосинклинальный прогиб; 12 — Талицкий антиклинорий; 13 — Салаирский антиклинорий; 14 — Ануйско-Чуйский синклинорий; 15 — Калбинский синклинорий; 16 — Томь-Кольванская зона; 17 — Манский внешний прогиб; 18 — Сархойский внешний прогиб; 19 — Хемчикско-Систигхемский внешний прогиб; 20 — Уйменско-Лебедской внешний прогиб; 21 — Чуйский внешний прогиб; 22 — внешний прогиб Рудного Алтая; 23 — Кузнецкий внешний прогиб; 24 — Усинская впадина; 25 — Толжинская впадина; 26 — Тувинская впадина; 27 — Рыбинская впадина. Минусинские впадины: 28 — Южно-Минусинская, 29 — Чебаковско-Балахтинская, 30 — Сыда-Ербинская; 31 — впадина Кузбасса.

Тектонические исследования последних лет посвящены, как правило, детальному и полному изучению отдельных крупных тектонических структур Алтае-Саянской области.

Многолетние исследования В. М. Сенникова в Горном Алтае (1958, 1960; Сенников и др., 1959) освещают стратиграфию палеозоя Уйменско-Лебедского синклинория. Кроме полного и детального описания всех палеозойских толщ, этот исследователь сделал важные заключения относительно тектонической природы Уйменско-Лебедского синклинория и некоторых соседних структур. Развитие последнего, по мнению В. М. Сенникова, происходило аналогично Ануйско-Чуйскому синклинорию и поэтому обе эти структуры он отнес к вторичным геосинклиналям, одновременно замкнувшимся и причленившимся в нижнем карбоне к Катунскому антиклинорию. Подобная аналогия оставляет некоторые сомнения, так как в строении этих структур имеются большие различия. Например, в разрезе Ануйско-Чуйского синклинория большое место занимают мощные верхнекембрийско-нижнеордовикские и силурийские отложения, в то время как в Уйменско-Лебедском синклинории соответствующие по возрасту отложения представлены маломощными красноцветными толщами, которые развиты на ограниченных площадях, или отсутствуют. Однако вывод В. М. Сенникова о том, что «по своей природе и истории развития... Уйменско-Лебедской синклинорий принципиально отличается от структур типа Минусинских наложенных межгорных впадин» (Сенников, 1962, стр. 19), представляется обоснованным.

К. Л. Волочкович (Волочкович, Леонтьев, 1964) выделил и исследовал крупнейшее Талицко-Монголо-Алтайское геоантиклинальное поднятие, объединяющее ряд тектонических структур: Талицкий и Холзунско-Чуйский антиклинории, Теректинский горст-антиклинорий, Чарышский синклинорий и структуры на территории Монгольского Алтая. На основании формационного анализа он пришел к выводу о том, что это огромное поднятие является герцинским складчатым сооружением, унаследованно развивавшимся как геоантиклиналь с самых ранних стадий геосинклинального процесса.

Синийско-нижнеордовикский период развития, по его данным, представлен следующим рядом последовательно сменяющихся геосинклинальных формаций: зеленосланцевой, вулканогенной порфировой, кремнисто-сланцевой вулканогенной и зелено-фиолетовой граувакковой (флишовой). Нетрудно заметить, что этот ряд формаций скорее может отражать развитие геосинклинального прогиба, чем геоантиклинального поднятия.

Следующий, ордовикско-каменноугольный, период развития всего геоантиклинального поднятия К. Л. Волочкович характеризует формациями только Чарышского синклинория, которые считает орогенными формациями геоантиклинального типа. В то же время тождественные и одновозрастные отложения соседнего Ануйско-Чуйского геосинклинального прогиба он относит к типичным геосинклинальным формациям. Необходимо отметить, что на остальной, преобладающей, части Талицко-Монголо-Алтайского геоантиклинального поднятия формаций, подобных формациям Чарышского синклинория, нет. Поэтому представляется более правильным не включать Чарышский синклинорий в состав Талицко-Монголо-Алтайского поднятия, а считать его северо-западной ветвью Ануйско-Чуйского синклинория, как это делали многие предыдущие исследователи (Кузнецов, 1952, 1954; Белостоцкий и др., 1959). Тогда Талицко-Монголо-Алтайское геоантиклинальное поднятие с достаточным основанием можно считать не герцинским, а каледонским складчатым сооружением, которое, по мнению К. Л. Волочковича, наиболее отчетливо обозначилось в среднем ордовике, когда на нем началось формирование наложенных прогибов и впадин, выполненных типичными орогенными формациями.

Ю. С. Перфильев (1959, 1960, 1964) в ряде работ дал стратификацию немых, преимущественно терригенных отложений Горного Алтая. Он отнес их к докембрию и нижнему палеозою и сопоставил с фаунистически охарактеризованными отложениями Катунского синклинория. Применяя формационный анализ, Ю. С. Перфильев показал, что в ранний период геосинклинального развития в Горном Алтае существовало два типа прогибов. К первому типу был отнесен вулканогенный прогиб, который занимал территорию Катунского антиклинория и Уйменско-Лебедского синклинория, к второму — сланцевые прогибы, располагавшиеся южнее. В более поздний период развития, начиная со второй половины кембрия и до конца силура, на месте вулканогенного прогиба начало развиваться геантиклинальное поднятие, к которому с запада, юга и востока примыкали геосинклинальные прогибы терригенного типа. Однако существование в нижнем кембрии прогиба вулканогенного типа Ю. С. Перфильевым не вполне доказано, так как вулканогенные толщи преобладают только на границах территории, занятой Катунским антиклинорием и Уйменско-Лебедским синклинорием и, следовательно, не характерны для ее большей внутренней части, где развиты карбонатные и терригенные отложения.

И. Ф. Пожарский (1960, 1963, 1964) на основании обобщения геологического материала по всей территории Горного Алтая составил тектоническую карту, описал морфологию основных складчатых и разрывных структур и историю их развития. Он отметил сложность разграничения каледонских и герцинских складчатых сооружений и подчеркнул значение горизонтальных движений по разломам. Строение восточной части Горного Алтая, самостоятельность его тектонического развития и особенности сочленения со структурами Тувы и Западного Саяна И. Ф. Пожарский описал недостаточно и не вполне убедительно, так как не учел новые геологические материалы.

На территории Тувы ордовикские и силурийские отложения изучал В. А. Благонравов (1964). Он показал, что в пределах Тувинского синклинория грубообломочные, часто красноцветные отложения, названные им пестроцветной молассой, начали формироваться в нижнем ордовике непосредственно на геосинклинальных образованиях нижнего кембрия. Таким образом, В. А. Благонравов подтвердил большое значение нижнеордовикского тектонического этапа движений для Алтае-Саянской области.

Современные представления о тектонике Западного Саяна изложены в работе Л. П. Зоненшайна (1963). В ней доказывается, что Западно-Саянский синклинорий сформировался на месте длительно и непрерывно погружавшегося геосинклинального прогиба, который полностью замкнулся только в конце силура. Отмечая, что соседние раннекаледонские геосинклинали закончили свое развитие и перешли в орогенный этап значительно раньше, Л. П. Зоненшайн относит геосинклиналь Западного Саяна к типу остаточных. Характерно, что в пределах Западно-Саянской геосинклинали переход к орогенному этапу происходил неодновременно: в краевых частях раньше (в верхнем силуре), во внутренних — позднее (в нижнем девоне). Л. П. Зоненшайн подчеркивает взаимосвязь развития Западно-Саянского геосинклинального прогиба с соседними структурами, которые примыкают к его бортам, но не касается проблемы его сочленения со структурами восточной части Горного Алтая.

Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления — территории, непосредственно примыкающей к Горному Алтаю с северо-востока — исследовал и описал А. А. Моссаковский (1963б). Он считал, что выделенная им Минусинская геосинклинальная система обособилась в синии — нижнем кембрии и продолжала эвгеосинклинальное развитие до верхнего кембрия. В геосинклинальный период в Мину-

синской системе существовали изометричные внутригеосинклинальные прогибы и поднятия, ограниченные линейными краевыми вулканогенными зонами, соответствующими обрамляющим глубинным разломам. Внутригеосинклинальные прогибы состояли из изометричных амагматичных и промежуточных вулканических зон. Каждый из перечисленных типов тектонических структур отличался условиями осадконакопления, т. е. являлся самостоятельной структурно-фациальной зоной, в которой в конечном счете образовался свой формационный ряд. Более того, А. А. Моссаковский показал, что типы тектонических структур различались специфическим набором складчатых форм. В пределах амагматичных зон развивались крупные изометричные угловатые и брахиформные складки, которые разделялись узкими зонами мелких складок, различных по форме, ориентировке и напряженности, соответствующими промежуточным вулканическим зонам. Как правило, только в краевых вулканических зонах развивались линейные складки. По данным А. А. Моссаковского, Минусинская геосинклинальная система в конце кембрия замкнулась и преобразовалась в салаирскую (верхнекембрийскую) складчатую область. Верхнекембрийско-нижнеордовикские грубо-обломочные, часто пестроцветные отложения слагают наложенные структуры на складчатом фундаменте горного обрамления Минусинских впадин.

В строении орогенного средне-верхнепалеозойского чехла А. А. Моссаковский выделил два структурных яруса: ниже-среднедевонский и средне-верхнепалеозойский. Нижний структурный ярус сложен вулканогенными и красноцветными осадочными породами, которые А. А. Моссаковский отнес к порфировой и базальтовой формациям, причем установил, что первая развита на поднятиях, вблизи горного обрамления, а вторая — во внутренних частях Минусинских впадин.

Для нижнего яруса наиболее характерны крупные пологие складки (куполовидные, валообразные и др.), обычно изометричные, а между ними расположены мелкие брахиформные и линейные складки. Кроме того, в нижнем ярусе встречаются узкие грабены.

Верхний структурный ярус представлен осадочными, преимущественно терригенными отложениями, объединенными в ряд орогенных формаций. Он характеризуется крупными складками первого порядка, пологими синклинальными прогибами и антиклинальными поднятиями, являющимися конседиментационными структурами. Они имеют неправильные очертания вследствие более поздней переработки в результате разрывных и блоковых движений, сформировавших штамповые структуры. Последние являются коробчатыми складками обычно угловатой, реже овальной формы. Для верхнего структурного яруса также характерны линейные флексуры.

Анализ морфологии и особенностей развития структур как геосинклинального, так и орогенного этапов привел А. А. Моссаковского к следующим заключениям: «а) основные структуры всех генераций по своей природе являются глыбовыми с отчетливой неравномерностью дислокаций...; б) главные тектонические структуры обычно представлены крупными ступенчато-глыбовыми складками большого радиуса кривизны, в разной степени осложненными дополнительными складчатыми и разрывными дислокациями второго и третьего порядков; в) возникновение, пространственное размещение и конфигурация... глыбовых структур на всех этапах их развития контролировались краевыми глубинными разломами...» (Моссаковский, 1963б, стр. 204). И далее: «Жесткий субстрат и его деформация... предопределили основные формы и план нижнепалеозойских и более молодых (соответственно геосинклинальных и орогенных. — А. Д.) тектонических структур» (там же, стр. 205). Однако, как отмечает А. А. Моссаковский, «вопрос о том, что представляло собой

жесткое основание Минусинской геосинклинали... , из-за недостатка данных остается открытым...» (там же, стр. 145). Можно добавить, что существование отложений более древних, чем верхнерифейские, участвующих в строении геосинклинальных структур совместно с палеозойскими, оспаривается очень многими исследователями Алтае-Саянской области (Хоментовский, 1959; Зоненшайн, 1963; Перфильев, 1964, и др.). Поэтому объяснение глыбовой природы тектонических структур существованием жесткого древнего (догеосинклинального) фундамента остается пока гипотетичным.

На основе изучения особенностей строения Алтае-Саянской области в последнее время были разработаны некоторые общие вопросы тектоники. По всей вероятности, в главном выводе В. А. Кузнецова (1952, 1954, 1963) о том, что Алтае-Саянская область состоит из отдельных длительно развивавшихся структур, нашли отражение ранее высказанные идеи А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и В. А. Обручева о первичном глыбовом строении земной коры.

Непосредственно этой проблеме посвящены многие работы Н. С. Зайцева (1957, 1963а, б). Кроме того, ему принадлежит ряд исследований по различным вопросам геологии и особенно тектоники палеозойских областей юга Сибири (Зайцев, Покровская, 1950, 1958). Он считает, что горные области юга Сибири представлены разновозрастными складчато-глыбовыми системами. Они обрамляют Сибирскую платформу, располагаясь в возрастной последовательности, причем при удалении от юго-западного края платформы наблюдается смена древних структур более молодыми. Каждая система состоит из блоков, которые в процессе развития представляют собой самостоятельные структурно-фациальные зоны. Границами блоков в течение всего периода формирования их структуры служили глубинные разломы, определившие, кроме того, и конфигурацию блоков. Расположение и ориентировка блоков контролировались двумя главными направлениями простираения систем глубинных разломов: северо-западным и северо-восточным. Третье направление, меридиональное, возникло в районе смыкания обеих систем. Изучение особенностей морфологии складок позволило Н. С. Зайцеву прийти к выводу о том, что «характер дислокаций в структурах салаирского (кембрийского. — А. Д.) этапа развития... также не оставляет сомнения в их связи с блоковыми дислокациями подстилающего фундамента» (Зайцев, 1963а, стр. 139). Следовательно, даже в наиболее ранний период геосинклинального развития блоковые движения отразились на морфологии складок. Что касается поздних этапов развития Алтае-Саянской области (девон, карбон и пермь), то, как подчеркивает Н. С. Зайцев, «... зависимость формирования их структур от блоковых движений структур подстилающего ложа установлена давно» (там же, стр. 140) и сейчас, вероятно, ни у кого не вызывает сомнений.

Вторая из наиболее важных современных проблем тектоники касается исследования тектонических структур, заложившихся и сформировавшихся в заключительные этапы развития геосинклинальных складчатых областей. В последнее время в Алтае-Саянской области среди этих структур, кроме межгорных впадин, выделен еще один тип новообразованных прогибов, которым разные авторы дали различные названия: «внешние геосинклинальные прогибы» (Белостоцкий и др., 1959), «пригеосинклинальные прогибы» (Мелещенко, Янов, Козаков, 1960). Наиболее полную характеристику этих структур дал Н. С. Зайцев (1963б), который, развивая положение Н. С. Шатского (1938) об унаследованных и валоженных структурах, разделил их на унаследованные прогибы и валоженные впадины. Из определения этих двух типов структур следует, что первые во многих чертах отражают (наследуют) особенности строе-

ния и развития подстилающего их складчатого фундамента, вторые, наоборот, формируются без видимой связи с ним.

Правильность разделения новообразованных средне- и верхнепалеозойских прогибов на унаследованные и наложенные убедительно подтверждена последними работами А. А. Моссаковского (1963а, 1964). В них показано, что унаследованные прогибы и наложенные мульды достаточно четко различаются по характеру эффузивного и интрузивного магматизма.

В заключение описания истории исследования тектоники необходимо остановиться на вопросе сочленения тектонических структур, который имеет особенно важное значение для Алтае-Саянской области, состоящей из разновозрастных и различно ориентированных складчатых сооружений. Этому вопросу посвящено несколько работ. Еще в 40-х и начале 50-х годов опубликованы статьи о сопряжении Западного Саяна и Тувы (Кудрявцев, 1949; Зайцев, Покровская, 1950; Кузнецов, 1950), в которых разобраны особенности сочленения этих двух линейных и параллельных структур. Однако для нас имеют гораздо большее значение исследования особенностей сочленения разновозрастных и различно ориентированных структур — так называемого торцового сочленения. Эта проблема затрагивается в трех небольших статьях (Кузнецов, 1948; Зоненшайн, 1959; Боровиков, 1963).

Л. П. Зоненшайн, характеризуя сочленение каледонской структуры Западного Саяна с байкалидами Восточного Саяна, отметил образование там блоковой зоны, в которой широкое развитие получили интрузии гранитоидов.

Непосредственно тектонике Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем посвящена статья В. А. Кузнецова (1948), который на основании имевшихся к тому времени незначительных сведений об этом районе правильно отметил «наличие в строении района обособленных тектонических блоков» и подчеркнул «...большое значение разделяющих эти блоки глубинных разломов» (Кузнецов, 1948, стр. 41).

Развивая это положение, А. М. Боровиков (1963) пришел к выводу о том, что на сочленении Горного Алтая с Западным Саяном и Тувой разломы, отвечающие западносаянскому (восток-северо-восточному) и горноалтайскому (северо-северо-западному) направлениям, образуют «геотектоническую решетку», определяющую конфигурацию многих структур.

В перечисленных работах рассмотрены главным образом вопросы сочленения складчатых сооружений с точки зрения их морфологических особенностей, но не разработана историко-геологическая сторона этой проблемы. Поэтому история формирования структур в смежных районах Горного Алтая, Западного Саяна и Тувы является одним из главных вопросов настоящей работы.

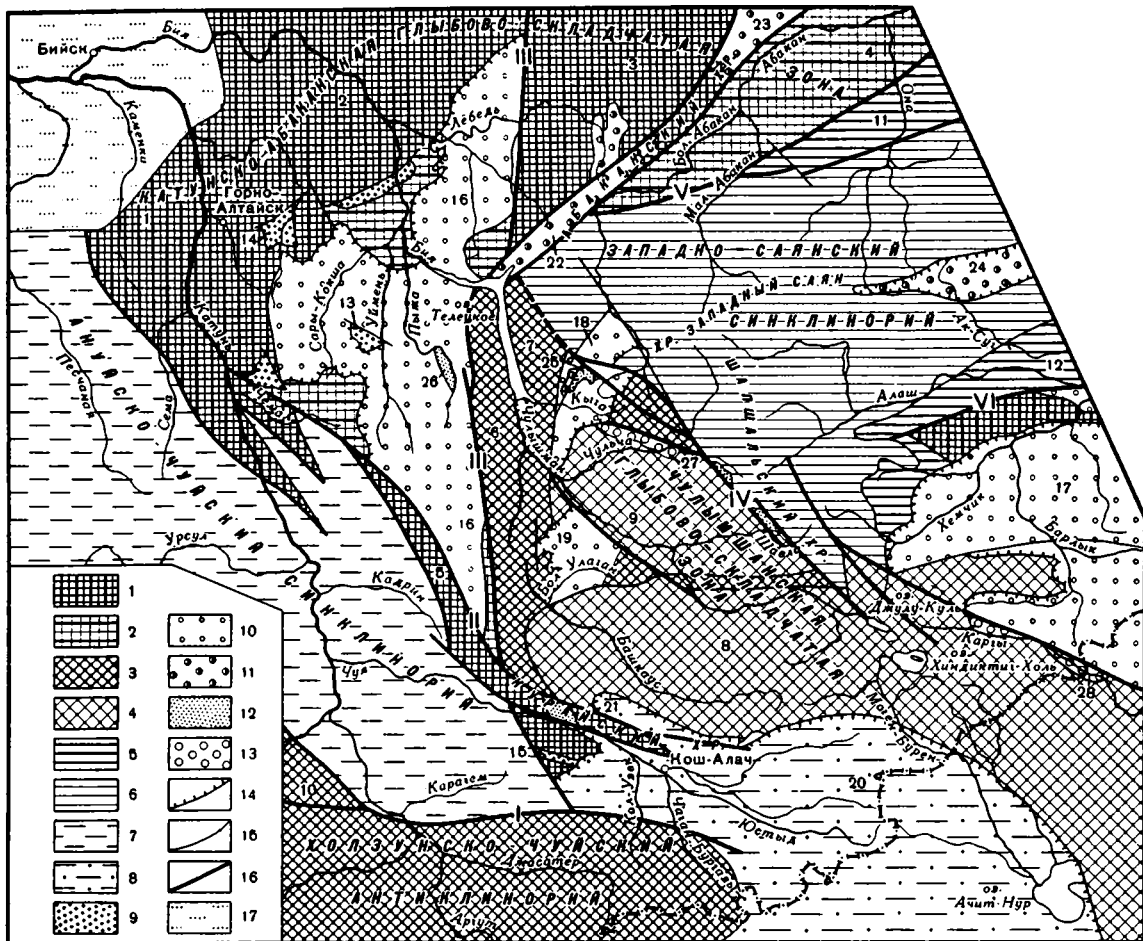
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И ПОЛОЖЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ В СТРУКТУРЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Алтае-Саянская палеозойская складчатая область состоит из разделенных глубинными разломами разновозрастных складчатых сооружений, имеющих длительную историю формирования. Непосредственно в зоне сочленения сходятся несколько таких сооружений. В строении каждого из них выделяются два структурных яруса, относящихся к геосинклинальному и орогенному этапам развития (рис. 4).

Наиболее древней является Катунско-Абаканская зона, в строении нижнего яруса которой участвуют вулканогенные (спилит-диабазовые), карбонатные и в меньшей мере терригенные отложения ($R-Sm_2$). Уже к верхнему кембрию эти толщи были интенсивно дислоцированы и в дальнейшем служили фундаментом для наложенных прогибов и мульд, выполненных породами верхнего яруса. Последние представлены терригенными и вулканогенными, часто красноцветными и грубообломочными отложениями (Sm_3-P). Главнейшими структурами нижнего яруса Катунско-Абаканской зоны являются Катунский, Бийский и Шорский горст-антиклинории, Кадринско-Баратальский горст и Абаканский грабен-синклинорий; в верхнем ярусе сформированы Кульбичская мульда, Каракульский грабен, Уйменско-Лебедской прогиб, Южно-Минусинская впадина и Камгинский грабен.

К востоку от Катунско-Абаканской зоны находится Чулышманская глыбово-складчатая зона, нижний ярус которой сложен терригенно-вулканогенными зеленосланцевыми ($R(?) - Sm_2$) и песчано-сланцевыми флишoidalными (Sm_3) породами. К аренигу они были сильно дислоцированы, локально интенсивно метаморфизованы и гранитизированы. Более молодые ($O-C$) красноцветные грубообломочные терригенные и вулканогенные породы выполняют несколько наложенных мульд и грабенов. К нижнему ярусу здесь относятся структуры Телецкого, Кыгинского горстов, Башкаусско-Джулукульского грабен-синклинория и Чульчинского грабена; к верхнему ярусу принадлежат Еринатская, Улаганская мульды и ряд более мелких грабенов и мульд.

С востока почти под прямым углом к Чулышманской и Катунско-Абаканской зонам подходит Западно-Саянский синклинорий — линейная структура восток-северо-восточного простирания, в которой нижний ярус ($R-S$) образован преимущественно терригенными породами, причем только отложения силура представлены терригенно-карбонатными породами. По Л. П. Зоненшайну (1963), девонские и более молодые красноцветные терригенные и вулканогенные породы участвуют здесь в строении наложенных мульд и грабенов верхнего яруса ($D-C$).



	Область тектонически сильно дифференцированная в период собственно геосинклинального развития		Область тектонически слабо дифференцированная в период собственно геосинклинального развития					
	Катунско-Абаканская глыбово-складчатая зона		Чулышманская глыбово-складчатая зона		Западно-Саянский синклиниорий		Алуйско-Чуйский синклиниорий	
	Горст антиклиниорий	Грабен синклиниорий	Горсты	Грабены	Красные горсты	Центральная часть	Юго-восточная часть	
	Комплексы интрузивные		Комплексы интрузивные		Комплексы интрузивные		Комплексы интрузивные	
	Формации		Формации		Формации		Формации	
СР ₁	ОРОГЕННЫЕ		ОРОГЕННЫЕ		ОРОГЕННЫЕ		ОРОГЕННЫЕ	
D	Гранитоидный близповерхностный		Гранитоидный близповерхностный		Гранитоидный близповерхностный		Гранитоидный близповерхностный	
S			Интрузивный гранитоидный		Гранитовый батолитовый		Гранитоидный батолитовый	
O			Геосинклинальные, преимущественно терригенные		Геосинклинальные, преимущественно терригенные		Геосинклинальные карбонатно-терригенные и терригенные	
С _{т₃}	Известняково-глинистые		Габро-плагиогранитный		Гранито-гнейсовый			
С _{т₂}	Туфогенно-терригенные		Гипербазитовый		Гипербазитовый			
С _{т₁}	Диабазовые							
R	Коробчатые							

Рис. 4. Схема тектонического районирования смежных территорий Горного Алтая и Западного Саяна

Структуры собственно геосинклинального этапа. Сформировавшиеся к верхнему кембрию (Катунско-Абаканская глыбово-складчатая зона): 1 — горсты и горст-антиклинории; 2 — грабен-синклинории. Сформировавшиеся к нижнему ордовика (аренинге?) (Чулышманская глыбово-складчатая зона и Холзуноско-Чуйский антиклиниорий): 3 — горсты; 4 — грабены и грабен-синклинории. Сформировавшиеся к девону: 5 — горст-антиклинории; 6 — Западно-Саянский синклиниорий. Сформировавшиеся к среднему карбону: 7 — Алуйско-Чуйский синклиниорий; 8 — Юстыдский прогиб.

Структуры орогенного этапа (межгорные впадины, грабены, грабен-синклинали), заложившиеся: 9 — в верхнем кембрие и тремадоне; 10 — в нижнем ордовике (аренинге); 11 — в девоне; 12 — в карбоне и перми; 13 — в юре.

Прочие обозначения: 14 — границы структур орогенного этапа; 15 — разломы; 16 — глубинные разломы; 17 — эппалеозойский платформенный чехол. Глубинные разломы: I — Чарышко-Теректинский; II — Сарасинско-Курайский; III — Кузнецко-Алтайский; IV — Шашальский; V — Северо-Саянский; VI — Саяно-Тувинский.

Цифры на схеме: 1 — Катунский горст-антиклиниорий; 2 — Бийский горст-антиклиниорий; 3 — Шорский горст-антиклиниорий; 4 — Абаканский грабен-синклиниорий; 5 — Кадринско-Баратальский горст; 6 — Телецкий горст; 7 — Кыганский горст; 8 — Башкаусско-Джулукульский грабен-синклиниорий; 9 — Чульчинский грабен; 10 — Теректинский горст; 11 — Джебашский горст; 12 — Куртушибинский горст-антиклиниорий; 13 — Кульбичская мульда (?); 14 — Чойская мульда; 15 — Каракульский грабен; 16 — Уйменско-Лебедской прогиб; 17 — Тувинский прогиб; 18 — Ермнатская мульда; 19 — Улаганская мульда; 20 — Юстыдский прогиб; 21 — Бертозская грабен-синклиналь; 22 — Камгинский грабен; 23 — Южно-Минусинская впадина; 24 — Чулакский грабен; 25 — Беркоиринская грабен-синклиналь; 26 — Пыжинский грабен; 27 — Сайгонская грабен-синклиналь; 28 — Каргинская грабен-синклиналь.

Юго-западнее Катунско-Абаканской зоны расположен Ануйско-Чуйский синклиниорий, имеющий северо-западное простирание. Он сложен терригенно-туфогенными ($Сm_2$), терригенными ($Сm_3—O_1$) и терригенно-карбонатными отложениями ($O_2—S$). Девонские толщи представлены красноцветными терригенными и вулканогенными, а также сероцветными песчано-алевролитовыми и карбонатными породами и выполняют наложенные структуры. Угленосные толщи (C_{2-3}) встречаются только в мелких грабенах.

Расположенный юго-западнее Ануйско-Чуйского синклинория Холзунско-Чуйский антиклинорий в пределы зоны сочленения входит только небольшой частью северного склона. Нижний ярус здесь сложен преимущественно терригенными породами (R (?) и $Сm_3$). Наложённые прогибы и мулды выполнены терригенными, часто грубообломочными и красноцветными отложениями ($O_2—C$).

Перечисленные структуры ограничены Чарышско-Теректинским, Сарасинско-Курайским, Кузнецко-Алтайским (Чокарским), Северо-Саянским, Саяно-Тувинским и Шапшальским глубинными разломами.

Таким образом, структура зоны сочленения в целом сформировалась к концу палеозоя. Большая часть ее в настоящее время представлена крупным поднятием, состоящим из двух глыбово-складчатых зон: Катунско-Абаканской на северо-западе и Чулышманской на юго-востоке. Это поднятие разделяет два крупных прогиба-синклинория: Западно-Саянский и Ануйско-Чуйский, расположенные соответственно на востоке и западе.

Чулышманская глыбово-складчатая зона среди других структур зоны сочленения занимает особое положение. Она возникла и развивалась на месте торцового сочленения различно ориентированных и разновозрастных структур: Западно-Саянского синклинория, с одной стороны, Катунско-Абаканского горстового блока и Ануйско-Чуйского синклинория — с другой. Все они ограничены глубинными разломами и на протяжении большей части палеозоя испытывали разнонаправленные вертикальные и, возможно, горизонтальные движения. Такое особое структурное положение Чулышманской зоны, по-видимому, обусловило специфические особенности ее строения, а именно: напряженность складчатых дислокаций и широкое развитие разломов, секущих складчатые структуры, широкое распространение зон прогрессивного метаморфизма, гранитизации, а также интрузивных массивов.

СТРАТИГРАФИЯ

Сравнительно небольшая часть Алтае-Саянской области, в которую входят смежные районы Горного Алтая, Западного Саяна и Тувы, отличается разнообразием и изменчивостью обнажающихся в ее пределах рифейских и палеозойских отложений. В ее строении участвует большинство из известных стратиграфических подразделений, выделенных как в западной, горноалтайской, так и в восточной, саянской, частях Алтае-Саянской области.

Как отмечено в предыдущей главе, на рассматриваемой территории сходятся своими окончаниями крупные тектонические элементы, расположенные в обеих частях Алтае-Саянской области. Изучение особенностей строения, развития и взаимоотношений этих структур в процессе формирования привело к необходимости сопоставления «горноалтайской» и «саянской» стратиграфических схем.

Принятая в работе схема стратиграфического расчленения составлена на основе отдельных унифицированных схем, выработанных при геологическом картировании каждой из двух упомянутых частей Алтае-Саянской области, а также с учетом других опубликованных материалов по стратиграфии этого региона. Кроме того, использованы новые сведения по стратиграфии, полученные геологами при разного рода исследованиях, в том числе и материалы автора. Предлагаемая стратиграфическая схема не является предметом специальных стратиграфических исследований, а скорее может рассматриваться только как попытка систематизации стратиграфических данных, необходимая для выяснения строения и развития нескольких крупных тектонических структур (табл. 1, 2).

Эти структуры сложены мощными толщами пород, охватывающих по возрасту верхи рифея и весь палеозой. Разрезы отдельных крупных тектонических структур, как правило, характеризуются очень разнообразными породами. В то же время каждый из них делится на последовательные возрастные части, заметно отличающиеся друг от друга комплексами пород. Сравнение таких комплексов, принадлежащих к разным тектоническим структурам, показывает, что временные интервалы их формирования примерно совпадают, хотя по набору пород они существенно различаются. Совпадение возрастных границ стратиграфических комплексов, выделенных в разных тектонических структурах, позволяет вести описание стратиграфии по комплексам, выявляя особенности развития этих структур на отдельных этапах и сравнивая их друг с другом (см. рис. 6, 7, 8).

В пределах рассматриваемой территории выделяются стратиграфические комплексы, соответствующие следующим возрастным интервалам:

Система	Отдел	Ярус	Катунино-Абанская зона						Чулышманская зона	Западно-Саянский синклиниорий		Тувинский прогиб (западная часть)
			Катунский горст-антиклинарий	Уминско-Лебедской прогиб	Кадринско-Баратальский горст	Шорский горст-антиклинарий (южная часть)	Абанский грабен-синклиниорий	Таскинская свита		Шимитыкская свита		
Саян	Верхний	Верхнесурийская толща	Верхнесурийская толща						Таскинская свита	Шимитыкская свита	Хондерейская свита	
		Нижнесурийская толща	Нижнесурийская толща					Ойская свита		Черокейская свита		
Орловск	Верхний	Таарланская свита	Таарланская свита	Чебоксарская свита				Верхняя подсвита	Бланская и узунская свиты	Верхняя подсвита		
		Средний	Абагауская свита	Гурьяновская свита			Средняя подсвита	Шимитыкская свита	Средняя подсвита			
	Нижний	Сумбулгунская свита	Стретинская свита			Нижняя подсвита	Июсукская свита	Нижняя подсвита				
		Нижнеордовикская толща	Чойская свита									
Кембрий	Верхний	Ревская толща	Верхнекембрийская (?) толща			Кумуртинская толща	Аласукская свита					
		Нижняя толща	Кульбичская свита			Аргакская толща	Ишикская свита					
Средний	Майский		Еландская свита	Еландская свита		Мундыбашская свита	Сютхольская свита					
		Амгунский	Капская свита	Капская свита		Пересеченные нижне-среднекембрийские отложения	Амгунская свита					
Нижний	Леповая	Верхняя подсвита (баранольская)	Таранская свита	Верхняя подсвита	Улугаская свита	Верхнемонокская свита	Чингиская свита					
		Средняя подсвита (чеповская)	Сармазская свита	Нижняя подсвита	Кайзайская свита	Нижнемонокская свита	Акдуринская свита					
Рафай	Алданский	Манжерокская свита	Манжерокская свита	Манжерокская свита	Кондомская (манжерокская) свита	Кварц-хлорит-актинозитовые	Джебашская свита					
		Баратальская свита	Баратальская свита	Баратальская свита	Енисейская (баратальская) свита							

Схема сопоставления девонских, каменноугольных, пермских и юрских отложений, развитых в структурах зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном

Система	Отдел	Ярус	Ануйско-Чуйский синклиорий (юго-восточная часть)	Уйменско-Лебедской прогиб	Шорский горст-антиклинорий	Юстыдский прогиб	Чулышманская зона	Западно-Саянский синклиорий (западная часть)	Тувинский прогиб (западная часть)
Юра							Угленосная толща — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и углистые аргиллиты с флорой. До 700 м		
				<i>Пыжинская свита</i> Угленосная толща — песчаники, гравелиты, алевролиты, углистые аргиллиты с флорой, угли. 120—150 м					
Пермь									
	Верхний								
	Средний		Серые угленосные отложения — песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, углистые аргиллиты с флорой, каменные угли. 700—750 м			Серые угленосные отложения — песчаники, гравелиты, углистые алевролиты и аргиллиты. До 700 м	Угленосная толща — серые песчаники, гравелиты, алевролиты, углистые аргиллиты, каменные угли. Породы содержат ископаемую флору и фауну. 280—300 м	Красноцветные терригенные и сероцветные угленосные отложения с флорой. До 700 м	
Карбон	Нижний						Красноцветные аркозовые песчаники и гравелиты, алевролиты, пепловыс туфы, известняки. 250—400 м		
Девон	Верхний	Фаменский	Зеленовато-серые известковистые песчаники, алевролиты, известняки с фауной. 200 м			<i>Богутинская свита</i> Темно-серые алевролиты, мелкозернистые песчаники, известковистые аргиллиты с флорой. До 2000 м			
		Франский	<i>Байгольская свита</i> Красноцветные алевролиты и аргиллиты, известняки с фауной. 200—300 м <i>Угульская свита</i> Альбитофиры, фельзиты, кварцевые порфиры, их пирокласты, редко песчаники и андезитовые порфириты. 700—2300 м <i>Тарболинская свита</i> Андезитовые и пироксеновые порфириты, туфы, красноцветные полимиктовые и аркозовые песчаники. 1500—2700 м		<i>Бар-бургазинская свита</i> Верхняя часть — темно-серые алевролиты, песчаники, сланцы. Нижняя часть — серые и серо-зеленые, иногда серо-лиловые алевролиты и песчаники с фауной. До 2200 м	Красноцветные, резко полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. До 600 м			
	Средний	Живет	<i>Верхнеживетские отложения</i> На севере — полимиктовые, часто красноцветные песчаники, алевролиты, известняки, туфы. На юге — серые и темно-серые мелкозернистые песчаники, алевролиты, известняки с фауной. 1000—1500 м	<i>Учальская свита</i> Серые песчаники и алевролиты, часто известковистые, глинистые, известково-глинистые сланцы и известняки с фауной. До 1000 м		<i>Ташантинская свита</i> Серые, темно-серые и черные алевролиты, песчаники, глинисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы с флорой, известняки с фауной. До 3500 м	Темно-серые алевролиты, аргиллиты и песчаники с флорой и фауной, единичные прослои туфов. 600—1000 м		<i>Иллеморовский горизонт</i> Темно-серые песчаники, алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы с флорой и фауной. 1000—1500 м
		Эйфель	<i>Курагинская свита</i> Туфы, туфоконгломераты, реже лавы андезитовых порфиритов, эффузивы кислого состава, окрашенные в разнообразные цвета. Редкие прослои красноцветных осадочных пород. 1300—1700 м	<i>Уайкарагашская свита</i> Андезитовые и дацитовые порфириты, их туфы, реже эффузивы кислого состава, красноцветные песчаники и алевролиты. 2700 м	Красноцветные и зеленые андезитовые и пироксеновые порфириты, грубообломочные туфы, полимиктовые песчаники и алевролиты. 650 м	<i>Аксайская свита</i> Кварцевые альбитофиры и порфиры, андезитовые порфириты, туфы, лавобрекчии, окрашенные в красный, черный, зеленый и другие цвета. Красноцветные песчаники и алевролиты с фауной. До 3000 м	Кварцевые известковистые песчаники, прослой известняков с кораллами. Мощность?		<i>Абаканский горизонт</i> Красноцветные и серо-зеленые песчаники, алевролиты, конгломераты. 1000 м <i>Таштыпский горизонт</i> Известняки, известковистые песчаники, глинисто-известковистые сланцы, мергели с фауной. 300 м
	Нижний	Кобленц	<i>Каракудюрская свита</i> Красноцветные и серо-зеленые полимиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты, аргиллиты, в верхах известковистые. 1500 м	<i>Сумурлинская свита</i> Красноцветные и серо-зеленые песчаники, алевролиты, глинистые и известково-глинистые сланцы с фауной. До 2000 м	<i>Сумурлинская свита</i> Серые и красноцветные песчаники, полимиктовые и известковистые грубоослоистые конгломераты, гравелиты, алевролиты и аргиллиты с фауной. До 2100 м	<i>Уландрыкская свита</i> Красноцветные грубообломочные континентальные породы — песчаники, конгломераты, гравелиты, известковистые алевролиты с конкрециями известняка. 1000—2000 м		Нерасчлененные нижне-среднедевонские отложения. Эффузивы и туфы основного и кислого состава, а также красноцветные терригенные породы. 500—2000 м	<i>Сазлинский горизонт</i> Красноцветные, реже серо-зеленые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, туффиты и редкие кровы эффузивов. В породах встречается ископаемая флора. До 1000 м <i>Кендейская свита</i> Разнообразные вулканогенные породы — андезитовые и дацитовые порфириты, кварцевые порфиры, фельзиты, альбитофиры и их туфы, красноцветные терригенные породы с фауной. 1000—4000 м

рифее — среднему кембрию, верхнему кембрию — нижнему ордовику (тремадоку), ордовику — силуру, девону, карбону — перми и, наконец, юрскому периоду. Однако самый древний из перечисленных комплексов в пределах Катунско-Абаканской зоны более правильно разделить на две части и рассматривать их отдельно, так как здесь толщи пород, отвечающие по возрасту рифее — нижней половине раннего кембрия, обычно пространственно связаны между собой и не имеют существенных изменений в составе и строении. Наоборот, верхняя часть этого комплекса, соответствующая верхней половине нижнего и низам среднего кембрия, характеризуется значительной изменчивостью состава, и часто ее выходы пространственно не связаны с нижней частью комплекса. В соседних тектонических зонах (Чулышманская и др.) рифейско-среднекембрийский комплекс можно рассматривать без деления на части, так как входящие в его состав разновозрастные толщи имеют тесные структурные и стратиграфические связи.

РИФЕЙ — СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Стратиграфический комплекс, соответствующий по возрасту рифее — среднему кембрию имеет наиболее широкое распространение в Катунско-Абаканской глыбово-складчатой зоне.

Нижняя часть рифейско-среднекембрийского комплекса образована рифейской баратальской свитой и манжерокской свитой нижней части нижнего кембрия. Породы этих свит обычно выходят в ядрах крупных горст-антиклинорий и горстов.

Наиболее детально и полно изученные разрезы этих свит в пределах Катунского горст-антиклинория обычно принимаются за стратотипы для всего Горного Алтая (Винкман и др., 1964).

В западной части Катунского горст-антиклинория, на р. Бертке, расположенной непосредственно за западной границей рассматриваемой территории, баратальская свита делится на три подсвиты, подробное описание их дано М. К. Винкман (1948, 1959) и поэтому здесь приведена только краткая их характеристика.

В составе нижней подсвиты баратальской свиты преобладают мраморизованные, часто доломитистые известняки с прослоями и линзами кремнистых осадков — силицилитов. В подчиненном количестве встречаются углистые филлиты. Мощности отдельных слоев и пластов изменяются от 1—3 см до десятков метров. Видимая мощность нижней подсвиты баратальской свиты более 500 м.

Средняя подсвита баратальской свиты представлена главным образом кварцитами, кремнистыми сланцами, диабазовыми порфиритами и туфами. Среди диабазовых порфиритов отмечены спилиты. Вулканогенные породы иногда изменены до амфиболитов. Мощность подсвиты около 1000 м.

Верхняя подсвита сходна по составу с нижней подсвитой. Преобладающее значение в ней имеют также мраморизованные карбонатные породы. Кремнистые породы, преимущественно кварциты, встречаются изредка. В верхней подсвите содержатся коллени, озагии и губки. Мощность подсвиты 1200 м.

Таким образом, большая часть баратальской свиты сложена мраморизованными, часто доломитистыми известняками; кремнистые породы и измененные порфириты играют незначительную роль. Общая мощность свиты превышает 2700 м, причем ее основание не вскрыто.

На западе Катунского горст-антиклинория баратальская свита местами несогласно перекрыта более молодыми толщами. У дер. Манжерок на ней залегает мажерокская свита. Большая часть ее, в том числе базальные слои, лежащие непосредственно на баратальских известняках,

представлена измененными пироксеновыми и плагиоклазовыми порфири- тами, лавобрекчиями, их туфами и туфобрекчиями. В меньшем коли- честве встречаются филлиты и актинолит-кальцит-хлоритовые сланцы. Отдельные пачки пород обогащены мраморизованными известняками, известково-глинистыми сланцами и кварцитами. Видимая мощность ман- жерокской свиты 1300 м.

В этом же районе, юго-восточнее дер. Манжерок, базальные лаво- конгломераты манжерокской свиты содержат гальку разнообразных по- род, в том числе пород баратальской свиты.

В пределы описываемой территории входит только центральная часть Катунского горст-антиклинория, для которой разрез баратальской свиты составлен В. М. Сенниковым, В. П. Студеникиным и Р. Ф. Колпаковой по р. Куюм, где (снизу вверх)¹ выходят (см. рис. 6, разрез I):

	Мощность, м
1. Серые и зелено-серые метаморфизованные песчаники с кварц-полево- шпат-хлоритовым цементом и тонкими прослоями плитчатых филли- тизированных песчано-глинистых сланцев	260
2. Серые филлитизированные кремнисто-глинистые сланцы	80
3. Серо-зеленые хлоритизированные песчаники с прослоями филлитизи- рованных глинистых сланцев	360
4. Серые тонкополосчатые известняки с прослоями филлитизированных глинистых сланцев	180
5. Серые филлитизированные глинистые сланцы с горизонтами серых кристаллических известняков	180
6. Темно-серые полосчатые, участками битуминозные, мраморизованные известняки с маломощными горизонтами кварцитов	1100

Вероятно, этот разрез соответствует только средней и верхней под- свитам баратальской свиты западного склона Катунского горст-антикли- нория, так как мощность его обнаженной части только 2200 м, причем нижняя часть разреза по составу сходна с средней подсвитой бараталь- ской свиты, развитой на западе Катунского горст-антиклинория.

Разрез манжерокской свиты, лежащей несогласно на известняках и кварцитах баратальской свиты в пределах центральной части Катунского горст-антиклинория, описан М. К. Винкман по р. Большая Муны (см. рис. 6, разрез I):

	Мощность, м
1. Лавоконгломераты с галькой серицитизированных сланцев и мрамо- ров, а также диоритов и пироксенитов	160
2. Пироксеновые порфириды	75
3. Зеленые миндалекаменные авгитовые порфириды, перемежающиеся с плагиоклазовыми порфиридами	500
4. Зеленые и бордовые филлитизированные глинистые сланцы с про- слоями песчаников и конгломератов	175
5. Зеленые пироксеновые порфириды	340

Общая мощность свиты здесь достигает 1225 м.

В Бийском горст-антиклинории отложения, относимые к нижней части рифейско-среднекембрийского стратиграфического комплекса (бараталь- ская и манжерокская свиты), имеют очень широкое распространение. Здесь они были изучены А. Ф. Белоусовым (1956, 1958), В. М. Сенни- ковым (1960, 1962б), а также В. П. Студеникиным и А. И. Смирновой.

По материалам последних двух исследователей, проводивших геологи- ческую съемку в верховьях р. Антроп, баратальская свита представлена мраморизованными, часто доломитистыми известняками с прослоями гли- нистых и графитистых сланцев и редкими покровами диабазовых порфи- ритов. Мощность ее не менее 2500 м. В известняках обнаружены органи- ческие остатки *Newlandia* sp.

Манжерокская свита в этом районе сложена зеленокаменноизменен- ными диабазовыми порфиридами, вулканическими брекчиями того же

¹ Описание разрезов вскоду дано снизу вверх.

состава и содержит прослой глинисто-кремнистых сланцев, песчаников и известняков. Мощность ее около 2000 м.

На площади Шорского горст-антиклиналя в верховьях р. Мрас-Су баратальская свита обнажена в ядрах антиклиналей, а манжерокская — на крыльях тех же структур. В литературе эти свиты обычно названы соответственно енисейской серией и кондомской свитой (Винкман, Гинцингер, 1962; Винкман и др., 1962, 1964), но в то же время отмечено, что они являются аналогами баратальской и манжерокской свит Катунского горст-антиклиналя. Удобнее оставить за этими свитами названия «баратальская» и «манжерокская», тем более, что они так именовались геологами, проводившими здесь геологическое картирование.

Баратальская свита в верховьях р. Мрас-Су, по описанию М. К. Винкман и др. (1962), представлена мраморизованными карбонатными породами, причем нижняя часть свиты — преимущественно доломитами, а верхняя — известняками (см. рис. 6, разрез VI). Кремнистые породы и кварциты встречаются в незначительном количестве, в виде маломощных прослоев и линз. Для доломитовой части свиты характерны карстовые полости с фосфоритами. Среди водорослей определены *Newlandia* и *Collenia*. Мощность видимой части баратальской свиты около 1500 м. Манжерокская свита перекрывает баратальскую несогласно (см. рис. 6, разрез VI). В ее составе главное место занимают зеленокаменноизмененные вулканогенные породы — пироксеновые и диабазовые порфириды, их туфы, лавобрекчии и спилиты. Красные, зеленые и серые яшмы встречаются в виде небольших гнезд и линз. Максимальная мощность манжерокской свиты до 3000 м.

К юго-востоку от района верховьев р. Мрас-Су, на площади среднего течения р. Большой Абакан, в пределах Абаканского грабен-синклиналя аналогом манжерокской свиты, возможно, является нижнемонокская свита. По описанию Л. П. Зоненшайна (1963), она образована чередующимися покровами диабазов, спилитов, пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, альбитофиринов, кварцевых и бескварцевых кератофиринов, иногда с прослоями туфов, и туфобрекчии. В подчиненном количестве встречаются горизонты туффинов, туфопесчаников, линзы рифогенных известняков, содержащих архециаты преимущественно базальского горизонта нижнего кембрия. Породы — зеленокаменноизмененные, но сохранили свои первичные структуры. Мощность нижнемонокской свиты 2—2,5 км.

Приведенные выше разрезы характеризуют отдельные структуры Катунско-Абаканской зоны, расположенные на значительном расстоянии от Чулышманской глыбово-складчатой зоны. Вероятно, больший интерес для сравнения строения этих зон представляют баратальская и манжерокская свиты, развитые в Кадринско-Баратальском горсте, непосредственно примыкающем к Чулышманской зоне. Поэтому на их характеристике следует остановиться несколько подробнее, тем более, что основная часть этих материалов еще не опубликована.

Баратальская и манжерокская свиты в пределах Кадринско-Баратальского горста изучены автором и другими геологами ВАГТ при геологическом картировании междуречья Чуи и ее левого притока — Чаган-Узуна (см. рис. 8, разрез XII).

Баратальская свита здесь представлена главным образом мраморизованными известняками с редкими и маломощными прослоями кремнистых пород — силицилитов, измененных туфов и эффузивов среднего состава.

Мраморизованные известняки обычно серые, темно-серые, почти черные, редко светло-серые, часто с запахом сероводорода. Текстура известняков массивная. Типичным признаком для всей толщи известняков является наличие густой сети кальцитовых прожилков.

Для баратальской свиты очень характерны силицилиты — серые или темно-серые кремнистые породы, состоящие из микро- и криптокристаллического кремнезема (главным образом кварца) с примесью глинистого материала (до 10%). Иногда в породе присутствует карбонат, хлорит и серицит. В подавляющем большинстве случаев силицилиты образуют невыдержанные прослои, мощностью 1—60 см, редко (в верхах разреза) до 20—35 м.

Туфы смешанного состава встречаются в виде очень редких прослоев мощностью до 3—5 м. Они представляют собой темно-серые, почти черные, очень плотные мелкозернистые породы с угловатыми обломками средних и основных плагиоклазов, кварца, средних эффузивов, пироксена и эпидота.

Однородность разреза свиты делает подразделение его на части в большой мере условным. Нижняя, большая, часть разреза сложена массивными, реже средне- и тонкослоистыми мраморизованными известняками. В них встречаются редкие маломощные прослои и линзы силицилитов. В известняках нижней части разреза автором и И. Ф. Пожарским в 1956 г. найдены органические остатки, определенные К. Б. Корде как *Newlandia concentrica* Walcott. В средней части количество прослоев силицилитов и их мощность увеличиваются. Изредка попадаются прослои мощностью до 0,8 м. Среди известняков чаще встречаются слоистые разности. Характерная для этой части разреза пачка переслаивания мраморизованных известняков и силицилитов наблюдалась западнее с. Чаган-Узун. Она включает:

	Мощность, м
1. Мраморизованные известняки	0,4
2. Темно-серые силицилиты	0,1
3. Известняки	0,15
4. Силицилиты	0,04
5. Известняки	0,2
6. Силицилиты	0,12

В верхней части разреза содержится большое количество прослоев и линз силицилитов, мощность которых достигает первых десятков метров. Известняки и силицилиты в этой части свиты содержатся примерно в равных количествах. Здесь же встречаются прослои туфов. Мощность свиты 2500—3000 м.

Манжерокская свита в пределах Кадринско-Баратальского горста с подстилающей баратальской свитой обычно связана постепенными переходами. Однако в долине р. Арыджан имеется размыв, зафиксированный несколькими маломощными горизонтами конгломератов с плохо окатанными обломками баратальских известняков (см. рис. 8, разрез XIII).

Главную роль в составе манжерокской свиты играют темно-зеленые и серовато-зеленые туфогенные песчаники, обычно мелко- и среднезернистые. Среднеокатанный и слабо отсортированный обломочный материал состоит из зерен андезина, кварца, основных эффузивов и их туфов. Единичные зерна представлены силицилитами и кислыми эффузивами. Цемент — типа выполнения пор, обычно состоит из мелкочешуйчатого хлорита, кремнистого материала и гидроокислов железа.

В составе свиты сравнительно много зеленых и серо-зеленых кварц-актинолитовых сланцев с примесью эпидота и хлорита.

Значительное место в нижних частях ее разреза занимают мраморизованные известняки с силицилитами, отличающиеся от известняков баратальской свиты лишь тонкой слоистостью и менее густой сетью кальцитовых прожилков.

Редкие маломощные покровы образованы сильно измененными порфиритами, обычно темноокрашенными. В них порфириновые выделения представлены полностью соссюритизированным плагиоклазом. В единич-

ных случаях отмечаются авгит-плагноклазовые порфириды и афировые порфириды с гиалопилитовой структурой. Немногочисленные прослои сложены мелкообломочными туфами средних и кислых эффузивов. Обломки цементируются мелкочешуйчатым хлоритом и пелитовым материалом и состоят из плагноклаза, эффузивов среднего и кислого состава и кварца. Все породы свиты, как правило, рассланцованы, туфогенные песчаники, кроме того, хлоритизированы и эпидотизированы, а порфириды и их туфы — карбонатизированы.

Распределение пород в свите отражает некоторые особенности строения ее частей. Нижняя часть характеризуется чередованием пластов мраморизованных известняков, туфогенных песчаников, кварц-актинолитовых сланцев и силицилитов. Мощность известняков и песчаников достигает 30—50 м. Постепенно, при движении снизу вверх по разрезу, начинают преобладать туфогенные песчаники и кварц-актинолитовые сланцы.

Средняя часть свиты представляет собой толщу зеленых туфогенных песчаников и сланцев с отдельными маломощными прослоями и линзами мраморизованных известняков и силицилитов. Здесь же встречаются редкие маломощные покровы измененных эффузивов среднего и основного состава.

В верхней части свиты прослои известняков и силицилитов встречаются уже как исключение. Однако миллиметровые и сантиметровые невыдержанные их прослои и линзочки обычны и для верхней части разреза свиты, являясь ее характерным признаком.

Опорный разрез свиты описан по долине левого притока р. Арыджан, где на известняках баратальской свиты лежат (см. рис. 8, разрез XIII):

	Мощность, м
1. Темно-зеленые среднегалечные конгломераты с плохо окатанной галькой серых мраморизованных, вероятно, «баратальских» известняков. Цементом служит мелкозернистый туфогенный песчаник	10—12
2. Зеленые туфогенные песчаники, переслаивающиеся с кварц-актинолитовыми сланцами. В них отмечен покров почти черного пироксенового порфирита мощностью 2,6 м	15
3. Серые конгломераты с неокатанной галькой известняков баратальской свиты	5
4. Темно-зеленые сильно измененные порфириды	30
5. Темно-зеленые хлоритовые сланцы	2
6. Зеленые туфогенные песчаники с неокатанными обломками известняков	5
7. Зеленые разномощные туфогенные песчаники	40
8. Зеленые туфогенные песчаники	260
9. Зеленые туфогенные песчаники и кварц-актинолитовые сланцы	350

Мощность свиты в данном разрезе достигает 720 м.

Максимальная видимая мощность манжерокской свиты в пределах Кадринско-Баратальского горста 2000 м.

Древний возраст баратальской и манжерокской свит определяется прежде всего их стратиграфическим положением. Непосредственное залегание нижнекембрийских отложений на баратальской и манжерокской свитах отмечено М. К. Винкман на всех перечисленных выше участках. Даже в пределах Кадринско-Баратальского горста, где контакты этих свит с отложениями, содержащими нижнекембрийскую фауну, тектонические, баратальская и манжерокская свиты расположены в центральной части горста, а нижнекембрийские толщи — на его окраинах. Таким образом, и здесь есть основание предполагать, что баратальская и манжерокская свиты лежат под фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими отложениями.

Органические остатки в баратальской свите представлены различными древними водорослями. К. Б. Корде определена *Newlandia concentrica* Walcott, характерная для верхнего протерозоя Северной Америки. Анало-

гичные находки известны в Бийском и Шорском горст-антиклинариях, где, кроме того, встречаются *Osagia* и *Collenia*. Таким образом, может быть принят докембрийский (рифейский) возраст баратальской свиты.

В манжерокской свите определимых органических остатков не найдено. Однако она всюду залегает на баратальской свите и перекрывается на многих участках толщами с фауной верхней половины нижнего кембрия. Кроме того, на Горном Алтае отложений с фауной нижней половины нижнего кембрия не известно. Поэтому скорее всего возраст манжерокской и аналогичных ей свит можно считать соответствующим нижней половине нижнего кембрия, как это принято в последних работах сибирских геологов (Винкман и др., 1964).

Прежде чем начать описание верхней части рифейско-среднекембрийского стратиграфического комплекса, необходимо остановиться на характеристике древних метаморфических толщ, известных на Горном Алтае под названием теректинской и уймонской свит. Они расположены за пределами описываемой Катунско-Абаканской зоны, слагая Теректинский горст. Определить их возраст можно только на основе сопоставления с баратальской свитой. Поэтому характеристику этих метаморфических толщ, по-видимому, удобнее дать непосредственно за описанием баратальской свиты.

Теректинская свита занимает сравнительно небольшую площадь в крайней юго-западной части рассматриваемой территории, в пределах восточного окончания Теректинского горста (В. А. Кузнецов, 1963; Волочкович, Леонтьев, 1964; Перфильев, 1964, и др.).

По данным Ю. С. Перфильева, теректинская свита в нижней части сложена разнообразными метаморфическими сланцами — хлоритовыми, кварц-альбит-карбонатными и кварц-хлорит-серицитовыми. В верхней части свиты развиты метаморфизованные песчаники с прослоями кварц-карбонатно-хлоритовых сланцев. Мощность свиты достигает 5,5 км.

К рифею (синию) Ю. С. Перфильев относит также уймонскую свиту, которая не входит в пределы рассматриваемой территории. Она представлена измененными до зеленых сланцев вулканогенными породами среднего и основного состава, метаморфизованными песчаниками, графитокремнистыми сланцами, железистыми кварцитами и единичными линзами мраморов. Общая мощность свиты не менее 3000 м. Ю. С. Перфильев сопоставляет уймонскую свиту с нижней частью рифейской баратальской свиты. На этом основании он считает, что теректинская и уймонская свиты принадлежат к рифею, но занимают в разрезе более низкое положение, чем баратальская свита, являясь, таким образом, наиболее древними толщами Горного Алтая.

Верхняя часть рифейско-среднекембрийского комплекса, отвечающая верхней половине нижнего кембрия — нижней части среднего кембрия, в Катунско-Абаканской зоне представлена каянчинской, сарысазской, тырганской и верхнемонокской свитами. Эти отложения имеют более широкое распространение, чем толщи нижней части того же комплекса. Они выходят не только на крыльях горст-антиклинорий, но также в пределах Уйменско-Лебедского прогиба, где породами сарысазской и тырганской свит сложены отдельные блоки, поднятые среди более молодых отложений.

Как и описанные выше баратальская и манжерокская свиты, каянчинская свита выделена в Катунском горст-антиклинории, где ее разрезы считаются стратотипическими (Винкман, 1959; Винкман и др., 1962, 1964). М. К. Винкман предлагает перевести каянчинскую свиту в ранг серий и расчленяет ее на шашкунарскую, чепошскую и барангольскую свиты. Однако такое расчленение, убедительно обоснованное в Катунском

горст-антиклинорий, трудно применимо для остальной, большей, части Катунско-Абаканской зоны, так как степень изученности ее намного ниже и, кроме того, состав разновозрастных с каянчинской свитой отложений здесь существенно изменяется.

В устье р. Семы — левого притока р. Катуня (Катунский горст-антиклинорий), опорный разрез каянчинской свиты приведен в работе М. К. Винкман 1959 г. (см. рис. 6, разрез I). Здесь на основании нижней подсвиты каянчинской свиты лежит базальный конгломерат, который несогласно перекрывает манжерокскую свиту и содержит гальку пород манжерокской и баратальской свит, а также микродиоритов и пироксенитов. Мощность конгломерата 40—260 м.

Верхняя часть подсвиты, мощностью 300 м, представлена черными и темно-серыми тонкослоистыми пелитоморфными, песчанистыми известняками и мергелями с прослоями песчаников и сланцев.

В известняках обнаружены трилобиты (определения Л. Н. Репиной): *Serrodiscus sibiricus* Pokr., *Ladadiscus* sp., *Bergeronieleus* sp., *Kootenia* sp., *Pagetia* sp. и археоциаты (определения И. Т. Журавлевой): *Archaeolynthus* sp., *Ethmophyllum* cf. *cavaaquadratum* Vol., *Vologdincyathus* sp. (Винкман и др., 1962).

В средней подсвите каянчинской свиты преобладают светло-серые массивные мраморизованные известняки, в которых О. К. Полетаевой и Л. И. Егоровой определены трилобиты: *Edelsteinaspis ornata* Lerm., *E. gracilis* Lerm., *Chondragraulos minussensis* Lerm., *Granularia obrutchevi* Pol., *Gaphuraspis opertus* Jegor., *Bonnia* sp., *Binodaspis laboriosus* Jegor., *Namanois* sp., *Kootenia magnoformis* Jegor., *Kootenia* sp., *Bergeroniellus certus* Jegor., *Erbia granulosa* Lerm., *Weymouthia minor* Jegor., *W. tchernyschevae* Jegor., *Neocobboldia altaica* Pol., *Pagetia altaica* Pol., *P. infirma* Jegor., *P. catunica* Pol.

Из биогерм средней подсвиты П. С. Краснопеевой и С. В. Чернышевой определены археоциаты: *Clathrocyathus fossaengulatus* Vol., *C. notabilis* Vologd., *Tegerocyathus abakanensis* Vologd., *T. edelsteini* Vologd., *Ajacyathus immanis* Vologd., *A. arteintervallum* Vologd., *Clathrodichyon notabilis* Vologd., *C. fossaengulatiformis* S. Tschern., *Retecyathus grandis* S. Tschern. Мощность средней подсвиты достигает 400 м.

Верхняя подсвита сложена ритмичнослоистыми мергелями, песчаниками, темно-серыми и черными сланцами, конгломератобрекчиями и известняками с брахиоподами *Kutorgina Billings* (определение Н. А. Аксариной), трилобитами (определения О. К. Полетаевой): *Vinia altaica* gen. et sp. nov. (*Poletaeva* n. sp.), *Amecephalina* sp. и археоциатами (определения С. В. Чернышевой): *Tegerocyathus diploperforatum* (Vologd.), *T. cf. edelsteini* (Vologd.), *T. cf. abakanensis* (Vologd.), *Archaeocyathus* sp., *Tersia* cf. *nodosa* Vologd., *Archaeocyathus* aff. *latus* (Vologd.).

Мощность верхней подсвиты 140 м. Суммарная мощность каянчинской свиты достигает 1100 м.

Сходный разрез каянчинской свиты описан А. Ф. Белоусовым и В. М. Сенниковым (1960) в южной части Катунского горст-антиклинория у дер. Еланды (см. рис. 7, разрез VII), однако здесь у заимки Бийка обнаружен покров зеленовато-серого порфиритового миндалефира. Кроме того, эти исследователи отмечают, что вулканогенный материал в каянчинской свите встречается на р. Катуня, ниже устья р. Семы, где «между пачкой плитчатых и массивных известняков с археоциатами обнаружен горизонт авгитовых порфиритов с грубыми граувакковыми туффитами».

Таким образом, в пределах Катунского горст-антиклинория каянчинская свита содержит незначительное количество вулканогенного материала.

По данным М. К. Винкман, А. Б. Гинцингера и Л. И. Егоровой (1962), фауна нижней подсвиты каянчинской свиты отвечает нижней части лен-

ского яруса Сибирской платформы. Трилобиты из низов средней подсвиты указывают на ее более высокое возрастное положение, которое уточняется фауной верхней части средней подсвиты, характерной для обручевского горизонта, т. е. для самых верхов нижнего кембрия. По данным тех же исследователей, в перекрывающих каянчинскую свиту отложениях каимской свиты встречаются типичные среднекембрийские органические остатки. Следовательно, можно считать, что каянчинская свита полностью отвечает второй половине нижнего кембрия, т. е. ленскому ярусу Сибирской платформы.

В обоих описанных выше районах (в центральной и южной частях Катунского горст-антиклинория) каянчинская свита перекрывается каимской свитой, которая представлена терригенными и вулканогенными породами большой мощности.

В бассейне р. Семы каимская свита изучена М. К. Винкман (1959) (см. рис. 6, разрез I). Нижняя часть ее (до 1700 м) состоит из пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, их туфов и туфоконгломератов, редких, но мощных пластов глинистых серицитизированных и хлоритизированных, иногда кремнистых сланцев. Часто встречаются маломощные линзы известняков. Верхняя часть свиты (около 2000 м) сложена хлоритизированными глинистыми сланцами, граувакковыми и полимиктовыми песчаниками, кремнистыми сланцами и единичными пластами мраморизованных известняков.

Южнее, в районе дер. Еланды, каимская свита имеет сходную характеристику (см. рис. 7, разрез VII), но А. Ф. Белоусов и В. М. Сенников (1960) считают, что здесь мощность только вулканогенной части свиты достигает 3900 м, а верхняя терригенная часть ее имеет мощность более 3000 м. В то же время эти исследователи отмечают, что в линзе известняков из наиболее низкой части разреза каимской свиты содержатся археоцитаы (определения С. В. Чернышевой): *Ethmophyllum* sp., *Spiroclyathus altaica* S. Tschern., *S. cf. subradiatus* Vol., *Tegeroclyathus edelsteini* Vol., брахиоподы *Kutorgina* sp. и нижнекембрийские трилобиты *Paramictacca* sp. и *Amecephalina* sp. (определения О. К. Полетаевой). В известняках, расположенных в более высоких слоях нижней части свиты, собраны среднекембрийские трилобиты (определения О. К. Полетаевой и М. Ф. Романенко): *Schistocephalus* sp., *Alokistocare* sp., *Paradoxides* sp., а также *Acrocephalopa* (?) sp., *Pagetia* sp., *Kootenia* sp., *Agraulos* sp.

Таким образом, в районе дер. Еланды разрез охватывает, кроме среднекембрийской каимской свиты, еще отложения нижнего отдела кембрия, чем обусловлена его необычайно большая мощность.

Переходя к вопросу о возрасте каимской свиты, необходимо отметить, что на участке пос. Усть-Семы из нижней части свиты Е. В. Романенко определены трилобиты: *Taxiopyra sibirica* E. Romanenko, *T. altaica* E. Romanenko, *T. cf. magna* Resser, *Chondragraulos minussensis* Lerm., *Paphyaspis validus* E. Romanenko, *Erbia inflata* E. Romanenko, *Kootenia* sp., *Kochiella elongata* E. Romanenko, *K. granosa* E. Romanenko, *Dinecus katunica* E. Romanenko. По данным Е. В. Романенко, этот своеобразный комплекс может быть сопоставлен с зоной *Ptarmigania* среднего кембрия Северной Америки (Винкман, Гинцингер, 1962).

Приведенные списки фауны для обоих районов развития каимской свиты позволяют относить последнюю к нижней половине среднего кембрия, тем более, что вышележащая еландинская свита содержит фауну майского яруса среднего кембрия.

На крайнем северо-востоке описываемой территории, в верховьях р. Мрас-Су (Шорский горст-антиклинорий), отложения верхней части рифейско-среднекембрийского стратиграфического комплекса очень близки по составу и мощности к одновозрастным толщам пород, разви-

тым на р. Катунь, в районах ее притоков — Семь и Бийки. М. К. Винкман, проводившая в верховьях р. Мрас-Су изучение этих отложений, сопоставляет отдельные свиты Шорского и Катунского горст-антиклинориев как по литологии, так и на основании сходства ископаемых организмов (Винкман и др., 1962).

В пределах Шорского горст-антиклинория разрез ниже- и среднекембрийских отложений (см. рис. 6, разрез VI) начинается мрасской свитой, залегающей на размытой поверхности кондомской (манжерокской) свиты нижней половины нижнего отдела кембрия (?). Мрасская свита в долине рч. Камзас представлена пластами тонкозернистых осадочных пород — глинистых и кремнистых сланцев, песчаников, алевролитов, а также мраморизованных известняков и реже конгломератов. В известняках содержится фауна трилобитов и археоциат, позволяющая отнести мрасскую свиту к нижней части ленского яруса и сопоставить ее с нижней подсвитой каянчинской свиты. Мощность мрасской свиты около 550 м.

Вышележащая кайзасская свита, связанная с мрасской постепенными переходами, состоит из массивных светлых известняков с обильной фауной археоциат еланского горизонта — верхов ленского яруса. По составу и возрасту она соответствует средней подсвите каянчинской свиты. Мощность кайзасской свиты достигает 850 м.

Верхняя, улутаская, свита состоит из ритмичнослоистых известковистых алевролитов и песчаников, а также туфогенных песчаников и несогласно перекрывает подстилающие отложения. Ископаемые споры, обнаруженные в породах этой свиты, относятся к нижнему-среднему кембрию. По аналогии с верхней подсвитой каянчинской свиты улутаская свита относится к верхам нижнего кембрия. Мощность ее отложений достигает 900 м.

Как и на Катунском горст-антиклинории, нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения в пределах Шорского горст-антиклинория перекрываются терригенно-вулканогенной толщей (см. рис. 6, разрез VI) — мундыбашской свитой нижней части среднего кембрия, по-видимому, сопоставимой с каимской свитой Горного Алтая (Винкман и др., 1962).

Из изложенного следует, что отложения верхней половины нижнего кембрия, развитые на Катунском, Бийском и Шорском горст-антиклинориях, очень близки по составу и представлены главным образом карбонатными и терригенно-карбонатными породами.

Резко отличаются состав и строение одновозрастных им отложений в пределах Абаканского грабен-синклинория, где они вдоль р. Большой Абакан представлены верхнемонокской свитой. По данным Л. П. Зоненшайна (1963), она состоит из грубозернистых туфов, туффитов и туфопесчаников, более редко наблюдаются покровы основных порфиритов, пласты песчаников и сланцев. Многочисленные линзы и невыдержанные прослои рифогенных известняков содержат фауну трилобитов и археоциат ленского яруса нижнего кембрия (Зайцев, Покровская, 1950). Мощность свиты достигает 2000 м.

На значительной площади Катунско-Абаканской глыбово-складчатой зоны, занятой в современной структуре Уйменско-Лебедским прогибом, развиты отложения только верхней части рифейско-среднекембрийского комплекса. Они обнажены по краям прогиба, а также выходят в виде отдельных небольших горстов в его центральной части. Наиболее распространены толщи верхней половины нижнего кембрия, которые были изучены В. М. Сенниковым (1962а, б), А. Ф. Белоусовым (Белоусов, Сенников, 1960) и др. Кроме того, разрезы нижнекембрийских отложений описаны В. В. Хоментовским, И. Т. Журавлевой, Л. Н. Репиной и А. Ю. Розановым (1962).

Состав нижнекембрийских отложений в пределах Уйменско-Лебедского синклиория заметно отличается от состава разновозрастных отложений, расположенных в Катунском и Шорском горст-антиклинориях. На этом основании В. М. Сенников выделяет здесь новые сарысазскую и тырганскую свиты.

В бассейне р. Малой Иши, в долине ее левого притока — р. Сафроновской Убы, нижнекембрийские отложения, по В. В. Хоментовскому и др. (1962), имеют следующую характеристику (см. рис. 6, разрез II). Нижняя толща, вероятно, соответствующая сарысазской свите В. М. Сенникова, представлена порфиритами и их пирокластическими образованиями, туфогенными аргиллитами, чередующимися с мелкозернистыми и полимиктовыми песчаниками, конгломератами и афировыми порфиритами. Основание нижней толщи не вскрыто, но ее видимая мощность достигает 500—600 м. Верхняя толща — тырганская свита, по В. М. Сенникову — согласно перекрывает нижнюю и имеет следующее (по Хоментовскому и др., 1962) строение (см. рис. 6, разрез II):

	Мощность, м
1. Кварц-полевошпатовые песчаники, гравелиты и конгломераты, содержащие отдельные линзы известняков с археоциатами	1000
2. Серо-зеленые и черные аргиллиты, чередующиеся с кварц-полевошпатовыми песчаниками	500
3. Кварц-полевошпатовые песчаники, чередующиеся с аргиллитами и содержащие прослой и линзы конгломератов, а также (в верхней части) линзы известняков	2000

Общая мощность тырганской свиты 3500 м.

Восточнее, по р. Большой Ише, в районе устья р. Шиловки имеется более полный разрез нижнекембрийских отложений, образованный крупными пачками вулканогенных образований, чередующимися с пачками терригенного состава (см. рис. 6, разрез III). Среди вулканогенных пород здесь встречаются порфириты, их лавобрекчии и туфоконгломераты, а терригенные породы представлены главным образом песчаниками, сланцами, гравелитами и реже конгломератами. Линзы и прослой известняков с фауной трилобитов и археоциат входят в состав как вулканогенных, так и терригенных пачек. Мощность отдельных пачек вулканогенных и терригенных пород варьирует от 100 до 1500 м, а общая мощность нижнекембрийских отложений в этом разрезе достигает 4000 м.

Как отмечают В. В. Хоментовский с соавторами (1962), фауна указывает на присутствие всех горизонтов нижнего кембрия — от базайского до обручевского. Более того, по их данным, нижнекембрийские отложения здесь согласно перекрыты среднекембрийскими глинистыми известняками, содержащими трилобиты майского яруса среднего кембрия.

Однако непрерывность данного разреза не подтверждена более поздними работами. Многие исследователи, специально изучавшие этот участок, убедительно доказывают, что глинистые известняки с фауной майского яруса лежат на подстилающих отложениях с перерывом и резким угловым несогласием (Винкман, Гинцингер, 1962; Сенников, 1962). Таким образом, самая верхняя часть рифейско-среднекембрийского комплекса в пределах Уйменско-Лебедского прогиба аналогична по составу, мощности (0,5 км) и структурному положению разновозрастной свите Катунского горст-антиклинория.

Далее на восток, в низовьях р. Лебедь и в бассейне верхнего течения р. Бии, В. М. Сенников выделяет нерасчлененные отложения верхов нижнего кембрия, которые, по его мнению, являются возможным аналогом сарысазской и тырганской свит (см. рис. 6, разрез IV). Нижняя часть этих отложений состоит преимущественно из порфиритов и пирокластических пород, верхняя является терригенно-карбонатной.

В юго-западной части Уйменско-Лебедского прогиба нижнекембрийские отложения также отличаются по составу от разновозрастных отложений Катунского горст-антиклинория. В верховьях р. Кубы — правого притока р. Катуня — разрезы являются стратотипическими для сарысазской и тырганской свит (см. рис. 7, разрез VIII).

Сарысазская свита здесь представлена главным образом вулканогенными породами, среди которых встречаются полимиктовые песчаники, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Среди вулканогенных пород главная роль принадлежит авгитовым и плагиоклазовым порфиритам, их туфам и туфобрекчиям. По преобладанию лавовых или туфовых разностей разрез делится на мощные (200—500 м) пачки, при общей мощности свиты до 2000 м. Подробный разрез сарысазской свиты описан А. Ф. Белоусовым и В. М. Сенниковым (1960) по р. Аксазкан (см. рис. 7, разрез VIII). Здесь иногда встречаются линзы мраморизованных известняков, в одной из которых обнаружены разнообразные археоциаты камешковского горизонта нижнего кембрия (закключение П. С. Краснопеевой и И. Т. Журавлевой).

Тырганская свита, по данным В. М. Сенникова (1962б), залегает согласно на сарысазской свите. В этом же районе по р. Ложе и на водоразделе рек Тырган и Инкол она представлена в основном терригенными породами — серыми, иногда красноватыми полимиктовыми песчаниками, глинисто-кремнистыми сланцами, туфогенными песчаниками, гравелитами и реже конгломератами. Известняки образуют отдельные пласты резко невыдержанной мощности. В различных частях разреза свиты встречаются отдельные прослои порфиритовых туфов, туффитов, туфоконгломератов и туфогенных песчаников. Мощность тырганской свиты около 2300 м.

В пластах известняков содержится обильная фауна археоциат. В основании одного из пластов, имеющего мощность около 160 м, В. В. Хоментовским, И. Т. Журавлевой и др. (1962) собраны и определены археоциаты камешковского, а в кровле — санаштыкгольского горизонтов нижнего кембрия.

В отложениях тырганской и сарысазской свит трилобиты не обнаружены, но встреченные в них археоциаты дают возможность считать, что обе свиты относятся к верхней половине нижнего отдела кембрия. Однако в новой схеме расчленения кембрийских отложений М. К. Винкман, В. А. Асташкин и Б. Г. Краевский (1964) считают, что только тырганская свита относится к верхней половине нижнего кембрия, а сарысазская принадлежит к его нижней половине, являясь возрастным аналогом манжерокской свиты.

Вопрос о стратиграфическом положении этих свит еще нельзя считать решенным, так как в верхней части сарысазской свиты содержатся остатки археоциат, в то время как в манжерокской свите они отсутствуют. Поэтому в данной работе обе свиты — тырганская и сарысазская — отнесены к верхней, «археоциатовой», половине нижнего кембрия, но допускается, что сарысазская свита охватывает и его нижнюю часть.

Рассматривая эти отложения в целом на всей территории, занятой Уйменско-Лебедским прогибом, можно отметить сходство в их составе. Как правило, они здесь представлены терригенными и вулканогенно-терригенными образованиями с подчиненным количеством карбонатных пород, в отличие от районов горст-антиклинорий, где последние преобладают.

Отложения верхней половины нижнего кембрия, развитые в краевой полосе Катунско-Абаканской глыбово-складчатой зоны, опоясывающей с севера, запада и юга Чулышманскую зону, заметно отличаются по составу от описанных разновозрастных им отложений. Они слагают узкие

тектонические блоки в зонах глубинных разломов и характеризуются преобладанием вулканогенных пород.

В последние годы автором и геологами ВАГТ были изучены разрезы каянчинской свиты в истоках р. Лебедь и на южном склоне Курайского хребта. Они являются типичными для этой полосы, пограничной между Катунско-Абаканской и Чулышманской зонами.

Наиболее интересны разрезы нижнекембрийских отложений в истоках р. Лебедь (см. рис. 6, разрез V), где в них В. С. Шульгиной и автором в 1960 г. были собраны археоциаты и трилобиты. Эти отложения делятся на две части, нижняя из которых представлена зеленокаменноизмененными плагиоклазовыми порфиритами, их туфами и отдельными пластами полимиктовых и неравномернозернистых песчаников. Среди туфов встречаются редкие и мелкие линзы серых кремнистых известняков с археоциатами *Ethmophyllum* cf. *vermiculatum* Vol.

Верхняя часть разреза нижнего кембрия сложена черными и темно-серыми кремнисто-углистыми и кремнисто-глинистыми известняками, обычно мелкозернистыми и тонкослоистыми, а также светлыми розоватыми и серыми массивными известняками с археоциатами и трилобитами и часто с обломками вулканогенных пород. Кроме известняков, здесь встречаются мелкогалечные конгломераты с галькой кварца и кислых эффузивов, темно-серые и зеленовато-бурые полимиктовые песчаники, зеленовато-бурые массивные дацитовые и плагиоклазовые порфириты.

Разрез верхней части нижнекембрийских отложений изучен по речке, впадающей с востока в Садринское озеро (см. рис. 6, разрез V). Здесь по бортам и в русле речки выходят:

	Мощность, м
1. Черные кремнисто-углистые и кремнисто-глинистые алевролитистые известняки	70
2. Светло-серые массивные известняки с археоциатами: <i>Archaeolynthus unimurus</i> (Vol.), <i>A. naliwkini</i> (Vol.), <i>Ajacyathus</i> cf. <i>primitivus</i> (Vol.), <i>Ethmophyllum</i> cf. <i>vermiculatum</i> Vol., <i>E.</i> cf. <i>pseudotichum</i> Vol., <i>Lomicyathus membranivestites</i> Vol., <i>Clathricoscinus</i> cf. <i>vassilievi</i> Vol., <i>Annulocyathus</i> sp. nov., <i>Kijacyathus</i> sp., <i>Coscincyathus</i> sp., <i>Asteroocyathus</i> sp., <i>Cyclocyathellidae</i> sp., <i>Robustocyathus</i> sp. n., <i>Batehatocyathus</i> sp., <i>Porocythus</i> sp.	4
3. Черные известняки, подобные слою 1	80
4. Серые массивные известняки	5
5. Черные известняки, подобные слою 1	35
6. Серые массивные известняки	8
7. Черные известняки, подобные слою 1	70
8. Дацитовые порфириты	4
9. Черные известняки, подобные слою 1	75
10. Чередование пластов черных известняков мощностью 2—5 м с мало мощными (до 0,5 м) слоями глинистых известняков	15
11. Серые и розоватые известняки с обломками различных пород, содержащие археоциаты: <i>Ethmophyllum pseudotichum</i> Vol., <i>Archaeofungia dissepimentalis</i> (Vol.), <i>Ajacyathus</i> sp., <i>Clathrocoscinus</i> sp., <i>Porocyathidae</i> sp., <i>Porocyathus</i> sp., <i>Robustocyathus</i> (?) sp., <i>Nochorocyathus</i> sp., <i>Coscincyathus</i> sp., <i>C.</i> sp. n., <i>Leptosocyathus</i> sp. и остатки трилобитов <i>Erbiopsis</i> sp., а также брахиопод и водорослей	40
12. Серые плотные конгломераты с галькой кварца и кислых эффузивов	10
13. Серые известняки с археоциатами: <i>Ethmophyllum vermiculatum</i> Vol., <i>Loculicyathus membranivestites</i> Vol., <i>Ajacyathides</i> sp., <i>Porocyathus</i> sp. nov., <i>Coscincyathus</i> sp. nov.	15
14. Конгломераты, подобные слою 12	10
15. Темно-серые плагиоклазовые порфириты	10
16. Полимиктовые песчаники	15
17. Полимиктовые известковистые песчаники	20
Задерновано	150
18. Полимиктовые песчаники	100

Мощность описанной толщи не менее 2000 м.

И. Т. Журавлева, определявшая археоциат, считает, что они принадлежат к верхам базаихского — низам санаштыкгольского горизонтов нижнего кембрия. Трилобиты, по определению Л. Н. Репиной, характерны для санаштыкгольского горизонта.

Восточнее истоков р. Лебедь, близкие по возрасту с каянчинской свитой отложения известны под названием верхнемонокской свиты (Зоненшайн, 1963). В пределах Абаканского грабен-синклинория они слагают широкую полосу вдоль долины р. Большой Абакан и залегают согласно на нижнемонокской свите. Верхнемонокская свита состоит из грубозернистых туфов, туффигов, туфопесчаников и туфоконгломератов, реже встречаются покровы кварцевых плагиопорфиров и измененных основных эффузивов. Осадочные породы слагают отдельные пласты и представлены полимиктовыми песчаниками, сланцами и рифогенными известняками, содержащими фауну ленского яруса нижнего кембрия. Мощность свиты достигает 2000 м.

На южном склоне Курайского хребта нижнекембрийская каянчинская свита была изучена автором совместно с геологами ВАГТ в 1956 г. Установлено, что здесь в ней отчетливо выделяются две подсвиты, причем нижняя отличается преобладанием вулканогенных пород над терригенными, т. е. общий характер разреза сходен с рассмотренными выше (см. рис. 8, разрез XIII).

Состав нижней подсвиты сравнительно однороден. Главную роль в нем играют темные зеленовато-серые лавы и лавобрекчии диабазовых и андезитовых порфиритов и туфы того же состава. Меньшее место занимают порфириты более основного состава, в которых изменения проявлены гораздо сильнее — отдельные горизонты их превращены в хлорит-эпидотовые породы с реликтовой диабазовой структурой. В верхней части подсвиты встречаются темные серо-зеленые мелко- и среднезернистые, преимущественно плагиоклазовые туфогенные песчаники. Кроме плагиоклаза (андезина и олигоклаза), в обломках определены андезитовые и диабазовые порфириты и кремнистые породы. Цемент песчаников кремнисто-хлоритовый. Все породы подсвиты хлоритизированы и рассланцованы.

Приведенный ниже разрез отложений нижней подсвиты каянчинской свиты обнажен по долине р. Тыдтугом (см. рис. 8, разрез XIII). Он включает:

	Мощность, м
1. Темно-серые очень плотные лавы и лавобрекчии андезитовых и диабазовых порфиритов с прослоями (до 5 м) зеленовато-серых хлорит-эпидотовых пород (нацело измененных основных (?) эффузивов)	250—300
2. Те же лавы и лавобрекчии с крупными вкрапленниками плагиоклазов	200
3. Зеленовато-серые мелкозернистые туфы порфиритов с прослоями зеленых среднезернистых туфогенных песчаников	150
4. Зеленые диабазы (?) и андезитовые порфириты, их туфы, чередующиеся с прослоями (8—12 м) хлорит-эпидотовых пород	80

Видимая мощность нижней подсвиты в данном разрезе достигает 730 м.

В той же полосе развития нижней подсвиты каянчинской свиты, в 20 км восточнее рассмотренного разреза, И. Ф. Пожарский в 1960 г. собрал остатки водорослей и археоциат. По правому притоку р. Чуи, впадающему в нее в 2 км ниже пос. Чаган-Узун, он описал следующий разрез пачки пород, содержащий фауну:

	Мощность, м
1. Серые псаммитовые туфы андезитовых порфиритов	15
2. Светло-серые мраморизованные известняки с водорослями и археоциатами: <i>Coscinocyathidae</i> (?) sp., <i>Ajacyathus</i> sp., <i>Robustocyathus</i> sp., <i>Ethmophyllum</i> (?) cf. <i>grandiperporatum</i> Vol., <i>Ethmophyllum</i> sp., <i>Saja-</i>	

<i>nocyathus</i> (?) sp., <i>Tercyathus</i> cf. <i>altaica</i> Vol., <i>Tersia</i> sp., <i>Archaeocyathus</i> sp., <i>Czeczyathus</i> sp.	3
3. Серо-зеленые туфы андезитовых порфиритов, содержащие обломки известняков и кремнистых пород	40
4. Темно-серые туфогенные песчаники с прослоями туфов	30
5. Зеленые окремненные туффиты с тонкими прослоями мелкообломочных туфов порфиритов	30
6. Темно-серые плотные слоистые туффиты	10
7. Серые слоистые мраморизованные известняки	5

По определению И. Т. Журавлевой, перечисленные археоциаты наиболее сходны с комплексом археоциат верхов санаштыкгольского горизонта ленского яруса нижнего кембрия.

Состав верхней подсвиты каянчинской свиты более разнообразен. Главную роль в ней играют туфогенные песчаники, которые, в отличие от подобных пород нижней подсвиты, имеют в составе обломков преимущественно кварц. Большое место в разрезе занимают песчаники, отличающиеся от туфогенных песчаников крайне малым содержанием обломков эффузивных пород, и серо-зеленые тонкослоистые алевролиты. Слоистость алевролитов обусловлена чередованием песчаных и известковистых разностей, вместе с которыми иногда встречаются тонкие прослои зеленоватых глинистых известняков. Мощные линзы и прослои сложены белыми и светло-серыми массивными разностями микро- и мелкозернистых известняков, обычно более чистыми и мраморизованными. В отдельных разностях известняков содержание примеси песчаного материала достигает 25%, отмечается также присутствие доломита.

Конгломераты образуют несколько небольших линз, в которых хорошо окатанная галька размером до 10 см в поперечнике — в основном кварцевая, реже известняковая и песчаниковая; иногда мелкая галька представлена темными кварцевыми порфиритами, средними и основными порфиритами и туфогенными песчаниками. Цементом является мелкозернистый туфогенный песчаник.

Как и для нижней подсвиты, разрез верхней подсвиты каянчинской свиты прослежен по р. Тыдтугом, где на породах нижней подсвиты согласно лежат (см. рис. 8, разрез XIII):

	Мощность, м
1. Светло-серые тонкослоистые мраморизованные известняки с прослоями глинистых хлоритизированных известняков и известково-глинистых сланцев	25
2. Серые туфогенные песчаники с прослоями алевролитов	35
3. Светло-серые микрористаллические известняки	40
4. Серые туфогенные песчаники с маломощным (до 2 м) прослоем конгломератов	35
5. Зеленые тонкослоистые известковистые алевролиты с сантиметровыми прослоями серых мелкокристаллических известняков	60
6. Серые туфогенные тонкослоистые песчаники и алевролиты	40
7. Известняки, в нижней части тонкослоистые, в верхней — массивные	120
8. Серо-зеленые туфы смешанного состава	40
9. Серые линзы конгломератов с прослоем песчаников и покрывающим слоем алевролитов	50
10. Светло-серые слоистые известняки	30
11. Серо-зеленые туфогенные мелкозернистые песчаники	25
12. Зеленые рассланцованные порфириты	20
13. Зеленовато-серые песчаники	60
14. Серовато-зеленые листоватые сланцы	55
15. Серо-зеленые туфогенные песчаники	75
16. Буровато-зеленые известковистые алевролиты, чередующиеся со слоистыми известняками	30
17. Серо-зеленые туфогенные песчаники с прослоями туфов порфиритов	150
18. Зеленые туфогенные песчаники	50
19. Серовато-зеленые мелкозернистые песчаники	180

Общая мощность отложений верхней подсвиты каянчинской свиты достигает 1200 м.

Очень близкую характеристику имеют отложения верхней половины нижнего кембрия, выходящие на поверхность в виде узкой полосы западнее Телецкого озера. В. М. Сенников (1962б) выделяет их как нерасчлененные сарысазскую и тырганскую свиты, слагающие узкие горстовые выступы на восточной окраине Уйменско-Лебедского прогиба. В нижней части разреза здесь преобладают пироксен-плагноклазовые, диабазовые и плагноклазовые порфириды, туфы и туфобрекчии с редкими, но мощными пластами известняков. В верхней части количество известняков, туфов и терригенных образований увеличивается. Видимая мощность этих отложений достигает 2200 м. Фауна археоциат, собранная В. М. Сенниковым на северном берегу Телецкого озера, в районе пос. Яйлю, а также на противоположном южном берегу параллелизуется С. В. Чернышевой с камешковским комплексом археоциат верхней половины нижнего кембрия.

Таким образом, в краевой восточной полосе Катунско-Абаканской складчато-глыбовой зоны отложения верхней половины нижнего кембрия имеют в своем составе значительное количество вулканогенных пород, особенно в нижней части разреза, где последние преобладают. Этим они резко отличаются от одновозрастных отложений, развитых западнее, в пределах остальной территории Катунско-Абаканской складчато-глыбовой зоны. Даже в верхней части этих толщ, представленных преимущественно терригенными и карбонатными породами, вулканогенные образования встречаются в пределах этой полосы в значительном количестве, характеризуя ее в нижнем кембрии как особую структурно-фациальную зону.

Самый верхний член рифейско-среднекембрийского комплекса, отвечающий майскому ярусу среднего кембрия, в пределах Катунско-Абаканской зоны имеет незначительное распространение. Соответствующая этому возрасту еландинская свита известна только в двух разобщенных участках: на правобережье р. Катунь, в верховьях ее притоков — Нижней и Верхней Еланды (в пределах южного окончания Катунского горст-антиклинория) и в верховьях р. Иши (в северо-западной части Уйменско-Лебедского прогиба).

Еландинская свита в верхней части рек Нижняя и Верхняя Еланда с отчетливым несогласием залегает на терригенно-вулканогенных отложениях, которые М. К. Винкман считает каимской свитой среднего кембрия (Винкман, Гинцингер, 1962). По данным А. Ф. Белоусова (Белоусов, Сенников, 1960), разрез еландинской свиты имеет следующее строение (см. рис. 7, разрез VII):

	Мощность, м
1. Пестроцветные конгломераты с гальками афанитовых порфиритов, силицилитов, известняков, доломитов, кремнистых сланцев и яшм	10
2. Серые известняки, частью оолитовые и кремнистые, переслаивающиеся с косослоистыми гравелитами, состоящими из обломков известняков и силицилитов в известняковом цементе	100
3. Серо-зеленые и бордовые алевроито-глинистые сланцы и полимиктовые песчаники с небольшими пачками глинистых известняков, содержащих остатки руководящих родов трилобитов майского яруса среднего кембрия (определения Л. И. Егоровой): <i>Acrocephalites</i> , <i>Orlovina</i> , <i>Paraorlovina</i> и <i>Toxotis</i>	450

М. К. Винкман и А. Б. Гинцингер (1962) считают, что присутствие в верхней части данного разреза *Aldanaspis* указывает на то, что еландинская свита занимает полный объем майского яруса.

Общая мощность еландинской свиты 560 м.

Весьма сходный облик имеет еландинская свита и на втором участке — на р. Большой Ише, выше впадения р. Узлек, где она с резким угловым несогласием и перерывом ложится на нижнекембрийские отложения (см. рис. 6, разрез III). В основании свиты прослеживаются

базальные пестроцветные полимиктовые конгломераты, которые сменяются песчанистыми и глинистыми, часто оолитовыми известняками. Разрез свиты завершают темно-серые и черно-зеленоватые аргиллиты и мергели, содержащие остатки трилобитов, брахиопод и гастропод. Трилобиты, по определению Л. И. Егоровой и О. К. Полетаевой, относятся к майскому ярусу верхней половины среднего кембрия. Мощность свиты здесь, так же как на катунском участке, примерно 500 м.

Аналогичный состав и облик имеет разновозрастная толща, обнаженная в срединной части Уйменско-Лебедского прогиба, в верховьях р. Ынырга.

Следовательно, на всех участках, в пределах как Катунского горст-антиклинория, так и Уйменско-Лебедского прогиба, отложения майского яруса среднего кембрия очень близки по составу и резко несогласно залегают на более древних толщах. В то же время они резко отличаются от подстилающих отложений широким развитием полимиктовых обломочных пород и присутствием красноцветов.

Рифейско-среднекембрийский комплекс в Чулышманской глыбово-складчатой зоне представлен терригенными и вулканогенными отложениями. Их выходы занимают значительные площади по рекам Чулышман и Башкауз, в истоках р. Большой Абакан, а также образуют узкие полосы на северном склоне Курайского хребта.

В связи с тем, что в состав рассматриваемого стратиграфического комплекса, кроме осадочных и вулканогенных отложений, входят мощные толщи метаморфических пород, необходимо остановиться на общем вопросе расчленения метаморфических толщ в Чулышманской зоне.

Долгое время все поля метаморфических пород, расположенные в зоне сочленения Горного Алтая с Западным Саяном, рассматривались как выходы древнейших образований Алтае-Саянской области. Многие исследователи, принимая во внимание главным образом высокую степень метаморфизма этих пород, относили их целиком или к архею, или к протерозою (Белостоцкий, 1956; Винкман, 1950, и др.) и считали, что они слагают выступы древнего фундамента. Противоположной точки зрения придерживались исследователи, которые утверждали, что все эти толщи являются более молодыми и произошли за счет метаморфизма, наложенного на ордовикские или кембро-ордовикские породы (Кузьмин, 1928; Нехорошев, 1958, и др.). Вопрос о возрасте метаморфических пород и сейчас является нерешенным, так как разные исследователи относят их или к рифею (синию) (Зоненшайн, 1963; Перфильев, 1964, и др.), или к нижнему палеозою (Кононов, 1961, а также М. Н. Ланда и другие, проводившие геологическое картирование района, в том числе и автор данной работы). По мнению автора, вторая точка зрения лучше увязывается со всеми фактическими материалами, накопившимися главным образом в период геологосъемочных работ последних лет. По всей вероятности метаморфические породы в зоне сочленения Горного Алтая с Западным Саяном произошли за счет преобразования пород в основном двух возрастных подразделений нижнего палеозоя. Более того, как будет показано ниже, можно с большой долей уверенности предполагать, что метаморфические породы, занимающие западную полосу Чулышманской зоны, являются несколько более древними, чем метаморфические породы, развитые на других площадях той же зоны.

В пределах Чулышманской зоны толща пород, вероятно, являющаяся возрастным аналогом манжерокской свиты, слагает ее западную часть, протягиваясь от левобережья Телецкого озера на юг вдоль долины р. Башкауз до Айгулакского хребта (Телецкий горст). Здесь она примыкает к площади развития манжерокской свиты Кадринско-Баратальского горста соседней Катунско-Абаканской зоны. В пределах Телен-

кого горста эта толща была изучена Л. Г. Васютиной и Б. А. Яковлевым, которые разделили ее на две части. В качестве главных компонентов обеих частей они описывали метаморфические породы фации зеленых сланцев (см. рис. 7, разрез IX).

Среди пород нижней части данной толщи наиболее распространены кварц-эпидот-хлоритовые и кварц-хлорит-актинолитовые сланцы, многие разности которых содержат до 30% альбита. Содержание главных минералов — хлорита, актинолита и эпидота — варьирует от нескольких до 50—70%, а кварца не превышает 30%. Менее метаморфизованные разности пород часто сохраняют реликтовую псаммитовую структуру, кроме того, нередко встречаются сланцы с реликтами структур вулканогенных пород и сильно измененные эффузивы с вкрапленниками основных плаггиоклазов. Изредка попадаются линзы мраморов. Сопоставление метаморфических пород с менее преобразованными разностями показывает, что метаморфические сланцы могли образоваться за счет мелкозернистых песчаников, алевролитов и вулканогенных пород основного состава.

Нижнюю часть толщи, сопоставляемой с манжерокской (?) свитой, характеризует разрез по р. Шебелю — правому притоку р. Башкаус (см. рис. 7, разрез IX):

	Мощность, м
1. Слюдисто-кварц-карбонатные сланцы	50
2. Хлорит-карбонатные сланцы с редкими и маломощными (до 4 см) прослоями метаморфизованных песчаников	130
3. Вулканогенные породы сильно измененные	40
4. Карбонатно-альбит-хлоритовые сланцы	130
5. Эпидот-кварц-хлоритовые сланцы	40
6. Эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы	85
7. Метаморфизованные эффузивы среднего состава	80
8. Кварц-хлоритовые сланцы	18
9. Хлоритовые сланцы	60
10. Метаморфизованные песчаники с тремя линзами мраморов мощностью 1, 5, 10 и 20 м	106
11. Эпидот-кварц-хлоритовые сланцы	25
12. Пачка переслаивающихся слюдисто-хлоритовых, кварц-хлоритовых и эпидот-хлоритовых сланцев	50

Мощность нижней части толщи 1500 м.

Верхняя часть рассматриваемой толщи отличается более однообразным составом (см. рис. 7, разрез IX), так как в ней встречаются преимущественно кварцевые метаморфические сланцы (хлорит-кварцевые, слюдисто-кварцевые, хлорит-карбонатно-кварцевые), метаморфизованные песчаники и иногда слюдистые мраморы. Разрез верхней части манжерокской (?) свиты, изученный Л. Г. Васютиной по р. Шебелю, очень однообразен и представлен чередованием пластов перечисленных сланцев мощностью от 30—50 до 200 м. Кроме того, в отдельных пачках встречаются метаморфические сланцы, вероятно, образованные по вулканическим породам, т. е. такие же, как в нижней части свиты. Количество метаморфизованных пород с реликтами первичной структуры заметно увеличивается вверх по разрезу, где широко распространены сравнительно слабо метаморфизованные песчаники и алевролиты. Состав сланцев и особенно значительное количество в них реликтов псаммитовых и алевролитовых структур, по мнению Л. Г. Васютиной и Б. А. Яковлева, не оставляют сомнения в том, что для верхней части рассматриваемых отложений исходными были осадочные породы. Однако в ней присутствуют и метаморфизованные вулканогенные породы, как, например, вблизи устья р. Башкаус, наблюдавшиеся автором в значительном количестве. Мощность верхней части толщи достигает 2000 м, общая мощность около 3500 м, причем основание ее не вскрыто.

Л. Г. Васютина и Б. А. Яковлев в 1960 г. обнаружили, что на описываемой толще несогласно залегают конгломераты более молодой нижне-среднекембрийской (?) толщи, и на этом основании решили, что перед ее образованием был крупный перерыв. Однако при изучении этого участка в 1964 г. нами установлены следующие особенности его строения: отложения, лежащие ниже и выше конгломератов, очень мало отличаются по составу и представлены пачками измененных осадочных и вулканогенных пород; степень метаморфизма их убывает постепенно в сторону покрывающих отложений, а метаморфические эпидот-хлоритовые, кварц-хлоритовые и кварц-актинолитовые сланцы встречаются как ниже, так и выше пачки конгломератов; степени дислоцированности обеих толщ очень близки. Конгломераты состоят главным образом из слабо окатанной гальки вулканогенных пород, причем цементом служат измененные туфы, такие же, как в толщах, подстилающих и покрывающих конгломераты. Из этого следует, что конгломераты, прослеживающиеся в устье р. Башкаус, не могут служить доказательством крупного перерыва между формированием подстилающих и покрывающих отложений. Их облик скорее указывает на то, что они имеют внутриформационный характер.

Прямых данных для определения возраста метаморфизованных пород, сопоставляемых с манжерокской (?) свитой, нет. В. М. Сенников, выделивший рассматриваемые отложения в районе Телецкого озера, отмечал различие между метаморфическими породами его западного и восточного побережий. Он подчеркивал, что на западном побережье Телецкого озера преобладают эпидот-хлоритовые и эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы и встречаются измененные порфириды, в то время как восточнее озера распространены главным образом кварц-биотитовые, кварц-хлорит-биотитовые и кварц-серицитовые сланцы.

В период геологосъемочных работ 1949 г. В. М. Сенников считал метаморфические породы западного побережья Телецкого озера аналогом кондомской (манжерокской) свиты, но позднее отнес их к теректинской свите протерозоя.

Ю. С. Перфильев (1964) рассмотренную метаморфическую толщу относит к рифею (синию) и считает ее аналогом джебашской свиты Западного Саяна. Он отмечает, что от теректинской свиты Горного Алтая ее отложения отличаются значительным содержанием вулканогенных пород, которые дают возможность сопоставить их с джебашской свитой. Это сопоставление является необоснованным, так как для джебашской свиты исходными породами были почти исключительно терригенные образования (Зоненшайн, 1963).

Изложенный материал показывает, что описанная толща тесно связана с покрывающими нижне-среднекембрийскими отложениями и формировалась вместе с ними в одинаковых тектонических условиях во время единого цикла осадконакопления. Вместе с тем ее исходный состав очень близок к составу манжерокской свиты, которая в примыкающей части Катунско-Абаканской зоны, в Баратальском горсте, становится преимущественно терригенной. Кроме того, полоса распространения рассматриваемых отложений, непрерывно продолжаясь в южном направлении, по-видимому, непосредственно переходит в поле развития манжерокской свиты Кадринско-Баратальского горста. Таким образом, сходство состава и стратиграфического положения, а также тесная пространственная связь позволяют рассматриваемую толщу условно сопоставлять с манжерокской свитой. Однако не исключено, что нижняя часть ее уходит в докембрий, так как мощность данной толщи значительно превышает мощность манжерокской свиты, а ее основание нигде не вскрыто.

Нерасчлененные нижне-среднекембрийские отложения, составляющие верхнюю часть рифейско-среднекембрийского комплекса в Чулышманской зоне, распространены в бассейне р. Чулыш-

ман, в районе истоков р. Большой Абакан и на северном склоне Курайского хребта.

В бассейне р. Чулышман ниже-среднекембрийские отложения изучены Л. Г. Васютиной, Б. А. Яковлевым, М. Н. Барцевой и В. И. Колесниковым, которые выделили их под названием карагольской свиты.

В низовьях р. Чулышман карагольская свита с конгломератами в основании перекрывает отложения, сопоставляемые с манжерокской (?) свитой (см. рис. 7, разрез IX).

Ю. С. Перфильев (1964), используя материалы перечисленных выше авторов, приводит следующий схематический разрез, характерный, по его мнению, для района низовьев р. Чулышман:

	Мощность, м
1. Конгломераты с линзами и прослоями метаморфизованных гравели- тов, песчаников и вулканических пород	500
2. Метаморфизованные песчаники, алевролиты, эффузивы среднего со- става и маломощные линзы известняков	600
3. Метаморфизованные эффузивы среднего состава, их туфы, редко песчаники и алевролиты	500
4. Филлиты, алевролиты, прослой кремнистых филлитов, песчаников, эффузивов и туфов среднего состава, редкие линзы конгломератов	500
5. Песчаники, алевролиты и филлиты	до 2000

Ю. С. Перфильев считает, что общая мощность карагольской свиты в низовьях р. Чулышман превышает 4000 м.

Существенно отличается разрез карагольской свиты, описанный В. И. Колесниковым в районе устья р. Чульчи, правого притока р. Чулышман:

	Мощность, м
1. Мелкозернистые туфы среднего состава, переслаивающиеся с глини- сто-кремнистыми сланцами (туфы преобладают)	30
2. Лавы альбитофиров	20
3. Мелко- и среднезернистые полевошпат-кварцевые песчаники, часто известковистые	80
4. Плосчатые филлиты с тонкими (до 1 см) прослоями мраморизован- ных известняков	100
5. Темно-серые песчаные мраморизованные известняки, чередую- щиеся с полосчатыми кремнистыми породами	15
6. Чередование эпидот-кварцевых сланцев и кислых эффузивов. Еди- ничные прослой плагиоклаз-роговообманковых порфиритов и из- вестняков	80
7. Туфы порфиритов с редкими прослоями мраморизованных извест- няков	70
8. Туфы среднего состава с прослоями хлоритизированных альбитофи- ров, плагиоклазовых порфиритов, кварц-амфиболовых сланцев и филлитов	200
9. Плагиоклаз-роговообманковые порфириты и альбитофиры с про- слоями кварц-амфиболовых сланцев	50
10. Мраморизованные известняки с прослоями кварц-амфиболовых сланцев	60
11. Туфы среднего состава с линзой известняков	20
12. Туфы среднего состава, переслаивающиеся с серицит-хлоритовыми сланцами	90
13. Белые мраморизованные известняки	120
14. Метаморфические сланцы с редкими прослоями метаморфизован- ных песчаников, туфов кислого состава и альбитофиров	150
15. Песчаные известняки	100
16. Кварц-хлоритовые и серицит-кварц-хлоритовые сланцы с прослоями туфов кислого состава	80
17. Известковистые гравелиты и пудинги	300

Суммарная мощность отложений карагольской свиты в этом разрезе 1300 м.

По данным Л. Г. Васютиной, этот разрез соответствует средней части карагольской свиты района низовьев р. Чулышман.

В среднем течении р. Башкаус и в междуречье Башкауса и Чулышмана (в южной части Телецкого горста) в зоне разломов северо-восточного простирания нерасчлененные ниже-среднекембрийские отложения были выделены нами в 1957 г. Позднее их описала М. Н. Ланда под названием саратанской толщи (см. рис. 8, разрез XIV). Главную часть саратанской толщи слагают зеленокаменноизмененные основные вулканогенные породы с реликтами диабазовой и порфиритовой структуры, а также их туфы; местами они превращены в метаморфические сланцы эпидот-хлорит-актинолитового состава. В виде маломощных прослоев встречаются афанитовые кремнистые и слюдисто-кварцевые породы. Мощность саратанской толщи, по данным М. Н. Ланда, равна 2900 м.

Нерасчлененные ниже-среднекембрийские отложения выделены и изучены автором и В. С. Шульгиной в районе истоков р. Большой Абакан в пределах Кыргинского горста (см. рис. 7, разрез X).

Эти отложения делятся на две части. В нижней преобладают зеленые и серо-зеленые туфы эффузивов среднего состава, в подчиненном количестве содержатся светлые туфы кислого состава. Верхнюю часть составляют серые и темно-серые, почти черные полосчатые алевролиты и зелено-серые песчаники с очень редкими маломощными линзами известняков, тогда как туфы встречаются в виде отдельных пластов мощностью 10—30 м. Мощность каждой части ниже-среднекембрийских отложений не менее 1000 м.

Туфы среднего состава обычно являются литокристаллокластическими, реже — кристаллокластическими. В первых обломочный материал представлен главным образом порфиритами, во вторых — плагиоклазами. Туфы кислого состава отличаются присутствием кварца в обломках. Туффиты имеют алевритовую структуру и значительное количество полуокатанных обломков кварца и плагиоклаза. Полимиктовые песчаники отличаются тем, что обломочный материал в них имеет отчетливые признаки окатанности. Алевролиты содержат незначительное количество обломков (до 0,1 мм), представленных главным образом кварцем и реже плагиоклазом, причем этими обломками обогащены отдельные прослои, за счет чего образуется общая полосчатая текстура. Во всех породах связующей массой служит тонкозернистый агрегат хлорита, серицита, эпидота и кварца, образовавшийся в результате полной перекристаллизации первичного материала. Известняки обычно мелкозернистые, перекристаллизованные, песчаные, с угловатыми обломками пород. Общая мощность этих отложений более 2000 м.

В зоне Шапшальского разлома описанные отложения превращены в кристаллические сланцы. Степень метаморфизма нарастает с запада на восток. На водоразделе между правыми притоками р. Кыги (реки Сарыгол и Карагол) в туфах среднего состава появляется актинолит, а эпидот разрастается до порфиробластовых зерен. Восточнее породы теряют признаки первичной структуры и превращаются в кристаллические сланцы, в которых новообразования кварца, актинолита, эпидота и биотита становятся главными породообразующими компонентами.

На северном склоне Курайского хребта, в пределах Башкаусско-Джулукульского грабен-синклинория, нерасчлененные отложения нижнего и среднего отделов кембрия представлены туфогенно-терригенной толщей, слагающей отдельные тектонические блоки в зоне Курайского глубинного разлома. Здесь эти отложения выделены автором при геологическом картировании в 1956—1957 гг. От близких по возрасту, преимущественно вулканогенных пород каянчинской свиты, развитой на южном склоне Курайского хребта (Кадринско-Баратальский горст) они отличаются преобладанием обломочного и туфогенного материала. Ниже-среднекембрийскую толщу характеризует разрез, составленный в истоках р. Верхний Ильдугем, левого притока р. Башкаус:

1. Пачка хлоритизированных и расщепленных алевролитов, песчаников и туфогенных песчаников с прослоями порфиroidов. В верхах — линза мраморизованных полосчатых известняков мощностью 10—15 м	145
2. Пачка полосчатых темноокрашенных пород, представленных измененными тонкими туфами основного состава с прослоями алевролитов более светлой окраски	250
3. Зеленовато-серые слоистые мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами. Отмечается несколько маломощных линз мраморизованных известняков	425
4. Те же алевролиты и песчаники, среди них линза известняков мощностью до 100 м	150
5. Пачка черных и зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников, тонкослоистых, с маломощными линзами известняков	230

Для всех ниже-среднекембрийских пород северного склона Курайского хребта характерна мелкая, иногда интенсивная плейчатость.

Общая мощность отложений, обнаженных в приведенном разрезе, около 1100 м.

Рассматриваемая толща, вероятно, является верхней частью описываемых ниже-среднекембрийских отложений и, возможно, возрастным аналогом верхней подсвиты южного склона Курайского хребта. Но в отличие от последней она несет большее количество терригенного материала в виде мелкозернистых песчаников и алевролитов. Кроме того, ее туфогенные породы, как правило, более мелкозернистые, а эффузивов почти нет. Линзы известняков в ниже-среднекембрийской толще на северном склоне Курайского хребта встречаются гораздо чаще, причем они отличаются многочисленными угловатыми обломками терригенных пород.

В пределах Чульшманской зоны в отложениях, отнесенных к нерасчлененным нижнему и среднему отделам кембрия, органические остатки не найдены. Но все же указанный возраст их может быть принят достаточно уверенно, так как они залегают на манжерокской (?) свите и перекрываются красноцветной толщей с фауной нижнего ордовика. От верхнекембрийских толщ, состоящих только из песчаников и алевролитов, они резко отличаются присутствием большого количества вулканогенных пород и известняков. Таким образом, рассмотренные отложения скорее всего отвечают возрастному интервалу: верхняя часть нижнего—нижняя часть среднего кембрия, т. е. соответствуют каянчинской и каимской свитам Катунско-Абаканской зоны.

Рифейско-среднекембрийский комплекс в Западно-Саянском синклиории представлен джебашской, чингинской и амьельской свитами, которые, по характеристике Л. П. Зоненшайна (1963), состоят главным образом из терригенного материала, тесно ассоциирующегося с породами вулканического происхождения. В чингинской свите вулканогенные породы преобладают над терригенными, причем первые постепенно убывают вверх по разрезу. Кроме того, в отличие от других рассматриваемых тектонических структур в Западно-Саянском синклиории между толщами всех отделов кембрия и ордовика существуют постепенные переходы (Зоненшайн, 1963). Изучением стратиграфии этих отложений в пределах различных частей Западного Саяна занимались И. К. Баженов (1934), Н. С. Зайцев (Зайцев, Покровская, 1950), А. Г. Сивов (1953), Н. Н. Херасков (1958), А. П. Щеглов (Щеглов и др., 1964), Г. Г. Семенов, П. С. Антонов и др. Последняя сводка принадлежит Л. П. Зоненшайну (1963), материалы которого положены в основу приведенной ниже их краткой характеристики.

Джебашская свита выходит на поверхность в пределах западного окончания Джебашского горста. Ее облик определяет мелкозернистые метаморфические сланцы, состоящие из хлорита, кварца, карбоната, аль-

бита, серицита, эпидота и актинолита. Наиболее характерны кварц-хлоритовые и кварц-хлорит-карбонатные сланцы, при более сильном метаморфизме преобразующиеся в кварц-биотит-хлоритовые сланцы и кварциты с биотитом. Кроме названных сланцев, в джебашской свите встречаются линзы мраморов, прослой кварц-гематитовых, хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев и пьомонитовых кварцитов. Исходными для подавляющего большинства сланцев были терригенные породы и только некоторые их разновидности, содержащие в основном эпидот, хлорит и амфибол, вероятно, произошли за счет вулканогенных образований.

Л. П. Зоненшайн отмечает, что галька пород джебашской свиты встречается в кембрийских отложениях, но, учитывая тесную структурную связь джебашской свиты с ниже- и среднекембрийскими отложениями, а также сходство состава и степени метаморфизма ее пород с этими отложениями, относит джебашскую свиту к верхней части рифея (синию).

Видимая мощность джебашской свиты 3000—4000 м.

Породами чингинской свиты сложены в пределах западной части Западно-Саянского синклинория два небольших блока, примыкающих с севера и юга к Джебашскому горсту. Свита представлена комплексом зеленокаменноизмененных вулканогенных и сланцевых образований, тесно ассоциирующих друг с другом. Среди вулканогенных пород преобладают пироксеновые и диабазовые порфириты, местами преобразованные до хлорит-эпидотовых, хлорит-эпидот-амфиболовых и хлорит-эпидот-амфибол-альбитовых сланцев. Реже отмечаются шилиты. Кремнистые и глинисто-хлоритовые сланцы также широко распространены в чингинской свите. Очень характерны черные тонкополосчатые углисто-кремнистые, углисто-кремнисто-глинистые сланцы и кварциты, хотя они встречаются в ограниченном количестве. Общая мощность чингинской свиты до 5000 м. По наличию археоциат, найденных Г. М. Владимирским в 1961 г. в верхней части чингинской свиты на р. Шом-Шум (бассейн р. Хемчик), и учитывая тесную стратиграфическую и структурную связь с джебашской свитой, Л. П. Зоненшайн (1963) считает, что чингинская свита охватывает весь нижний отдел кембрия.

Более молодой по возрасту считается амыльская свита, которая не выходит на поверхность в пределах рассматриваемой территории. В восточных районах Западного Саяна, по данным Л. П. Зоненшайна (1963), амыльская свита связана с чингинской постепенными переходами. Она состоит главным образом из метаморфических сланцев кварц-хлоритового и кварц-хлорит-карбонатного состава, образованных по терригенным породам. Среди них встречаются порфиритоиды и метаморфические сланцы, возникшие, вероятно, за счет вулканогенных пород, сложенные хлоритом, эпидотом и актинолитом. Мощность свиты оценивается в 3000 м, а ее возраст условно определяется как среднекембрийский, причем не исключается более широкий возрастной интервал.

Таким образом, в пределах Западно-Саянского синклинория в рифейско-среднекембрийский комплекс входят сравнительно близкие по составу толщи пород.

В Западной Туве отложениями рифейско-среднекембрийского комплекса сложена узкая полоса широтно ориентированных тектонических выступов, расположенных в верховьях р. Хемчик, на границе с Западно-Саянским синклинорием. Эти отложения здесь были изучены В. А. Кузнецовым (1934), Н. С. Зайцевым (1960а), Г. М. Владимирским (1959), А. П. Щегловым, В. А. Благодраховым и др.

В. А. Благодрахов, проводивший геологическую съемку в верховьях р. Хемчик, закартировал и описал нижнекембрийские алтынбулакскую и акдурукскую свиты и нерасчлененные отложения нижнего—среднего

кембрия. Более древние, рифейские, образования в этой части территории на поверхность не выходят.

Разрез алтынбулакской свиты изучен Г. М. Владимирским на левобережье р. Хемчик, в районе пос. Асбест (см. рис. 8, разрез XVI), где низы ее сложены преимущественно серо-зелеными и лиловыми диабазовыми, в меньшей степени андезитовыми порфиритами и их туфами; с редкими линзами микрокварцитов и известняков. Верхняя часть свиты, мощностью 300 м, представлена туфоконгломератами, туфогравелитами и туфопесчаниками, также содержащими единичные линзы известняков.

На отдельных участках, кроме порфиритов, присутствуют спилиты со спилитовой структурой основной массы и нередко с миндалекаменной текстурой. Все вулканогенные породы — обычно зеленокаменноизмененные.

Видимая мощность алтынбулакской свиты около 2000 м. С залегающей выше акдурукской свитой, содержащей обильную фауну археоциат и трилобитов, алтынбулакская свита связана постепенными переходами, что дает возможность отнести ее к нижней части нижнего кембрия.

Акдурукская свита выходит на поверхность в тех же районах, что и алтынбулакская. Наиболее интересен ее разрез на правобережье р. Хемчик, где на участке горы Утук-Кая он был детально изучен Н. С. Зайцевым (1960а), который впервые обнаружил здесь фауну трилобитов синского горизонта, т. е. нижнего горизонта ленского яруса нижнего кембрия.

Особое внимание этот разрез привлекает еще и тем, что в нем, кроме находок трилобитов, удалось произвести послойные сборы обильных и разнообразных археоциат. Н. С. Зайцев (1960а) отмечает, что определенные И. Т. Журавлевой по археоциатам базаихские и санаштыкгольские горизонты в данном разрезе занимают необычное положение — при моноклинальном падении слои, содержащие археоциат базаихского горизонта, оказались между слоями с санаштыкгольскими формами археоциат. По мнению Н. С. Зайцева, отмеченное аномальное положение археоциатовых стратиграфических горизонтов не является следствием сложного строения данного участка, а скорее всего указывает на недостаточную обоснованность существующей схемы дробного деления нижнего кембрия на горизонты по комплексам археоциат.

Н. С. Зайцев акдурукскую свиту именует утуккаинской, однако под первым названием она выделялась на значительной площади Западной Тувы при геологическом картировании и поэтому в настоящей работе сохранено ее первоначальное название.

Акдурукская свита на горе Утук-Кая с небольшим размывом, отмеченным десятиметровым пластом конгломератов, залегает на алтынбулакской свите. Выше конгломератов выделяется мощный пласт массивных известняков, далее идут пласты тонкослоистых кремнистых песчаников, алевролитов, туфов и туффитов с секущими и послойными пачками диабазов. Выше песчаники становятся все более известковистыми и переходят в песчаннстые известняки, пелитоморфные известняки и мергели и, наконец, в темно-серые известняки с прослоями оолитовых известняков. Разрез венчается красными известняками с прослоями красноватых известковистых песчаников. Мощность отдельных пластов варьирует от 20 до 100 м. Общая мощность свиты в данном разрезе равна 350 м.

В. А. Благодрахов отмечает резкую фаціальную изменчивость акдурукской свиты и приводит ее разрезы (рис. 8, разрез XVI), в которых большая часть свиты сложена туфоконгломератами, туфопесчаниками, конгломератами и песчаниками, а известняки образуют лишь отдельные линзы и прослои (например, в районе родника Аржан, в бассейне р. Алаш), однако на других участках терригенные и туфогенные породы находятся в равных количественных соотношениях с эффузивами основного состава.

Максимальная мощность акдурукской свиты около 1500 м.

Нерасчлененные ниже-среднекембрийские отложения в Западной Туве слагают отдельные небольшие блоки в бассейне р. Барлык, правого притока р. Хемчик. В состав ниже-среднекембрийских отложений, по данным В. А. Благодрава, входят такие же измененные эффузивные и туфогенные породы с линзами известняков, какие образуют и акдурукскую свиту. Однако преобладающими в их составе являются метаморфизованные песчаники и алевролиты, часто превращенные в серицит-хлорит-кварцевые сланцы.

В разрезе по р. Барлык нижняя часть этих отложений, мощностью 550 м, представлена измененными песчаниками, туфопесчаниками, порфиритами среднего и основного состава. Известняки встречаются в виде редких линз. Верхняя часть сложена полевошпат-кварцевыми, изредка полимиктовыми песчаниками и алевролитами, а также кварц-серицит-хлоритовыми, редко хлорит-эпидотовыми и актинолит-альбит-эпидотовыми сланцами. Мощность верхней части в данном разрезе до 600 м. Принимая во внимание сходство вулканогенных пород в описываемых отложениях с акдурукской свитой нижнего кембрия и почти полную аналогию терригенных пород с верхнекембрийскими толщами, а также учитывая, что мощность рассматриваемых отложений (2500 м) намного превышает мощность акдурукской свиты, В. А. Благодрав определяет возраст этих отложений в пределах нижнего и среднего отделов кембрия.

В краевой части Западной Тувы, в районе истоков р. Хемчик, отложения, принадлежащие к рифейско-среднекембрийскому комплексу, близки по составу к одновозрастным толщам, охарактеризованным выше. Однако обращает на себя внимание необычное для Тувинского прогиба соотношение их с более молодыми толщами (см. рис. 8, разрез XV). Наиболее интересен в этом отношении разрез по р. Аныяк-Оруг — левому притоку р. Хемчик, изученный Т. С. Гостевой. Здесь выделены: алтынбулакская свита, сложенная зеленокаменными эффузивами основного и среднего состава и их туфами (1300 м), часто превращенными в метаморфические сланцы; метаморфизованные терригенно-вулканогенные отложения нижнего—среднего кембрия (1000 м) и, наконец, песчано-сланцевая толща верхнего кембрия (500 м). Все перечисленные толщи связаны между собой постепенными переходами, тогда как в остальных районах Западной Тувы верхнекембрийские, а иногда и среднекембрийские отложения полностью выпадают из разреза.

Таким образом, особенности строения этого участка сближают его с Западно-Саянским синклинорием. Что касается других районов Западной Тувы, то развитие в их пределах отложения рифейско-среднекембрийского комплекса могут быть сопоставлены скорее с прослеживаемыми породами восточной части Катунско-Абаканской зоны, чем в Западно-Саянском синклинории.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ — НИЖНИЙ ОРДОВИК

Стратиграфический комплекс, отвечающий возрастному интервалу верхний кембрий — нижняя часть нижнего ордовика (тремадок), наиболее широко представлен в Чулышманской глыбово-складчатой зоне, а также в смежных с ней Ануйско-Чуйском и Западно-Саянском синклинориях и Холзунско-Чуйском антиклинории. В пределах перечисленных тектонических структур в состав комплекса входят однообразные толщи хлоритизированных песчано-сланцевых пород зеленого и серо-зеленого цвета, только в верхней части комплекса появляются фиолетовые алевролиты и сланцы. Эти толщи давно известны под названием «зелено-фиолетовой формации», которую М. А. Усов (1936) относил к ордовику, считая, что в верхнем кембрии был тектоно-денудационный перерыв.

В. И. Тихонов (1956) показал, что преобладающая часть этой «формации» имеет верхнекембрийский возраст. В Горном Алтае рассматриваемые отложения были объединены в горноалтайскую серию, а в Западном Саяне — в устушкинскую серию, включающую сютхольскую, ишкинскую и аласугскую свиты (Владимирский, Черноморский, 1961). Несмотря на большую мощность и широкое распространение описываемых отложений, органических остатков в них до сих пор не найдено, поэтому определение возраста этих «немых» толщ производится только по косвенным признакам.

Отложения достоверно верхнекембрийского и тремадокского возраста известны только в Катунско-Абаканской зоне, где они представлены маломощными часто красноцветными песчано-глинистыми и грубообломочными породами. Эти толщи (см. рис. 6, разрез III) охарактеризованы фауной трилобитов и названы кульбичской (верхнекембрийской) и чойской (тремадокской) свитами (Винкман, 1959; Сенников и др., 1959, и др.).

Кульбичская свита выделена в 1948 г. К. Д. Нешумаевой на р. Кульбич — левом притоке р. Уймень (западная часть Уйменско-Лебедского прогиба). Кроме того, небольшой выход ее отложений известен на левом берегу р. Бии, выше устья р. Бовы. На р. Кульбич в нижней части свиты прослеживаются табачно-желтые глинистые и песчано-глинистые сланцы и серые оолитовые известняки, переходящие по разрезу в мелкозернистые известковистые песчаники, затем в красноцветные конгломераты и серые, лилово-серые и лиловые аркозовые песчаники. Фауна трилобитов, встречаемая в этих породах, по данным К. К. Ившина (1960), определяет их возраст как низы верхнего кембрия. Мощность отложений кульбичской свиты около 300 м.

Чойская свита также выделена К. Д. Нешумаевой в 1948 г. и описана на р. Чое — левом притоке р. Иши (в северо-западной части Уйменско-Лебедского прогиба). В нижних горизонтах чойская свита представлена конгломератами, галька которых состоит главным образом из интрузивных пород — плагиогранитов, гнейсовидных гранитов, гранит-порфиров и в меньшей степени из осадочных и вулканогенных пород (Сенников, 1964). Выше следуют пестроцветные глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, зеленые и лиловые полимиктовые и известковистые песчаники. В глинистых сланцах верхней части свиты обнаружены трилобиты, определенные О. К. Полетаевой как тремадокские. Мощность отложений чойской свиты достигает 700—800 м.

Близкие по составу и структурному положению толщи (см. рис. 8, разрез XIII) обнажаются на междуречье р. Чуи и ее левого притока р. Чаган-Узун (в пределах Кадринско-Баратальского горста). Здесь, в истоках левого притока р. Чаган-Узун — р. Кызыл-Чан, автором в 1956 г. на площади, занятой выходами баратальской свиты, был закартирован грабен, выполненный зелеными, бурозелеными и лиловыми песчаниками и конгломератами. На водоразделе между реками Чаган-Узун и Кызыл-Чан, на северном побережье оз. Кара-Куль, небольшие скальные обнажения представлены мраморизованными известняками баратальской свиты, на которых залегают:

Мощность, м

- | | |
|---|-------|
| 1. Валунные и галечные конгломераты, в которых сначала явно преобладают обломки и глыбы известняков, а выше по разрезу появляются окатанные валуны и галька порфиритов, туфов, кремнистых пород кварца. Цементом служит буровато-зеленый известковистый полимиктовый песчаник | 30—70 |
| 2. Серо-зеленые полимиктовые песчаники с прослоями бурозеленых песчаников | 50 |
| 3. Буро-зеленые полимиктовые песчаники с прослоями и линзами лиловых алевролитов невыдержанной мощности | 20 |
| 4. Серо-зеленые полимиктовые песчаники | 100 |

5. Чередование буровато-зеленых песчаников и буровато-лиловых алевролитов	15
6. Серо-зеленые и буровато-зеленые полимиктовые песчаники	100
7. Средне- и крупнозернистые полимиктовые песчаники с единичными прослоями мелкогалечных конгломератов	250—300

Видимая мощность пород, обнаженных в данном разрезе, 600—650 м.

Аналогичную характеристику имеет разрез, описанный в 1961 г. В. П. Сергеевым на этом же участке по правому борту долины в верховьях р. Кызыл-Чин, но мощность прослеживающихся здесь отложений, по его данным, достигает 1600 м. Верхняя половина разреза отличается преобладанием мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. К верхнему кембрию эти отложения отнесены, как уже отмечено, на основании сходства состава и структурного положения с породами кульбичской свиты, а также потому, что на северо-запад они переходят в толщу пород горноалтайской серии. Таким образом, в пределах Катунско-Абаканской зоны отложения верхнекембрийско-нижнеордовикского комплекса развиты только на небольших разрозненных участках, тогда как на ее большей части они отсутствуют.

В Чулышманской зоне выходы пород верхнекембрийско-нижнеордовикского комплекса занимают преобладающую часть территории. Они целиком слагают Башкаусско-Джулукульский грабен-синклиниорий и Чульчинский грабен.

Сравнительно полно верхнекембрийские отложения изучены в бассейне среднего и верхнего течения р. Башкаус. Здесь И. Ф. Пожариский впервые в 1954 г. расчленил их на три толщи и отнес к ордовику. Позднее в 1957 г. автор на основании несогласного залегания средней толщи на нижней и значительного различия между ними по степени метаморфизма сопоставил нижнюю толщу с теректинской свитой, а две верхние толщи считал подсвитами горноалтайской свиты кемброордовика. В последние годы Ю. С. Перфильев (1964), основываясь на наблюдениях М. Н. Ланда, нижнюю толщу описал как башкаусскую толщу среднего—верхнего кембрия, а среднюю и верхнюю — как артлашскую и кумурлинскую толщи верхнего кембрия. Причем эти исследователи отрицали перерывы или несогласные залегания в кембрийских отложениях Чулышманской зоны и считали, что все перечисленные нижне-, средне- и верхнекембрийские отложения составляют непрерывный разрез.

Возрастное расчленение указанных толщ, проведенное Ю. С. Перфильевым и М. Н. Ланда, является, вероятно, наиболее правильным, хотя отрицать несогласие между башкаусской и артлашской толщами нет оснований. Возможно, это несогласие не имеет характера крупного перерыва, и с ним не связана значительная структурная перестройка, но в его существовании сомневаться не приходится. Нами в 1957 г. на водоразделе между левыми притоками р. Чулышман — реками Нижний Тартагай и Баханду установлено, что сланцы башкаусской толщи, образующие синклинальную складку с осью субширотного простирания, перекрыты артлашской толщей, простирающейся меридионально и круто падающей на восток. На других участках, по данным М. Н. Ланда, отмечается согласное залегание артлашской толщи на башкаусской.

Разрезы башкаусской, артлашской и кумурлинской толщ изучены автором, а затем М. Н. Ланда по правобережью р. Башкаус, на участке, ограниченном его правыми притоками — реками Саратан и Кумурлу (см. рис. 8, разрез XIV).

Башкаусская толща представлена метаморфическими зелеными сланцами, образованными в основном по глинистым породам и алевролитам, в меньшем количестве встречаются метаморфизованные песчаники.

Метаморфические сланцы состоят главным образом из кварца, альбита, мусковита и хлорита, в качестве примеси отмечаются эпидот, лей-

коксен, магнетит и карбонат. Характерная мелкополосчатая текстура возникает за счет обогащения одних микрополос альбитом и кварцем, других — мусковитом и хлоритом. Анализируя мелкополосчатость, М. Н. Ланда пришла к выводу о том, что она отражает первичную текстуру микрослоистых глинистых пород.

Метаморфизованные песчаники по существу отличаются от метаморфических сланцев присутствием реликтовых обломочных зерен кварца и альбита, а также кристаллобластической и бластосаммитовой текстурой, в то время как сланцы, образованные, вероятно, по глинистым породам, имеют лепидо- и гранолепидобластовую текстуру.

Монотонный облик башкаусской толщи дает возможность составить только общее схематическое представление об ее разрезе. Большая, преимущественно нижняя, часть толщи сложена тонкополосчатыми метаморфическими сланцами, среди которых метаморфизованные песчаники встречаются в виде отдельных пластов и пачек мощностью до 100 м. В верхней части толщи количество их увеличивается, в нижней части толщи, по данным М. Н. Ланда, имеется пачка зеленокаменноизмененных эффузивов и туфов основного состава мощностью до 300 м. Примерная мощность башкаусской толщи не менее 2000 м.

Артлашская и кумурлинская толщи представляют собой единый однородный комплекс, часто флишoidalного строения, сложенный хлоритизированными песчаниками, алевролитами и филлитизированными глинистыми сланцами. Разделить его на две толщи можно только по закономерному распределению отдельных разностей пород и их количественному соотношению в различных частях разреза.

Артлашская толща сложена зелеными и зеленовато-серыми метаморфизованными песчаниками и алевролитами с резко подчиненным количеством филлитизированных глинистых сланцев и отдельными прослоями гравелитов.

Песчаники имеют в основном полевошпат-кварцевый состав, реже встречаются их полимиктовые разности с обломками кремнистых пород, эффузивов кислого и среднего состава, эпидозитов и роговиков. В единичных случаях отмечены туфогенные песчаники. Окатанность зерен неравномерная, в целом незначительная, а отсортированность их средняя. Цемент кремнисто-серицит-хлоритовый, серицит-хлорит-кварцевый, часто со значительной примесью эпидота. Очень редко встречаются карбонатные разности песчаников. Гравелиты имеют тот же состав, что и полимиктовые песчаники. Алевролиты часто изменены до кремнисто-серицит-хлоритовых сланцев, а глинистые сланцы филлитизированы.

От сходных на первый взгляд пород башкаусской толщи описываемые отложения отличаются более разнообразным составом и меньшей степенью метаморфизма, выраженной в четком проявлении первичных структур, слабой корродированности обломков и меньшей перекристаллизации цемента. Однообразный состав и строение толщ дают возможность не приводить описание всего разреза. Характеристика строения отдельных частей дана на примерах описания конкретных участков.

Разрез нижней части артлашской толщи на водоразделе рек Иолду и Иого, правых притоков р. Башкаус, следующий:

	Мощность, м
1. Зеленовато-серые песчаники с частыми, но маломощными (до 0,5 см) прослоями алевролитов	18
2. Тонкопереслаивающиеся зеленые песчаники и алевролиты с прослоями (до 1 м) массивных мелкозернистых песчаников	10,5
3. Зеленовато-серые мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями гравелитов	9
4. Темно-зеленые мелкозернистые песчаники с тонкими (до 2 мм) прослоями алевролитов	3
5. Зеленые тонкорассланцованные алевролиты с прослоями (1—2 см) песчаников	9,5

	Мощность, м
6. Серо-зеленые рассланцованные песчаники с тонкими прослоями алевролитов	3
7. Серо-зеленые и филлитизированные глинистые сланцы с прослоями (до 2 см) песчаников	7

Разрез верхней части артлашской толщи на водоразделе рек Калба-Кая и Башкауc составляют:

	Мощность, м
1. Зеленовато-серые алевролиты, в середине с прослоями песчаников (до 10 см)	20,5
2. Темно-серые мелкозернистые песчаники	8
3. Буровато-зеленые алевролиты с прослоями песчаников, местами косослоистые	10
4. Ритмично чередующиеся средне- и мелкозернистые песчаники и алевролиты (мощность ритмов 4—6 см)	0,5
5. Темно-серые мелкозернистые массивные песчаники	2
6. Зеленовато-серые алевролиты с редкими прослоями (до 20 см) песчаников	4
7. Ритмичное чередование зеленовато-серых песчаников и алевролитов с преобладанием последних (мощность ритмов 10—40 см и более)	10
8. Темно-серые алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников	50

Общая мощность артлашской толщи достигает 1400—1800 м.

Кумурлинская толща связана с артлашской постепенными переходами и, как уже отмечено, близка к ней по составу. Однако в этой толще по всему разрезу среди зеленоцветных пород встречаются прослой фиолетовых глинистых сланцев и алевролитов, реже — вишневых песчаников, составляющих примерно десятую часть от ее общего объема. Мощность этих прослоев обычно не превышает 1—2 м и лишь иногда достигает 10—20 м. Граница между артлашской и кумурлинской толщами проводится по появлению в разрезе фиолетовых пород. Второй отличительной чертой кумурлинской толщи является несколько иной состав ее песчаников. Наряду с полевошпат-кварцевыми песчаниками в ней заметную роль играют их полимиктовые и туфогенные разновидности. Последние обычно содержат крупные (до 1 мм) угловатые обломки полевых шпатов. Значительно чаще, чем в артлашской, в кумурлинской толще встречаются прослой грубых песчаников и гравелитов. Однако содержание тонких осадочных образований по отношению к песчаникам сохраняется такое же, как в верхних частях артлашской толщи.

Для характеристики строения кумурлинской толщи приведем разрез по левому борту р. Артлаш, где прослеживаются:

	Мощность, м
1. Серовато-фиолетовые филлитизированные глинистые сланцы, чередующиеся с зеленовато-серыми алевролитами; мощность прослоев алевролитов 0,5—1 м	12
2. Зеленовато-серые алевролиты и филлитизированные сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников. В середине интервала — прослой (около 1 м) фиолетовых сланцев	200
3. Темно-зеленые тонкозернистые песчаники с маломощными прослоями алевролитов	15
4. Зеленовато-серые туфогенные песчаники с крупными обломками полевых шпатов	5
5. Чередование зеленовато-серых мелкозернистых песчаников с туфогенными песчаниками, аналогичными описанным выше (мощность прослоев 0,2—0,7 м)	2,5
6. Темно-зеленые тонкоплитчатые алевролиты с прослоями (от 1 до 6—8 м) мелкозернистых песчаников	50
7. Темно-зеленые туфогенные песчаники	1
8. Серо-зеленые мелкозернистые песчаники с прослоями темно-зеленых алевролитов и туфогенных песчаников	100

Общая мощность кумурлинской толщи равна 1000—1300 м.

В западной и восточной частях Башкаусско-Джулукульского грабен-

синклинория терригенные породы башкаусской, артлашской и кумурлинской свит по простиранию переходят в кристаллические сланцы. Достоверные постепенные переходы автор и М. Н. Лауда наблюдали непосредственно в обнажениях осевой части и южного склона Курайского хребта в истоках р. Нижний Ильдугем — левого притока р. Башкаус. Там в одной пачке установлена следующая последовательная смена пород по простиранию: хлоритизированные песчаники или алевролит-кварц-биотитовые сланцы с реликтовой обломочной структурой, мелкозернистые кварц-биотитовые сланцы, крупнозернистые кварц-биотитовые сланцы и, наконец, кристаллические сланцы и гнейсы с гранатом и силлиманитом. В обнажениях было прослежено, как кумурлинская свита, относительно более богатая глинистыми породами, переходит по простиранию в кристаллические сланцы, насыщенные кордиеритом. Эта особенность дала возможность выделить кумурлинскую свиту в пределах Курайско-Кубадринской зоны глубоко метаморфизованных пород.

Кристаллические и метаморфические сланцы и гнейсы, слагающие Чульчинский грабен, мы также относим к верхнему кембрию. Ранее М. Н. Барцева, В. И. Колесников и другие исследователи считали их протерозойскими или рифейскими (синийскими) (Зоненшайн, 1963; Перфильев, 1964, и др.) и сопоставляли с теректинской или джебашской свитами. Однако В. П. Нехорошев (1958), как кажется, более правильно включал эти толщи в состав образований ордовика, местами подвергнутых интенсивному метаморфизму.

В бассейне правых притоков р. Чулышман, особенно в верховьях рек Чульчи и Шавлы, по данным В. И. Колесникова и автора, обнажены кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-альбит-серицит-хлоритовые, иногда с примесью карбонатов метаморфические сланцы. В большинстве случаев структура сланцев тонкополосчатая, структура лепидогранобластовая. Реликтовые обломочные зерна представлены кварцем и альбитом. Состав сланцев и реликты первичного строения указывают на то, что исходными для них скорее всего служили осадочные породы.

Западнее, в нижнем течении этих же притоков, в результате прогрессивного метаморфизма породы превращены в кристаллические сланцы и гнейсы, представленные кварц-плагиоклаз (олигоклаз-андезин)-биотитовыми разновидностями, в которых часто присутствуют силлиманит, гранат, реже кордиерит, андалузит и амфибол. Обычно это крупнокристаллические породы с массивной или мелкополосчатой текстурой. Иногда заметна грубая полосчатость за счет обогащения отдельных полос биотитом, причем характерно, что эти полосы параллельны пластам кварцитов и, вероятно, отражают первичную слоистость.

Кварц-плагиоклаз-роговообманковые кристаллические сланцы слагают тектонические блоки в районе хр. Кийты-Куль, но, как отмечает В. И. Колесников, эти сланцы могут оказаться метаморфическими эквивалентами отложений ниже-среднекембрийского возраста, как они трактовались при съемке в 1958 г.

Мощность метаморфических толщ в пределах Чульчинского грабена, по данным В. И. Колесникова, достигает 7000 м.

Учитывая, что происхождение метаморфических пород в данном районе обусловлено изменениями мощных терригенных отложений, а также их сходством с описанными выше метаморфическими толщами Курайского хребта (связанными с верхнекембрийскими отложениями постепенными переходами по простиранию), можно думать, что наиболее вероятными исходными породами для них были аналоги башкаусской, артлашской и кумурлинской толщ верхнего кембрия. Характерно, что рассматриваемая полоса метаморфических пород продолжается на юго-восток, в район истоков р. Чулышман, где А. А. Вишневский и другие геологи их считают верхнекембрийскими.

В тектонических структурах, смежных с Катунско-Абаканской и Чулышманской зонами, отложения верхнекембрийско-нижнеордовикского комплекса, как правило, очень сходны с разновозрастными толщами Чулышманской зоны.

В Западно-Саянском синклинории разновозрастные отложения известны под наименованиями сютхольской, ишкинской и аласугской свит, объединенными в устушкинскую серию (Владимирский, Черноморский, 1961). Названные свиты по составу и степени метаморфизма могут быть сопоставлены соответственно с башкаусской, артлашской и кумурлинской толщами.

В Западной Туве, по границе с Западным Саяном, на левобережье р. Хемчик, по данным Г. М. Владимирского и М. А. Черноморского, сютхольская свита представлена серицит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами с подчиненными прослоями метаморфизованных песчаников. Мощность сютхольской свиты — до 4 км.

Ишкинская свита сложена серо-зелеными метаморфизованными песчаниками и алевролитами и содержит прослой филлитовых сланцев. Мощность ишкинской свиты 4 км.

Аласугская свита состоит из серо-зеленых песчаников с прослоями гравелитов и конгломератов, алевролитов и голубовато-зеленых и лиловых сланцев. Мощность свиты до 7 км (?).

Подробное описание этих свит для Западного Саяна в целом дано в работе Л. П. Зоненшайна (1963). В общем облик свит и их состав здесь сохраняются, но в ишкинской и особенно аласугской свите происходят фациальные изменения, подчеркивающие сингенетичный характер их накопления с прогибанием Западно-Саянского синклинория. Как правило, к бортам заметно уменьшается мощность, увеличивается количество полимиктовых песчаников, возрастает содержание грубообломочных пород и красноцветов. Особенно резко эти изменения заметны в аласугской свите, которая у бортов Западно-Саянского синклинория становится грубообломочной красноцветной и ложится непосредственно на нижнекембрийские толщи, в то время как в других частях она обычно связана постепенными переходами с подстилающей ишкинской свитой. Мощности свит в Западном Саяне несколько меньше: сютхольской — 3000—4000 м, ишкинской — 3000—4000 м и аласугской до 3000 м.

Разрез терригенных толщ устушкинской серии в Западном Саяне продолжает иньсукская свита, залегающая с постепенными переходами непосредственно на аласугской свите. Свита выделена и описана Л. П. Зоненшайном (см. рис. 7, разрез XI). В районе р. Инь-сук — правого притока р. Кантегир, в состав свиты входят зеленые песчаники с хлорит-эпидотовым цементом, в которых иногда встречается туфогенный материал. Зеленые алевролиты образуют отдельные прослой, в которых видна кося слоистость. В нижних частях свиты отмечаются прослой лиловых сланцев. Мощность свиты 2500—3000 м.

Стратиграфическое положение иньсукской свиты между верхнекембрийской аласугской свитой и шигнетской серией, содержащей фауну среднего—верхнего ордовика, по-видимому, определяет ее нижнеордовикский возраст, но, возможно, низы этой свиты опускаются до верхнего кембрия (Зоненшайн, 1963).

В краевой западной части Западно-Саянского синклинория, на стыке с Чулышманской блоковой зоной, разрезы верхнекембрийских отложений изучены автором в верховьях р. Большой Абакан (см. рис. 7, разрез X). Здесь выделены две толщи, из которых нижняя может быть сопоставлена с нерасчлененными башкаусской и артлашской толщами, или соответственно с сютхольской и ишкинской свитами, а верхняя — с кумурлинской толщей или аласугской свитой.

Широкие поля нижней толщи сложены хлоритизированными песчаниками, алевролитами и пелитовыми породами исключительно серо-зеленой и зеленой окраски. Породы интенсивно рассланцованы и нередко обладают пльчатостью.

Основную роль в нижней толще играют хлоритизированные песчаники. Среди них преобладают полевошпат-кварцевые и кварцевые мелко- и среднезернистые разности. Полимиктовые песчаники очень редки и встречаются обычно лишь в верхней части толщи. Обломочные зерна, как правило, корродированы. Цемент перекристаллизованный, кварц-серицит-хлоритовый.

Алевролиты от песчаников отличаются меньшими размерами зерен и преимущественно кварцевым составом. Пелитовые породы превращены в кварц-серицит-хлоритовые сланцы, однако наряду с ними изредка встречаются филлиты.

Кроме того, на западе района, в бассейне р. Арай-Су, в нижней части нижней толщи присутствуют конгломераты, образующие несколько линзообразных пластов. Максимальная мощность конгломератовых пластов 40 м. Галька конгломератов обычно развальцована и имеет линзообразную форму. Состав ее преимущественно кварцевый, в небольшом количестве присутствует галька измененных эффузивов кислого состава и кварц-серицитовых сланцев.

Характер чередования пород в нижней толще разнообразен, но в общих чертах представляется следующим. Пласты неслоистых мелко- и среднезернистых песчаников мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров чередуются с менее мощными тонкослоистыми песчаниками, алевролитами и сланцами. Самостоятельные крупные прослои тонкообломочные породы образуют только в самых верхах подсветы, где их мощность достигает нескольких десятков метров. В отдельных случаях наблюдается тонкая ритмичность и косая слоистость.

Мощность нижней толщи, определенная очень приблизительно, составляет 3500—4000 м.

Верхняя толща близка к нижней по составу и распространению. Однако в ней наряду с породами серо-зеленой окраски встречаются прослои пород лилового цвета, преимущественно алевролитов и филлитов, реже — песчаников. По нижнему из этих прослоев обычно и проводится граница между толщами.

Второй особенностью верхней толщи является несколько иной характер чередования пород. Значительно возрастает роль алевролитов, образующих пласты мощностью до 100 м. Чаще встречаются пачки тонкопереслаивающихся песчано-сланцевых отложений с косой слоистостью, ритмичностью и иногда с волноприбойными знаками. Песчаники в верхней подсвете, как правило, не образуют мощных пластов.

Некоторые отличия имеются и в составе песчаников. Среди них преобладают полевошпат-кварцевые разности. Наряду с мелко- и среднезернистыми песчаниками встречаются прослои крупнозернистых песчаников, переходящих в гравелиты. Алевролиты верхней подсветы часто сохраняют тонкослоистую текстуру. Пелитовые породы представлены в основном филлитами, хотя кроме них иногда присутствуют кварц-серицит-хлоритовые сланцы. В лиловых разностях пород имеется примесь тонкораспыленного гематита. В целом для верхней толщи характерны несколько большая свежесть пород, чем для нижней, меньшая рассланцовка песчаников и почти полное отсутствие пльчатости. Мощность верхней толщи 1500—2000 м.

Общая мощность верхнекембрийских отложений в верховьях р. Большой Абакан 5000—6000 м.

В бассейне верхних притоков р. Большой Абакан — рек Кокши, Куный, Бедуй и Ташту-Узук, толщи верхнекембрийских пород постепенно

по простирацию и вкрест простираения переходят в метаморфические, кристаллические сланцы (см. рис. 16) и гнейсы. Соотношение метаморфических пород с осадочными здесь очень сходно с описанным выше для района Курайского хребта.

В тектонических структурах, примыкающих к Катунско-Абаканской и Чулышманской зонам с юго-запада (в Ануйско-Чуйском синклинории и Холзунско-Чуйском антиклинории), отложения верхнекембрийско-нижнеордовикского комплекса имеют сходный состав, мощность и строение с разновозрастными толщами Чулышманской зоны и Западно-Саянского синклинория. Описание этих отложений имеется в опубликованных работах (Сенников и др., 1959; Волочкович, Леонтьев, 1964, и др.) и поэтому здесь приведена только их общая характеристика.

Верхнекембрийские отложения **Ануйско-Чуйского синклинория** в бассейне р. Сумульты изучал А. Ф. Белоусов (Белоусов, Сенников, 1960), который разделил их на две толщи (см. рис. 8, разрез XII). Нижняя из них представлена серыми и серо-зелеными алевроито-глинистыми сланцами с подчиненными прослоями песчаников; мощность ее 2000 м. Верхняя толща, связанная постепенными переходами с нижней, содержит примерно в равных соотношениях алевроит-глинистые сланцы, песчаники и кремнистые сланцы; мощность ее около 800 м.

Выше с размывом залегает грубообломочная толща, отнесенная Ю. С. Перфильевым к нижнему ордовика (см. рис. 8, разрез XII),

В строении толщи принимают участие мелко- и крупнозернистые песчаники с прослоями глинистых пород и редкими пачками конгломератов. Породы серого, серо-зеленого, лилового и лилово-красного цвета. Псаммитовые и псефитовые разности пород имеют полимиктовый состав. Характерны крупногалечные конгломераты, галька которых представлена мраморизованными известняками, кислыми эффузивами и порфиритами, гнейсовидными биотитовыми гранитами, гранодиоритами, диорит-порфиритами, гранит-порфирами и роговиками. Общая мощность нижнеордовикских отложений до 2500 м. При прослеживании толщи с северо-востока на юго-запад в ней уменьшается содержание грубообломочных пород и исчезают крупногалечные конгломераты.

Аналогичную характеристику имеют отложения верхнекембрийско-нижнеордовикского комплекса в юго-восточной части Ануйско-Чуйского синклинория, где они в районе пос. Чибит изучены В. И. Тихоновым и Ю. Б. Алешко. Нижняя толща в них представлена полимиктовыми слабо отсортированными песчаниками с прослоями и линзами конгломератов. Последние встречаются главным образом в восточной части этого района и содержат гальку, сходную по составу с галькой конгломератов, развитых в бассейне р. Сумульты (см. выше). Иногда размеры неокатанных глыб известняка здесь достигают первых метров. Фациальные изменения с северо-востока на юго-запад приводят к быстрому выравниванию состава пород и исчезновению крупнообломочных пород. Здесь, как и в районе р. Сумульты, при удалении от Кадринско-Баратальского горста к центральной части Ануйско-Чуйского синклинория породы становятся более мелкозернистыми и однородными по составу обломков. Мощность нижней толщи около 800 м.

Верхняя толща отличается преобладанием зеленых и лиловых глинистых сланцев над песчаниками, причем для нее характерна отчетливая слоистость, хорошо выраженная чередованием пластов зеленого и лилового цвета. В верхней толще сохраняется полимиктовый состав песчаников, а вблизи Кадринско-Баратальского горста появляются линзы конгломератов, аналогичных описанным в нижней толще. Нужно отметить, что в 1964 г. при детальных съемочных работах в этом районе было закартировано непосредственное налегание этой толщи на баратальскую

свиту (устное сообщение А. Т. Мельника). Мощность верхней толщи — 1000 м.

В пределах Холзунско-Чуйского антиклинория верхнекембрийско-нижнеордовикский комплекс по составу, строению и облику пород сходен с породами одновозрастного комплекса Чулышманской зоны. Ю. С. Перфильев к верхнему кембрию относит здесь катунскую свиту, нижняя подсвита которой представлена среднезернистыми песчаниками с прослоями филлитовидных сланцев, а верхняя — сложена чередующимися в равных количествах песчаниками и алевролит-глинистыми сланцами. Мощность катунской свиты более 3000 м.

Нижнеордовикские отложения Ю. С. Перфильев назвал текелинской свитой. Для нее характерны полимиктовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы зеленых и лиловых тонов. Изредка встречаются и прослои конгломератов. Мощность свиты 700—1200 м.

Постоянство и однообразие состава, непрерывный характер разреза терригенных толщ, слагающих рассматриваемый верхнекембрийско-нижнеордовикский комплекс, одинаковое структурное положение их в разных тектонических зонах, полное отсутствие органических остатков приводят к необходимости рассматривать вопрос об их возрасте одновременно для всех зон, основываясь главным образом на косвенных данных.

При этом, если проследить границу отложений терригенного комплекса с запада на восток, то обнаружится следующее.

1. В Холзунско-Чуйском антиклинории, в районе правых верхних притоков р. Катунь — рек Большой Окол, Мульта, Акчан, Курган, катунская свита с размывом залегает на сугашской свите нижнего—среднего кембрия (Перфильев, 1964).

2. В Ануйско-Чуйском синклинории, в вершине р. Чергушки и истоке р. Семы — левого притока р. Катунь, горноалтайская свита с базальными конгломератами и размывом залегает на каимской свите среднего кембрия (Сенников и др., 1959).

3. В Катунско-Абаканской зоне, по р. Кульбич, в истоках р. Саракопши — левого верхнего притока р. Бии, р. Чое и в верховьях р. Иши — правого притока р. Катунь, верхнекембрийская кульбичская и нижнеордовикская чойская свиты лежат, по-видимому, с несогласием на размытой поверхности отложений нижнего кембрия (Сенников, 1962а, б). Аналоги этих отложений в районе оз. Каракуль (материалы автора, В. С. Шульгиной и др.) с четким несогласием и размывом залегают на баратальской свите Кадринско-Баратальского горста.

4. В Чулышманской зоне, в верховьях р. Саратан — правого притока р. Башкауc, башкауская толща согласно залегает на ниже-среднекембрийских отложениях (материалы М. Н. Ланда) и, по-видимому, с местным размывом перекрывается арташской толщей (материалы автора, В. С. Шульгиной и др.).

5. В Западно-Саянском синклинории, по р. Аныйяк-Оруг, левому верхнему притоку р. Хемчик, перечисленные отложения сютхольской и ишкинской свит согласно перекрывают отложения нижнего и среднего (?) кембрия (Зоненшайн, 1963, и по данным Т. С. Гостевой).

Таким образом, нижним возрастным пределом рассматриваемого комплекса, видимо, можно считать средний кембрий. Однако в Чулышманской зоне и Западно-Саянском синклинории, где башкауская толща и сютхольская свита, вероятно, связаны постепенными переходами с среднекембрийскими породами, они могут частично охватывать среднекембрийские отложения. На это же указывает отсутствие в них прорывающих гипербазитовых интрузий, ниже-среднекембрийский возраст которых в Алтае-Саянской области достаточно обоснован (Пинус, 1960).

О верхней возрастной границе комплекса можно судить по следующим сведениям.

1. В Ануйско-Чуйском синклиории, в бассейне р. Сумульты, на верхней толще комплекса несогласно лежат песчано-сланцевые породы с фауной среднего ордовика (Перфильев, 1964, и по материалам А. Ф. Белоусова).

2. В Чулышманской зоне красноцветная грубообломочная толща с фауной нижнего ордовика не имеет непосредственных контактов с толщами рассматриваемого комплекса, но состав, степень метаморфизма и дислоцированности обеих толщ исключают возможность их сопоставления. Поэтому здесь с некоторой условностью можно ограничить верхний возрастной предел комплекса нижним ордовиком (материалы автора и В. С. Шульгиной).

3. В Тувинском прогибе, в районе устья р. Онон, аласугская свита с небольшим несогласием перекрывается отложениями с фауной нижнего — среднего ордовика (Благодаров, 1959).

4. В Западно-Саянском синклиории верхним членом терригенного комплекса является иньсукская свита, связанная постепенными переходами как с подстилающей аласугской свитой, так и с шигнетской серией, в которой известна фауна среднего — верхнего ордовика (Зоненшайн, 1963).

Суммируя изложенное, можно говорить о том, что рассматриваемый комплекс охватывает верхний отдел кембрия во всех перечисленных тектонических структурах. Однако в Чулышманской зоне и Западно-Саянском синклиории нижняя граница комплекса, по-видимому, опускается в средний кембрий. Верхняя возрастная граница комплекса в Чулышманской зоне и Тувинском прогибе, вероятно, близка к границе между кембрием и ордовиком, а в Ануйско-Чуйском и Западно-Саянском синклиориях она скорее всего отвечает границе между нижним и средним ордовиком.

ОРДОВИК — СИЛУР

Ордовикско-силурийский комплекс в различных тектонических зонах развит очень неравномерно. Если в Западно-Саянском, Ануйско-Чуйском синклиориях и Тувинском прогибе образования ордовика и силура занимают большие площади, то в Катунско-Абаканской и Чулышманской зонах ордовикскими породами сложены сравнительно небольшие разрозненные участки, а силурийские отложения встречаются только в мелких грабенах по краям этих зон. Кроме того, в отличие от предыдущего комплекса, ордовикско-силурийские отложения заметно различаются по составу и строению в разных тектонических структурах.

В пределах Катунско-Абаканской зоны ордовикские породы делятся на ряд свит значительной мощности. Здесь они слагают нижнюю часть разреза Уйменско-Лебедского прогиба, где изучены главным образом В. М. Сенниковым (1958, 1962а, б, 1964; Сенников и др., 1959).

Главное поле развития ордовикских отложений расположено в бассейне р. Лебедь и между р. Пыжой и Телецким озером. В. М. Сенников разделил их здесь на следующие свиты: стретинскую, гурьяновскую, чеборскую и точильную (см. рис. 6, разрезы IV, V).

Стретинская свита залегает несогласно на нижнекембрийских отложениях и древних интрузивных породах Садринского массива. Она сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами и зелеными, серыми и лиловыми глинистыми сланцами. Среди них встречаются единичные прослои конгломератов с галькой порфиритов, туфов, альбитофирнов, диоритов, известняков, лейкократовых пегматоидных гранитов. Трилобиты, собранные в верхах свиты, определены В. С. Семеновой как нижне-среднеордовикские. Мощность свиты варьирует от 400 до 1500 м.

Гурьяновская свита согласно перекрывает стретинскую, от которой отличается значительным развитием известковистых пород. Кроме из-

вестковистых полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, в ней изредка встречаются песчанистые и глинистые известняки. Преобладают породы серые, встречаются и их лиловые, лиловато-серые и вишнево-красные разновидности. Находки разнообразной фауны, определенной Н. Н. Демуровой, А. Г. Мордашевой и П. С. Дзюбо, дают основание считать вмещающие ее породы средне-верхнеордовикскими. Мощность гурьяновской свиты 700—1000 м.

Чеборская свита залегает на предыдущей местами несогласно, с разрывом, местами согласно. В ее составе преобладают красноцветные полимиктовые и аркозовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и известняки. Фауна брахиопод, кораллов и мшанок, изученная П. С. Дзюбо и А. М. Ярошинской, а также положение чеборской свиты выше предыдущей дают возможность отнести ее к верхам верхнего ордовика.

На чеборской свите, по мнению В. М. Сенникова, лежит толща однообразных вишнево-красных кварцевых и ярко-розовых песчаников с редкими прослоями и линзами алевролитов, глинистых сланцев, гравелитов и конгломератов. В. М. Сенников называет эту толщу точильной свитой и относит ее к силуру. Между тем органические остатки в ее породах не найдены, а общий облик свиты резко отличается от всех известных силурийских пород Алтае-Саянской области. Поэтому не исключено, что точильная свита еще входит в состав верхнего ордовика.

В Чульшманской зоне ордовикские и силурийские отложения стали известны только в последние годы. Они были обнаружены автором и В. С. Шульгиной при проведении геологической съемки. Восточнее, на границе с Западно-Саянским синклинием, силурийские отложения в районе горы Ярышкол были установлены В. П. Нехорошевым (1930, 1932) еще в 1926 г.

Ордовикскими отложениями заполнены две наложенные мульды: Еринатская и Улаганская. До недавнего времени эти преимущественно красноцветные отложения относились к девону по аналогии с красноцветными толщами ближайших районов Горного Алтая, а также на основании ошибочных заключений о возрасте найденной фауны, которая имела плохую сохранность и была определена как нижнедевонская. Произведенные нами в 1961 г. повторные сборы лучшей по сохранности фауны из нижней части отложений Еринатской мульды показали, что она принадлежит к нижнему ордовика.

Разрезы ордовикских отложений детально изучены автором и В. С. Шульгиной в бассейне р. Еринат — левого верхнего притока р. Большой Абакан, где были выделены под названием еринатской свиты (см. рис. 7, разрез X). Последняя делится на три подсвиты.

Красноцветные отложения нижней подсвиты в верховьях р. Еринат с угловым несогласием и базальными конгломератами залегают на породах нижнего—среднего кембрия (см. рис. 47, 48). Конгломераты (до 30—36 м) зеленовато-серые, от мелко- до крупногалечных, грубослоистые. Хорошо окатанная галька этих конгломератов состоит из кварца, кремнистых пород, кварцитов, реже вулканогенных пород среднего состава. Повсеместно, причем иногда в значительном количестве, встречаются небольшие плоские гальки серпентинитов. Галька сцементирована полимиктовыми песчаниками, которые среди конгломератов иногда образуют прослой мощностью до 1 м.

Выше залегают однообразные серовато-лиловые и лиловато-серые слоистые песчаники полимиктового или полевошпат-кварцевого состава, чередующиеся с более яркими лиловыми алевролитами и мощными пластами серых массивных полимиктовых песчаников. В резко подчиненном количестве присутствуют прослой серовато-зеленых тонкозернистых песчаников и алевролитов, лиловых глинистых сланцев и единичные мало-мощные линзы известняков, гравелитов и конгломератов. Чрезвычайно

характерно наличие кривой слоистости, волноприбойных знаков, трещин усыхания и следов подводного оползания в тонких осадках.

Несколько иной облик имеют отложения нижней подсвиты на западе, в верховьях р. Оэн-Су. Основное их отличие заключается в изменении окраски — лиловой преимущественно на серую и зеленовато-серую. Сохраняющиеся лиловые разности составляют небольшие, довольно редкие прослои и имеют менее яркую окраску. Однако состав отложений, отнесенных к аренигу, в целом остается таким же; в них также часто встречается косая слоистость, трещины усыхания и волноприбойные знаки.

Полный разрез нижней подсвиты изучен на левом борту р. Еринат у ее истоков, где на полосчатых алевролитах ниже-среднекембрийского возраста залегают (см. рис. 7, разрез X):

	Мощность, м
1. Зеленовато-серые конгломераты от мелко- до грубогалечных, с прослоями (до 1 м) песчаников	30—35
2. Светло-серые, в верхах — буровато-серые песчаники, мелко- и среднезернистые, массивные, грубоплитчатые	135
3. Лиловые и лиловато-бурые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Песчаники образуют прослои мощностью 0,1—2 м, алевролиты и сланцы — не более 0,3 м. Среди лиловых пород присутствует несколько маломощных прослоев зеленовато-серых алевролитов и линза известняка мощностью 25 см	120
4. Серые и буровато-серые среднезернистые массивные песчаники с подчиненными маломощными прослоями лиловых алевролитов и тонкозернистых песчаников	165
5. Лиловые и серовато-лиловые тонкослоистые песчаники и алевролиты с подчиненными пластинами (от 0,3 до 5 м) серых массивных песчаников. В нижней части залегают линзы лиловых гравелитов мощностью 0,2 м	235
6. Серые и серовато-лиловые песчаники с редкими прослоями лиловых алевролитов и глинистых сланцев	85
7. Зеленовато-серые и серые массивные песчаники	40
8. Сургучно-красные алевролиты, в отдельных прослоях содержащие фауну	55
9. Тонко- и мелкозернистые слоистые песчаники и алевролиты красного цвета	75
10. Серовато-лиловые слоистые песчаники, чередующиеся с лиловыми алевролитами и серыми массивными песчаниками	70
11. Серые песчаники, внизу слоистые, вверху — массивные	90

Выше согласно залегают пестрые конгломераты средней подсвиты еринатской свиты.

Возраст описываемой подсвиты обоснован определениями фауны, собранной в единственном пункте — в истоках р. Еринат. По заключению М. А. Ржонсницкой, привлекавшей к просмотру фауны ряд палеонтологов (О. И. Никифорову, О. Н. Андрееву и др.), в коллекции обнаружены многочисленные остатки *Angarella ex gr. lopatini* Ass. (возможно, новый вид *Angarella sajanica* sp. nov.), характерные для нижнего ордовика (Соколов и др., 1960). Мощность отложений нижней подсвиты достигает 1100 м.

Средняя подсвита еринатской свиты подразделена на две части. В нижней части преобладают грубые красноцветные образования, причем слагающие основание подсвиты лиловато-серые конгломераты содержат гальку главным образом серых и лиловых песчаников и алевролитов, реже — кварца и кремнистых пород. Вверх резко возрастает количество кварцевой гальки. Конгломераты здесь чередуются со светло-серыми кварцевыми песчаниками, средне- и крупнозернистыми, массивными. Над ними залегают буро-лиловые средне- и мелкозернистые массивные полимиктовые песчаники. Верхняя часть средней подсвиты представлена чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с маломощными линзами оолитовых или тонкозернистых извест-

няков. В низах ее присутствуют редкие прослои и линзы гравелитов и конгломератов. Окраска пород снизу вверх изменяется от бордовой до зеленовато-серой.

Для всей средней подсвиты характерно наличие кривой слоистости, следов волновой ряби, трещин усыхания и других признаков мелководья. Фациальные изменения выражены в некотором общем уменьшении величины зерен и появлении более тусклой окраски пород в северном направлении — от Чулышманской зоны к Западно-Саянскому синклинию. Местами наблюдается изменение пород от бордового до зеленовато-серого в пределах одних и тех же слоев.

Наиболее полный разрез средней подсвиты нами изучен в верховьях р. Еринат и на водоразделе рек Кандаш и Кыга, в районе горы Кос-Бажи, где над песчаниками нижней подсвиты согласно залегают (см. рис. 7, разрез X):

	Мощность, м
1. Лиловато-серые конгломераты с галькой песчаников, алевролитов, кварца и кремнистых пород	30—100
2. Переслаивающиеся массивные светло-серые песчаники и конгломераты с кварцевой галькой. Мощность прослоев конгломератов от долей метров до нескольких десятков метров	350
3. Буро-лиловые массивные песчаники с редкими прослоями алевролитов, линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов	300
4. Чередование буро-лиловых тонкоплитчатых мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями лиловых глинистых сланцев	350
5. Буро-лиловые и серовато-зеленые песчаники и алевролиты с маломощными линзами известняков	550
6. Зеленовато-серые алевролиты, мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы с линзами известняков, изредка приобретающие буро-лиловую окраску. Текстура пород сланцеватая	300—350

Общая мощность средней подсвиты до 2000 м.

Верхняя подсвита, вулканогенно-осадочная по составу, состоит из лиловых, серовато-лиловых андезитовых и дацитовых порфиритов и кварцевых порфиров, серых фельзитов и темно-зеленых диабазов. Лиловые туфы среднего и смешанного состава, туффиты и туфогенные алевролиты, образуют маломощные прослои. Кроме того, присутствуют два горизонта туфоконгломератов мощностью 5 и 10 м. В гальке преобладают кремнистые породы, кварц, лавы кислого состава, изредка встречаются песчаники. Цемент туфогенный, среднего состава. На водоразделе рек Козтру и Отес-Су преобладают лиловые грубообломочные туфы андезитовых и дацитовых порфиритов с покровами кварцевых порфиров и единичными прослоями туфогенных алевролитов. Завершается разрез на этом участке мощным (100—120 м) горизонтом светло-серых мелкозернистых известняков с фауной фавозитид очень плохой сохранности (сборы Л. Г. Майминой).

Разрез верхней подсвиты, прослеженный в бассейне р. Беркойру, где она надстраивает среднюю подсвиту, следующий (см. рис. 7, разрез X):

	Мощность, м
1. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники с редкими прослоями алевролитов	150—200
2. Серые и зеленовато-серые флюидальные фельзиты, в верхней части местами замещающиеся андезитовыми порфиритами	200
3. Пачка часто чередующихся лиловых, зеленовато-серых и темно-зеленых андезитовых и дацитовых порфиритов, диабазов, литокластических туфов порфиритов, литокластических туфов смешанного состава и туффитов. В основании и в средней части пачки — два прослоя туфоконгломератов мощностью 10 и 5 м	100
4. Темные серовато-лиловые кварцевые порфиры, дацитовые порфириты, часто флюидальные	500

В 1964 г. на южном отроге горы Ярышкол, в 3—4 км юго-восточнее ее вершины, нами было установлено, что вулканогенная часть верхней

подсветы надстроена толщей полимиктовых песчаников и серых, темно-серых, лиловато-серых и ярко-лиловых алевролитов. Видимая мощность этой толщи не менее 500 м. Вся мощность верхней подсветы достигает 1500 м, а общая мощность еринатской свиты, таким образом, составляет около 4600 м.

Как указано выше, нижнеордовикская фауна была собрана только в отложениях нижней подсветы, однако связанные с ней в единый комплекс вышележащие осадочные отложения имеют мощность около 3500 м. Это позволяет допустить, что еринатская свита в целом может отвечать всему ордовику, тем более, что найденные в верхней подсвете фавозитиды плохой сохранности имеют широкое вертикальное распространение — от ордовика до девона. В то же время расположенные рядом нижне-силурийские отложения резко отличаются по составу и облику от пород еринатской свиты, и поэтому последняя вряд ли в какой-то мере может захватывать и силур. Таким образом, с некоторой долей условности, для отложений еринатской свиты может быть принят ордовикский возраст. По аналогии с расчленением ордовикских отложений в Уйменско-Лебедском прогибе для нижней подсветы Еринатской мульды принят нижне-среднеордовикский, для средней подсветы средне-верхнеордовикский, для верхней — верхнеордовикский возраст.

В Улаганской мульде, в бассейне р. Большой Улаган, распространены терригенные, часто грубообломочные красноцветные отложения большой мощности. До последнего времени они относились к девону (Нехорошев, 1958; Белостоцкий, 1960, и др.), хотя органические остатки в них здесь не были найдены. В. А. Комар, Л. П. Перфильева, В. И. Колесников и другие исследователи эти отложения, с одной стороны, уверенно сопоставляли с красноцветами еринатской свиты, которая, как указано выше, тогда ошибочно считалась нижедевонской, а с другой — с сумурлинской свитой Уйменско-Лебедского прогиба, содержащей достоверную фауну верхов нижнего и низов среднего отделов девона.

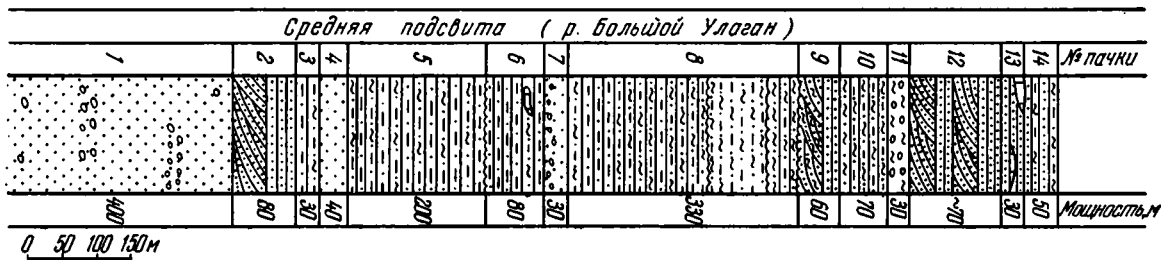
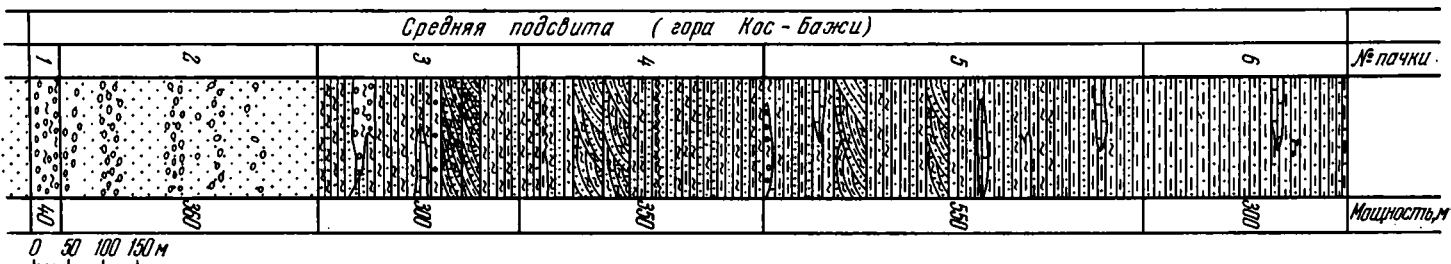
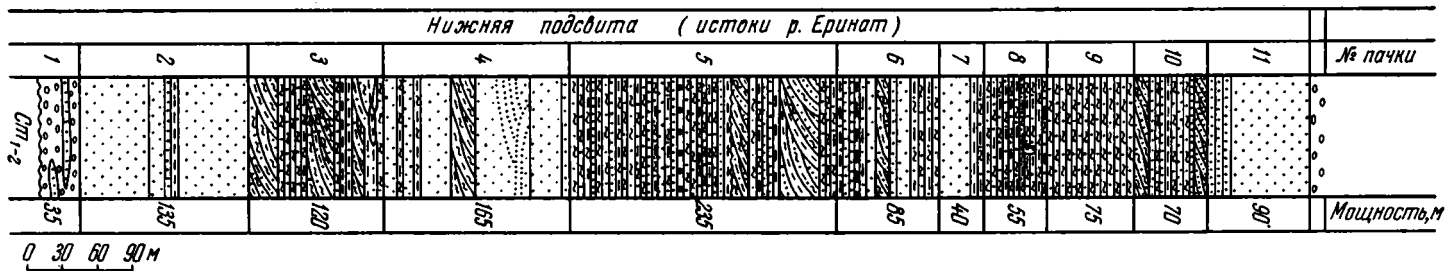
Естественно, что в настоящее время после установления ордовикского возраста еринатской свиты в бассейне р. Еринат вновь возник вопрос о возможности сопоставления красноцветов Улаганской мульды с ордовикской еринатской свитой или с ниже-среднедевонской сумурлинской свитой. Для уточнения возраста рассматриваемых пород летом 1964 г. автор изучал красноцветные отложения Улаганской мульды и пришел к заключению, что по составу и строению они действительно очень близки с красноцветной еринатской свитой бассейна р. Еринат (рис. 5). К этому следует добавить, что Л. Г. Маймина в 1961 г. собрала ордовикскую фауну, одинаковую с фауной нижней подсветы еринатской свиты, в верховьях р. Кайру, в полосе красноцветов, связывающей Еринатскую и Улаганскую мульды. Приведенные данные, по мнению автора, дают основание параллелизовать красноцветную толщу Улаганской мульды с красноцветной еринатской свитой.

Преобладающими породами в Улаганской мульде являются лиловые и зелено-серые полимиктовые и серые кварцевые песчаники, алевролиты и конгломераты.

Кварцевые песчаники обычно серые, иногда с розовым или зеленым оттенком. Кроме кварца, в составе их зерен, которые в целом занимают 80—90% объема песчаников, встречаются кремнистые породы. Цементом является серицит-кремнистый материал. В песчаниках часто встречается

Рис. 5. Стратиграфические колонки отложений ордовика (еринатская свита), развитых в Еринатской (1, а, б) и Улаганской (2) мульдах

1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — слоистые песчаники; 4 — серые массивные кварцевые песчаники; 5 — травертины; 6 — конгломераты; 7 — серые массивные кварцевые песчаники с редкой кварцевой галькой; 8 — известняки; 9 — породы лилового и красного цвета; 10 — косая слоистость; 11 — знаки ряби; 12 — фауна.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

разрозненная «плавающая» галька хорошей окатанности размерами 2—5, редко 10 см. Она представлена, как правило, серым кварцем, реже лиловыми кремнистыми породами. При скоплении гальки песчаники переходят в конгломераты, цементом которых служат те же кварцевые песчаники. Иногда наблюдаются постепенные переходы вверх по разрезу от конгломератов к песчаникам и гравелитам; в таких случаях можно заметить грубые ритмы мощностью до 1—1,5 м.

Больше распространены серовато-зеленые и серовато-лиловые мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники, с железисто-глинистым цементом и туфогенным материалом. Обычно песчаники слоистые, иногда косослоистые, изредка, чередуясь с алевролитами и аргиллитами, образуют маломощные ритмы. В песчаниках часто встречаются волноприбойные знаки, признаки конседиментационного подводного оползания и трещины усыхания.

Характерными породами являются «пестрые» конгломераты, сложенные обычно мелкой (1—2 см в поперечнике) галькой белого и серого кварца, лиловых алевролитов и песчаников из подстилающих пластов этой же красноцветной толщи. Цементом в пестрых конгломератах служат полимиктовые красноцветные песчаники и алевролиты.

Отдельные линзы сложены серыми тонкослоистыми мраморизованными известняками.

Лучший разрез описываемой толщи изучен нами на правом борту верхней части долины р. Большой Улаган. Здесь в ядре антиклинальной складки выходят серые песчаники, которые с запада на восток надстраиваются пластами серовато-зеленых и красноцветных терригенных пород.

Западнее прослежен следующий разрез этой толщи (см. рис. 10, разрез XIV):

	Мощность, м
1. Серые массивные кварцевые песчаники, включающие редкую гальку и отдельные линзы и прослой конгломератов	400
2. Серовато-зеленые слоистые песчаники	80
3. Зеленовато-серые и лилово-серые алевролиты	30
4. Серые массивные песчаники	40
5. Чередование пластов (20—40 м) зеленовато- и лиловато-серых алевролитов	200
6. Лиловато-серые алевролиты с прослоями зеленовато-серых полимиктовых песчаников и алевролитов, а также с редкими маломощными линзами известняков	80
7. Серые массивные песчаники с редкой кварцевой галькой	30
8. Лиловатые алевролиты и полимиктовые песчаники с редкими прослоями тех же, но зеленовато-серых пород	330
9. Серые и буровато-серые полимиктовые песчаники	60
10. Лиловые алевролиты и тонкозернистые песчаники	70
11. Разрозненные выходы пестрых конгломератов в пределах задержанной полосы	30
12. Светлые зеленовато-серые песчаники с маломощными ритмично-чередующимися прослоями грубозернистых песчаников	70
13. Серовато-зеленые мелкозернистые песчаники с единичными маломощными (до 20—50 см) линзами известняков	30
14. Зеленовато-серые песчаники с прослоями серовато-лиловых алевролитов	50

Суммарная мощность отложений, обнаженных в данном разрезе, достигает 1500 м.

К востоку от ядра складки строение и последовательность пластов в целом сохраняются, однако существенно изменяются мощности отдельных пачек; например, мощность пачки пестрых конгломератов увеличивается до 400 м.

Из приведенного описания видно, что данный разрез можно уверенно сопоставить с разрезом средней подсвиты еринатской свиты. Это сходство проявляется в составе и облике пород, а также в строении и частично

мощности отдельных крупных пачек (например, пачки серых массивных кварцевых песчаников с «плавающей» галькой (см. рис. 5).

Красноцветные отложения, слагающие западное крыло Улаганской мульды (горы Шлатан-Бажи и Кюдер), залегают с разрывом непосредственно на толще ниже-среднекембрийского возраста. По структурному положению их можно было бы сопоставить с нижней подсвитой еринатской свиты. Однако здесь среди пестроцветных пород развиты туфы и лавы среднего и кислого состава, характерные только для верхней подсвиты еринатской свиты (в ее средней и нижней подсвитах вулканогенный материал отсутствует). Поэтому более вероятно, что на западном крыле Улаганской мульды верхняя подсвита еринатской свиты выходит за пределы распространения нижней и средней подсвит той же свиты и залегают непосредственно на размытом складчатом основании.

На основании изложенных материалов пестроцветная толща Улаганской мульды должна быть отнесена к еринатской свите и, следовательно, может считаться ордовикской.

Силурийские отложения установлены только на окраинах Чулышманской зоны. На ее северной окраине, на границе с Западно-Саянским синклином, В. П. Нехорошев еще в 1926 г. обнаружил мраморизованные известняки с фауной силурийского возраста в верховьях р. Большой Абакан, на южном склоне г. Ярышкол (Нехорошев, 1930, 1932). Этот район был детально изучен нами в 1958—1961 гг., причем в составе силурийских отложений впервые для Горного Алтая и Западного Саяна были выявлены вулканогенные породы. Силурийские отложения выделены здесь под названием ярышкольской свиты (Дергунов, 1962, 1965). Эта свита отчетливо делится на две части. Нижняя, карбонатно-вулканогенная, часть отличается большим разнообразием и резкими фациальными изменениями пород. Она образована крупными пачками конгломератов и туфоконгломератов, линзообразными телами вулканогенных пород и различной мощности пластами и линзами известняков. Верхняя, терригенная, часть ярышкольской свиты характеризуется выдержанностью состава и мощности (см. рис. 7, разрез X).

Наиболее полно разрез нижней части ярышкольской свиты представлен на южном отроге горы Ярышкол. Здесь на сложено дислоцированных хлоритовых сланцах и хлоритизированных песчаниках горноалтайской свиты верхнекембрийско-нижнеордовикского возраста с угловым и азимутальным несогласием залегают:

Мощность, м

- | | |
|--|--------------|
| 1. Серые тонкослоистые песчаные известняки с галькой эффузивов, кремнистых пород и кварца. Местами известняки выклиниваются, и тогда базальными становятся конгломераты или вулканогенные породы. В 2 км восточнее на этом же стратиграфическом уровне в известняках была собрана фауна нижнесилурийских кораллов: <i>Haly-sites</i> ex gr. <i>labyrinthicus</i> (Goldf.), <i>Favosites</i> ex gr. <i>discoides</i> Roem. Мощность базальных известняков изменяется в широких пределах | от 0,5 до 20 |
| 2. Зеленовато-серые, иногда буроватые псаммитовые туфы кварцевых плагиопорфиров с тонкополосчатой текстурой | 10 |
| 3. Серые туфогенные конгломераты с маломощными прослоями, неправильной формы линзами (биогермами) известняков и галькой пород подстилающих толщ | 50 |
| 4. Светло-серые кварцевые плагиопорфиры | 10 |
| 5. Туфогенные конгломераты, такие, как в слое 3 | 20 |
| 6. Светло-серые полосчатые туфы кварцевых плагиопорфиров | 10 |
| 7. Серые с розовым оттенком лавобрекчии кварцевых плагиопорфиров с редкими прослоями туфов, туфогравелитов и единичными покровами (до 3 м) плагиоклазовых порфиритов | 300 |
| 8. Прерывистый слой белых мраморизованных известняков | до 1,5 |

9. Темные серо-зеленые андезитовые порфириды, иногда с обломками того же состава	40
10. Чередование покровов (5—8 м) лавобрекчий серых кварцевых плагиопорфиров и зелено-серых дацитовых порфиров	20
11. Светло-серые лавобрекчии кварцевых плагиопорфиров	18
12. Зелено-серые лавобрекчии андезитовых порфиров	40
13. Светло-серые туфы и лавобрекчии кварцевых плагиопорфиров	50
14. Чередование лавобрекчий, подобное описанному в слое 10	20
15. Серые песчанистые тонкослоистые известняки	10
16. Серые массивные, реже слоистые известняки с остатками кораллов: <i>Palaeohalysites</i> aff. <i>gothlandicus</i> (Jabe), <i>Halysites labyrinthicus</i> (Goldf.), <i>Syringopora</i> aff. <i>tuvaensis</i> B. Tchern., <i>S.</i> aff. <i>fascicularis</i> (Linn.), <i>Favosites</i> cf. <i>javosus</i> (Goldf.), <i>Fistulipora</i> sp., <i>Monotrypa</i> sp., <i>Pachypora</i> sp., <i>Semicoscinus</i> sp., а также водорослей <i>Solenopora</i> sp.	50
17. Серые тонкослоистые песчанистые известняки с мало мощными прослоями известковистых песчаников	30
18. Серые массивные известняки с редкими остатками криноидей	50
19. Светло-серые кварцевые альбитофиры	20
20. Серые кварц-серицитовые и буровато-серые кварц-биотит-хлоритовые сланцы	25
21. Темно-серые биотитизированные песчаники с мало мощными прослоями зеленовато-серых филлитовидных сланцев	20

Верхняя часть ярышкольской свиты по набору пород резко отличается от нижней и представлена чередованием пластов слабо хлоритизированных песчаников и алевролитов. Только в низах ее очень редко встречаются единичные мало мощные линзы известняков и отдельные покровы кварцевых альбитофигов. Песчаники темно-серые, обычно мелкозернистые, с толсто плитчатой отдельностью и плохо заметной слоистостью. Зерна хорошо окатаны и отсортированы, причем 90% их составляет кварц, а остальное — плагиоклаз, эпидот и биотит. Характерно, что в нижних пластах песчаников изредка встречаются остроугольные, иногда серповидные и веретенообразные обломки кварца, возможно, туфогенного происхождения. Цемент полностью замещен хлоритом и серицитом. В отдельных разностях песчаников зерна интенсивно корродированы, слабо окатаны и плохо отсортированы. Алевролиты темные, зеленовато-серые тонко плитчатые, слоистость в них плохо заметна. Иногда эти породы превращены в кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы. Мощность пластов песчаников, алевролитов и сланцев верхней части ярышкольской свиты достигает первых десятков метров, и, в отличие от нижней части свиты, она более выдержана по простиранию. Видимая мощность всей верхней части свиты более 800 м. Общая мощность ярышкольской свиты в описанном разрезе составляет более 1600 м.

Определения кораллов, произведенные В. Ф. Барской, Н. Б. Келлер и З. В. Мусиенко, однозначно указывают на нижнесилурийский возраст нижней части ярышкольской свиты, верхняя же часть может частично принадлежать к верхнему силуру.

В 5 км к юго-западу от горы Ярышкол, непосредственно в зоне Шапшальского разлома, находится линзообразный блок, сложенный породами нижней, карбонатно-вулканогенной, части ярышкольской свиты. Здесь в известняках обнаружены нижнесилурийские кораллы (определения В. Ф. Барской): *Favosites* sp., *Palaeohalysites* ex gr. *gothlandicus* (Jabe), *Heliolites* sp.

Заканчивая описание силурийских отложений Чулышманской зоны, следует упомянуть о толще пород, расположенной на северном склоне Курайского хребта, в верховьях р. Нижней Ильдугем. Здесь небольшой тектонический блок, находящийся в зоне Курайского глубинного разлома, сложен черными, темно-серыми и серо-зелеными алевролитами, известняками и песчаниками. В известняках обнаружена фауна (определения М. С. Потаповой): *Stegerhynchus decemplicatus* var. *angaciensis* B. Tchern., *Eospirifer* cf. *turjensis* B. Tchern., *Tuvaella račkovskii* B. Tchern.,

Leptaena rhomboidalis Wilch., *Nalivkinia* sp., *Dalmanella* sp., *Leptostrophia* sp., *Camarotoechia* sp., на основании которой вмещающие породы отнесены к венлоку. В 1—2 км к востоку, в зоне того же разлома, находятся еще два узких тектонических блока, образованных кислыми эффузивами и туфами, по облику и составу очень близкими к вулканогенным породам участка горы Ярышкол. Ранее эффузивы и туфы условно считались девонскими. Вероятно, осадочные породы с венлокской фауны вместе с вулканогенными породами правильнее относить к ярышкольской свите.

В смежных с Чулышманской зоной Западно-Саянском, Ануйско-Чуйском синклинориях и Тувинском прогибе отложения ордовикско-силурийского возраста образуют непрерывные мощные толщи.

В Западно-Саянском синклинории ордовикские отложения объединены в шигнетскую серию, включающую свиты: еркырскую, оржакскую, блансугскую и узунсугскую. В рассматриваемой западной части синклинория эти свиты выделяются попарно как нерасчлененные (Зоненшайн, 1963).

Нерасчлененные еркырская и оржакская свиты согласно залегают на нижнеордовикской иньсукской свите (см. рис. 7, разрез XI). Они сложены главным образом зелено-серыми и лиловыми слюдистыми песчаниками и алевролитами, причем содержание лиловых пород возрастает вверх по разрезу, и они преобладают в оржакской свите. Подчиненное значение имеют конгломераты и туфы порфиритов. Мощность обеих свит 1600 м.

Отложения, входящие в состав нерасчлененных блансугской и узунсугской свит (см. рис. 7, разрез XI), лежат согласно на подстилающих толщах и отличаются от них серой и зелено-серой окраской участвующих в их строении песчаников и алевролитов. Кроме того, породы здесь становятся известковистыми, особенно в верхней части разреза. Мощность этих нерасчлененных свит 1500 м.

Отмечая фациальную изменчивость ордовикских отложений, Л. П. Зоненшайн (1963) указывает, что наиболее отчетливо она проявляется в нижней, еркырской, свите, которая в бортовых частях синклинория становится грубообломочной и более красноцветной. Для остальных свит в тех же местах изменения выражаются главным образом в уменьшении их мощности.

Возраст рассмотренных отложений обоснован находками средне-верхнеордовикской фауны всего лишь в двух пунктах Западно-Саянского синклинория. Кроме того, шигнетская серия согласно перекрывается нижнесилурийской толщей. Условно, по сопоставлению с толщами других районов, первые две свиты могут быть отнесены к среднему, а следующие две свиты — к верхнему ордовику.

Силурийские отложения в центральной части Западно-Саянского синклинория делятся на онинскую и теслинскую свиты, причем в крайних частях его (например, в Усинской впадине) аналогом таслинской свиты является шиштыкская свита (см. рис. 7, разрез XI).

Онинская свита состоит из серых и зеленых известковистых песчаников, алевролитов и известняков. Местами в ее основании отмечаются красноцветные грубообломочные породы незначительной мощности. Имеющаяся в ее породах фауна указывает на принадлежность свиты к венлокскому ярусу и нижним горизонтам верхнего силура. Максимальная мощность онинской свиты достигает 1800—2000 м.

Таслинская свита согласно залегает на онинской и представлена серо-зелеными, реже красноцветными известковистыми песчаниками, алевролитами и единичными линзами конгломератов. Отложения этой свиты содержат только верхнесилурийскую фауну. Их максимальная мощность достигает 1200 м.

Шиштыкскую свиту в юго-западной краевой части Западно-Саянского синклиория, по данным, полученным П. С. Антоновым в 1961 г., слагают красноцветные, бурые и серо-зеленые песчаники, обычно полимиктовые и известковистые, алевролиты, прослои известняков с обильной фауной верхнего отдела силура и линзы конгломератов. Часто на разных стратиграфических уровнях встречаются невыдержанные по мощности покровы эффузивов кислого состава и их туфов. Мощность свиты более 2000 м. Таким образом, в силурийских отложениях фауциальная изменчивость сильнее проявлена в верхних свитах, причем в краевых частях Западно-Саянского синклиория они становятся грубообломочными и красноцветными.

В Тувинском прогибе ордовикские и силурийские отложения известны главным образом по материалам Е. В. Владимирской (1959), В. А. Благонравова (1964) и Т. В. Гостевой. Они повсеместно залегают несогласно на верхне(?) - и нижнекембрийских отложениях, а между собой связаны постепенными переходами.

Ордовикские отложения для западных и центральных частей прогиба Е. В. Владимирская объединила в шемущагскую свиту (см. рис. 8, разрез XVI), которая состоит из трех подсвит.

Нижняя подсвита сложена песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями конгломератов, аргиллитов и известняков. Здесь преобладают серые породы, красноцветные разновидности встречаются реже. В нижней части подсвиты найдена нижнеордовикская фауна. Мощность нижней подсвиты до 1000 м.

Средняя подсвита начинается грубогалечными конгломератами, а выше сложена главным образом серыми и серо-зелеными полимиктовыми песчаниками. Мощность ее до 1300 м.

В верхней подсвите, кроме серо-зеленых и красных песчаников, конгломератов и алевролитов, встречаются линзы серых известняков с разнообразной фауной верхнего ордовика. Мощность верхней подсвиты сильно изменчива, но в разрезе на междуречье Аянгаты-Чиргакы (на западе Тувинского прогиба) составляет 1600 м.

Возраст шемущагской свиты в целом определяется по фауне в пределах от нижнего до верхнего ордовика включительно. С большой долей условности нижнюю подсвиту можно отнести к нижнему-среднему ордовику и верхнюю — к верхнему ордовику.

Силурийская чергакская свита, по данным Е. В. Владимирской и В. А. Благонравова, связана постепенными переходами с ордовикскими отложениями (рис. 8, разрез XVI). Она сложена в основном сероцветными терригенными породами, более тонкозернистыми, чем в шемущагской свите.

Нижняя подсвита чергакской свиты представлена алевролитами, песчаниками и линзами известняков, переполненными фауной лландовери. Иногда присутствуют крупнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты.

Верхняя подсвита отличается преобладанием сероцветных тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов и большим количеством известняков, содержащих разнообразную фауну венлокского и низов лудловского ярусов.

Мощность обеих подсвит очень изменчива, для всей чергакской свиты она колеблется от 175 до 3000 м.

Хандергейская свита залегают на чергакской согласно (рис. 8, разрез XVI). Она преимущественно красноцветная и сложена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. В ее породах встречаются остракоды и лингулы верхнего силура. Мощность хандергейской свиты очень изменчива: на р. Хонделен она составляет около 400 м, на других участках возрастает до 2000 м.

Ордовикские и силурийские отложения имеют наибольшую мощность в средней зоне западной половины Тувинского прогиба. В краевых частях их мощность значительно сокращается. Здесь очень часто на породах фундамента залегают или верхнеордовикские, или даже силурийские отложения (например, в истоках р. Хемчик). Помимо этого, характерно сокращение мощности с запада на восток в сторону Улугхемской зоны, где преобладают красноцветные грубообломочные и сравнительно маломощные ордовикские и силурийские толщи (Зайцев, 1963б).

У юго-западной границы Тувинского прогиба в зонах крупных разломов силурийские отложения пространственно не связаны с ордовикскими и по наличию вулканогенных пород обнаруживают сходство с ярышкольской свитой Чулышманской зоны (Дергунов, 1965).

Наиболее полный разрез силурийских отложений, содержащих в составе вулканогенные породы, описан Т. С. Гостевой в верховьях р. Хемчик, на водоразделе рек Чинге-Хем и Метру-Хем (см. рис. 8, разрез XV). Здесь на песчаники и алевролиты аласугской свиты верхнего кембрия несогласно налегают:

	Мощность, м
1. Базальные конгломераты с галькой кварца, зеленых песчаников подстилающей толщи и черных кремнистых пород	3
2. Вишнево-красные гематизированные пепловые туфы среднего состава	25
3. Розовые органогенные известняки (линза)	0,5
4. Пепловые туфы, подобные слою 2, но в нижней части содержащие обломки розовых известняков	100
5. Лилые глинистые сланцы с фауной брахиопод (определение Е. В. Владимирской): <i>Stegerhynchus decemplicatus</i> var. <i>angaticensis</i> V. Tchern., <i>Stropheodonta</i> cf. <i>filosa</i> var. <i>elegestica</i> V. Tchern., <i>Rhipidomella asiatica</i> Nikif. sp. nov.	3
6. Серые и розовые массивные органогенные известняки с обильной фауной кораллов (определения Н. Б. Келлер): <i>Favosites</i> ex gr. <i>gothlandicus</i> Lam., <i>Favosites hisingeri</i> M.-Edw. et H., <i>Mesofavosites septentrionalis</i> V. Tchern. и мшанок (определения Г. Г. Астровой): <i>Monotrypa pseudopediculata</i> Astr., <i>Semicoscinium fragilia</i> Astr.	12—15
7. Ярко-красные среднезернистые пепловые туфы	1,5
8. Ярко-красные отчетливо слоистые конгломераты	2
9. Переслаивание красных песчаников, конгломератов и гравелитов	30
10. Ярко-красные миндалекаменные порфириты	1,5
11. Переслаивание красноцветных песчаников и алевролитов	80

Мощность описанной красноцветной вулканогенно-осадочной пачки около 270 м. Выше по разрезу выходят на поверхность пласты терригенных и карбонатных пород, обычно слагающих чергакскую свиту (Владимирская, 1959). Они образуют переслаивание массивных серых и темно-серых известняков с табачно-зелеными алевролитами, песчаниками, серыми кремнистыми и глинистыми сланцами. На левом борту долины р. Чинге-Хем, в 1,5 км восточнее горы Черной, в породах верхней части свиты обнаружены брахиоподы (определения М. С. Потаповой): *Levenea* (?) cf. *markovskii* V. Tchern., *Tuvaella* cf. *račkovskii* V. Tchern., кораллы (определения Н. В. Келлер): *Halysites labyrinthicus* Goldf., *Halysites regularis* Fischer-Benson и мшанки (определения Г. Г. Астровой): *Halopora viatrix* Astr. Большая часть описанных отложений по возрасту относится к нижнему силуру, и только верхи их, возможно, принадлежат к низам верхнего силура, так как среди фауны встречаются отдельные формы, характерные для лудловского яруса. Мощность верхней сероцветной части силурийских отложений 1250 м. Общая мощность в данном разрезе около 1500 м.

Силурийские вулканогенные породы верховьев р. Хемчик находятся в зоне Шапшальского глубинного разлома, но, по-видимому, непосредственно контролируются широтным разломом, отходящим от главной зоны в восточном направлении (Дергунов, 1965).

На протяжении этого разлома в верховьях р. Барлык В. А. Благо-
правов обнаружил отложения силура, в составе которых также имеются
вулканогенные образования. На правобережье р. Ак-Хем он описал сле-
дующий разрез:

	Мощность, м
1. Грязно-желтые кварцевые конгломераты	15
2. Серые крупнозернистые песчаники и гравелиты	70
3. Серо-лиловые туфы и туфолавы кислого состава	40
4. Розовые и лиловые флюидальные фельзиты	150
5. Зеленовато-серые порфириты	50
6. Переслаивание черных известковистых аргиллитов, мелкозернистых песчаников и кварцевых гравелитов	50
7. Белые, серые и розовые известняки, содержащие фауну криноидей и брахиопод плохой сохранности	40
8. Лиловые кварцевые порфириты и их туфы	200
9. Лилово-бурые конгломераты и песчаники с галькой неодинаковой по величине и степени окатанности	60
10. Лиловые и зеленые туфогравелиты	70
11. Переслаивающиеся лиловые мелкозернистые песчаники и алев- ролиты	100
12. Лиловые и бледно-розовые кварц-полевошпатовые порфиры и их туфы	300

Общая мощность отложений, обнаженных в данном разрезе, равна
1195 м.

Вулканогенные, карбонатные и терригенные породы очень невыдер-
жаны по простиранию. Например, несколько западнее описанного разреза
вулканогенные породы полностью замещены терригенными, и силурий-
ская толща здесь представлена исключительно осадочными образова-
ниями. В нижней части толщи находится пласт известняков, в котором
в 1947 г. А. Д. Додиным, а в 1953 г. В. В. Волковым была собрана фауна
брахиопод и криноидей. Среди брахиопод О. И. Никифоровой определены:
Tuvaella gigantea V. Tchern., *Stropheodonta (Leptostrophia) filosa* Sol.
var. *elegestien* V. Tchern., *Tuvaella račkovskii* V. Tchern., имеющие воз-
раст венлок-лудлоу. Здесь же найдены криноидеи (определения
Р. С. Елтышевой): *Cyathocrinus* sp., *Saccocrinus* aff. *spesiosus* Hall.
Пласт известняков с фауной прослеживается на большое расстояние и со-
ответствует слою 7 описанного выше разреза. На основании определений
фауны можно считать, что вулканогенно-осадочная толща является воз-
растным аналогом чергакской свиты.

Наличие вулканогенных пород среди силурийских отложений отме-
чено В. А. Благоправовым на соседней территории еще в нескольких
местах. Всюду они находятся в сходной структурной обстановке, но
имеют на каждом участке разные мощности и неодинаковое положение
в разрезе.

По данным К. Л. Волочковича (1961), они имеются и на северо-западе
Монголии — на юго-восточном продолжении зоны Шапшальского глубин-
ного разлома. Здесь наиболее характерен разрез по р. Бургасутин-Гол,
где отложения силура делятся на две свиты: нижнюю — карбонатно-
терригенную, пестроцветную, и верхнюю — эффузивно-туфогенную. Верх-
няя свита сложена лиловыми и серыми порфиритами, сланцами, туф-
фитами, агломератовыми туфами и редкими прослоями известняков,
содержащих фауну *Eospirifer* ex gr. *viator* Barr., *Thamnopora* sp. Запад-
нее, на южном склоне хр. Байрим, в мощных (1500 м) известняково-
сланцевых отложениях с *Conchidium* sp., *Pentamerus* sp. (*P.* ex gr. *bo-
realis* Sow.) наблюдаются редкие межпластовые залежи порфиритов
мощностью до 20 м. Имеющийся материал для северо-западных районов
Монголии позволяет предполагать, что силурийские вулканогенные по-
роды здесь также приурочены к зоне Шапшальского разлома (Дергу-
нов, 1965).

В пределах Ануйско-Чуйского синклинория ордовикско-силурийские породы широко распространены в бассейне нижнего течения р. Чуи и других правых притоков р. Катуня — рек Аргут, Кадрин и Большая Сумульта. Этот комплекс здесь представлен терригенными и карбонатными породами, слагающими непрерывный разрез от среднего отдела ордовика до конца силура (см. рис. 8, разрез XII).

В бассейне р. Большой Сумульти на пестроцветных породах нижнего ордовика несогласно лежат среднеордовикские отложения, которые А. Ф. Белоусов описал под названием сумультинской свиты. Нижняя часть этой свиты представлена серо-зелеными, серыми и лиловыми мелко- и среднезернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками. Ю. С. Перфильев считает, что они принадлежат к батунскому горизонту, отвечающему ланвирскому ярусу среднего ордовика. Мощность их равна 550 м.

Верхняя часть сумультинской свиты сложена только серыми и серо-зелеными породами — алевролитами, глинистыми и мергелистыми сланцами с подчиненными прослоями песчаников и мелкогалечных конгломератов. На основании определений трилобитов, выполненных В. С. Семеновой, Ю. С. Перфильев относит верхнюю часть свиты к бутрышихинскому горизонту, который охватывает лландейльский и нижнюю часть карадокского ярусов. Мощность ее отложений равна 1450 м.

Айлагушская свита, выделенная В. И. Тихоновым, согласно перекрывает сумультинскую и разделена А. Ф. Белоусовым на три части. Нижняя часть этой свиты состоит из лилово-красных алевролит-глинистых сланцев, обычно косослоистых и переслаивающихся с песчаниками. Средняя ее часть представлена серо-зелеными, редко лиловыми разнозернистыми песчаниками, иногда известковистыми. В верхней части свиты лилово-красные сланцы переслаиваются с мелкозернистыми песчаниками. Ю. С. Перфильев указывает, что породы свиты содержат фауну карадокского яруса. Общая ее мощность равна 1700 м.

Таарлганская (по В. И. Тихонову) свита в центральных частях прогиба постепенно сменяет подстилающие толщи (см. рис. 8, разрез XII), а в краевых частях его ложится на них трансгрессивно. Она представлена серыми и зеленовато-серыми глинистыми сланцами, известняками, образующими крупные пачки мощностью до 100—200 м, и редкими пластами известковых полимиктовых песчаников. Ее породы содержат верхнеордовикские кораллы. Мощность этой свиты в разрезах по р. Ине достигает 2700 м, но южнее, на р. Карагем, она уменьшается до 800 м, причем в составе свиты, наряду с известняками, значительная роль принадлежит песчаникам.

Отложения силура пространственно тесно связаны с породами ордовика, но при этом широко распространены только нижнесилурийские толщи. Породы верхнего отдела силура установлены лишь на южной окраине Ануйско-Чуйского синклинория, на границе с Холзунско-Чуйским антиклинорием.

В центре Ануйско-Чуйского синклинория, у пос. Белый Бом (см. рис. 8, разрез XII), по данным В. И. Тихонова, Ю. Б. Алешко и Г. И. Вищун в составе нижнесилурийских отложений преобладающее значение принадлежит серым и белым известнякам, чередующимся с глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Мощность нижнесилурийских отложений здесь колеблется до 1450 до 1800 м.

На юго-восточном замыкании Ануйско-Чуйского синклинория, в верховьях притоков р. Большой Карагем и в пределах Холзунско-Чуйского антиклинория, в нижнем течении р. Именэ — правого притока р. Чаган-Узун, мощность нижнесилурийских отложений сокращается соответственно до 900 и 450 м, но преобладающими породами остаются известняки с фауной нижнесилурийских кораллов и брахиопод. Характерно,

что в пределах Ануйско-Чуйского синклинория отсутствуют некоторые формы нижнесилурийской фауны (например, род *Tuvaella*), типичные для районов, расположенных восточнее, в пределах Тувинского прогиба и Западно-Саянского синклинория.

Верхнесилурийские отложения в Ануйско-Чуйском синклинории, в верховьях р. Большой Карагем — притока р. Аргут, были описаны С. Н. Баженовой (см. рис. 8, разрез XII), которая разделила их на три пачки. Нижняя и верхняя пачки сложены массивными перекристаллизованными известняками с фауной кораллов верхнего силура (определения Н. Б. Келлер и М. С. Потаповой), а средняя пачка представлена известковистыми песчаниками и алевролитами. Мощность пачек 300—400 м, общая мощность отложений верхнего силура 1100 м.

Южнее, в пределах Холзунско-Чуйского антиклинория, мощности силурийских отложений уменьшаются и состав их изменяется в сторону увеличения роли обломочных красноцветных пород. Так, в бассейне р. Тархаты силурийские отложения имеют мощность 265 м и представлены в основном серыми и буровато-лиловыми песчаниками и алевролитами, в меньшей степени известняками с фауной *Tuvaella gigantea* В. Tchern., *T. cf. račkovskii* В. Tchern. Сходное строение эти отложения имеют в смежных районах Монголии, где на южном склоне хр. Сайлюгем они представлены желто-серыми полимиктовыми известковистыми песчаниками и глинистыми сланцами с тонкими прослоями известняков. Мощность их около 300 м (Волочкович, 1961).

ДЕВОН

Отложения девона на рассматриваемой территории имеют не меньшее распространение, чем более древние. Однако от последних они резко отличаются составом, строением и структурным положением. Девонские отложения изучены многими исследователями, и по ним в целом в настоящее время имеется достаточно обширная литература (Маймин, 1959; Белостокский, 1960; Сенников, 1960 и др.). Поэтому описание девонских, а также более молодых пород в настоящей работе дано менее подробно, чем додевонских образований.

В Катунско-Абаканской зоне девонские отложения распространены весьма неравномерно. Они почти отсутствуют на Катунском горст-антиклинории, но зато занимают практически всю площадь Уйменско-Лебедского прогиба.

В пределах той части Катунского горст-антиклинория, которая входит в рассматриваемую территорию, девонских отложений нет. За ее пределами кобленцские отложения нижнего девона известны на р. Семе, где они с резким несогласием залегают на среднекембрийских породах еландинской свиты. В состав нижнедевонских отложений здесь входят красноцветные базальные конгломераты с прослоями грубозернистых полимиктовых песчаников, глинистые и мергелистые сланцы и известняки с фауной. Мощность толщи 450 м (Гинцингер, 1959).

Большая часть Уйменско-Лебедского прогиба сложена девонскими отложениями, специальным изучением которых занимались И. И. Белостокский (1955, 1956, 1960), В. М. Сенников (1958, 1960, 1962а, б), Л. Г. Васютина, Ю. С. Маймин (1959), Б. Н. Лапин, В. П. Студеникин и др. Наиболее подробно их стратиграфическое расчленение (см. рис. 7, разрез VIII) разработано В. М. Сенниковым (1962б).

Нижним членом девонского разреза является сумурлинская свита¹, которая в юго-восточной части Уйменского-Лебедского прогиба несогласно

¹ Сумурлинская, уйкараташская, учальская свиты выделены И. И. Белостокским в 1955 г.

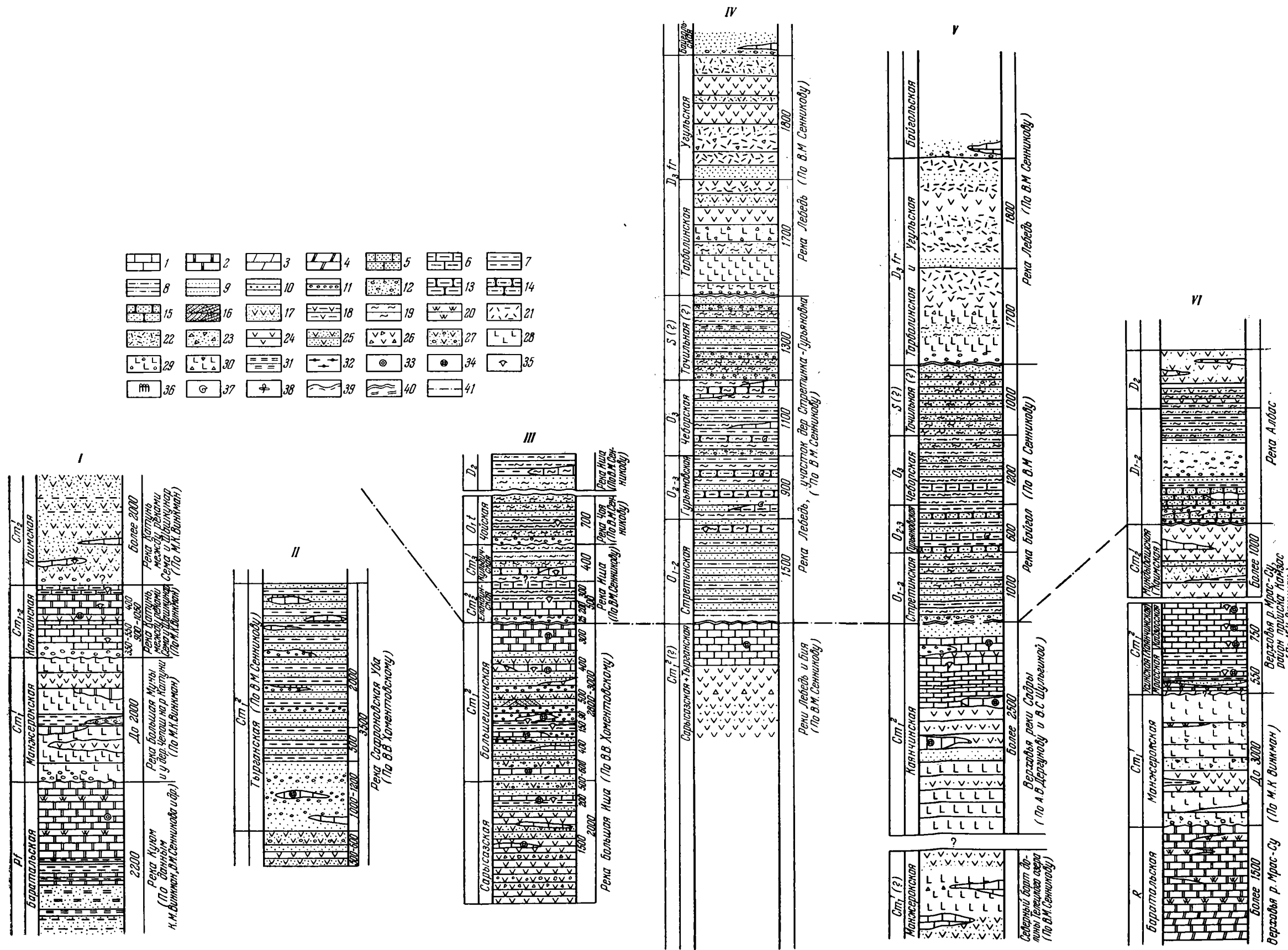


Рис. 6. Опорные стратиграфические разрезы верхнедевонских и палеозойских отложений в зоне сочленения структур Горного Алтая и Западного Саяна. Северное направление

1 — известняки; 2 — мраморизованные известняки (мраморы); 3 — доломиты; 4 — мраморизованные доломиты; 5 — глинистые известняки; 6 — глинистые известняки, мергели; 7 — глинистые сланцы, аргиллиты; 8 — алевролиты; 9 — песчаники; 10 — гравелиты; 11 — конгломераты; 12 — песчаники с редкой галькой — «пудинги»; 13 — известковистые сланцы; 14 — известковистые алевролиты; 15 — известковистые песчаники; 16 — косослоистые песчаники; 17 — известковистые сланцы; 18 — известковистые алевролиты; 19 — красные сланцы; 20 — кремнистые сланцы (силицилиты); 21 — эффузивы кислого состава; 22 — туфы кислого состава; 23 — лавобрекчии кислого состава; 24 — эффузивы среднего состава; 25 — туфы среднего состава; 26 — лавобрекчии среднего состава; 27 — туфоконгломераты среднего состава; 28 — лавы основного состава; 29 — туфы основного состава; 30 — туфоконгломераты основного состава; 31 — филлиты, хлоритовые сланцы; 32 — метаморфические сланцы в фации зеленых сланцев (дополнительным краем в разрезах показаны реликтовые структуры исходных пород); 33 — древние водоросли; 34 — археоциаты; 35 — трилобиты; 36 — кораллы; 37 — брахиоподы и остатки другой фауны; 38 — флора; 39 — несогласное залегание; a — установленное, б — предполагаемое; 40 — налегание с крупным перерывом и угловым несогласием; 41 — верхняя граница собственно геосинклинальных отложений.

I—V — Катунско-Абаканская зона. Катунский горст-антиклинарий: I — центральная часть (низовье р. Семь — левого притока р. Катунь), II — восточная часть (район с. Паспаул). Уйменско-Лебедской прогиб: III — западная часть (верховья р. Иши), IV — центральная часть (низовье р. Лебедь), V — восточная часть (р. Байгол); VI — Шорский горст-антиклинарий, южная часть (верховья р. Мрас-Су).

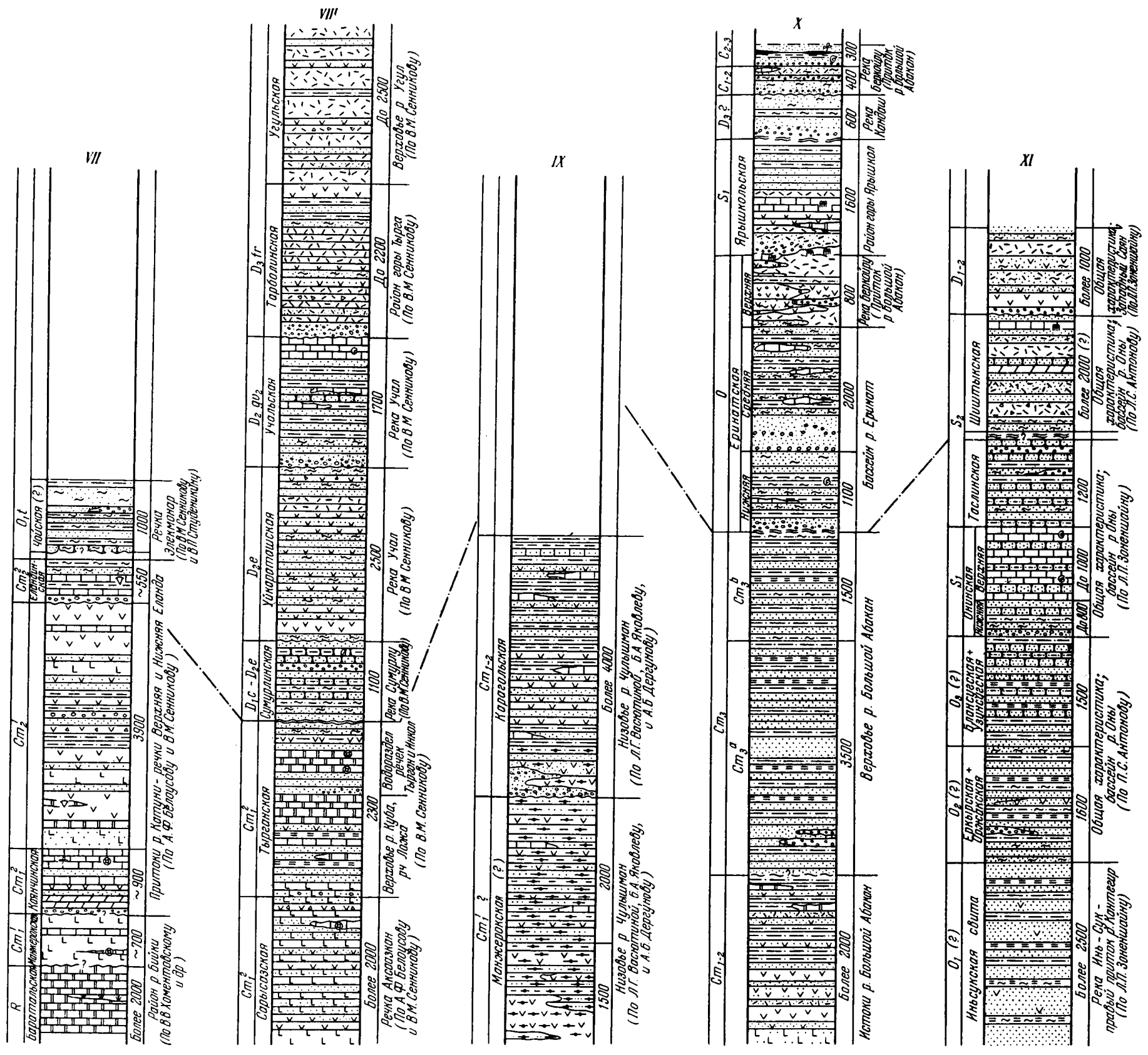


Рис. 7. Опорные стратиграфические разрезы верхнедокембрийских и палеозойских отложений в зоне сочленения структур Горного Алтая и Западного Саяна. Среднее пере- сечение

Условные обозначения см. на рис. 6.

VII, VIII — Катунско-Абаканская зона: VII — Катунский горст- антиклинорий, южная часть (низовья р. Бийки), VIII — Уйменско- Лебелской прогиб, западная часть; IX, X — Чулышманская зона: IX — Телеский горст (низовья р. Чулышман), X — Кыганский горст, Еринатская мульда (верховья р. Большой Абакан); XI — Западно- Саянский синклинорий (верховья р. Оны).

залегает на ордовикских отложениях. В этой части в ее составе преобладают красноцветные, а в центральной — серые и серо-зеленые песчаники, алевролиты, глинистые и известково-глинистые сланцы, а также известняки с фауной переходного кобленц-эйфельского возраста. В породах свиты наблюдаются фациальные изменения при переходе снизу вверх от красноцветных континентальных к сероцветным морским отложениям. Мощность сумурлинской свиты до 2000 м.

С размывом на ее отложениях залегает уйкараташская свита. Она представлена главным образом наземными андезитовыми и дацитовыми порфиритами и их туфами, реже кислыми эффузивами, красноцветными песчаниками и алевролитами, количество которых возрастает вверх по разрезу.

Верхний возрастной предел свиты определяется трансгрессивным залеганием на ее отложениях учальской свиты с фауной верхнего живета. В. М. Сенников (1962) считает уйкараташскую свиту эйфельской. Мощность ее отложений на востоке достигает 2700 м и, по-видимому, убывает к западному борту прогиба.

Учальская свита залегает в юго-восточной части Уйменско-Лебедского прогиба на уйкараташской свите, а в центральной части его и на западе — непосредственно на кембрийских толщах. В основании учальской свиты имеются базальные конгломераты, а остальную ее часть слагают сероцветные песчаники и алевролиты, часто известковистые, глинистые и известково-глинистые сланцы и известняки с обильной фауной верхнего живета (чиелевый горизонт). В западной части площади распространения данной свиты в составе ее пород нередко встречаются красноцветные, а также единичные горизонты кислых эффузивов. Мощность отложений учальской свиты варьирует от 200 до 1000 м.

Верхнедевонские, главным образом вулканогенные, отложения разделены В. М. Сенниковым (1958, 1960) на тарболинскую и угульскую свиту (см. рис. 6, разрезы IV, V; рис. 7, разрез VIII).

Тарболинская свита с конгломератами в основании несогласно перекрывает все более древние толщи. В ее составе преобладают андезитовые и пироксеновые порфириты, их туфы и лавобрекчии, а в подчиненном количестве встречаются прослой красноцветных полимиктовых и аркозовых песчаников и конгломератов. Мощность тарболинской свиты изменяется от 1500 до 2700 м.

Угульская свита отличается от тарболинской преобладанием в разрезе эффузивных пород кислого состава — альбитофиров, фельзитов, кварцевых и бескварцевых порфиров и их пирокластов. Песчаники и андезитовые порфириты встречаются редко. Мощность угульской свиты еще более непостоянна и изменяется от 700 м в южной до 2300 м в западной части прогиба.

В северной части Уйменско-Лебедского прогиба на угульской свите с постепенными переходами лежит толща красноцветных алевролитов и аргиллитов с прослоями известняков, содержащих фауну франского яруса (см. рис. 6, разделы IV, V). В. М. Сенников (1962а, б) называет эту толщу байгольской свитой и относит ее вместе с тарболинской и угульской свитами к франскому ярусу верхнего девона.

На границе Катунско-Абаканской зоны и северо-западного окончания Западно-Саянского синклиория ниже- и среднедевонские отложения выполняющий узкий грабен северо-восточного простирания, возможно, являющийся остатком «пролива» между Уйменско-Лебедским и Минусинским бассейнами. Здесь, в бассейне р. Албас — левого притока р. Большой Абакан, они изучены В. С. Шульгиной и автором в 1959—1960 гг. Северо-восточнее эти отложения несогласно налегают на породы среднего кембрия.

В бассейне р. Албас сумурлинская свита сложена чередующимися песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов и линзами известняков, а также конгломератами и гравелитами. Характерная черта ее пород — наличие грубой косо́й слоистости.

Разрез сумурлинской свиты по левобережью р. Албас, в 5,5 км северо-восточнее оз. Албас, следующий (см. рис. 6, разрез VI):

	Мощность, м
1. Серые известковистые песчаники крупно- и среднезернистые, кварцевые, кварц-полевошпатовые, иногда полимиктовые, с редкими прослоями алевролитов и песчаных известняков. В низах присутствуют прослой конгломератов мощностью 1—10 м (один из пластов — до 75 м). В составе гальки преобладает кварц, изредка встречаются зеленые и лиловато-серые песчаники и алевролиты, а цементом служат известковистые песчаники	600—700
2. Серые среднезернистые песчаники, слабоизвестковистые, с линзами и участками неправильной формы лиловато-серых песчаников и алевролитов (вверх количество лиловато-серых пород возрастает)	200
3. Ярко-лиловые конгломераты, от мелкогалечных до валунных, с прослоями грубозернистых полимиктовых песчаников и гравелитов. Граница с подстилающими песчаниками резкая. В составе гальки преобладают кремнистые породы, кварц, красные песчаники и алевролиты; изредка попадается плоская галька зеленых хлоритовых сланцев. Цементом служат полимиктовые песчаники и гравелиты	130
4. Лилово-серые мелкогалечные конгломераты, вверх постепенно сменяющиеся лиловыми гравелитами и крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками. В виде единичных прослоев присутствуют светло-серые песчаники	100
5. Серовато-лиловые полимиктовые песчаники и гравелиты, ритмично чередующиеся с мелкогалечными конгломератами. Мощность ритмов от 20 см до нескольких метров	100—200
6. Грубое чередование пластов лиловых конгломератов и полимиктовых песчаников	300
7. Лиловые песчаники, переслаивающиеся с лиловыми алевролитами и аргиллитами	400

Мощность сумурлинской свиты в описанном разрезе 1850 м. Максимальная мощность 1900—2100 м.

Флора, собранная В. И. Фоминским и Л. Г. Майминой непосредственно к северу на хр. Чоочек (определения Н. М. Петросян), следующая: *Psilophyталos* sp., *Drepanophycus* cf. *spinaeformis* Goerr., *Taeniocrada* sp., *Aphyllopteris* sp., *Psilophytites* sp. Она указывает на нижнедевонский — эйфельский возраст вмещающих отложений.

Вышележащие вулканогенные среднедевонские образования связаны с сумурлинской свитой постепенными переходами (см. рис. 6, разрез VI). В ряде пунктов наблюдалось, что на ней согласно залегают переслаивающиеся красноцветные терригенные и вулканогенные образования небольшой мощности. Здесь пласты тонкослоистых лиловых алевролитов и песчаников грауваккового состава, часто с примесью пеплов, чередуются с лавами и туфами среднего состава. Вверх по разрезу красноцветы довольно быстро исчезают и основная часть толщи представлена исключительно вулканогенными образованиями. Это в основном литокластические и литокристаллокластические туфы порфиритов от мелко- до грубообломочных, массивные, местами грубослоистые. В подчиненном количестве присутствуют андезитовые и пироксеновые порфириты, часто миндалекаменные, образующие покровы небольшой мощности. В низах присутствуют прослой туфов со следами перемыва. Окраска вулканогенных пород лиловая, серовато-лиловая, зеленовато-серая и зеленая.

По левобережью р. Албас, в 6,5 км к северо-востоку от оз. Албас, обнажены:

	Мощность, м
1. Лиловато- и зеленовато-серые андезитовые порфириты и крупнообломочные туфы порфиритов с прослоями (от 1 до 5 м) лиловых граувакковых песчаников и алевролитов	40

2. Зеленовато-серые туфы среднего состава, мелкозернистые, неясноплосчатые	180—200
3. Лиловато-серые туфы порфиритов, крупнообломочные, литокристаллокластические, в некоторых слоях со следами перемыва	150
4. Зеленовато-серые мидалекаменные порфириты	5
5. Зеленовато-серые туфы среднего состава, мелкозернистые, литокристаллокластические	200
6. Серовато-зеленые мидалекаменные порфириты	3
7. Зеленовато- и лиловато-серые туфы андезитовых порфиритов, крупнообломочные, литокластические	50
8. Темно-серые порфириты	свыше 15

Мощность отложений среднего девона 640—660 м. Возраст вулканогенных образований определяется по косвенным данным: во-первых, они согласно залегают на нижне-среднедевонской сумурлинской свите и, во-вторых, хорошо сопоставляются с эйфельскими вулканогенными образованиями Уйменско-Лебедского прогиба. Поэтому они также отнесены к эйфельскому ярусу.

В Чулышманской зоне нижнедевонских отложений нет, а средне- и верхнедевонские породы встречаются только внутри небольших грабен.

В междуречье Чулышмана и Башкауса, в истоках р. Большой Улаган, В. И. Колесников отметил в 1960 г. кварцевые известковистые песчаники с прослоями известняков, содержащих эйфельские кораллы.

На левобережье р. Малый Улаган (см. рис. 8, разрез XIV) верхнеживетскую флору и фауну содержит толща пород, состоящая из темно-серых алевролитов, аргиллитов и песчаников и отдельных прослоев туфов. Аналогичные темно-серые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с прослоями мелкогалечных конгломератов выполняют узкий грабен в бассейне р. Кумурлу — правого притока р. Башкаус.

Условно к верхнему девону отнесены грубообломочные красноцветные породы, залегающие в верховьях р. Кандаш — притока р. Кыги, резко несогласно на породах ордовика Еринатской мульды. Здесь они выделены В. С. Шульгиной и автором в 1958—1961 гг. при съемочных работах (см. рис. 7, разрез X).

Для данной толщи наиболее типичны грубые по составу породы, среди которых резко преобладают средне- и крупнозернистые песчаники, чередующиеся с гравелитами и конгломератами. Тонкообломочные разновидности пород встречаются редко и не образуют крупных прослоев. Цвет пород в основном серовато-лиловый, красновато-бурый, изредка зеленовато-серый. Все они, как правило, полимиктовые. В песчаниках и гравелитах обломочные зерна представлены кремнистыми породами, кварцем, красными алевролитами и аргиллитами, порфиритами, пузыристыми лавами, пегматитами и др. В конгломератах присутствует много гальки красных и зеленовато-серых песчаников, алевролитов, гравелитов, кварца, кремнистых пород, эффузивов среднего состава, изредка встречается галька диоритов. В долине р. Кандаш, вблизи поля развития кембрийских известняков, конгломераты обогащены известняковой галькой. Для всех пород данной толщи характерна грубая, иногда косая слоистость.

В истоках правого притока р. Кандаш, на водоразделе с правым притоком р. Оэн-Су, на песчаниках и алевролитах средне-верхнеордовикского возраста несогласно залегают (см. рис. 7, разрез X):

	Мощность, м
1. Лиловато-серые мелкогалечные конгломераты и гравелиты	10
2. Лиловато-серые средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники с маломощными прослоями лиловых алевролитов	17
3. Лиловато-серые гравелиты и грубозернистые песчаники с редкой галькой	6
4. Серовато-лиловые среднезернистые песчаники с редкими плоскими обломками алевролитов	12

5. Зеленовато-серые полимиктовые песчаники с прослоями зеленых алевролитов, иногда образующие ритмичное чередование	10
6. Лилые средне- и мелкозернистые косослоистые песчаники	5
7. Серовато-лиловые средне- и крупнозернистые массивные песчаники с прослоями лиловых мелкозернистых песчаников	20
8. Лилые серые крупнозернистые песчаники с редкой галькой, в отдельных прослоях чередующиеся с мелкогалечными конгломератами	40
9. Лилые серые конгломераты, от мелкогалечных до валунных, с прослоями гравелитов и грубозернистых песчаников	50
10. Серовато-лиловые крупнозернистые грубослоистые песчаники, в отдельных прослоях с редкой мелкой галькой	20

Более высокие горизонты представлены серовато-лиловыми песчаниками, средне- и крупнозернистыми, полимиктовыми, массивными или грубослоистыми, с редкими прослоями алевролитов.

Максимальная мощность данной толщи 600 м.

Возраст рассматриваемых отложений определяется условно как верхнедевонский на основании их сходства с нижней красноцветной частью тарболинской свиты верхнего девона Уйменско-Лебедского прогиба, имеющей близкий состав и также несогласно залегающей непосредственно на отложениях ордовика.

В **Тувинском прогибе** девонские отложения имеют широкое развитие за пределами описываемого района, где они представлены всеми тремя отделами (Зайцев, 1955, 1957, 1963б; Варенцов, 1959; Левенко, 1960; Клигин, 1960 и др.).

На юго-западе прогиба ниже-среднедевонский возраст имеет кендейская свита (см. рис. 8, разрезы XV и XVI), сложенная красноцветными терригенными и разнообразными вулканогенными породами, среди которых встречаются андезитовые и дацитовые порфириты, кварцевые порфиры, фельзиты и альбитофиры и их пирокластические разновидности. Для нее характерна резкая изменчивость состава, мощности и распределения пород в разрезе. Возраст свиты обоснован находками в ее породах нижнедевонских брахиопод и остракод. Мощность кендейской свиты изменяется от 1 до 4 км.

На кендейской свите согласно, но с резким изменением состава залегают толща красноцветных и пестроцветных песчаников, гравелитов, конгломератов, алевролитов, туффитов и редких покровов эффузивов, относящихся к саглинскому горизонту эйфельского яруса (см. рис. 8, разрез XVI). Эйфельский возраст этих отложений определяется находками флоры среднего девона и их залеганием ниже пород с верхнеэйфельской фауной. Мощность саглинского горизонта достигает 1000 м.

Таштыпский горизонт (рис. 8, разрез XVI) представлен серыми и лилово-серыми известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами, глинисто-известковистыми сланцами и мергелями с верхнеэйфельской фауной. Мощность его отложений достигает 300 м.

Выше с признаками перерыва залегают терригенные толщи абаканского и иллеморовского горизонтов. Абаканский горизонт сложен красноцветными и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и конгломератами. Иллеморовский горизонт представлен серыми и темно-серыми, иногда черными песчаниками, алевролитами и глинисто-кремнистыми сланцами, содержащими девонскую флору. Живетский возраст этих горизонтов обоснован разнообразной фауной. Их суммарная мощность равна 2000—2500 м.

В **Западно-Саянском синклинии** (см. рис. 7, разрез XI) девонские отложения встречаются в отдельных грабенах, тяготеющих главным образом к краевым частям структуры. Здесь выходят нерасчлененные отложения нижнего и среднего отделов девона, несогласно лежащие на подстилающих толщах и представленные основными и кислыми вулканоген-

ными и красноцветными осадочными породами. Мощность их изменяется в пределах 500—2000 м (Зоненшайн, 1963).

В крайней юго-восточной части Горного Алтая целиком девонскими породами сложен Юстыдский прогиб. Наиболее полную характеристику эти отложения получили благодаря работам И. И. Белостоцкого (1955, 1956, 1960), Б. А. Яковлева, А. А. Вишневого, С. П. Красильникова, Г. Ф. Пожариской и др. в 1955—1960 гг. Внизу, на размытой поверхности нижнепалеозойских отложений, залегает уландрыкская свита, представленная континентальными грубообломочными красноцветными породами мощностью 1000—2000 м. Для нее характерны преимущественно красный цвет пород, кварцевый состав обломков в конгломератах и песчаниках, сочетание красноцветности осадков с их карбонатностью, наличие известковистых конкреций в известковистых алевролитах, массовое развитие трещин усыхания, полное отсутствие ископаемых организмов.

Более широко развита следующая, аксайская свита, которая трансгрессивно залегает как на породах верхнего кембрия, так и на уландрыкской свите. Аксайская свита сложена главным образом вулканогенными породами кислого состава — кварцевыми альбитофирами и кварцевыми порфирами; в нижних частях ее разреза развиты преимущественно альбитизированные андезитовые порфиры. Пирокластические разности — туфы и лавобрекчии — встречаются в меньшем количестве. Осадочными породами — в основном красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами — сложены только отдельные прослои. Для вулканогенных пород свиты очень характерна резкая изменчивость окраски — от разных оттенков коричневой до фиолетовой и почти черной. Фауна брахиопод в породах аксайской свиты определяет ее эйфельский возраст. Мощность свиты достигает 3000 м, но резко сокращается к бортам прогиба.

Живетские отложения имеют большие мощности, характерный «черносланцевый» облик и сравнительно однообразный состав. Они известны под названием ташантинской свиты. Нижняя подсвита этой свиты сложена светлыми зеленовато-серыми и лиловыми известковистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями известняков. Мощность ее до 800 м. Средняя подсвита обладает наиболее типичными признаками ташантинской свиты в целом: она сложена однообразными темно-серыми и черными алевролитами и песчаниками с редкими и маломощными слоями известняков, содержащих богатую фауну брахиопод, реже — кораллов. Для ее отложений характерны признаки подводного оползания, мелкая косая слоистость и знаки ряби. Мощность средней подсвиты колеблется от 800 до 1800 м. Верхняя подсвита имеет сходный со средней состав, но отличается более высокой известковистостью пород. В них также содержится богатая фауна брахиопод верхнего живета. Мощность верхней подсвиты до 1000 м. Мощность всей ташантинской свиты достигает 3500 м. В прибортовых частях прогиба она резко сокращается, причем свита состоит главным образом из песчаников и известняков.

Франские отложения — бар-бургазинская свита продолжает алевролит-песчаниковый разрез живетских толщ без перерыва и без каких-либо значительных изменений состава. Однако отложения нижней подсвиты бар-бургазинской свиты преимущественно серые и зелено-серые, редко серо-лиловые. Верхняя подсвита бар-бургазинской свиты согласно лежит на нижней и состоит преимущественно из темно-серых и черных алевролитов, мелкозернистых песчаников и углисто-глинистых сланцев. В породах подсвиты содержатся брахиоподы франского яруса. Мощность ее отложений более 1500 м.

Таким образом, общая мощность отложений бар-бургазинской свиты достигает 2200 м.

Богутинская свита, венчающая разрез девона в Юстыдском прогибе, также сложена в нижней части серыми и темно-серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. В верхней части преобладают глинистые и алевроит-глинистые породы, в значительной степени известковистые, содержащие большое количество растительных остатков плохой сохранности. Положение богутинской свиты выше франских отложений, большая ее мощность (до 2000 м) и наличие растительных остатков верхов девона позволяют считать, что она соответствует фаменскому ярусу верхнего девона.

Все перечисленные девонские отложения резко изменяются в краевых частях Юстыдского прогиба, где они становятся более грубообломочными, известковистыми, часто красноцветными, мощность их резко сокращается. Кроме того, у бортов прогиба из разрезов выпадают нижние части свит, а верхние свиты залегают непосредственно на более древних отложениях.

На северо-западном борту Юстыдского прогиба на размытой поверхности манжерокской свиты (нижняя часть нижнего кембрия) лежит аксайская свита (эйфель), которая непосредственно несогласно перекрывается бар-бургазинской свитой франского возраста. Эйфельские отложения здесь были изучены Г. Ф. Пожариской, автором и др. Здесь в бассейне р. Кызыл-Чин, по ее притоку р. Ак-Кая, они представлены аксайской свитой, в составе которой преобладают туфы кислого состава, чередующиеся в верхней части ее разреза с осадочными, часто красноцветными образованиями (см. рис. 8, разрез XIII).

По долине р. Ак-Кая разрез аксайской свиты начинается мощной пачкой средне- и крупногалечных конгломератов. Конгломераты имеют зеленовато-фиолетовую или серо-зеленую окраску и состоят из хорошо окатанной гальки баратальских мраморизованных известняков, измененных туфов среднего и кислого состава, туфогенных песчаников и кремнистых пород манжерокской свиты. Цементом служат гравелиты или карбонатные песчаники. В обломочном материале, входящем в состав их цемента, отмечены кварц, полевые шпаты и вулканогенные породы среднего и кислого состава. В ряде случаев среди конгломератов встречаются линзы красноцветных песчаников и известковистых алевролитов мощностью до 20 м и длиной 50—60 м. Для них типична плохая сортировка материала, грубая косая слоистость, следы дождевых капель и трещин усыхания. В одной из таких линз песчаников найдены растительные отпечатки. Среди пластов конгломератов встречены единичные маломощные покровы андезитовых порфиритов. Иногда конгломераты по простиранию сменяются гравелитами и гравийными песчаниками, местами же описанная пачка отсутствует. Мощность конгломератовой пачки в районе р. Ак-Кая колеблется от 80 до 250 м. Выше залегают толща вулканогенных пород, представленная в основном туфами кварцевых порфиритов, незначительным количеством туфов кварцевых альбитофиритов и туфов смешанного состава.

Туфы кварцевых порфиритов, как правило, темно-фиолетовые или лиловые. В состав обломков входят кварц (50—60%) и калиевый полевой шпат (1—3%). Величина обломков варьирует от 0,1 до 2,5 мм. Туфы цементируются пепловым материалом.

Туфы кварцевых альбитофиритов и туфы смешанного состава желто-серые, розовато-серые или, значительно реже, лиловые. В них отмечены обломки кварца и плагноклаза, причем в туфах смешанного состава, кроме того, присутствуют обломки туфов и эффузивов кислого и среднего состава. Размеры обломков изменяются от 0,05 до 2,5 мм. Цемент пепловый. Кроме того, встречаются единичные прослои темных зелено-серых и серо-фиолетовых мелкообломочных туфов андезитов порфиритов.

Мощность вулканогенной толщи 350 м.

В верхней части аксайской свиты вулканогенные породы переслаиваются с осадочными, причем выделяются следующие горизонты:

	Мощность, м
1. Лиловые туфогенные гравелиты и туфогенные песчаники	25
2. Лилово-фиолетовые туфы кварцевых альбитофиоров	135
3. Сургучно-красные известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники	34
4. Темно-фиолетовые туфы и эффузивы кислого состава	68

Общая мощность аксайской свиты по р. Ак-Кая равна 560 м.

В долине р. Ак-Кая непосредственно на аксайской несогласно лежит бар-бургазинская свита. Она делится на две подсвиты. Для нижней подсвиты характерна пестрота окраски слагающих ее пород. Отдельные их пласты (1—5 м) состоят из сургучно-красных, зеленых, лилово-фиолетовых и серых алевролитов и песчаников, а также конгломератов и гравелитов. В разрезе по р. Ак-Кая на размытой поверхности аксайских эффузивов залегают (см. рис. 8, разрез XIII):

	Мощность, м
1. Желто-бурые среднегалечные конгломераты, состоящие из плохо окатанной гальки темно-серых известняков, лиловых алевролитов и фиолетовых туфов кварцевых порфиров. Цементом служит мелкообломочный гравелит с незначительной примесью туфогенного материала	0—1,2
2. Лиловые алевролиты, переслаивающиеся с отдельными горизонтами сургучно-красных алевролитов, переполненных известковистыми конкрециями. Мощность отдельных прослоев 10—15 см	37
3. Темно-фиолетовые глинистые алевролиты, чередующиеся с зеленовато-серыми известковистыми алевролитами	16
4. Чередование буровато-красных алевролитов, содержащих кремнистые стяжения, глинистых алевролитов и алевролитовых известняков, состоящих из перекристаллизованных мшанок. Мощность отдельных прослоев 10—30 см, реже — 0,5 м	32
5. Серые гравелиты, переслаивающиеся с лиловыми и светло-зелеными алевролитами. Мощность отдельных прослоев 10—15 см	15
6. Лилово-красные алевролиты с прослоями (5—10 см) гравийных песчаников	40
7. Желто-бурые среднезернистые, косослоистые песчаники, чередующиеся с лилово-красными алевролитами	8
8. Мясо-красные среднезернистые песчаники	45
9. Чередование красных, фиолетовых, зеленых и желтых алевролитов и косослоистых песчаников	120—150

Общая мощность нижней подсвиты бар-бургазинской свиты в данном разрезе достигает 350 м.

В верхнем течении р. Кызыл-Чин мощность этой подсвиты резко сокращается до 50 м. Развитые здесь отложения сходны с породами нижней половины приведенного выше разреза. В прослое зеленых алевролитов, в левом склоне долины этой реки, Г. Ф. Пожариская нашла остатки панцирных рыб — *Bothriolepis* sp. ind.

Верхняя подсвита бар-бургазинской свиты по р. Ак-Кая согласно надстраивает разрез ее нижней подсвиты. Ее составляют:

	Мощность, м
10. Зелено-серые и серые глинистые алевролиты с известковистыми конкрециями размером 5—50 см в диаметре и с большим количеством члеников криноидей	60
11. Желтовато-зеленые глинистые алевролиты с подчиненными прослоями (от 2—4 до 10 см) известковистых песчаников и песчаных известняков с фауной	50
12. Желто-зеленые однообразные глинистые алевролиты	200
13. Зеленовато-серые глинистые алевролиты с прослоями (от 0,1 до 1,5—2 м) известняков с фауной	250

Общая мощность верхней подсвиты 560 м, а всей бар-бургазинской свиты на данном участке 910 м.

Франский возраст бар-бургазинской свиты обосновывается фауной, найденной в верхней подсвите. Отсюда М. С. Потаповой и Г. Ф. Пожариской определены: *Anathyrus tyzhnovi* Khalf., *A. peetzi* Khalf., *A. cf. falaena* Phill., *Cyrtospirifer chelonius* Nal., var. *tenticuliformis* var, nov., *C. shelonius* Nal., *C. cf. conoideus* (?) Roem., *Productella striatula* (?) Nal., *P. subaculeata* Murch., *Cyrtina heteroclyta* Defr., *Athyris concentrica* Buch., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linn., *A. tybaecostata* Paeck., *Stropheodonta duarterterii* Murch.

На границе Юстыдского прогиба с Чулышманской зоной состав животских и французских отложений заметно изменяется в сторону увеличения роли грубообломочных, часто красноцветных отложений. Например, на северном склоне Курайского хребта, в верховьях р. Нижний Ильдугем — левого притока р. Башкауз, бар-бургазинская свита имеет следующий разрез:

Мощность, м

1. Лилово-красные, вишневые, фиолетовые, реже зеленые алевролиты и тонкозернистые песчаники, в красноцветных разностях этих пород широко развита косая слоистость	135
2. Темно-серые и черные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с редкими прослоями конгломератов	50
3. Пачка с выдержанным двучленным ритмичным чередованием зеленых, лилово-зеленоватых и фиолетовых песчаников и алевролитов, содержащих растительные остатки, причем к верхам разреза отмечается поглубине материала	120
4. Серые конгломераты, ритмично чередующиеся с серыми гравелитами, песчаниками и алевролитами (верхние члены ритмов часто выпадают). Конгломераты мелко- и среднегалечные, состоят из гальки кварца, кремнистых пород, алевролитов и песчаников, цементом которой служит кварцевый песчаник. Гравелиты, песчаники и алевролиты преимущественно олигомиктовые, обломки кварца в них слабо окатаны и составляют 45—80% от объема породы	300
5. Переслаивающиеся мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники с гравелитами и алевролитами. Состав обломков тот же, что в подстилающей пачке	130
6. Чередование прослоев (от 5—8 до 30—40 м) преимущественно темно-серых алевролитов и песчаников средне- и мелкозернистых	320

Общая мощность отложений бар-бургазинской свиты в приведенном разрезе равна 1500 м.

В различных частях разреза встречена флора *Archeopteris* sp. (определение А. Л. Юриной), характерная для верхнего девона.

В южной части Ануйско-Чуйского синклинория девонские отложения обнажены главным образом вдоль границ с Катунско-Абаканской зоной и Холзунско-Чуйским антиклинорием. Их изучали в 1954—1959 гг. Ю. Б. Алешко, В. В. Волков, А. Б. Гинцингер, Р. Т. Грацианова, Г. Ф. Пожариская, И. В. Столбина, В. И. Тихонов и др.

Несмотря на ограниченную площадь распространения, девон в южной части Ануйско-Чуйского синклинория представлен всеми тремя отделами, причем здесь имеются обоснованные фауной фаменские отложения, которые в других районах Горного Алтая почти не встречаются.

Наиболее древней среди девонских отложений Ануйско-Чуйского синклинория считается каракудюрская свита (см. рис. 8, разрез XII). По данным Ю. Б. Алешко и И. В. Столбиной, она трансгрессивно залегает на ордовикских и силурийских отложениях. Нижняя часть свиты состоит из чередующихся пластов лиловых и зеленых полимиктовых песчаников, алевролитов и сланцев. Иногда встречаются редкие линзы и прослои мелкогалечных конгломератов. Верхняя часть свиты характеризуется более тонким, иногда ритмичным переслаиванием тех же пород, но часто более известковистых. Нижне-среднедевонский возраст караку-

дюрской свиты принят на основании сопоставления ее с барагашской свитой северных районов синклиория. Мощность ее отложений достигает 1500 м.

Куратинская свита с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на нижнесилурийских отложениях. Она является преимущественно вулканогенной, причем преобладающими в ее нижней части являются фельзиты, плагиопорфиры и кварцевые плагиопорфиры (см. рис. 8, разрез XII). Верхняя, большая, часть этой свиты представлена туфами и туфоконгломератами андезитовых порфиров, реже эффузивами кислого состава. Породы ее окрашены в разные оттенки красного, лилового, зеленого и серого цвета. Осадочные, обычно красноцветные, отложения встречаются в виде редких прослоев туфогенных песчаников. Положение между каракудюрской и ташантинской свитой, а также сходство с аксайской свитой дают возможность условно относить куратинскую свиту к переходному эйфельско-нижнеживетскому возрасту. Мощность ее отложений изменяется от 1300 м на севере, у границы с Катунско-Абаканской зоной, до 1700 м у юго-восточного борта синклиория; в этом же направлении увеличивается значение кислых вулканогенных пород в составе свиты.

Верхнеживетские отложения, согласно перекрывающие куратинскую свиту (см. рис. 8, разрез XII), характеризуются закономерным изменением состава при прослеживании с севера, от Катунско-Абаканской зоны, к юго-восточному окончанию Ануйско-Чуйского синклиория. На границе с Катунско-Абаканской зоной они представлены преимущественно красноцветными терригенными породами с большим количеством туфового материала. Среди них очень характерны косослоистые аркозовые песчаники. В редких прослоях известняков встречается обильная фауна. В районе р. Чуи в составе верхнеживетских отложений преобладают известняки и появляются темно-серые и черные алевролиты и серые кварцевые песчаники.

В южной части Ануйско-Чуйского синклиория, в бассейне р. Кызынор, черные и темно-серые алевролиты и песчаники становятся почти единственными породами, и, таким образом, здесь набор пород соответствует «черносланцевой» ташантинской свите. Обильная фауна, собранная на разных участках, определяет верхнеживетский возраст рассматриваемых отложений.

Более молодыми девонскими отложениями в пределах южной части Ануйско-Чуйского синклиория являются фаменские отложения, выполняющие небольшой грабен в зоне Курайского разлома. Они обнажены на западном берегу оз. Чайбек-Коль (см. рис. 8, разрез XII), где представлены зеленовато-серыми мелкозернистыми известковистыми песчаниками и алевролитами с прослоями темно-серых известняков, содержащих остатки морской фаменской фауны. Видимая мощность фаменской толщи не превышает 200 м.

КАРБОН — ПЕРМЬ

Карбоновые отложения распространены только в небольших разрозненных грабенах и грабен-синклиориях в зонах глубинных разломов.

В зоне Шапшальского разлома эти отложения наиболее детально изучены В. С. Шульгиной и автором в пределах Еринатской мульды, где они залегают с резким угловым несогласием на еринатской свите ордовика.

Здесь в составе карбоновых отложений выделяются две толщи: нижнекарбоновая, пестроцветная, и нижне-среднекарбоновая, угленосная.

Пестроцветная толща нижнего карбона сложена своеобразным комплексом озерно-болотных осадков, в целом хорошо выдержанным по

площади, но претерпевающим некоторые фациальные изменения на отдельных участках.

Наиболее полно нижнекарбонные отложения представлены на водоразделе рек Беркойру и Кандаш, к западу от горы Деве (см. рис. 7, разрез X):

Мощность, м

- | | |
|--|-----------|
| 1. Базальный горизонт представлен чередованием аркозовых грубозернистых песчаников и гравелитов с алевролитами, содержащими небольшую примесь пепла. Окраска пород очень ярка, кирпично-красная. Гравелиты и песчаники характеризуются плохой окатанностью и сортировкой зерен, а также разнообразным составом; преобладают зерна кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, обломки эффузивов кислого и среднего состава, песчаников, алевролитов и листочки мусковита. Цемент гематитовый, участками — кварцевый типа разрастания. Часто породы содержат редкую гальку, а местами замещаются мелкогалечными конгломератами | 40—50 |
| 2. Кирпично-красные туфогенные алевролиты и тонкозернистые песчаники с большим количеством листочков мусковита и гематитовой пыли в цементе. Породы мягкие, неслоистые. Характерным признаком их является наличие белесых пятен или неправильных невывержанных полос, общая ориентировка которых совпадает с напластованием пород. В виде маломощных прослоев присутствуют аркозовые гравелиты и грубозернистые песчаники, которые с тонкозернистыми породами имеют очень четкие, резкие границы. Кроме того, встречаются единичные небольшие линзы тонкозернистых и оолитовых известняков | 35—40 |
| 3. Конгломератовый горизонт, выдержанный по всей площади (маркирующий). На востоке он образован единым пластом конгломератов, на западе расщепляется и содержит прослой красных туфогенных алевролитов. Конгломераты от мелкогалечных до валунных, плохо-отсортированные; в гальке преобладают лавы и туфы кислого состава, песчаники, алевролиты, кварц, граниты и гранит-порфиры. Заполняющая масса в конгломератах — аркозовые гравелиты и песчаники с разным количеством гематита в цементе, в связи с чем цвет пород меняется от розовато-серого до красного | 20—25 |
| 4. Пепловые туффиты и туфы, туфогенные алевролиты, плотные и очень твердые, внешне похожие на кремни. Непосредственно выше слоя 3 встречаются линзы тонкозернистых известняков с примесью пепла. В верхах примесь пеплов увеличивается. Окраска пород становится серовато-лиловой, серой и зеленовато-серой. Местами присутствуют небольшие включения красного халцедона. Изредка встречаются прослой аркозовых гравелитов или грубозернистых песчаников | 250
20 |
| 5. Зеленые туфогенные песчаники | 20 |

Мощность нижнекаменноугольных отложений здесь равна 350—400 м.

Небольшие фациальные отличия наблюдаются у вершины горы Деве. Здесь в базальном горизонте резко преобладают конгломераты и грубые гравелиты аркозового состава с цементом разрастания или почти без цемента, по внешнему облику очень напоминающие разрушенные граниты. Выше маркирующего конгломератового горизонта здесь более широко, чем на западе, развиты известняки.

По составу и распределению пород в разрезе описанные отложения сходны с палеонтологически охарактеризованными турнейско-визейскими доугленосными отложениями Минусинской котловины (Грайзер, 1960) и отличаются от них лишь сокращенной мощностью.

Угленосные нижне-среднекарбонные отложения пространственно тесно связаны с описанной нижнекарбонной толщей, с которой они имеют четкую границу при согласном залегании.

На водоразделе истоков р. Беркойру — правого притока р. Кандаш, они согласны залегают на туфогенных песчаниках нижнего карбона (рис. 7, разрез X). Здесь обнажены (снизу вверх):

1. Серые мелкогалечные конгломераты с редкими прослоями гравелитов и песчаников	20
2. Темно-серые слоистые песчаники, часто чередующиеся с углистыми алевролитами и сланцами, заключающими остатки флоры и фауны. В нижней части малоомощные прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов, в верхней — пропластки углей мощностью 0,1—1,7 м	54
3. Серые и темно-серые конгломераты, от мелкогалечных до валунных, с прослоями гравелитов и грубозернистых песчаников мощностью до 5—6 м	72
4. Темно-серые слоистые песчаники, средне- и мелкозернистые, изредка с прослоями углистых алевролитов	35
5. Серые конгломераты, преимущественно грубогалечные, включающие прослой и линзы гравелитов и грубозернистых песчаников	84
6. Серые слоистые песчаники, от крупно- до мелкозернистых	10

Полная мощность ниже-среднекаменноугольных в приведенном разрезе равна 280—300 м.

Возраст описываемых отложений определяется находками флоры и фауны и сопоставлением с угленосными толщами Минусинской котловины.

Из растительных остатков М. И. Радченко определены *Cardiopteridium askyzense* (Zal.), *Sphenopteris abakanensis* Zal., *Angarodendron obrutschewii* Zal., *Chacassopteris* sp., *Samaropsis* sp., характерные для верхней части нижнего карбона. По флоре содержащие ее отложения можно сопоставлять с конгломератовой и черногорской свитами (намюр) Минусинского бассейна и соответственно с острогской свитой Кузнецкого бассейна. Фауна, найденная совместно с флорой, определена Л. А. Рагозиным как *Anthraconaia sibirica* (В. Tchern.). Этот вид присутствует в конгломератовой свите Минусинской котловины и в то же время является руководящим для мазуровской подсвиты Кузбасса (средний карбон).

Исходя из этих определений, возраст описываемых отложений устанавливается в пределах намюр—средний карбон. Возможно, что низы толщи следует относить к верхнему визе.

В зоне Курайского разлома карбоновые породы представлены только терригенными угленосными отложениями переходного средневерхнекарбонового возраста. Их разрез изучен на водораздельном хребте между р. Чуей и ее правым притоком р. Кызыл-Таш. Здесь выделяются две пачки: нижняя, песчано-глинистая угленосная, и верхняя, песчано-конгломератовая (рис. 8, разрез XIII).

Для нижней пачки характерно частое, нередко ритмичное переслаивание серых и темно-серых песчаников, алевролитов, глинистых и углистых сланцев с отдельными прослоями каменных углей. В низах ее разреза преобладают алевролиты, глинистые и углистые сланцы, выше возрастает содержание полевошпат-кварцевых, реже полимиктовых песчаников. Каменные угли встречаются преимущественно в нижней и средней частях ее разреза. Мощность пластов их не превышает 1,5 м. В верхах песчано-глинистой пачки появляются прослой и линзы грубозернистых песчаников и гравелитов. Видимая мощность нижней пачки 300 м.

Верхняя пачка в основном сложена серыми мелкогалечными конгломератами, переслаивающимися с кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками и гравелитами. В составе гальки конгломератов преобладают кварц-полевошпатовые и кварцевые песчаники, кремнистые породы и алевролиты, реже хлоритизированные песчаники, кварц и различные эффузивные породы. Цементом служат крупнозернистые песчаники. Мощность песчано-конгломератовой пачки около 400 м.

Мощность карбоновых отложений, развитых в зоне Курайского разлома, достигает 700 м.

Ст ₃	О ₁	О ₂	Верхний бардвик	S ₁	S ₂	D _{1c} -D _{2e}	D _{2e} -D _{2gu} ₁	D _{2gu} ₂	C ₂₋₃	
		Сумультинская О ₂	Айлагушская О ₂ С	Гаарланская		Каракуджарская	Куратинская			
Более 2000	Более 2000	1700	1700	800-2000	1300	До 1240	До 1500	До 1500	1000	До 700
Река Большая Сумульта (По А.Ф. Белоусову)	Река Большая Сумульта (По А.Ф. Белоусову)	Бассейн р. Большая Сумульта (По А.Ф. Белоусову)	Река Шадла (По Ю.Б. Алешко и В.И. Тизонову)	Река Чуя (По Ю.Б. Алешко)	Река Большой Каракет (По С.Н. Боженовой)	Гора Тунгул (По Ю.Б. Алешко)	Северо-Чуйские белки (По Ю.Б. Алешко)	Река Чуя (По Ю.Б. Алешко)	Айгулак- ский эревет (По Ю.Б. Алешко)	

ИХ

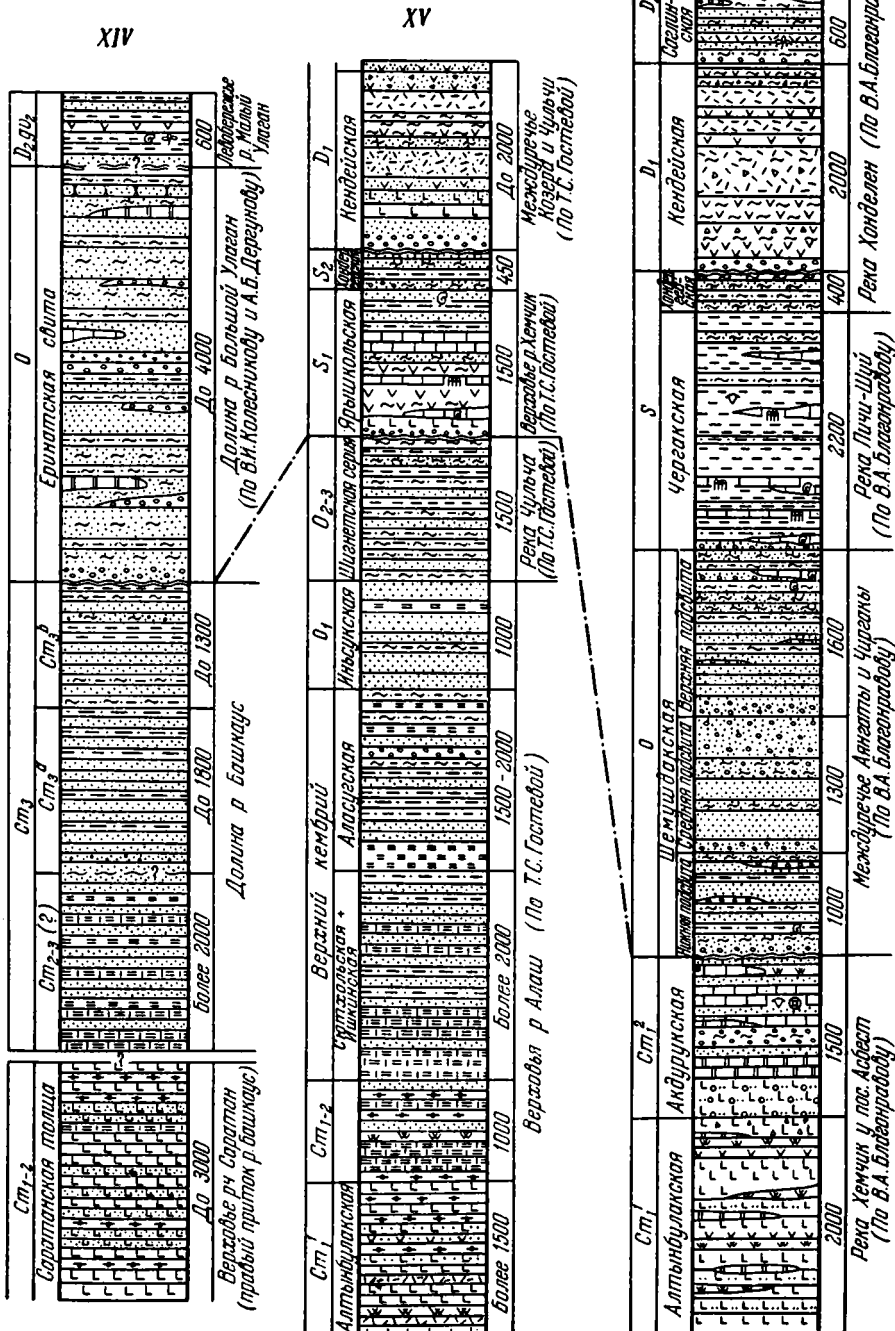
R	Ст ₁	Ст ₁₋₂	Ст ₃ (?)	D _{2e}	D _{2gu} ₂	D _{3fr}	C ₂₋₃
Баратальская	Манжерокская	Каянчинская Нижняя подсистема Верхняя подсистема		Аксай- ская	Ташан- тинская		
До 3000	~2000	~1000	До 800	До 600	До 1000	600	700
Речка Агайры		Река Тыдтугем (правый приток р. Чуя)	Ледый бард р. Чуя	Ледый бард р. Чуя, рч. Ак-ная	Ледый бард р. Чуя, рч. Ак-ная	Ледый бард р. Чуя, рч. Ак-ная	Правый бард р. Чуя, рч. Кызыл-Тат

ИХ

Рис. 8. Опорные стратиграфические разрезы верхнедокембрийских и палеозойских отложений в зоне сочленения структур Горного Алтая и Западного Саяна. Южное пересечение

Условные обозначения см. на рис. 6.

XII — Алуиско-Чуйский синклиниорий, юго-восточная, чуйская часть (низовье р. Чуи); XIII — Катунско-Абаканская зона, Кадринско-Баратальский горст (междуречье р. Чуи и ее левого притока — р. Чаган-Узун); XIV — Чулышманская зона, Башкаууско-Джунлукульский грабен-синклиниорий (среднее течение р. Башкауус); XV — Западно-Саянский синклиниорий, юго-западная часть (верховья р. Хемчик и р. Алаш); XVI — Тувинский прогиб, западная часть (верховья р. Хемчик).



Отложения пермской системы сохранились только в небольшом грабене, расположенном в центральной части Уйменско-Лебедского прогиба. Здесь в истоках р. Пыжи В. М. Сенников (1962) описал угленосные отложения, состоящие из песчаников, гравелитов, аргиллитов и углистых аргиллитов с прослоями каменного угля. Эти отложения он назвал пыжинской свитой, нижепермский возраст которой обоснован находками флоры. Мощность этой свиты 120—150 м.

ЮРА

Так же как каменноугольные, юрские отложения выполняют только небольшие грабены в зоне Шапшальского глубинного разлома. В верховьях р. Чульчи — правого притока р. Чулышман они с разрывом и резким угловым несогласием перекрывают метаморфические сланцы и ордовикские граниты. По данным Г. А. Максимовой, юрские отложения начинаются с конгломератов (около 200 м), состоящих из галек и валунов гранитов, метаморфизованных песчаников и кремнистых пород. Цементом служат аркозовые песчаники. Над конгломератами лежит толща, состоящая из ритмично переслаивающихся полимиктовых мелкогалечных конгломератов, песчаников, алевролитов, углисто-глинистых и глинистых сланцев. Характерны быстрые фациальные изменения пород. Их юрский возраст надежно обоснован определениями флоры, проведенными В. А. Вахрамеевым. Мощность юрских отложений в бассейне р. Чульчи около 700 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В геологическом строении рассматриваемой территории, как следует из предыдущей главы, принимает участие большое число разновозрастных толщ, которые обычно характеризуются значительной литолого-фациальной изменчивостью в пределах каждой отдельной тектонической структуры. Еще большее разнообразие их состава и строения обнаруживается в разных тектонических структурах и особенно при изучении толщ, сменяющих друг друга в возрастной последовательности. Такая многостепенная изменчивость создает существенные трудности при их изучении, в известной мере устранимые при применении для исследования методов формационного анализа.

На основе формационного метода в последние годы произведено изучение тектонического строения многих крупных структур Алтае-Саянской области (Хоментовский, 1960; Зоненшайн и др., 1960; Волочкович, Леонтьев, 1964; Перфильев, 1964; Благонравов, 1964; Волков, 1965). В настоящей работе рассмотрено строение и развитие структур, сближающихся в зоне сочленения, т. е. на территории, охватывающей смежные районы Горного Алтая, Горной Шории, Западного Саяна и Тувы. Главной целью изучения является установление закономерностей сочленения этих структур в процессе их формирования. Естественно, что она не может быть достигнута без анализа геологических формаций и сопоставления формационных рядов, характеризующих развитие конкретных тектонических структур на главных этапах.

Формационный метод применяли А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский при районировании территории СССР еще в 1933 г. (Архангельский, Шатский, 1933). Впоследствии его разрабатывали Н. С. Шатский и Н. П. Херасков (Шатский, 1945; 1960; Херасков, 1952, 1963). В настоящее время этот метод получил очень широкое применение. Однако до сих пор еще не существует единого понимания даже самого определения формации, следствием чего являются различные подходы к формационному анализу как методу изучения тектоники. Поэтому необходимо изложить некоторые основные положения формационного метода, на которые опирался автор.

Наиболее сжатое определение осадочных геологических формаций дано Н. С. Шатским: «Осадочными формациями называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности» (Шатский, 1965, стр. 153).

Из приведенного определения следует, что при установлении формации необходимо исходить только из характеристики самой формации (слагающих ее пород, их распределения, состава и т. д.), не обуславливая ее выделение ни тектонической обстановкой, ни временем формирования, ни какими-либо другими положениями, допускающими возможное проявление субъективных взглядов исследователя. Очень многие из рассматриваемых в данной работе формаций совпадают со свитами, выделенными разными авторами в процессе геологической съемки. Это совпадение не случайно: в нем проявляется объективность критериев, принятых для выделения формаций, так как при геологическом картировании в свиты были объединены естественные комплексы пород, встречающиеся совместно. Часто подобное «сонахождение» было единственным критерием для объединения пород в свиты, так как в Горном Алтае и Западном Саяне (во многих толщах) до сих пор не найдены органические остатки, а некоторые мощные толщи, по-видимому, их вообще лишены (например, горноалтайская свита и устушкинская серия).

По этой причине при региональной геологической съемке в одну свиту часто объединялись разновозрастные толщи, представляющие собой устойчивую естественную парагенетическую ассоциацию пород. Например, туфогенно-терригенная толща, развитая на южном склоне Курайского хребта, только благодаря сходству состава и строения с каимской свитой Катунского горст-антиклинория сначала была отнесена к среднему кембрию и картировалась как каимская свита. Позднее в ней была обнаружена нижнекембрийская фауна. Следовательно, в данном случае картировалась не свита, а туфогенно-терригенная формация, нижний возрастной предел которой опускается от среднего кембрия на Катунском горст-антиклинории до нижнего кембрия на восточной окраине Катунско-Абаканской зоны. Подобные примеры не единичны.

Таким образом, выделенные ранее свиты во многих случаях по существу являлись формациями, причем для их выделения имелось достаточное количество фактических материалов. Иначе дело обстоит с изучением самих выделенных ранее формаций.

Н. С. Шатский и Н. П. Херасков считали формацию реальным геологическим телом, в естественную характеристику которого входят размеры, форма, характер контактов, внутреннее строение, соотношения с другими телами и т. д. Однако во всех перечисленных выше региональных работах достаточно полного описания формаций как геологических тел почти нет, за исключением девонских Минусинских впадин, разобранных в работах А. А. Моссаковского (1963) и И. В. Лучицкого (1960) и ордовикских формаций Тувинского прогиба, рассмотренных В. А. Благонадевым (1964). Такое положение объясняется прежде всего недостаточной изученностью рассматриваемой территории, имеющей к тому же очень сложное строение. Несомненно, исчерпывающее исследование каждой конкретной формации может служить задачей для постановки специальных тематических работ, так как оно не может опираться только на материалы региональных съемок. Но все же эти материалы позволяют выделять формации, давать им общую характеристику и производить сопоставление формационных рядов. Автор данной работы также вынужден базироваться на материалах, содержащих очень неравномерные сведения о разных формациях, поэтому описание формаций будет проведено с различной полнотой.

Развивая учение о формациях, Н. П. Херасков (1963) выделил три класса формаций: платформенный, геосинклинальный и орогенный. Для последних двух классов, которые будут использованы в настоящей работе, он приводил следующие отличительные черты¹:

¹ Здесь перечислены только некоторые из приведенных в работе Н. П. Хераскова особенностей каждого класса формаций, которые, по мнению автора, являются наиболее яркими.

Геосинклинальные формации состоят почти целиком из морских, в том числе глубоководных, отложений обычно выдержанного по простиранию состава, но в них могут отмечаться крупные фашиальные изменения не только между свитами, но и между слоями. Здесь важно отметить, что для многих геосинклинальных формаций характерна линейность в распределении осадков. Кроме того, эти формации отличаются присутствием обломков неустойчивых минералов и пород, нередко плохо отсортированных, т. е. отложившихся без значительного переноса. Однако Н. П. Херасков отмечает, что «представляется рациональным выделить также аллохтонные геосинклинальные формации, обозначая этим термином геосинклинальные формации, возникшие в условиях обильного поступления обломочного материала из соседних областей более древней складчатости, в частности древних платформ» (Херасков, 1963, стр. 36). Один из важнейших признаков геосинклинальных формаций — большие мощности отложений, устойчиво сохраняющиеся по простиранию, но изменчивые вкрест его. Общей чертой геосинклинальных условий являются постоянно происходящие деформации при преобладающем погружении области или зоны.

Орогенные формации отличаются прежде всего резкой изменчивостью состава и мощностей слагающих их отложений не только вкрест, но и по простиранию, причем в них преобладают обломочные и грубообломочные континентальные отложения, образованные, как правило, за счет очень близких, «местных», источников сноса. Встречающиеся морские отложения чаще всего мелководные (красноцветные), нередко вмещают эндемичные формы фауны, отражая изолированный или полуизолированный характер бассейнов. В целом орогенные формации указывают на крайне неоднородную тектоническую обстановку в период их образования при общем воздымании области или зоны.

Приведенные критерии позволяют объединять формации, выделяемые в каждой тектонической зоне, в геосинклинальные и орогенные ряды, последовательно, но в разное время сменяющие друг друга в разных тектонических структурах. Очередность изложения материала о формациях определяется необходимостью показать особенности строения и развития каждой тектонической зоны. Поэтому в отличие от главы «Стратиграфия» здесь сначала будут рассмотрены все геологические формации каждой тектонической зоны, а затем проведено сопоставление формационных рядов, характеризующих разные зоны.

ФОРМАЦИИ КАТУНСКО-АБАКАНСКОЙ ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Геосинклинальные формации

Кремнисто-карбонатная формация — древнейшая из отложений, возраст которых обоснован органическими остатками. В ее состав входят баратальская и енисейская свиты, которые во всех районах распространения являются самыми древними, поэтому нижняя граница кремнисто-карбонатной формации нигде не вскрыта. Преобладающими породами формации являются относительно чистые мраморизованные известняки и доломиты. Они образуют мощные (100—300 м) пакки и пласты с маломощными (обычно 5—15 см) прослоями весьма характерных кремнистых пород — силицилитов. Цвет известняков изменяется от светло-серого и белого до темно-серого и черного, причем темные разновидности обычно содержат большое количество пелитоморфного углестого вещества и иногда пахнут сероводородом (антраконитовые известняки). Известняки и доломиты обособляются только в Шорском антиклинории

(Гинцингер, Винкман, 1962), где доломиты преобладают в нижней, а известняки — в верхней части разреза. На границе доломитов и известняков здесь отмечаются фосфоритоносные пласты. Кремнистые породы — силицилиты — состоят из криптокристаллического кремнезема с примесью глинистого и углистого материала. С известняками на Катунском горст-антиклинории переслаиваются углистые филлиты.

Кроме названных пород, в средней части описываемой формации западной и южной окраин Катунского горст-антиклинория в виде самостоятельной мощной толщи присутствуют кварциты, метаморфизованные песчаники, филлитизированные сланцы, диабазы и туфы. Мощность их достигает здесь 1000 м. Полная видимая мощность всей формации примерно 3000 м. Характерно, что восточнее, в составе той же формации Бийского, Шорского горст-антиклинориев и Кадринско-Баратальского горста, туфогенно-терригенная пачка отсутствует, хотя мощность формации здесь также не менее 3000 м. По-видимому, туфогенно-терригенная пачка является второстепенным членом кремнисто-карбонатной формации. Подобные образования Н. С. Шатский (1960) называл аллофильными членами формации. Возможно, наличие терригенно-туфогенной пачки показывает, что западнее Катунско-Абаканской зоны в рифее происходило образование существенно иной формации, отражающей другие тектонические условия.

Встречающиеся в кремнисто-карбонатной формации единичные покровы диабазов распределены в ней незакономерно. Только в Кадринско-Баратальском горсте отмечено увеличение содержания туфов этих пород, а также силицилитов вверх по разрезу, т. е. в сторону вышележащей диабазовой формации. Характерно, что только здесь имеются постепенные переходы между обеими формациями, и поэтому есть основание полагать, что нарастание вулканической деятельности происходило постепенно и началось еще в конце рифея.

Таким образом, кремнисто-карбонатная формация отличается сравнительно однообразным составом и строением и в то же время является единственной обоснованной фауной рифейской формацией на рассматриваемой территории. В связи с этим создается впечатление о существовании однообразных условий осадконакопления в рифее, как считали раньше многие исследователи (Белостоцкий, 1956; Нехорошев, 1958, и другие, в том числе автор настоящей работы). Однако в соседних районах, например в Кузнецком Алатау и Батеневском кряже, А. А. Моссаковский (1963б) установил несколько разнородных рифейских формаций — вулканогенных в подвижных зонах прогибов и карбонатных на относительных поднятиях. Эти сведения вместе с приведенными выше данными о наличии в рассматриваемой кремнисто-карбонатной формации аллофильных членов (туфогенно-терригенной пачки в разрезе баратальской свиты западной части Катунского горст-антиклинория) заставляют пересмотреть вывод об однообразных условиях осадконакопления в рифее. Скорее всего однородность строения рифейских отложений в Горном Алтае — кажущаяся, так как в современной структуре рифейские отложения доступны для изучения только в ядрах горст-антиклинориев, которые унаследованно развивались на месте рифейских геантиклинальных поднятий и в кембрии. Возможно, что в то же время в разделяющих их прогибах, перекрытых более молодыми толщами, формировались отложения иного состава.

В связи со сказанным нужно отметить, что разновозрастность верхней границы кремнисто-карбонатной формации, наблюдаемая в виде контакта между карбонатной баратальской и вулканогенной манжерокской свитами, может оказаться мнимой по той же причине.

Диабазовая и спилит-диабазовая формации перекрывают кремнисто-

карбонатную формацию на горст-антиклинариях. В грабен-синклинариях они являются древнейшими и лежат в основании видимых частей разрезов.

Диабазовая формация в Горном Алтае выделена и описана Ю. А. Кузнецовым. В нее входят манжерокская и сарысазская свиты Катунско-Абаканской зоны, нижняя подсвета каянчинской свиты в полосе, граничащей с Чулышманской зоной. Диабазовая формация представлена мощными (150—500 м) покровами диабазовых и пироксеновых порфиритов, их туфов, лавобрекчий и миндалефиров. Отдельные прослои в ней сложены филлитизированными глинисто-кремнистыми сланцами, метаморфизованными песчаниками, туфопесчаниками и туффитами. В виде редких линз и невыдержанных прослоев встречаются известняки. Породы — зеленокаменноизмененные, но сохраняя свои типичные структуры или их реликты. Прослой морских осадочных пород и сохраняющаяся иногда шаровая отдельность лав указывают на подводный характер излияний.

Наиболее распространена диабазовая формация в пограничных частях Катунско-Абаканской зоны, т. е. непосредственно в зонах глубинных разломов. Характерно, что мощность диабазовой формации (манжерокской свиты) в пределах Катунского горст-антиклинория быстро убывает с запада на восток и в ядре антиклинория формация полностью исчезает (Винкман, 1959). В то же время в южном направлении, к границе Катунского антиклинория с Ануйско-Чуйским синклинорием, мощность ее увеличивается и в зоне Сарасинско-Курайского разлома достигает 3500 м (Винкман, 1959).

Восточнее, на границе с Уйменско-Лебедским прогибом, диабазовая формация несколько изменяет свой состав и возрастные рамки. Она здесь представлена сарысазской свитой, в верхах которой найдены архециаты камешковского горизонта (Сенников, 1962б), т. е. верхняя возрастная граница диабазовой формации поднимается до ленского яруса нижнего кембрия. Основную роль здесь играют порфириты и туфы, слагающие мощные (до 500 м) чередующиеся пачки, но более существенная роль, чем на Катунском горст-антиклинории, принадлежит полимиктовым песчаникам и другим терригенным породам. Среди вулканогенных пород встречаются альбитофиры, кварцевые порфириты, фельзиты. Однако основной фон создают вулканогенные породы диабазового состава, особенно их туфогенные разности. В верхах разреза встречаются линзы архециатовых известняков (Белоусов, Сенников, 1960).

В пределах остальной, большей части территории Уйменско-Лебедского прогиба диабазовая формация, по-видимому, отсутствует, замещаясь туфогенно-терригенной формацией. Однако она вновь появляется в восточной пограничной полосе Катунско-Абаканской зоны в виде узких тектонических блоков вдоль Курайского и Кузнецко-Алтайского глубинных разломов. Здесь диабазовая формация представлена нижней частью нерасчлененных отложений сарысазской и тырганской свит, а также нижней подсветы каянчинской свиты, разрезы которой изучены автором в верховьях р. Лебедь и на южном склоне Курайского хребта (см. главу «Стратиграфия»). Как и на западе Катунско-Абаканской зоны, преобладающими породами диабазовой формации в этой полосе являются зеленокаменноизмененные диабазовые плагиоклазовые и пироксеновые порфириты, их туфы и лавобрекчии. Встречаются подчиненные прослои полимиктовых песчаников и редкие линзы мраморизованных известняков. Основание формации здесь не вскрыто, видимая мощность достигает 1000 м и более. Вверх по разрезу диабазовая формация постепенно сменяется карбонатно-терригенной.

Интересно, что диабазовая формация «внедряется» в пределы соседней Чулышманской зоны, вдоль разломов «поперечного», восток-северо-восточного простирания, ограничивающих с юга Телецкий горст. Здесь

в бассейне р. Сарган диабазовая формация представлена сарганской толщей, входящей в состав нерасчлененных отложений нижнего и среднего кембрия. Как и в пределах Катунско-Абаканской зоны, в этом районе диабазовая формация сложена главным образом измененными диабазами: пироксеновыми порфиритами, туфами того же состава и резко им подчиненными кремнистыми и слюдисто-кварцевыми породами.

Спилит-диабазовая формация развита в Шорском горст-антиклинории, Абаканском грабен-синклинории и в складчатом основании Тувинского прогиба. В перечисленных структурах она представлена соответственно кондомской (манжерокской), нижнемонокской и алтынбулакской свитами. В работах В. В. Хоментовского (1960) и Л. П. Зоненшайна, Г. А. Кудрявцева и А. А. Моссаковского (1960) эти свиты были отнесены к спилито-кератофировой формации, которая Ю. А. Кузнецовым (1964) названа группой, состоящей из спилит-диабазовой и кварц-кератофировой формаций. В соответствии с этим перечисленные свиты могут быть отнесены к спилит-диабазовой формации.

Рассматриваемая формация по составу и строению близка к диабазовой, но отличается от нее присутствием значительного количества спилитов и меньшей долей терригенных пород. В Шорском горст-антиклинории спилит-диабазовая формация несогласно залегает на кремнисто-карбонатной формации и в свою очередь так же несогласно перекрыта карбонатными отложениями ленского яруса. Однако А. А. Моссаковский (1963б) показал, что подобное соотношение формаций является только частным случаем. Он установил, что на горст-антиклинориях формации спилит-кератофировой группы целиком замещаются карбонатными формациями, а в ограничивающих их прогибах, наоборот, из разреза исчезают карбонатные формации, замещаясь спилит-диабазовой и другими формациями спилит-кератофировой группы.

Подобные соотношения возможны между формациями Абаканского грабен-синклинория, а также складчатого основания Тувинского прогиба. Однако в западной части последнего спилито-диабазовая формация является древнейшей и связана с вышележащей терригенно-карбонатной формацией ленского яруса нижнего кембрия постепенными переходами.

Таким образом, верхний возрастной предел спилит-диабазовой и диабазовой формаций в рассмотренных структурах примерно совпадает с началом ленского яруса нижнего кембрия, но повышается в грабен-синклинориях, захватывая нижнюю часть этого яруса. Мощность рассматриваемых формаций колеблется от 1000 до 3500 м, но в грабен-синклинориях она может быть значительно большей (нижние части формаций здесь обычно не вскрыты).

Терригенно-карбонатная формация развита почти исключительно в горст-антиклинориях и залегает обычно выше кремнисто-карбонатной и спилит-диабазовой формаций. На Катунском и Бийском горст-антиклинориях рассматриваемая формация представлена нижнекембрийской каянчинской свитой, на Шорском антиклинории — мрасской свитой того же возраста. В этих структурах терригенно-карбонатная формация обнаруживает тесную связь с кремнисто-карбонатной формацией; когда спилит-диабазовая формация выпадает из разрезов, обе карбонатные формации образуют непрерывный ряд (Моссаковский, 1963б; Волков, 1965). Поэтому можно, вероятно, считать, что обе последние формации относятся к единой более крупной категории — карбонатной надформации, характеризующей развитие наиболее устойчивых поднятий. В составе терригенно-карбонатной формации мощные (до 500 м) линзы белых рифогенных массивных известняков и пласты слоистых серых известняков часто переслаиваются с филлитизированными сланцами. М. К. Винкман и др. (1962) отмечают, что, кроме известняков,

в каячинской и мрасской свитах значительное место занимают мергели, песчанистые известняки и песчаники. Иногда встречаются силицилиты, однако известняки всегда остаются преобладающими породами и образуют мощные (до 300—500 м) пачки. Мощность терригенно-карбонатной формации изменяется от 1000 м в центральной части горст-антиклинория до 2000 м в их краевых частях, где она возрастет, вероятно, за счет большого количества терригенного материала. В этом же направлении терригенно-карбонатная формация сменяется по простиранию туфогенно-терригенной формацией. Характерно, что единичный покров авгитовых порфиритов и пласт «граувакковых туффитов» был установлен в составе формации А. Ф. Белоусовым (Белоусов, Сенников, 1960) только на южном погружении Катунского горст-антиклинория. По всей вероятности, вулканогенные породы являются чуждыми рассматриваемой формации и лишь демонстрируют замещение ее иной, существенно вулканогенной формацией, развитой за пределами горст-антиклинориев.

Туфогенно-терригенная формация отличается от описанных выше формаций большим разнообразием состава и распределения слагающих ее пород. При более детальном изучении туфогенно-терригенная формация, вероятно, будет считаться надформацией и, в свою очередь, будет делиться на формации, но пока для этого нет достаточных материалов.

Туфогенно-терригенная формация накапливалась во второй половине нижнего и в начале среднего кембрия в относительно опущенных частях Катунско-Абаканской зоны. В ее состав входят многочисленные свиты разных районов. Вдоль восточного края Катунского горст-антиклинория туфогенно-терригенная формация представлена тырганской и каимской свитами, на юго-восточном склоне Бийского горст-антиклинория — каячинской свитой, на южном погружении Шорского горст-антиклинория — каимской (мундыбашской) свитой, в Абаканском грабен-синклинория — верхнемонокской свитой. В центральной и восточной частях территории, занятой Уйменско-Лебедским прогибом, в туфогенно-терригенную формацию входит верхняя часть нерасчлененных отложений сарысазской и тырганской свит. И, наконец, вдоль границы Катунско-Абаканской и Чулымшанской зон ей отвечает верхняя подсвита каячинской свиты. К описываемой формации, вероятно, может быть отнесена и акдурукская свита складчатого основания Тувинского прогиба.

Туфогенно-терригенная формация связана с диабазовой и спилит-диабазовой формациями постепенными переходами, сменяя их вверх по разрезу в краевых частях структур и, возможно, в латеральном направлении — в срединных частях грабен-синклинориев, где она, по-видимому, является древнейшей (например, в центральной части Уйменско-Лебедского прогиба). Наиболее характерными породами формации, преобладающими почти на всех перечисленных выше площадях, являются молибдитовые, граувакковые и туфогенные песчаники, глинисто-кремнистые сланцы, туфы и туфоконгломераты эффузивов среднего, основного и реже кислого состава. Они чередуются в виде пластов мощностью от первых десятков до нескольких сотен метров. Лавы встречаются в виде единичных покровов. Исключение составляют верхние части формации в районах сочленения горст-антиклинориев и грабен-синклинориев, где мощные покровы эффузивов являются преобладающими членами формации (каимская и мундыбашская свиты на окраинах Катунского и Шорского горст-антиклинориев). Известняки входят в формацию в виде отдельных прослоев невыдержанной мощности и содержат крупные (до 10—15 см в поперечнике) угловатые обломки вулканогенных пород (на южном склоне Курайского хребта). Также характерны глинисто-углистые и глинисто-кремнистые разности известняков, в которых терригенный материал содержится в виде пелитоморфной примеси, обогащая отдельные

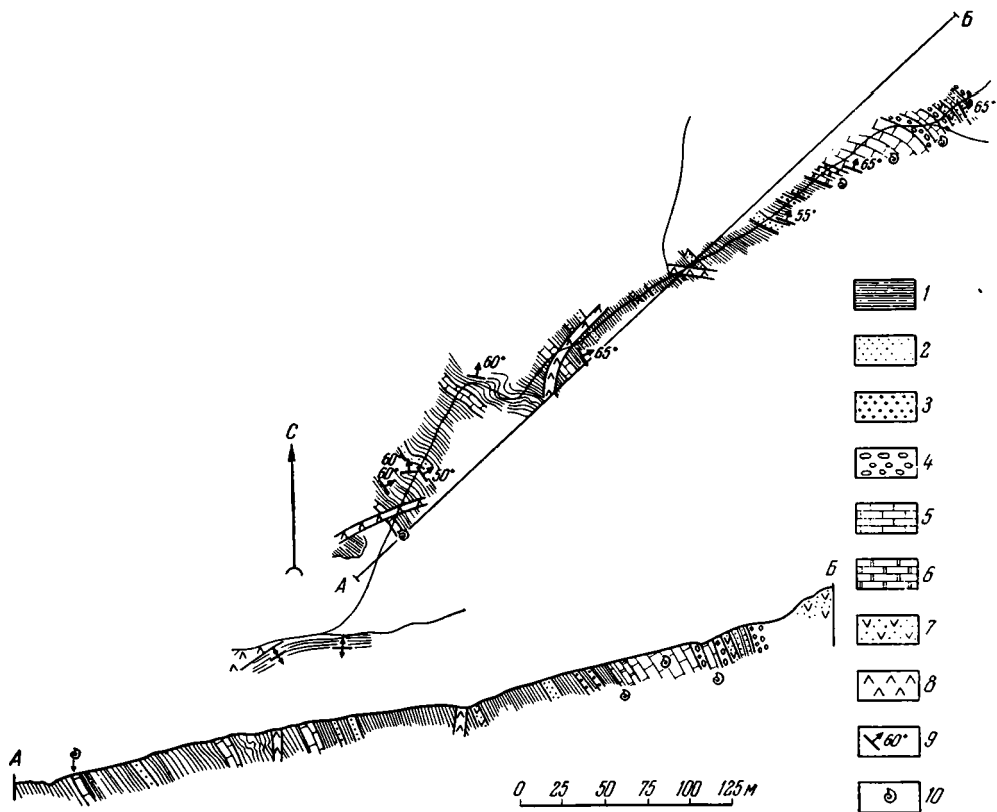


Рис. 9. Строение верхней части туфогенно-терригенной формации на границе Катунско-Абаканской и Чулышманской зон (район Садринского озера)

1 — кремнисто-углистые и кремнисто-глинистые слоистые известняки; 2 — то же, массивные, песчанистые; 3 — крупнозернистые песчаники и гравелиты; 4 — конгломераты; 5 — массивные известняки; 6 — аналогичные известняки с глинистым цементом; 7 — вулканогенные породы среднего состава; 8 — дайки среднего и основного состава; 9 — элементы залегания; 10 — места нахождения фауны

прослой и подчеркивая слоистость породы (в районе Садринского озера). Массивные светлые известняки часто представляют собой археоциатовые рифы. В большинстве случаев отмечается увеличение количества известняков в верхних частях формации. В формации нередко присутствуют линзообразные прослой внутриформационных конгломератов. Пространственно они как будто связаны с рифогенными известняками, вместе с которыми часто встречаются в пограничной полосе между Катунско-Абаканской и Чулышманской зонами (рис. 9). Кроме того, конгломераты имеются в значительном количестве на юго-восточном склоне Бийского горст-антиклинория, где они в районе устья р. Узлек — правого притока р. Большой Иши являются преобладающими породами в толще, мощность которой достигает 800 м. Здесь также развиты песчаники, гравелиты, глинистые и известняково-глинистые сланцы, а также линзы известняков с археоциатами и трилобитами (Сенников, 1962а).

Заканчивая описание туфогенно-терригенной формации, нужно отметить некоторые закономерности изменения ее состава и строения в латеральном и вертикальном направлениях. Вулканогенные породы в наибольшем количестве встречаются на восточной окраине Катунского горст-антиклинория, в пределах Абаканского грабен-синклинория и на границе Катунско-Абаканской зоны с Чулышманской зоной, т. е. непосредственно около глубинных разломов. На этих участках туфогенно-терри-

генная формация включает не только нижнекембрийские, но и среднекембрийские вулканогенные породы и, таким образом, имеет наиболее широкий возрастной интервал. На юго-восточном склоне Бийского горст-антиклинория преобладают конгломераты, а содержание вулканогенных пород сильно сокращено, что, очевидно, связано с удаленностью от зон глубинных разломов. Мощность туфогенно-терригенной формации изменяется в широких пределах, но всюду она не менее 2000 м. Увеличение мощности отмечается вблизи зон глубинных разломов, вероятно, за счет большего количества вулканогенного материала.

Туфогенно-терригенная формация завершает формационные ряды собственно геосинклинального этапа развития Катунско-Абаканской зоны.

Несмотря на заметную редуцированность, эти ряды отражают закономерную приуроченность отдельных групп формаций к определенным тектоническим структурам. Катунский, Бийский и Шорский горст-антиклинории характеризуются развитием преимущественно карбонатных формаций: кремнисто-карбонатной и терригенно-карбонатной. В краевых частях этих структур и на сочленении их с грабен-синклинориями, а также в краевой полосе Катунско-Абаканской зоны, непосредственно прилегающей к Чулышманской зоне, формационный ряд слагают диабазовая и спилит-диабазовая формации, сменяющиеся во второй половине нижнего кембрия туфогенно-терригенной формацией. Последняя в начале среднего кембрия распространилась на краевые части горст-антиклинориев. Срединные части грабен-синклинориев, по-видимому, характеризуются преобладающим развитием одной туфогенно-терригенной формации, хотя о наиболее раннем периоде их развития, охватывающем верхний рифей и нижнюю часть нижнего кембрия, можно судить только по присутствию крупной пачки туфогенно-терригенных пород в кремнисто-карбонатной формации краевой части Катунского горст-антиклинория, а также по аналогии со строением амагматичных прогибов той же зоны, описанных А. А. Моссаковским (1963б).

Забегая несколько вперед, следует отметить, что состав пород следующей по возрасту сероцветной известняково-глинистой формации мог бы служить основанием для отнесения ее к формационному ряду собственно геосинклинального этапа развития. Но независимость ее строения и состава от положения в той или иной геосинклинальной структуре, по-видимому, указывает на формирование ее после окончания собственно геосинклинального этапа в Катунско-Абаканской зоне.

Сероцветная известняково-глинистая формация в отличие от рассмотренных занимает очень небольшие участки, имеет малую мощность (до 500 м) и характеризуется относительным однообразием состава и строения. Эта формация представлена еландинской свитой верхней половины среднего кембрия (майский ярус), встречающейся как на Катунском антиклинории, так и в пределах Уйменско-Лебедского прогиба. всюду она залегает на отложениях разного возраста с отчетливо выраженным угловым несогласием и базальными конгломератами. Главными породами формации являются серые, реже бордовые, алевроит-глинистые сланцы и полимиктовые песчаники. Встречающиеся в ее составе маломощные пачки глинистых известняков содержат фауну трилобитов. Формация отражает период относительного тектонического затишья в конце среднего кембрия, вероятно, одинаково распространившегося на разные тектонические структуры всей Катунско-Абаканской зоны.

Орогенные формации

Нижняя молассовая формация объединяет несколько разновозрастных и пространственно разобщенных свит, характеризующихся многими общими чертами строения и состава. В эту формацию входят



Рис. 10. Базальный конгломерат каракульской толщи (Cm_3) с галькой баратальских известняков (а) и древних порфиритов (б)

известняково-терригенная кульбичская свита нижней части верхнего кембрия (Катунский горст-антиклинорий), пестроцветная терригенная толща, развитая в районе оз. Каракуль (Кадринско-Баратальский горст), песчано-конгломератовая чойская свита тремадокского возраста (Катунский горст-антиклинорий) и песчано-алевролитовая стретинская свита нижнего среднего ордовика (Уйменско-Лебедский прогиб). Перечисленные свиты с резким угловым несогласием и базальными конгломератами (рис. 10, 11) залегают на разных по возрасту толщах и обычно перекрываются только девонскими породами, за исключением стретинской свиты, связанной постепенными переходами с вышележащими отложениями ордовика.

Характерным признаком нижней молассовой формации является разнообразие окраски слагающих ее пород, причем чаще преобладают красные тона. В составе всех перечисленных свит наиболее распространены полимиктовые песчаники, затем идут аркозовые песчаники, впервые появляющиеся именно здесь, в нижней молассовой формации, а также конгломераты, содержащие гальку гранитоидов. Широко распространены серые, зелено-серые, лиловые и фиолетовые алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы. Встречаются линзы песчаных и глинистых известняков с морской фауной.

Молассовый облик описываемой формации наиболее ярко выражен в каракульской толще. Здесь наряду с тонкозернистыми породами — зелеными и лиловыми аргиллитами и алевролитами — встречаются пласты грубозернистых песчаников, гравелитов, а иногда, особенно в основании толщи, линзообразные тела крупноглыбовых конгломератов (см. рис. 10, 11).

Изменение состава пород формации полностью зависит от расположения местных источников сноса, которое, несомненно, влияло также на резкое колебание мощностей (например, мощности стретинской свиты 400—1500 м, по В. М. Сенникову, 1962а).

Пестроцветная терригенная формация развита только в Уйменско-Лебедском прогибе, где она постепенно сменяет нижнюю молассу. В нее входят гурьяновская и чеборская свиты среднего и верхнего ордовика, состоящие из полимиктовых и аркозовых, часто известковистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Цвет пород серый, серо-зеленый, лиловый, красно-бурый, причем в верхней части формации роль красновеселов заметно возрастает. Иногда между гурьяновской и чеборской свитами наблюдается местное несогласие. Нижняя часть формации

Рис. 11. Крупноглыбовые базальные конгломераты каракульской толщи ($Ст_3$). Видны глыбы известняков баратальской свиты (R).
Участок оз. Кара-куль



(гурьяновская свита) отличается существенным развитием серых и зелено-серых слоистых мелкозернистых известковистых пород, очень сходных с одновозрастными отложениями соседних тектонических зон — с айлагушской и ханхаринской свитами Ануйско-Чуйского синклинория и амзасской свитой Горной Шории (Сенников, 1962а). Верхи формации (чеборская свита) отличаются широким развитием тонкозернистых, часто красноватых пород, в том числе аркозовых песчаников, т. е. пород, образованных за счет близких источников сноса. В. М. Сенников отмечает, что чеборская свита существенно отличается от одновозрастной тарлганской свиты Ануйско-Чуйского синклинория.

Сходные тектонические условия в Катунско-Абаканской зоне и Ануйско-Чуйском синклинории существовали только в конце среднего — начале верхнего ордовика, а в верхнем ордовике Катунско-Абаканская зона вновь обособляется от соседних геосинклинальных прогибов.

Как отмечалось в главе «Стратиграфия», силурийские отложения в Катунско-Абаканской зоне не известны. По всей вероятности, в этот период она вместе с Чулышманской зоной представляла собой одно крупное поднятие (Дергунов, 1965).

Ряд орогенных формаций Катунско-Абаканской зоны продолжается девонскими формациями, которые будут описаны ниже, одновременно для всех зон.

ФОРМАЦИИ ЧУЛЫШМАНСКОЙ ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Отложения собственно геосинклинального этапа в Чулышманской зоне изучены значительно менее подробно, чем в предыдущей. Такое положение обусловлено в первую очередь относительно однообразным составом и обликом этих мощных, главным образом терригенных толщ, отсутствием в них органических остатков и, наконец, широким развитием здесь локального прогрессивного метаморфизма. В связи с этим до последнего времени оставались невыясненными не только возраст рассматриваемых толщ, но и их взаимное положение. Однако благодаря работам, произведенным М. Н. Барцевой, Л. Г. Васютиной, А. А. Вишневым, В. И. Колесниковым, М. Н. Ланда, Ю. С. Перфильевым, Б. А. Яковлевым и автором, определение их возраста в последнее время значительно продвинулось. Были обнаружены непосредственные стратиграфические контакты между многими толщами, что дало возможность в какой-то мере упорядочить их стратификацию и попытаться провести формационный анализ.

Многие толщи Чулышманской зоны сходны с отложениями, развитыми в соседнем Западно-Саянском синклинории, строение которого описано Л. П. Зоненшайном (1963) на основе формационного метода. По-

этому формации Чулышманской зоны относительно легко сопоставляются с формациями, выделенными Л. П. Зоненшайном в Западном Саяне (см. табл. 3).

В пределах Чулышманской зоны преобладают терригенные толщи. Вулканогенные образования встречаются в виде второстепенных членов формаций только в наиболее древних отложениях. Мощные терригенные отложения, лишенные органических остатков, имеют здесь очень однообразный состав и строение и при широком развитии прогрессивного метаморфизма практически исключают возможность выявления изменений по простиранию. Несмотря на это, формационный анализ дает возможность установить, что Чулышманская зона представляет собой самостоятельную тектоническую единицу, развитие которой существенно отличается как от Катунско-Абаканской зоны, так и от Западно-Саянского синклинория. Особенно четко это отличие проявляется в орогенный этап, а в собственно геосинклинальный период, по-видимому, развитие Чулышманской зоны происходило так же, как в синклинории Западного Саяна.

Геосинклинальные формации

Терригенные и вулканогенные толщи, слагающие Чулышманскую зону, закономерно распределяются в возрастном отношении и дают возможность, как следует из главы «Стратиграфия», разделять их на два возрастных комплекса. В нижнем комплексе значительная роль принадлежит вулканогенным породам, а верхний комплекс, отвечающий среднему (?) и верхнему кембрию, сложен исключительно терригенными толщами, которые составляют одну песчано-сланцевую флишеидную формацию.

Нижний, рифейско-среднекембрийский, комплекс объединяет манжерокскую (?) и карагольскую свиты, сартанскую толщу и нерасчлененные отложения нижнего и среднего кембрия. Преобладающая часть пород этого комплекса обычно представлена мелкообломочными терригенными отложениями, но вулканогенные породы среди них также занимают значительное место (нередко половину комплекса). Л. П. Зоненшайн (1963) сравнивает подобный комплекс Западного Саяна с зеленокаменной формацией Урала, но отмечает, что здесь в нем содержится большее количество терригенных пород и меньшее — кремнистых сланцев. Он называет этот комплекс зеленокаменной сланцевой формацией, которая объединяет в пределах Западно-Саянского синклинория чингинскую и амыльскую свиты.

В Чулышманской зоне рифейско-среднекембрийской стратиграфический комплекс вполне отвечает характеристике зеленокаменной сланцевой формации Западного Саяна, но преобладание терригенных пород в нижней его части и вулканогенных — в верхней дает возможность разделить зеленокаменную сланцевую формацию в Чулышманской зоне на две подформации: нижнюю — вулканогенно-терригенную и верхнюю — терригенно-вулканогенную. Кроме того, верхняя подформация отличается еще присутствием в некоторых частях Чулышманской зоны вулканогенных пород кислого состава, не встречающихся в нижней подформации.

Вулканогенно-терригенная подформация зеленокаменной сланцевой формации слагает западную часть Телецкого горста, где она представлена метаморфическими зелеными сланцами. В нижней части подформации развиты преимущественно карбонатно-альбит-хлоритовые и кварц-хлорит-актинолитовые разности. Реликтовые структуры часто дают возможность установить, что исходными являлись как осадочные породы — песчаники, так и вулканогенные породы основного состава. Мощность пачек осадочных пород изменяется от 50 до 150 м, вулканогенных — от 20 до

100 м. Количество вулканогенных пород увеличивается в направлении с севера на юг, где в толще мощностью до 700 м они преобладают. В верхней части подформации хлорит-кварцевые, слюдисто-кварцевые и хлорит-карбонатно-кварцевые сланцы с реликтами структур осадочных мелкозернистых пород являются наиболее распространенными, сланцы по вулканогенным породам встречаются редко. Как верхняя, так и нижняя части подформации содержат отдельные линзы мраморов. Видимая мощность подформации достигает 3500 м.

Вероятно, в нижнюю подформацию входит также манжерокская свита Кадринско-Баратальского горста, расположенного в соседней Катунско-Абаканской зоне. Несколько меньшая здесь степень метаморфизма дает возможность достовернее и подробнее судить о первичных породах. Кроме метаморфических сланцев, аналогичных перечисленным при описании той же подформации Телецкого горста, здесь развиты туфогенные песчаники с зернами кварца, андезина и основных эффузивов, а также маломощные покровы сильно измененных порфиритов с сосюритизированными призматическими вкрапленниками плагиоклазов и прослой силицилитов.

В пределах Кадринско-Баратальского горста рассматриваемая подформация с постепенными переходами или местными перерывами перекрывает кремнисто-карбонатную формацию. Характерно, что на всей остальной площади Катунско-Абаканской зоны зеленокаменная сланцевая формация отсутствует, вероятно, появление ее в Кадринско-Баратальском горсте (непосредственно около Чулышманской зоны) не случайно. Оно демонстрирует закономерную смену в латеральном направлении диабазовой формации, широко развитой в Катунско-Абаканской зоне, зеленокаменной сланцевой формацией соседней Чулышманской зоны.

Верхняя терригенно-вулканогенная подформация представлена карагольской свитой, непосредственный контакт которой с подстилающей подформацией установлен в низовьях р. Чулышман. К описываемой подформации отнесены нерасчлененные отложения нижнего-среднего кембрия в верховьях р. Большой Абакан. В состав терригенно-вулканогенной подформации входят главным образом мощные (200—400 м) покровы лав и такие же пласты туфов среднего состава. Покровы альбитофиров и пласты кислых туфов и туфогенно-осадочных пород (песчаников и алевролитов) распространены меньше и имеют меньше мощности.

В западной части Телецкого горста среди вулканогенных пород рассматриваемой подформации преобладают лавы и туфы среднего и основного состава. Восточнее, по мере удаления от зоны Кузнецко-Алтайского глубинного разлома, растет содержание кислых вулканогенных пород — альбитофиров и туфов, хотя суммарная доля всех вулканогенных пород в составе верхней подформации, по-видимому, сохраняется неизменной, составляя примерно ее половину. В этом же направлении с запада на восток увеличивается количество прослоев кремнистых пород.

В районе истоков р. Большой Абакан средние и основные вулканогенные породы вновь становятся преобладающими, отражая, по всей вероятности, приближение к Шапшальскому глубинному разлому. В то же время здесь выходит наиболее молодая часть подформации, представленная почти исключительно тонкозернистыми осадочными породами — алевролитами, кремнисто-глинистыми филлитизированными сланцами, реже — полимиктовыми песчаниками и туфами кислого состава. Восточнее, непосредственно в зоне Шапшальского разлома, вулканогенные и осадочные породы подформации превращаются в кристаллические сланцы.

В заключение необходимо подчеркнуть некоторые присущие этой формации особенности строения, отличающие ее от разновозрастных формаций Катунско-Абаканской зоны. Прежде всего, зеленокаменная сланцевая формация Чулышманской зоны содержит значительно больше тер-

ригенных пород, которые всюду составляют не менее половины ее объема, а местами (Кыгинский горст, истоки р. Большой Абакан) даже преобладают. Наоборот, в некоторых структурах Катунско-Абаканской зоны вулканогенные породы основного и среднего состава являются почти единственными представителями нижней части разреза того же возраста и слагают там самостоятельную диабазовую или спилит-диабазовую формацию. Если сравнивать терригенные породы, которые преобладают в самых верхних частях формации обеих зон, то можно легко заметить, что туфогенно-терригенную формацию Катунско-Абаканской зоны, как правило, венчают грубообломочные мелководные отложения, например, конгломератовая толща на р. Большой Ише, грубообломочные породы в каянчинской свите в истоках р. Лебедь и в верхнемонокской свите Абаканского грабен-синклиория. В то же время терригенная толща, завершающая верхнюю подформацию зеленокаменной сланцевой формации в Чулышманской зоне (истоки р. Большой Абакан), представлена исключительно кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами и другими тонкозернистыми породами, причем линзы рифогенных известняков здесь очень редки.

По всей вероятности, зеленокаменная сланцевая формация Чулышманской зоны формировалась в условиях большего удаления от источников сноса, более интенсивного погружения и несколько меньшего проявления вулканической деятельности, чем однотипные формации Катунско-Абаканской зоны.

Песчано-сланцевая флишoidная формация имеет очень широкое распространение не только в Чулышманской зоне, но и в Западно-Саянском, Ануйско-Чуйском синклиориях, в Холзунско-Чуйском антиклиории и отсутствует только в Катунско-Абаканской зоне. Во всех перечисленных структурах песчано-сланцевая формация характеризуется относительно однообразным составом и строением, чем резко отличается от многих других формаций. Отмеченная особенность рассматриваемой формации дает возможность изложить сведения о ее составе и строении одновременно для всех тектонических структур, в которых она развита.

Впервые эту формацию выделил еще М. А. Усов (1936) под названием зелено-фиолетовой формации. В процессе изучения Алтае-Саянской области изменились ее возрастные пределы, название, но и сейчас подавляющее большинство исследователей выделяют эту формацию, давая ей различные наименования, хотя вкладывают в само понятие «формация» иное содержание. Л. П. Зоненшайн (1963) в Западно-Саянском синклиории называет эту формацию внутригеосинклиальной терригенной, К. Л. Волочкович (1964) в Холзунско-Чуйском антиклиории — зелено-фиолетовой граувакко-сланцевой, Ю. С. Перфильев (1964) считает, что она объединяет большой терригенный комплекс пород, состоящий из нескольких формаций: сланцевой, флишевой и пестроцветной. По мнению автора, для данной формации наиболее типичны почти исключительно песчано-сланцевый состав и часто флишoidный характер распределения пород. Поэтому она и названа песчано-сланцевой флишoidной¹.

В структурах Горного Алтая в состав формации входят терригенные породы горноалтайской серии (Сенников и др., 1959), в Чулышманской зоне — башкауская, артлашская и кумурлинская толщи той же серии. В Западно-Саянском синклиории песчано-сланцевая флишoidная формация представлена сютхольской, ишкинской, аласугской и иньсукской свитами.

¹ От флишевой формации Урала (Келлер, 1949) песчано-сланцевая флишoidная отличается меньшим развитием типичного флиша.

Рис. 12. Развальцованные конгломераты в метаморфизованных породах горноалтайской свиты. Истоки р. Арай-Су — левого притока р. Большой Абакан



Несмотря на очень широкое распространение и большую мощность, органические остатки в отложениях этой формации не обнаружены. Поэтому возраст ее определяется на основании стратиграфического положения.

В Западно-Саянском синклинии, Чулышманской зоне и Холзунско-Чуйском антиклинории формация связана постепенными переходами с подстилающей зеленокаменной сланцевой формацией. В краевой части Ануйско-Чуйского синклинория, на границе с Катунско-Абаканской зоной, песчано-сланцевая флишoidная формация с перерывом и несогласием залегает на туфогенно-терригенной формации среднего кембрия (Винкман, 1959)¹. Таким образом, нижний возрастной предел ее всюду близок к границе среднего и верхнего кембрия, но возможно, что в синклинориях он опускается в средний кембрий.

Верхний возрастной предел формации близок к границе кембрия и ордовика в Чулышманской зоне и Холзунско-Чуйском антиклинории, где аренитские отложения относятся уже к другой формации (Дергунов, 1965). В Ануйско-Чуйском и Западно-Саянском синклинориях смена песчано-сланцевой флишoidной формации другой происходит соответственно только в среднем ордовике и нижнем силуре. Следовательно, во всех структурах отложения верхнего кембрия полностью входят в песчано-сланцевую флишoidную формацию. В синклинориях ее возрастные пределы могут расширяться и захватывать частично средний кембрий и нижний ордовик. Мощность формации 5—10 км.

Во всех перечисленных структурах формация почти полностью сложена тонкослойными песчаниками, алевролитами и сланцами. Очень редко встречаются гравелиты и конгломераты. Характерным признаком является отсутствие известняков и вулканогенных пород.

Большая часть песчаников имеет кварцевый и плагиоклаз-кварцевый состав обломочного материала. Полимиктовые песчаники и линзы конгломератов встречаются в заметном количестве в данной формации только у бортов Ануйско-Чуйского (по данным Ю. Б. Алешко, В. И. Тихонова и др.) и Западно-Саянского синклинориев (рис. 12); в верхних частях формации эти породы развиты во многих структурах. Зерна в песчаниках обычно хорошо окатаны и отсортированы. Цемент глинистый, чаще всего полностью хлоритизированный, преимущественно базального типа. Алевролиты, как правило, содержат только кварцевые зерна, они более интенсивно хлоритизированы и включают пылевидный гематит. Сланцы всюду филлитизированы и часто нацело хлоритизированы.

¹ В. В. Волков (1965) считает, что на этом участке вулканогенные породы по простиранию замещаются терригенными.

Песчаники, алевролиты и сланцы в средней части формации очень часто обнаруживают ритмичный характер распределения, образуя трех- и двучленные ритмы. Мощность отдельных ритмов колеблется от 10—15 см до 0,5 м (рис. 13, 14). Характерно, что ритмичность сохраняется и в глубоко метаморфизованных породах формации (рис. 15, 16). Сланцы

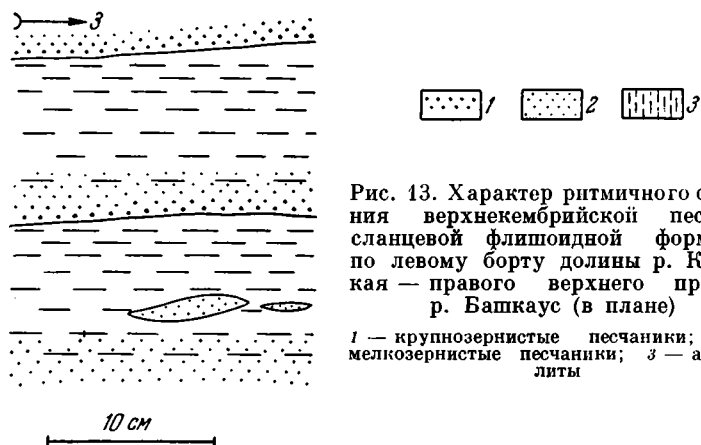


Рис. 13. Характер ритмичного строения верхнекембрийской песчано-сланцевой флишоидной формации по левому борту долины р. Калбака — правого верхнего притока р. Башкаус (в плане)

1 — крупнозернистые песчаники; 2 — мелкозернистые песчаники; 3 — алевролиты

и алевролиты, окрашенные соответственно в зеленый и фиолетовый цвет, обусловили старое название формации — «зелено-фиолетовая».

Примечательно распределение пород в разрезе: нижняя часть преимущественно сланцевая, средняя — алевролит-песчаниковая и верхняя — песчано-алевролитовая, содержащая алевролиты фиолетового и лилового цвета, а также грубообломочные полимиктовые песчаники и гравелиты.

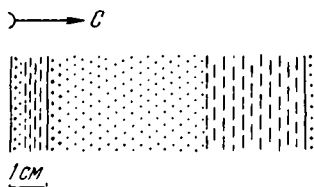


Рис. 14. Ритмы разной мощности в верхнекембрийской песчано-сланцевой флишоидной формации при вертикальном залегании пластов (там же, в разрезе).

Условные обозначения см. на рис. 13.

Оно дает основание предполагать, что песчано-сланцевая флишоидная формация, вероятно, представляет собой регрессивную серию осадочных пород.

Туфогенный и кремнистый материал в заметном количестве встречается только в Ануйско-Чуйском синклинии, а вулканогенные толщи того же верхнекембрийского возраста известны только на Салаире (аринчевская свита, по Фомичеву, Алексеевой, 1961). На остальной территории Алтае-Саянской области вулканогенных пород соответствующего возраста нет.

Естественно предположить, что накопление туфогенных и кремнистых пород песчано-сланцевой флишоидной формации в Ануйско-Чуйском синклинии связано с вулканической деятельностью, проявлявшейся в это время на Салаире. Этим подчеркивается близость тектонических условий формирования Ануйско-Чуйского синклинии и Салаирского антиклинория, которые, кроме того, сходны между собой как структуры, прошедшие наиболее длительную тектоническую историю среди других структур Алтае-Саянской области.

Рис. 15. Реликтовая ритмичная слоистость в кварц-биотит-кордиеритовом сланце верхнекембрийской песчано-сланцевой флишовой формации. Верховья р. Кубул — левого притока р. Большой Абакан

Q — кварц-биотитовые прослои;
K — прослои, обогащенные кордиеритом.



Присутствие в породах формации обломков только устойчивых минералов, способных выдержать длительный и далекий перенос, очень малое изменение ее состава в разных структурах и в различных частях одной структуры, одинаковое строение формации на огромной площади распространения — все это, по всей вероятности, отражает очень слабую зависимость ее образования от местных источников сноса. Поэтому весьма возможно, что песчано-сланцевая флишовидная формация может относиться к аллохтонным геосинклинальным формациям, возникшим «в условиях обильного поступления обломочного материала из соседних областей более древней складчатости...» (Херасков, 1963, стр. 36). Источником обломочного материала могли служить древние толщи Восточного Саяна, интенсивно поднимавшегося в это время, что отражено накоплением в его пределах грубообломочной нарвской свиты (Моссаковский, 1963б). В ближайших районах Катунско-Абаканской зоны в верхней части среднего и низах верхнего кембрия накапливались маломощные толщи тонкозернистых известковистых пород (еландинская и кульбичская свиты), показывающие отсутствие расчлененного рельефа и интенсивного размыва.

На северо-восточном борту и юго-восточном замыкании Ануйско-Чуйского синклиория рассматриваемая формация залегает непосредственно на древнейшей кремнисто-карбонатной формации. В этих районах ее состав резко изменяется в сторону поглубина обломочного материала и появления полимиктовых пород. Как отмечено выше, при

Рис. 16. Кварц-биотит-кордиеритовый сланец верхнекембрийской толщи (видны скопления кордиерита). Верховья р. Большой Абакан



переходе в пределы Кадринско-Баратальского горста описываемая формация постепенно, но быстро сменяется грубообломочной и пестроцветной полимиктовой толщей — нижней молассовой формацией (район оз. Кара-Куль). Пределов распространения формации в южном направлении не известно, так как она уходит за территорию Советского Союза.

Песчано-сланцевая флишеидная формация заканчивает ряд геосинклинальных формаций в Чулышманской зоне. Здесь этот ряд характеризуется прежде всего значительно меньшим числом и разнообразием формаций: их всего две, причем обе содержат в большом количестве терригенный материал, а различаются главным образом наличием или отсутствием вулканогенных пород и известняков. Следовательно, в пределах Чулышманской зоны в период образования геосинклинальных формаций тектоническая обстановка была гораздо более однообразной, чем в описанной ранее Катунско-Абаканской зоне.

После накопления песчано-сланцевой флишеидной формации в Чулышманской зоне произошла существенная перестройка структуры, тектонические условия изменились и начали образовываться орогенные формации.

Однако на границе Чулышманской зоны с Западно-Саянским синклизиром и Тувинским прогибом, которой служит Шапшальский глубинный разлом, в начале силура образовывалась своеобразная геосинклинальная формация. Это рифовая известняково-вулканогенная формация, развитая только на окраинах Чулышманской зоны, где она представлена нижней частью ярышкольской силурийской свиты (Дергунов, 1965).

На участке горы Ярышкол, в верховьях р. Большой Абакан, в зоне Шапшальского глубинного разлома закартировано непосредственное залегание этой формации с угловым несогласием и базальными конгломератами на песчано-сланцевой флишеидной формации верхнего кембрия (рис. 17, 18, е). Вверх по разрезу и в латеральном направлении описываемая формация постепенно сменяется карбонатно-терригенной формацией тоже силурийского возраста.

Наиболее подробно формация изучена автором в районе горы Ярышкол, где она имеет максимальную мощность до 600 м и протяженность около 3 км (рис. 17). Основными ее составными частями являются линзовидные и невыдержанные по мощности пластообразные тела, сложенные вулканогенными грубообломочными и осадочными породами, а также известняками.

В основании формации залегает пачка (от 0 до 150 м) конгломератов, прослеженная по простиранию на 1500 м. В составе конгломератов присутствует туфогенный материал, количество которого постепенно уменьшается в направлении с востока на запад. В основном разрезе (см. рис. 17, разрез В—Г) конгломераты имеют мощность около 50 м и содержат гальку средней окатанности размером 1—10 см, редко до 30—40 см, которая занимает 20—30% объема породы. Форма ее округлая, но часто, особенно у крупной гальки, плоская (рис. 19). Преобладает кварцевая галька (до 50%), большое место занимает галька кварцевых порфиров, плагиопорфиров и плагиоклазовых порфиритов с перекристаллизованной, серицитизированной и хлоритизированной массой. Редко встречается слабо окатанная галька хлоритизированных песчаников и филлитизированных алевролитов, происходящих из подстилающей горноалтайской свиты.

Псаммитовые литокристаллокластические туфы среднего и кислого состава слагают в конгломератах маломощные линзовидные скопления и прослои. Кроме того, псаммитовые и пелитовые туфы образуют главную составную часть цемента конгломератов, тогда как терригенный материал

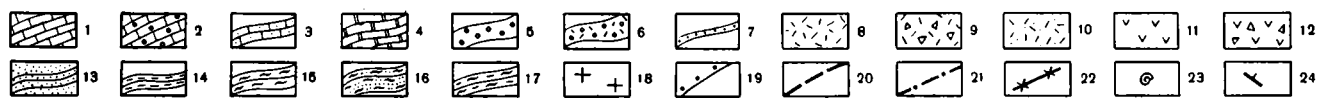
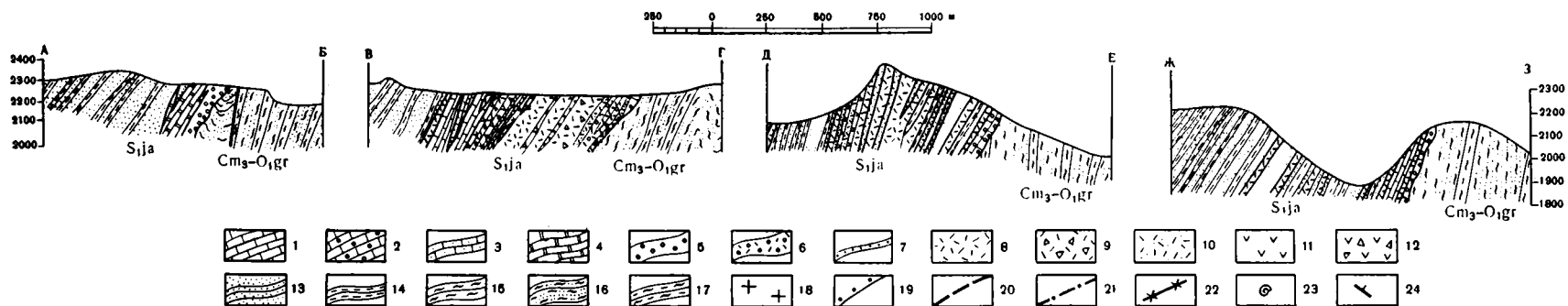
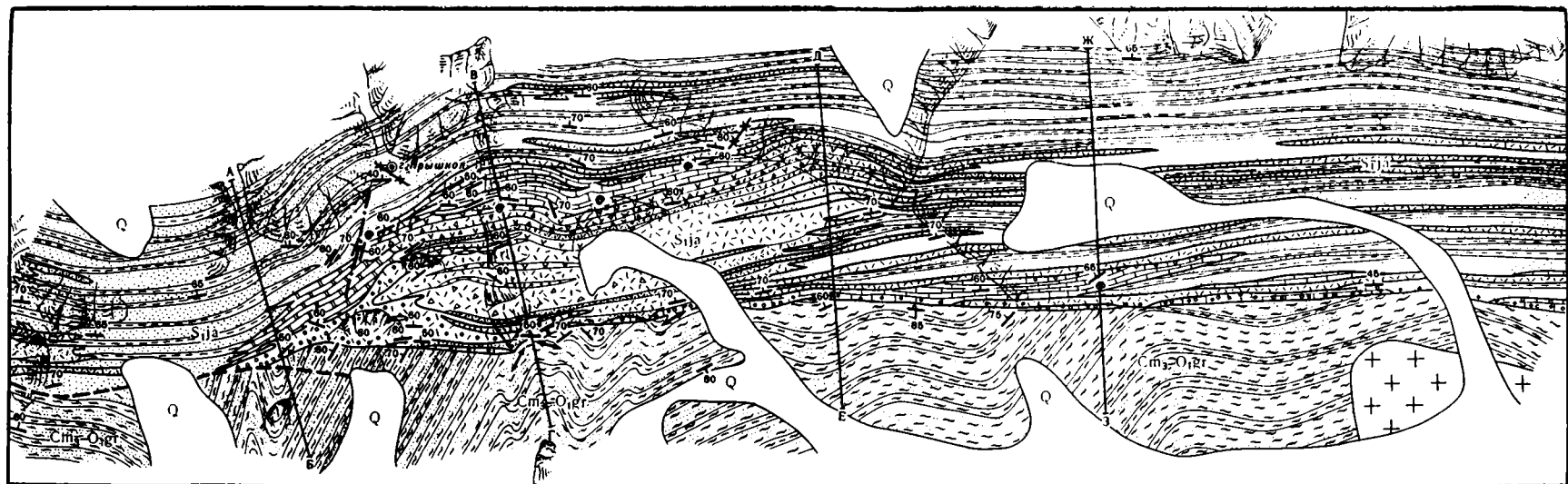


Рис. 17. Геологическая карта и профили участка горы Ярышкол

1—14 — ярышкольская свита нижнего силура (S_{1j}a): 1 — массивные известняки, 2 — известняки с галькой, 3 — тонкослоистые песчаные известняки, 4 — мраморизованные известняки, 5 — конгломераты, 6 — конгломераты со значительной примесью туфогенного материала, 7 — гравелиты, 8 — лавы кислого состава, 9 — лавобрекчии кислого состава, 10 — туфы кислого состава, 11 — лавы среднего состава, 12 — лавобрекчии среднего состава, 13 — песчаники, 14 — алевролиты; 15—17 — горноалтайская свита, верхнего кембрия—нижнего ордовика (Cm₃-O₁gr): 15 — хлоритовые сланцы, 16 — хлоритизованные песчаники, 17 — хлоритизованные алевролиты; 18 — граниты; 19 — линия несогласного залегания; 20 — разломы; 21 — кварцевые жилы; 22 — дайки кварцевых порфиров; 23 — места сборов фауны; 24 — элементы залегания

содержится в нем в небольшом количестве. Он представлен среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с известковистым цементом. В конгломератах часто наблюдаются маломощные прослои и линзы известняков, залегающие согласно с плоской галькой и линзовидными скоплениями туфогенного материала (рис. 18, а).

Западнее линии рассматриваемого разреза (см. рис. 17), конгломераты залегают непосредственно под известняками, так как они замещают по простирацию пачку вулканогенных пород, причем мощность их достигает 150 м. Здесь в цементе конгломератов сильно возрастает роль известковистого материала, кроме того имеются многочисленные мелкие известковые линзы и крупные скопления неправильной формы, размером до 20—40 см, без всяких признаков окатанности (рис. 18, б). Возможно, что они принимались прежними исследователями за валуны и гальку.

Далее на запад мощность конгломератов сокращается до 30—40 м, а состав цемента изменяется в сторону преобладания известковистого материала над туфогенным. Среди конгломератов появляются пласты известняков с редкой мелкой галькой, которая состоит из кварца, кварцевых плагиопорфиров и плагиоклазовых порфиритов. Тут же встречаются неокатанные обломки вулканогенных пород, слагающих восточнее вулканогенную пачку, которая по простирацию в интервале менее 1 км (см. рис. 17, участок, ограниченный линиями разрезов А—Б и В—Г) замещается конгломератами и известняками. Все это указывает на одновременность накопления конгломератов, известняков и вулканогенных пород, несмотря на присутствие последних в составе обломков в известняках и конгломератах.

Мощная (до 600 м) пачка в нижней части формации сложена вулканогенными породами, причем мощность ее еще более неустойчивая, чем конгломератов. В полукилометре западнее линии разреза В—Г (см. рис. 17) конгломераты и известняки полностью замещают пачку вулканогенных пород, а к востоку от той же линии в интервале 2 км происходит постепенное замещение отдельных пластов и покровов вулканогенных пород песчаниками.

В вулканогенной пачке преобладающими являются кварцевые плагиопорфиры и альбитофиры и особенно лавобрекчии и литокристаллические туфы этих пород. Меньшая роль принадлежит плагиоклазовым порфиритам, их туфам и лавобрекчиям. Псаммитовые и псефидитовые туфы эффузивов кислого состава представляют собой серые и светло-серые со слабым розоватым оттенком массивные породы. Пелитовые разности туфов, как правило, кристаллических, обычно имеют тонкослоистое строение (рис. 20). Химический анализ этих пород показал, что они близки к кварцевым латитам, по Дэли, отличаясь повышенным содержанием Na_2O и пониженным — K_2O . Кварцевые плагиопорфиры и кварцевые альбитофиры образуют покровы небольшой мощности (10—15 м) среди туфов и лавобрекчий того же состава и имеют сходный с ними внешний облик; единичные маломощные покровы или потоки встречаются также среди известняков и выше их по разрезу (рис. 21). В верхней части вулканогенной пачки наблюдается чередование пород среднего состава с эффузивами и туфами кислого состава. Среди первых преобладают эффузивные разности; туфогенные встречаются значительно реже. Это

Рис. 18. Строение нижнесилурийской известняково-вулканогенной толщи в районе горы Ярышкол

а — конгломерат с однообразно ориентированными мелкими линзами известняка и галькой удлиненной формы; б — конгломерат с окатанной галькой кислых и средних эффузивов, песчаников и кварца, а также с биогермами известняков (в разрезе); в — западный контакт вулканогенной пачки — замещение лавобрекчий известняковой осадочной брекчией (в разрезе); г — западный контакт вулканогенной пачки — замещение кварцевых альбитофиров песчаниками и алевролитами (в плане); д — несогласное залегание базального пласта известняков нижнесилурийских отложений на породах горноалтайской свиты (в разрезе); е — восточный контакт известняковой пачки — замещение известняков эффузивами кислого состава (в плане); ж — залегание известняков на вулканогенных породах. В основании известняков — колонии кораллов (в разрезе)

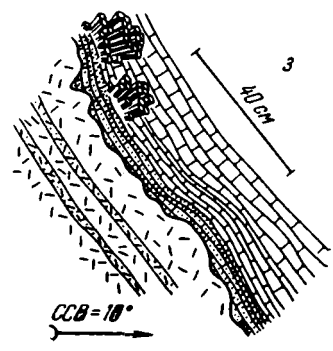
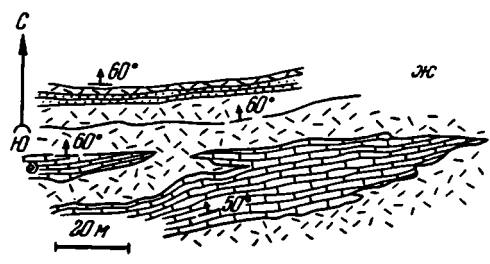
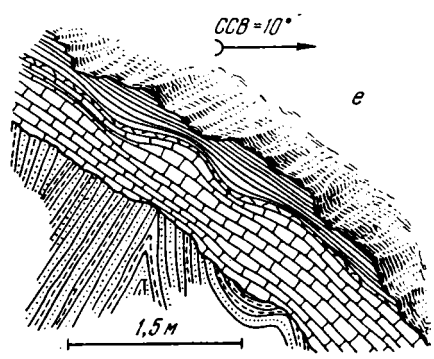
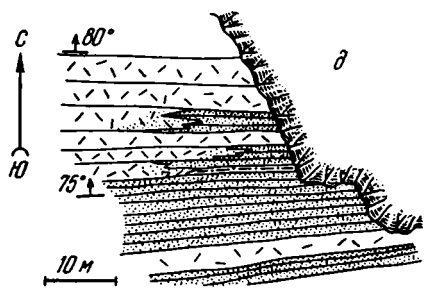
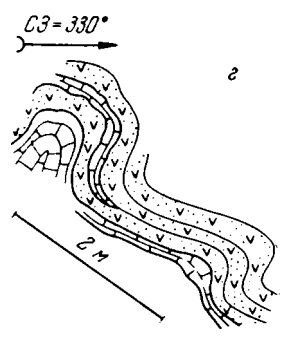
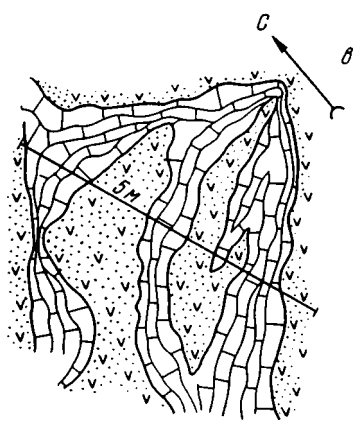
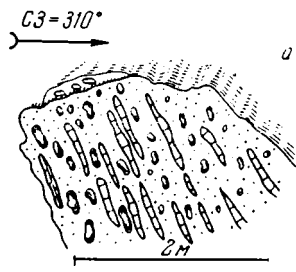




Рис. 19. Базальные конгломераты ярыш-
кольской свиты силура. Южный отрог
горы Ярышкол

обычно темно-серые, зеленоватые массивные породы без видимых вкраплений, отвечающие по составу и строению андезитовым и дацитовым порфиритам; иногда в них появляются крупные (до 5—10 см) обломки того же состава. Лавобрекчии порфиритов отличаются тем, что в них встречаются обломки таких же пород, но иногда несколько сильнее обогащенных магнетитом. Туфы порфиритов образуют редкие прослои мощностью от 0,5 до нескольких метров и представлены темно-серыми и черными породами с зеленоватым оттенком.

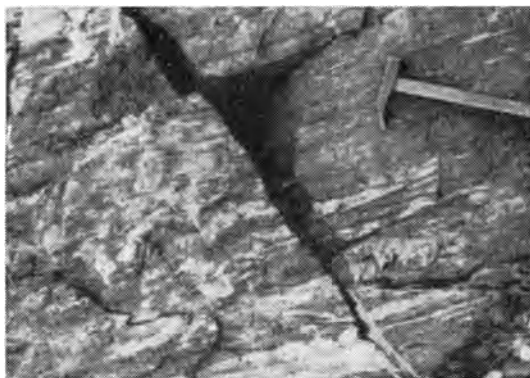
Западнее линии разреза В—Г (см. рис. 17) вулканогенные породы замещаются крупнообломочной осадочной брекчией (рис. 18, в, г), которая состоит из крупных обломков кварцевых плагиопорфиров размером от 1 мм до 0,5 м и мелких зерен кварца, плагиоклазов и эффузивов кислого и среднего состава. Обломки цементируются известковистым материалом. Эта брекчия, в свою очередь, сменяется по простиранию известняками, содержащими большое количество изометричных зерен и несортированных обломков, вулканогенных пород угловатой формы размером 0,1—2,5 мм.

На восточном отроге горы Ярышкол установлено постепенное замещение по простиранию отдельных покровов эффузивов терригенными породами. Особенности замещения прослежены на маломощном покрове кварцевого альбитофира, который в интервале 3—5 м сменяется алевролитом (рис. 18, д). Сначала в кварцевом альбитофире появляются только редкие мелкие скопления чешуй биотита и зерен кварца, которые располагаются между полосами фельзитовой и метасферолитовой основной массы. Постепенное количество вулканогенного материала уменьшается, так как полосы фельзитовой и метасферолитовой массы выклиниваются, одновременно увеличивается количество обломочного материала, и, таким образом, вулканогенные породы замещаются биотизированными алевролитами.

Известняки встречены на трех стратиграфических уровнях нижней половины ярышкольской свиты. Базальный пласт известняков лежит непосредственно на породах горноалтайской свиты (рис. 18, е), мощность его колеблется от 0,5 до 1 м, но далее на восток возрастает до 40—60 м. В средней части вулканогенной пачки мраморизованные известняки образуют прерывистый горизонт, состоящий из отдельных линз, мощность которых изменяется от 0,5 до 1,5 м. Известняки, расположенные в верхах разреза нижней части формации, имеют наибольшую мощность (250 м) и протяженность до 3 км. Пространственно они теснейшим образом связаны с вулканогенными породами, которые перекрываются известняками, а также замещаются ими по простиранию западнее и восточнее горы Ярышкол (рис. 18, ж).

Известняки преимущественно белые или серые, мелкозернистые, массивные или слоистые за счет обогащения отдельных прослоев обломоч-

Рис. 20. Туфы кислых плагио-порфиров ярышкольской свиты силура. Южный отрог горы Ярышкол



ным материалом (рис. 22). Как правило, они перекристаллизованы и местами превращены в белые с буrowатым оттенком мраморы, причем размеры кристаллов кальцита иногда достигают 10—

15 см. Изредка встречаются тонкие призмы скаполита. В известняках базального слоя обломочный материал представлен зернами и галькой кварца, плагиоклазов, кремнистых пород и кварц-серицит-хлоритовых сланцев. В известняках верхних горизонтов встречаются обломки кварцевых плагиопорфиров и их туфов. В верхнем и базальном горизонтах известняков содержится фауна нижнесилурийских кораллов, мшанок и криноидей (см. рис. 17). Интересно отметить, что на контакте известняков верхнего горизонта с подстилающими вулканогенными породами обнаружена небольшая колония кораллов, выросшая непосредственно на вулканогенном основании (см. рис. 18, з).

На детальной геологической карте Ярышкольского участка (см. рис. 17) видно, что рифовая известняково-вулканогенная формация на западе и востоке по простиранию замещается толщей песчаников и алевролитов. Вулканогенные породы в составе этой формации слагают мощное короткое линзообразное тело со сложными контурами. Можно предположить, что оно являлось частью вулканического конуса, на котором развивался известняковый риф. С западной стороны это линзообразное тело резко обрывается, замещаясь на коротком расстоянии конгломератами и известняками. Вероятно, конгломераты отлагались и сохранились только за вулканическим барьером, отделявшим их от внешней части морского бассейна, так как они имеют максимальную мощность и содержат наибольшее количество туфогенного материала



Рис. 21. Моноклиальное залегание покровов эффузивов рифовой известняково-вулканогенной формации. Южный отрог горы Ярышкол



Рис. 22. Слоистые песчаные известняки рифовой известняково-вулканогенной формации. Южный склон горы Ярышкол

и угловатых обломков эффузивов вблизи контакта с вулканогенными породами. К востоку от вулканогенного барьера конгломератов нет. Наиболее мощные линзы рифогенных известняков расположены в верхней части вулканогенно-карбонатной толщи и как бы облекают подводный вулканогенный выступ. Замещение вулканогенных пород терригенными в восточном направлении происходит более постепенно: покровы кислых лав и отдельные пласты их туфов прослеживаются внутри соседней карбонатно-терригенной формации далеко на восток.

Сложные взаимоотношения между осадочными и вулканогенными породами указывают на то, что извержения происходили спорадически в период накопления карбонатных и других осадочных толщ. Таким образом, нижнесилурийские осадочные и вулканогенные породы в районе горы Ярышкол в совокупности образуют тесную парагенетическую ассоциацию, т. е. единую формацию (Херасков, 1952; Шатский, 1960), характерную для барьерных рифов, развившихся на вулканическом основании (Наливкин, 1956).

Базальные пласты силурийских пород прислоняются к размытой поверхности складчатого основания под углами $5-7^\circ$, причем каждый более молодой пласт достигает поверхности основания западнее предыдущего, образуя трансгрессивную серию. Сама поверхность основания полого погружается на восток. Отсюда следует, что море наступало с востока, со стороны Западно-Саянского синклинория.

Два других участка распространения рифовой известняково-вулканогенной формации установлены также в зоне Шапшальского глубинного разлома, хотя находятся они на расстоянии более 150 км юго-восточнее горы Ярышкол. В 1961 г. один из них, расположенный в верховьях р. Хемчик, был изучен Т. С. Гостевой, другой — на р. Барлык — В. А. Благодравовым.

Рифовая известняково-вулканогенная формация на обоих участках, как и около горы Ярышкол, представлена известняками, конгломератами, песчаниками и вулканогенными породами, причем для них характерны резкие изменения мощностей и взаимные замещения по простиранию на очень коротких интервалах. В отличие от разреза горы Ярышкол, здесь большое место занимают красноцветы, но в целом состав, строение и структурное положение силурийских толщ на двух последних участках и в районе горы Ярышкол очень сходны, что позволяет отнести их к расматриваемой формации.

Наконец, следует упомянуть о нескольких тектонических блоках, расположенных в зоне Курайского глубинного разлома и сложенных терригенными породами, известняками и эффузивами, сходными с вулканогенными породами района горы Ярышкол. Возраст этих пород также силурийский, а их состав, облик и строение дают возможность отнести их к рифовой известняково-вулканогенной формации.

Таким образом, эта формация образовывалась только вдоль зон глубоких разломов, которые в силуре отделяли Чулышманскую глыбово-складчатую зону от соседних геосинклинальных прогибов.

К востоку от зоны Шапшальского разлома, в Западно-Саянском синклинории и западной части Тувинского прогиба, рифовая известняково-вулканогенная формация быстро сменяется сероцветной карбонатно-терригенной формацией, которая представлена соответственно онинской и чергакской свитами силура. Их перекрывает пестроцветная (верхнесилурийская) моласса — хандергейская и шиштыкская свиты (Зоненшайн, 1963).

Орогенные формации

Нижняя молассовая формация в Чулышманской зоне представлена еринатской свитой ордовика, которая выполняет Еринатскую и Улаганскую наложенные мульды. В обеих структурах она лежит резко несогласно на верхней терригенно-вулканогенной подформации зелено-каменной сланцевой формации. Однако в северной части Еринатской мульды, на левобережье р. Каэтру, левого притока р. Большой Абакан, наблюдалось иное соотношение. Здесь молассовая формация лежит, вероятно, на верхнекембрийской песчано-сланцевой флишеидной формации, причем, несмотря на тектонический контакт между ними, можно предположить постепенную смену одной формации другой. Постепенность выражена в появлении вверх по разрезу среди зеленовато-серых и зеленовато-фиолетовых алевролитов, присущих обеим формациям, крупных пластов светлых красновато-серых кварцевых песчаников, в возрастании в том же направлении интенсивности окраски пород от зелено-фиолетовой до буро-красной и красной, а также в увеличении доли полимиктовых песчаников от песчано-сланцевой к молассовой формации. Таким образом, на этом участке происходит, вероятно, такая же постепенная смена формаций вверх по разрезу, как и в Западно-Саянском синклинории.

Для нижней молассовой формации в пределах Чулышманской зоны наиболее характерны полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты, причем первые одинаково широко развиты во всех ее частях, а как конгломераты и гравелиты встречаются преимущественно в нижней половине формации. При движении от северного края Еринатской мульды на юг и особенно в пределах Улаганской мульды заметно увеличивается количество грубообломочных пород, а также красноцветов. В Улаганской мульде пестрые конгломераты с окремнелым цементом образуют крупные пласты и линзы мощностью от 50 до 200—300 м. Здесь же грубообломочные породы резко сменяются не менее характерными для формации лиловыми, буро-лиловыми и интенсивнокрасными алевролитами и аргиллитами. Мощный пласт однородных красных аргиллитов из нижней части формации интересен тем, что только в нем в двух пунктах была обнаружена фауна нижнеордовикских брахиопод (*Angarella*). Маломощные линзы песчаных известняков изредка встречаются в разных частях разреза. Светло-серые массивные кварцевые песчаники с хорошо окатанными зернами образуют крупную пачку (до 300 м) в средней части формации. Эти породы образовались скорее всего из обломочного материала, претерпевшего длительный перенос, так как несортированный и легко разрушаемый материал в них отсутствует. Вероятно, в период осадконакопления горный рельеф неоднократно выравнивался и обновлялся, что приводило к чередованию осадков, образованных за счет размыва ближних и дальних источников сноса. На глубокий денудационный срез ближайших районов указывают гальки серпентинитов, содержащиеся в базальных конгломератах.

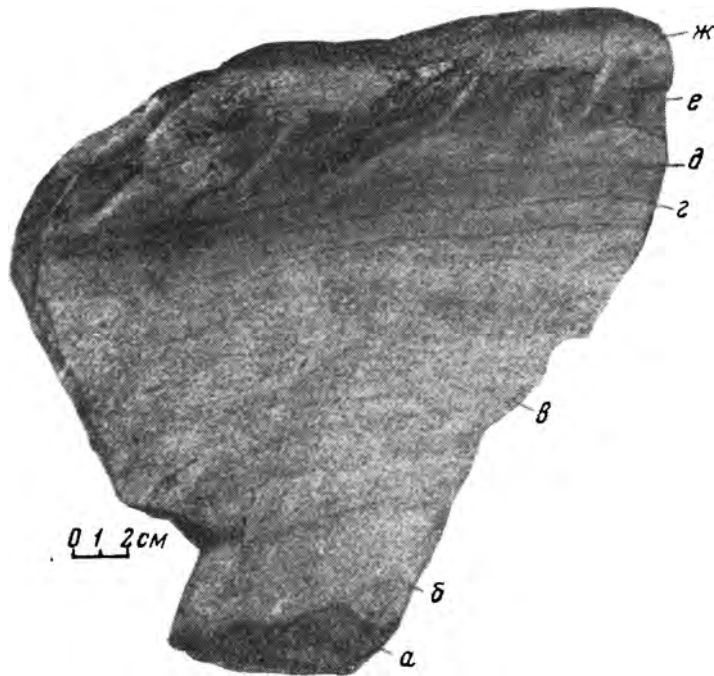


Рис. 23. Ритмичнослоистые породы нижней молассы (ордовик). Улаганская мульда. Лиловый алевролит (а) резко сменяется серым крупнозернистым песчаником (б), в средней части — косослоистым (в), затем мелкозернистым песчаником с тонкими прослоями лиловых алевролитов (г), поверхность которого отражает волновую рябь (д); выше выделяется слой лиловых алевролитов (е), содержащих трещины усыхания, заполненные крупнозернистыми песчаниками перекрывающего слоя (ж).
Верхове р. Большой Улаган

Большая мощность формации (более 4,5 км), с одной стороны, и преобладающее развитие в ее составе мелководных отложений — с другой, указывают на то, что прогибание очень быстро и непрерывно компенсировалось отложениями, заполнявшими водоемы. Кроме красноцветов, о мелководных условиях свидетельствуют многочисленные знаки волновой ряби, грубая косая слоистость, трещины усыхания, структуры подводного оползания и т. д. Очень характерна отчетливая ритмичность — от серых грубозернистых косослоистых песчаников до интенсивно красноцветных тонких аргиллитов, пронизанных трещинами усыхания, заполненными грубозернистыми песчаниками следующего ритма. Мощности ритмов изменяются от 20—50 см до 1 м. Совершенно аналогичные структурные и текстурные особенности характерны для пород как Ерипатской, так и Улаганской мульд (рис. 23, 24).

В формации снизу вверх непрерывно и устойчиво увеличивается количество слоистых мелкозернистых серых и серо-зеленых пород. Кроме того, в ее верхней части появляются вулканогенные породы — андезитовые и дацитовые порфириды, их туфы, диабазы, альбитофиры и кварцевые порфиры. Очень резко выражена яркая и разнообразная окраска этих пород — зеленая, буро-красная, темно-серая, светло-серая и т. д. Облик вулканогенных пород позволяет предполагать, что они образовались в субаэральных условиях. Вулканогенная толща вновь перекрывается серыми и красноцветными мелкообломочными породами.

О характере верхней границы нижней молассовой формации в пределах Чулышманской зоны судить трудно, так как она перекрывается резко несогласно только породами верхнедевонского (?) и нижнекаменноугольного возраста, а от силурийской толщи отделена разломами.

Молассовая формация в значительной степени изменяет свой облик по мере приближения к северо-восточному краю Еринатской мульды, совпадающему с границей между Чулышманской зоной и Западно-Саянским синклинорием. Здесь в ее составе значительно уменьшается количество грубообломочных пород. Например, пачка кварцевых песчаников

Рис. 24. Ритмичнослоистые красноцветные породы нижней молассы (ордовик). Еринатская мульда. Видна косая слоистость песчаников, структуры подводного оползания в алевролитах и знаки волновой ряби на поверхности слоя алевролитов, резко сменяющегося крупнозернистым песчаником. Верховья р. Еринат



и мелкогалечных конгломератов, имеющая на юго-западе в районе горы Кос-Бажи мощность до 300 м (см. рис. 47), к северу, в районе истоков р. Каэтру, сокращается до 50—80 м. Кроме того, в северной части мульды из верхней части молассы полностью выпадают линзы пестрых полимиктовых мелкогалечных конгломератов. В этом же направлении заметно яркая красная окраска пород переходит в тусклую лилово-серую. В целом состав формации, резко разнообразный на юге, выравнивается в северной части мульды и приближается к составу ордовикской шигнетской серии Западного Саяна, отнесенной Л. П. Зоненшайном (1963) к флишовой подформации.

Вероятно, к нижней молассовой формации относятся также ордовикские отложения западной части Тувинского прогиба (шешушдагская свита), которые В. А. Благонравов (1964) называет пестроцветной грубообломочной молассой. Крупное несогласие и перерыв отделяют ее от нижнекембрийских толщ, на которых она лежит с базальными конгломератами в основании. Преобладающими породами формаций здесь являются серые и красноцветные полимиктовые песчаники, алевролиты и конгломераты. Крупные пачки конгломератов делят формацию на три части, и, кроме того, они широко развиты в виде мелких линз в разных частях разреза. В. А. Благонравов отмечает погрубение материала с юго-запада на северо-восток, а также к бортам прогиба. Линзы известняков здесь содержат морскую фауну.

Более молодые отложения в Чулышманской зоне имеют девонский, каменноугольный и юрский возраст; они относятся к верхней молассе и описаны ниже.

ФОРМАЦИИ ЗАПАДНО-САЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В работе Л. П. Зоненшайна (1963) дано достаточно полное описание геологических формаций этого региона. Поэтому здесь только кратко изложена характеристика формационного ряда Западно-Саянского синклинория.

Зеленокаменная сланцевая формация представлена нижнекембрийской чингинской и частично среднекембрийской амыльской свитами. Она характеризуется «тесным и незакономерным переплетением кремнистых и хлористых сланцев с зеленокаменноизмененными основными лавами, туфами; примечательны горизонты кварцитов, углито-кремнистых сланцев и слоистых известняков» (Зоненшайн, 1963, стр. 44).

Внутригеосинклинальная терригенная формация включает амыльскую (частично), сютхольскую, ишкинскую, аласугскую, иньсукскую свиты и шигнетскую серию, которые отвечают возрастному интервалу от верхов среднего кембрия до конца ордовика. Для нее характерно чередование различных обломочных пород, иногда флишоидного характера, их преимущественно серо-зеленая окраска, преобладание мелкозернистых, существенно кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников.

Карбонатно-терригенная формация охватывает оба отдела силура (онинскую и таслинскую свиты) и характеризуется чередованием известняков, мергелей с кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Пестроцветная моласса, развитая в краевых частях Западно-Саянского синклинория (шиштыкская свита), имеет верхнесилурийский возраст и состоит из пестроцветных грубообломочных пород.

Красноцветная вулканогенная моласса нижнего-среднего девона, красноцветная моласса верхнего девона и сероцветная моласса нижнего карбона завершает формационный ряд Западного Саяна.

ФОРМАЦИИ АНУЙСКО-ЧУЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Тектоническое строение и история развития Ануйско-Чуйского синклинория еще во многом остаются невыясненными. До сих пор нет однозначного понимания возраста этой структуры, хотя большинство исследователей, вслед за В. А. Кузнецовым (1952, 1963), считают синклинорий герцинским сооружением. Исследований, посвященных тектонике синклинория, до настоящего времени не проведено. Однако в последних работах Ю. С. Перфильева (1964) и К. Л. Волочковича (Волочкович, Леонтьев, 1964) дана краткая сравнительная характеристика формационного ряда пород Ануйско-Чуйского синклинория, причем нижнепалеозойские толщи детально проанализированы Ю. С. Перфильевым, а средневерхнепалеозойские — К. Л. Волочковичем.

Формационный ряд Ануйско-Чуйского синклинория начинается с терригенного верхнекембрийско-нижнеордовикского комплекса, который расчленен Ю. С. Перфильевым на сланцевую, флишоидную и пестроцветную формации. По строению и составу слагающих пород эти формации аналогичны описанной выше песчано-сланцевой флишоидной формации, а также очень близки к внутригеосинклинальной терригенной формации Западно-Саянского синклинория.

Выделяемый Ю. С. Перфильевым карбонатно-терригенный комплекс, состоящий из нескольких очень близких по содержанию формаций, по существу является единой карбонатно-терригенной формацией. Она представлена в нижней части сумультинской, таарланской и айлагушской свитами среднего—верхнего ордовика, в составе которых

песчаники преобладают над известняками. Верхняя часть формации, сложенная толщами силура, в большей мере известняковая, но также содержит значительное количество песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.

На юго-восточном окончании Ануйско-Чуйского синклинория обособлено расположена верхнесилурийская известняковая рифогенная формация, выделенная К. Л. Волочковичем.

Перечисленные формации могут быть отнесены к классу геосинклинальных формаций, в понимании и определении Н. П. Хераскова (1963). Все они слагают последовательный ряд терригенных и известняковых формаций, отражающий непрерывное прогибание Ануйско-Чуйского синклинория.

Девонские отложения, развитые в юго-восточной (чуйской) части Ануйско-Чуйского синклинория, залегают резко несогласно на всех отложениях более древнего возраста, образуя более простые брахиформные структуры. Состав и строение их во многом совпадают с одновозрастными отложениями, развитыми в других тектонических структурах рассматриваемой территории. Поэтому описание их дано одновременно для чуйской части Ануйско-Чуйского синклинория, Уйменско-Лебедского, Юстыдского и Тувинского прогибов, а также для Чулышманской зоны и Западно-Саянского синклинория.

ДЕВОНСКИЕ И БОЛЕЕ МОЛОДЫЕ ФОРМАЦИИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ

Определение формационной принадлежности девонских отложений Алтае-Саянской области — очень сложная и чрезвычайно важная проблема. Ее решение могло бы дать возможность однозначного определения возраста таких крупных складчатых сооружений, как Ануйско-Чуйский синклинорий, Уйменско-Лебедской и Тувинский прогибы, которые разные исследователи относят или к герцинским структурам (Кузнецов, 1952, 1963; Зайцев, 1963б), или к каледонским (Унксов, 1958 и др.). В непосредственной связи с этой проблемой находится определение положения и характера границы между каледонидами и герцинидами Алтае-Саянской области. Однако имеющиеся материалы в настоящее время не позволяют провести подробный и надежный формационный анализ девонских отложений. В начале девона почти все структуры зоны сочленения вступили в орогенный этап развития и поэтому рассматриваемая часть Алтае-Саянской области стала более однородной. Следовательно, к девону в основном закончился процесс сочленения структур Горного Алтая с Западным Саяном.

В связи со сказанным приведенные ниже описания формаций девона сделаны в большей мере схематично. При выделении девонских формаций использована формационная схема, разработанная для восточной части Алтае-Саянской области Л. П. Зоненшайном, Г. А. Кудрявцевым и А. А. Моссаковским (1960), а также результаты работы К. Л. Волочковича (Волочкович, Леонтьев, 1964), выделившего девонские формации в Ануйско-Чуйском синклинории.

Пестроцветная терригенная формация в Ануйско-Чуйском синклинории выделена К. Л. Волочковичем. Здесь к ней относится каракудурская свита, а в Уйменско-Лебедском прогибе — сумурлинская. В обеих структурах пестроцветная терригенная формация с перерывом и резким несогласием лежит на древних толщах, причем площади накопления ее не совпадают с силурийскими.

Формацию составляют крупные, но невыдержанные по мощности пласты лиловых и зеленых полимиктовых песчаников, алевролитов и сланцев. Встречаются линзы известняков и конгломератов. Красноцвет-



Рис. 25. Грубая косяя слоистость в сумурлинской свите (D₁₋₂). Левобережье р. Албас

ные породы тяготеют к нижней части фации, а в верхней части ее более развиты известковистые породы. Мощность фации достигает 1500—2000 м.

Красноцветная молассовая фация сменяет предыдущую в латеральном направлении на юго-восток от Ануйско-Чуйского синклинория, в пределах Холзунско-Чуйского антиклинория, и на северо-восток от Уйменско-Лебедского прогиба, в Камгинском грабене. В первом случае она сложена породами уландрыкской свиты, залегающей, кроме того, в основании девонского разреза Юстыдского прогиба; во втором — породами сумурлинской свиты, которые выполняют Камгинский «пролив» между Уйменско-Лебедским прогибом и Южно-Минусинской впадиной. Всюду фация залегает с угловым несогласием на нижнепалеозойском складчатом основании. Для нее наиболее характерны линзообразные тела грубообломочных красноцветных и серых часто континентальных пород — конгломератов, гравелитов, грубо-косослоистых песчаников (рис. 25) и алевролитов с известковистыми стяжениями. Развиты трещины усыхания и многие другие признаки мелководья. Максимальная мощность фации до 2000 м.

Красноцветная вулканогенная фация находится в сложных соотношениях с предыдущей, которую она перекрывает в структурах Горного Алтая или сменяет в латеральном направлении в структурах западной части Тувы, Западного Саяна и Минусинских впадинах.

В красноцветную вулканогенную фацию в Ануйско-Чуйском синклинории входит куратинская свита, в Юстыдском и Уйменско-Лебедском прогибах — соответственно аксайская и уйкараташская свиты, в Камгинском «проливе» — среднедевонские отложения. В этих структурах фация имеет эйфельский возраст, но иногда охватывает нижнюю часть живетских отложений (Ануйско-Чуйский синклинорий). В западной части Тувинского прогиба и Западно-Саянском синклинории в красноцветную вулканогенную фацию включены древнейшие из девонских отложений; здесь она охватывает нижний и частично средний отделы девона (кендейская свита и саглинский горизонт). Основной облик фации составляют крупные, но резко изменяющие мощность покровы и потоки андезитовых и дацитовых порфиритов, а также кварцевых порфиров самой разнообразной окраски — от черной до светлосерой и от красной до зеленой. В подчиненном количестве встречается прослойки красноцветных осадочных пород, которые в Тувинском прогибе обособлены в верхней части, но обычно спорадически распределены по всей фации. Мощность фации изменяется от 1 до 4 км.

Красноцветная вулканогенная фация в Уйменско-Лебедском прогибе включает, кроме уйкараташской, еще тарболинскую и угульскую

Рис. 26. Базальные конгломераты толщи верхнего девона (?). Верховья р. Кандаш — правого притока р. Кыги



свиты франского яруса, резко несогласно и с перерывом лежащие на подстилающих толщах. Здесь она имеет сходное строение и состав, но отмечается закономерная приуроченность кислых вулканогенных пород к западному, а средних — к восточному бортам прогиба. Красноцветные песчаники, гравелиты и конгломераты обычно аркозового состава имеют здесь только подчиненное значение.

Сероцветная песчано-алевролитовая (черносланцевая) формация почти всюду имеет живетский или, чаще, верхнеживетский возраст. Только в Юстыдском прогибе она продолжала формироваться до конца верхнего девона, здесь в нее входят ташантинская, барбургазинская и богутинская свиты. В Уйменско-Лебедском прогибе сероцветной песчано-сланцевой формации отвечает учальская свита, на юге Ануйско-Чуйского синклинория и в Чулышманской зоне — толщи живетского возраста, в западной части Тувинского прогиба — абаканский и илеморовский горизонты. Образование рассматриваемой формации началось всюду после перерыва, охватившего нижнюю часть живета, после которого в западной части Тувинского прогиба начало осадконакопления отмечено красноцветами абаканского горизонта. Но в целом формация отличается очень устойчивым в разных структурах составом и, как правило, сложена темно-серыми и черными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами, за что получила название черносланцевой. Изредка встречаются известняки с обильной морской фауной, полимиктовые красноцветные песчаники и туфы эффузивов.

Формации верхней молассы завершают ряд орогенных формаций. В их число входят несколько конкретных формаций: красноцветные терригенная и терригенно-туфогенная, а также угленосная. По возрасту они принадлежат к верхнему девону, каменноугольной, пермской или юрской системам, а пространственно приурочены только к небольшим шовным грабенам и грабен-синклиналям, расположенным в зонах глубинных разломов.

Красноцветная терригенная формация представлена байгольской (Уйменско-Лебедской прогиб), барбургазинской (северо-западный борт Юстыдского прогиба) свитами и верхнедевонской (?) толщей (в Еринатской мульде). Обычно эти отложения лежат несогласно на подстилающих, за исключением байгольской свиты, постепенно сменяющей угульскую свиту. Отличительной чертой описываемой формации являются: яркие тона окраски ее пород, резко полимиктовый состав слагающего их обломочного материала, отсутствие его заметной окатанности и сортировки. Для красноцветной терригенной формации характерна верхнедевонская (?) толща, обнаженная в бассейне р. Кандаш — правого притока р. Кыги (рис. 26). Здесь из конгломератов, гравелитов и песчаников состоят линзы и невыдержанные по мощности пласты пород, кото-



Рис. 27. Пласты каменноугольной толщи (C_1), несогласно перекрывающие еринатскую свиту ордовика (O_{2-3} ст₂) в центральной части Еринатской мульды

рые очень четко отражают местный характер сноса. Кроме известняков нижнего кембрия, вулканогенных и осадочных пород ордовика, в состав гальки конгломератов входят диориты ниже- и среднедевонского комплекса, массив которых находится непосредственно около описываемой толщи.

Красноцветная терригенно-туфогенная формация нижнего карбона выполняет несколько небольших разрозненных грабен-синклиналей в зоне Шапшальского глубинного разлома. Наиболее полно она представлена в центре Еринатской мульды, где резко несогласно залегает на пластах нижней молассы ордовика (рис. 27). Основной фон этой формации составляют ярко окрашенные пепловые туфы и туффиты кислого состава, а также аркозовые песчаники, гравелиты, алевролиты и конгломераты (рис. 28). Линзы известняков встречаются редко. Терригенные породы всегда содержат пепловый материал. Мелкая слоистость в них отсутствует, крупные пласты и пачки имеют мощность 20—200 м. Как и в предыдущей формации, состав обломков здесь очень четко отражает зависимость от ближайших местных источников сноса.

Описываемая формация является возрастным аналогом морской кремнисто-терригенной формации, развитой в минусинской котловине (Моссаковский, 1963б), но отличается от нее значительно большей ролью грубообломочных пород и меньшей — кремнистых образований. Источником пеплового туфогенного материала могли служить вулканы северо-западной Монголии, которые привели там к образованию наземных излияний кислых лав и туфов, выполняющих грабены в районе хр. Чаган-Шибету (Амантов, Матросов 1961).

Угленосная формация в Еринатской мульде образована среднекарбонными отложениями, которые пространственно тесно связаны с предыдущей красноцветной терригенно-туфогенной формацией и перекрывают ее по резкому, но согласному контакту, образуя самостоятельную Беркойринскую шовную синклиналь.

Здесь угленосная формация характеризуется грубой ритмичностью. В состав ритмов входят конгломераты, песчаники, гравелиты, углистые алевролиты и сланцы. В разрезе насчитывается три—пять крупных ритмов мощностью по 60—80 м каждый. Нижним элементом каждого ритма являются серые и темно-серые конгломераты от мелкогалечных до валунных. В составе гальки преобладают черные кремнистые породы и жильный кварц, несколько реже встречаются песчаники и алевролиты, туфы и лавы кислого состава, порфириты, катаклазированные граниты. Заполняющей массой служат полимиктовые крупнозернистые песчаники и гравелиты, часто с большой примесью углистого вещества и листочков мусковита в цементе. Вверх конгломераты через маломощные гравелиты

Рис. 28. Базальные конгломераты каменноугольной толщи. Водораздел рек Еринат и Коэтру — левых притоков р. Большой Абакан



сменяются серыми и темно-серыми слоистыми полимиктовыми песчаниками с углистым цементом, содержащими прослой углистых алевролитов и сланцев. Размер обломков в песчаниках постепенно уменьшается снизу вверх. В верхах нижнего ритма имеются единичные пропластки углей и несколько слоев углистых песчаников и алевролитов с флорой и фауной.

Угленосная формация встречается еще в нескольких шовных грабен-синклиналях и грабенах, которые приурочены к Шапшальскому и Курайскому глубинным разломам. Строение ее в разных структурах отличается очень мало, например, в грабене, тяготеющем к Курайскому разлому (водораздел р. Чуи и ее правого притока — р. Кызыл-Таш), где над угленосной толщей расположена песчано-конгломератовая толща мощностью до 400 м, не содержащая углистых пород и углей.

Возраст угленосной формации в разных грабенах изменяется от нижекарбонного до нижнепермского; кроме того, односторонние грабены в зоне шапшальского разлома заполнены угленосными породами с флорой юрского возраста. Всюду (кроме Еринатской мульды) угленосная формация резко несогласно лежит на разновозрастных отложениях складчатого основания. Очень важно подчеркнуть ярко выраженную зависимость состава обломочных пород угленосной формации от местных источников сноса: по всей вероятности, грабены являются консолидационными структурами.

Почти все перечисленные девонские и более молодые формации, несомненно, принадлежат к классу орогенных формаций Н. П. Хераскова (1963). Однако сероцветная песчано-алевроитовая (черносланцевая) формация, вероятно, должна считаться геосинклинальной. Возможно, она вообще является чуждой для изучаемых структур и отражает проникновение морской трансгрессии со стороны северо-западной Монголии, тем более, что в Юстыдском прогибе с северо-запада на юго-восток быстро увеличиваются ее мощность и возрастной интервал.

Заканчивая описание формаций, можно наметить некоторые закономерности в их распределении в рассматриваемых тектонических структурах. Последние прежде всего различаются набором геосинклинальных формаций, которые в каждой структуре (зоне) в разное время сменяются орогенными формациями (табл. 3).

Наиболее разнообразны геосинклинальные формации Катунско-Абаканской зоны, которые, закономерно сменяя друг друга в возрастной последовательности и в латеральном направлении, составляют вертикальные и горизонтальные ряды. Более того, в этой зоне как будто проявляется закономерная смена по площади не только отдельных формаций, но также целых их вертикальных рядов, отражающих устойчивую тектоническую дифференцированность зоны еще на собственно геосинклинальном этапе развития. Катунско-Абаканская зона отличается от дру-

Формационные ряды Катунско-Абаканской и Чулышманской глыбово-складчатых зон и Западно-Саянского синклиория

	Катунско-Абаканская зона	Чулышманская зона	Западно-Саянский синклиорий (по Л. П. Зонешайну)
Орогенные	<p>Угленосная P₁</p> <p>↑</p> <p>Красноцветная терригенная (D_{3fr})</p> <p>↑</p> <p>Красноцветная + вулканогенная (D_{3fr}?)</p> <p>↑</p> <p>Сероцветная песчано-алевролитовая (D_{2qv})</p> <p>↑</p> <p>Красноцветная вулканогенная (D_{2e})</p> <p>↑</p> <p>Пестроцветная терригенная → → Красноцветная молассовая (D_{1c}-D_{2e})</p> <p>↑</p> <p>Пестроцветная терригенная (O₂₋₃)</p> <p>↑</p> <p>Нижняя молассовая (Cm₃-O₁₋₂)</p>	<p>Угленосная (C₁₋₂, C₂₋₃)</p> <p>↑</p> <p>Красноцветная терригенно-туфогенная (C₁)</p> <p>↑</p> <p>Верхняя (грубообломочная) молассовая (D₃?)</p> <p>↑</p> <p>Песчано-алевролитовая черносланцевая (D_{2qv})</p> <p>↑</p> <p>Рифовая известняково- вулканогенная (S)</p> <p>↑</p> <p>Нижняя молассовая (O)</p>	<p>Сероцветная моласса (C₁)</p> <p>↑</p> <p>Красноцветная моласса (D₂₋₃)</p> <p>↑</p> <p>Красноцветная вулканогенная (D₁₋₂)</p> <p>↑</p> <p>Пестроцветная моласса (S₂)</p>
Геосинклинальные	<p>Сероцветная известняково-глинистая (Cm₃²)</p> <p>↑</p> <p>Терригенно-карбонатная (Cm₁²) ← → Туфогенно-терригенная (Cm₁₋₂)</p> <p>↑</p> <p>Диабазовая (Cm₁)</p> <p>↑</p> <p>Кремнисто-карбонатная (K)</p>	<p>Песчано-сланцевая флишoidная (Cm₃)</p> <p>↑</p> <p>Терригенно-вулканогенная</p> <p>↑</p> <p>Зеленокаменная сланцевая (Cm₁₋₂)</p> <p>↑</p> <p>Вулканогенно-терригенная</p>	<p>Карбонатно-терригенная (S)</p> <p>↑</p> <p>Внутригеосинклинальная терригенная (Cm₃-O₁)</p> <p>↑</p> <p>Зеленокаменная сланцевая (Cm₁)</p>

гих структур также широким развитием карбонатных и вулканогенных (диабазовой и спилит-диабазовой) геосинклинальных формаций, образующих соответствующие вертикальные ряды. Здесь на поднятиях — горстах и горст-антиклинориях — развиты кремнисто-карбонатная и терригенно-карбонатная формации, а в разделяющих прогибах и грабен-синклинориях их надстраивают или сменяют по латерали диабазовая, спилит-диабазовая и туфогенно-терригенная. Последняя наиболее характерна для центральных частей прогибов, где она, по всей вероятности, единственная. Сероцветная известково-глинистая формация завершает ряды геосинклинальных формаций во всех упомянутых структурах.

Формации орогенного класса в Катунско-Абаканской зоне сменяют геосинклинальные формации раньше, чем в других структурах, причем здесь они распределены чрезвычайно неравномерно. Нижняя моласса встречается как в разрозненных мелких мульдах, так и в основании очень крупного Уйменско-Лебедского прогиба, в котором ее надстраивают пестроцветная терригенная, затем красноцветная вулканогенная (порфировая) и другие орогенные формации.

За пределами Катунско-Абаканской зоны в разных структурах ряд геосинклинальных формаций повсеместно представлен зеленокаменной сланцевой и песчано-сланцевой флишоидной. Только в Западно-Саянском и Ануйско-Чуйском синклинориях он надстраивается карбонатно-терригенной формацией.

Геосинклинальные формации в каждой структуре в свое время сменялись по вертикали орогенными. В Чулышманской зоне из них развиты нижняя и верхняя молассы. Последняя подразделяется на красноцветные терригенную и терригенно-туфогенную формации, а также сероцветную угленосную; в Западно-Саянском и Ануйско-Чуйском синклинориях нижняя моласса пространственно и во времени сменяется порфировой формацией.

Особое место среди разобранных формаций занимают рифовая известняково-вулканогенная и песчано-алевролитовая (черносланцевая). Первая появляется только в зонах глубинных разломов, ограничивающих Чулышманскую зону. Вторая, имея геосинклинальный облик, залегает на нижней молассе и порфировой формации в Юстыдском прогибе; кроме того, она как бы внедряется в качестве алофильного члена в орогенный ряд формаций в Ануйско-Чуйском и Уйменско-Лебедском прогибах и Чулышманской зоне.

ИНТРУЗИВНЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ПОЛОЖЕНИЕ ИХ В СТРУКТУРАХ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ

Широкое развитие на рассматриваемой территории различных по составу и возрасту интрузивных комплексов является ее отличительной особенностью. Так же, как в отношении осадочных образований, можно сказать, что в ее геологическом строении принимают участие почти все интрузивные комплексы, выделенные в настоящее время в пределах Алтае-Саянской складчатой области в целом. Специальным изучением магматизма этой области в последние годы занимался ряд исследователей. Это прежде всего В. А. Кузнецов (1949, 1957, 1958, 1960, 1963), рассматривавший интрузивный магматизм в связи с тектоникой и металлогенезом, а также Г. В. Пинус, посвятивший свои исследования главным образом гипербазитовым и основным интрузиям (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958 и др.). Гранитоиды северной части Горного Алтая изучали В. С. Домарев, Е. Б. Высокоостровская и др. (1959, 1961). Большой материал по интрузиям Горного Алтая, собранный в процессе съемочных и тематических работ, систематизирован и описан В. Н. Гавриловой, Б. Г. Гореловым и В. И. Черновым в сводном отчете Алтайской экспедиции ВАГТ. В процессе геологической съемки автор принимал непосредственное участие в сборе и обработке материала по интрузиям, поэтому при написании данной главы использованы как собственные наблюдения, так и сведения, содержащиеся в упомянутом сводном отчете и других опубликованных работах.

Длительное время интрузивные комплексы изучал Ю. А. Кузнецов (1937, 1955, 1960 а, б, 1963 и др.). В 1964 г. опубликован его капитальный труд «Главные типы магматических формаций», в котором изложены теоретические положения о принципах выделения, характеристике и тектоническом положении интрузивных и эффузивных комплексов (формаций), а также об их происхождении. При исследовании типовых и конкретных магматических формаций Ю. А. Кузнецов использовал теоретические основы формационного метода, разработанного Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым. Ю. А. Кузнецов принял определения, выработанные Н. С. Шатским (1945) и Н. П. Херасковым (1952) для геологических формаций вообще, но и в то же время отметил, что «магматическая формация может быть или частным случаем, особым проявлением геологической формации, или же магматическая формация является как бы частью последней» (Кузнецов, 1964, стр. 17). Отстаивая правомерность и необходимость выделения формационного типа, сделанного Н. П. Херасковым (1952), Ю. А. Кузнецов считает его абстрактным понятием, «в котором обобщены главные особенности, свойственные ряду тождественных

или близких по составу конкретных магматических комплексов, которые могут иметь различный возраст и могут залегать в различных и зачастую удаленных друг от друга, но однотипных геологических структурах» (там же, стр. 20).

Магматическим комплексом, по Ю. А. Кузнецову, называется конкретная магматическая формация, занимающая «определенное место в пространстве и времени, ассоциация тех типов пород, которые принято называть магматическими (а также и сопутствующих им метаморфических и рудных образований), тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близкими по возрасту и по геологической обстановке образования, находящей свое выражение, в частности, в характерном фациальном его (магматического комплекса. — А. Д.) облике» (там же). «В громадном большинстве случаев магматический комплекс — это серия близких по возрасту тел, образовавшихся в известной последовательности и часто пересекающих друг друга, распространенных нередко на очень большой площади» (Кузнецов, 1964, стр. 24). Однако Ю. А. Кузнецов указывает, что во многих случаях «правильное выделение интрузивных комплексов может быть проведено только после очень длительного полевого и лабораторного изучения всех последовательно появляющихся в данном районе или данной структурно-фациальной зоне интрузивных тел. . .» (там же, стр. 26).

В настоящее время в пределах зоны сочленения не все интрузивные тела изучены с достаточной детальностью и поэтому проведенное в настоящей работе выделение интрузивных комплексов в значительной мере условно.

Описываемые интрузивные комплексы, так же как описанные выше осадочные и вулканогенные формации, могут быть разделены на собственно геосинклинальные и орогенные, главным образом геоантиклинальные, в соответствии с классификацией Ю. А. Кузнецова.

В структурах зоны сочленения развиты только два геосинклинальных интрузивных комплекса. К первому из них относится ниже-среднекембрийский комплекс гипербазитов¹, тела которого встречаются главным образом в зонах глубинных разломов, ограничивающих крупные структуры. Второй, средне-верхнекембрийский интрузивный габбро-плагиогранитный комплекс, развит только в Катунско-Абаканской зоне.

Орогенные интрузивные комплексы имеются во всех структурах зоны сочленения. К ним относятся: нижеордовикский гнейсо-гранитный и ордовикский интрузивный гранитоидный комплексы Чулышманской зоны; верхнесилурийско-нижнедевонский гранитовый батолитовый и ниже-среднедевонские интрузивные гранитоидные комплексы Западно-Саянского синклинория; последевонский гранодиорит-тоналитовый батолитовый комплекс Ануйско-Чуйского синклинория и, наконец, поздние и последевонские гранитоидные близповерхностные комплексы, развитые в разных структурах зоны сочленения (рис. 29).

Ниже-среднекембрийский гипербазитовый комплекс

Гипербазитовый комплекс Алтае-Саянской области был выделен, изучен и описан Г. В. Пинусом, В. А. Кузнецовым и И. М. Волоховым (1958), установившими его тесную связь с глубинными разломами и наметившими ряд гипербазитовых поясов.

В пределах рассматриваемой территории массивы ультраосновных пород развиты в разных тектонических структурах (зонах) и, как правило,

¹ Ю. А. Кузнецов считает, что комплекс гипербазитов может формироваться как в собственно геосинклинальном, так и орогенный этапы развития. В Алтае-Саянской области гипербазиты связаны только с геосинклинальным этапом развития.

приурочены к разделяющим их разломам. Большая часть массивов приходится на Курайскую, Шапшальскую, Северо-Саянскую и Саяно-Тувинскую зоны глубинных разломов, но мелкие тела встречаются, кроме того, вдоль разломов, расположенных во внутренних частях тектонических структур (см. рис. 29).

Массивы гипербазитов имеют линзовидную, обычно резко удлиненную форму. Длина крупных тел достигает 40 км, мелких — 2—3 км при ширине соответственно от 2—4 км до первых сотен метров. Они ориентированы согласно с простиранием контролирующих разломов и размещены в нижнекембрийских, преимущественно вулканогенных отложениях. Однако считается, что гипербазиты не имеют генетической связи с эффузивными формациями, а являясь продуктами самостоятельной гипербазитовой магмы (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Кузнецов, 1964).

Во всех массивах гипербазитов очень широко проявлена серпентинизация, а мелкие массивы обычно представлены только серпентинитами. Поэтому главные особенности их состава и строения доступны для изучения только в крупных Чаган-Узунском и Карагольском массивах.

Чаган-Узунский массив расположен на южном окончании Кадринско-Баратальского горста, в зоне Курайского глубинного разлома, разделяющего Катунско-Абаканскую и Чулышманскую зоны. Он протягивается по левобережью р. Чуи от пос. Чаган-Узун на северо-запад на расстояние примерно 10 км и имеет форму узкой крутопадающей линзы. Контакты массива с вмещающими породами тектонические, только на юго-восточном окончании он прорывает мраморизованные известняки баратальской свиты рифея.

Массив состоит из перидотитов и серпентинитов. Перидотиты слагают внутренние части массива, которые представлены гардбургитами (оливин — 80%, пироксен ромбический, реже моноклинный, в подчиненном количестве присутствуют роговая обманка и хромит). Серпентиниты преобладают в краевых частях массива, среди них наряду с хризотилом встречается бастит, образующий псевдоморфозы по пироксену.

Карагольский массив находится в Абаканском хребте, в истоках р. Большой Абакан. Он контролируется ветвями Шапшальского глубинного разлома, отходящими в запад-северо-западном направлении. Длина массива около 40 км, ширина до 2—3 км. Форма массива линзовидная, контакты с вмещающей ниже-среднекембрийской толщей очень крутые. В центральной части массива преобладают слабо серпентинизированные дуниты. Краевые части сложены серпентинитами, причем в них, судя по форме зерен, отмечаются псевдоморфозы бастита по пироксену (?).

Мелкие тела серпентинитов особенно многочисленны в Курайской и Саяно-Тувинской зонах глубинных разломов. Они представлены тонковолокнистым хризотилом, нередко содержат прожилки хризотил-асбеста, асбеста и линзы талька. Иногда тела серпентинитов встречаются и в других зонах разломов.

Химический анализ гипербазитов показывает резкое преобладание магния над железом, почти полное отсутствие щелочей и незначительное содержание глинозема, что обычно характерно для гипербазитов, кристаллизовавшихся из перидотитовой магмы.

На описываемой территории гипербазиты прорывают ниже-среднекембрийские отложения (Карагольский массив) и содержатся в виде гальки в базальных конгломератах еринатской свиты нижнего ордовика (истоки р. Еринат) и верхнекембрийских отложениях Западного Саяна (Зоненшайн, 1963). Таким образом, внедрение гипербазитового комплекса могло происходить в нижнем и среднем кембрии.

Особенности строения, петрографическая, минералогическая и химическая характеристики и структурное положение описанных гипербазитов

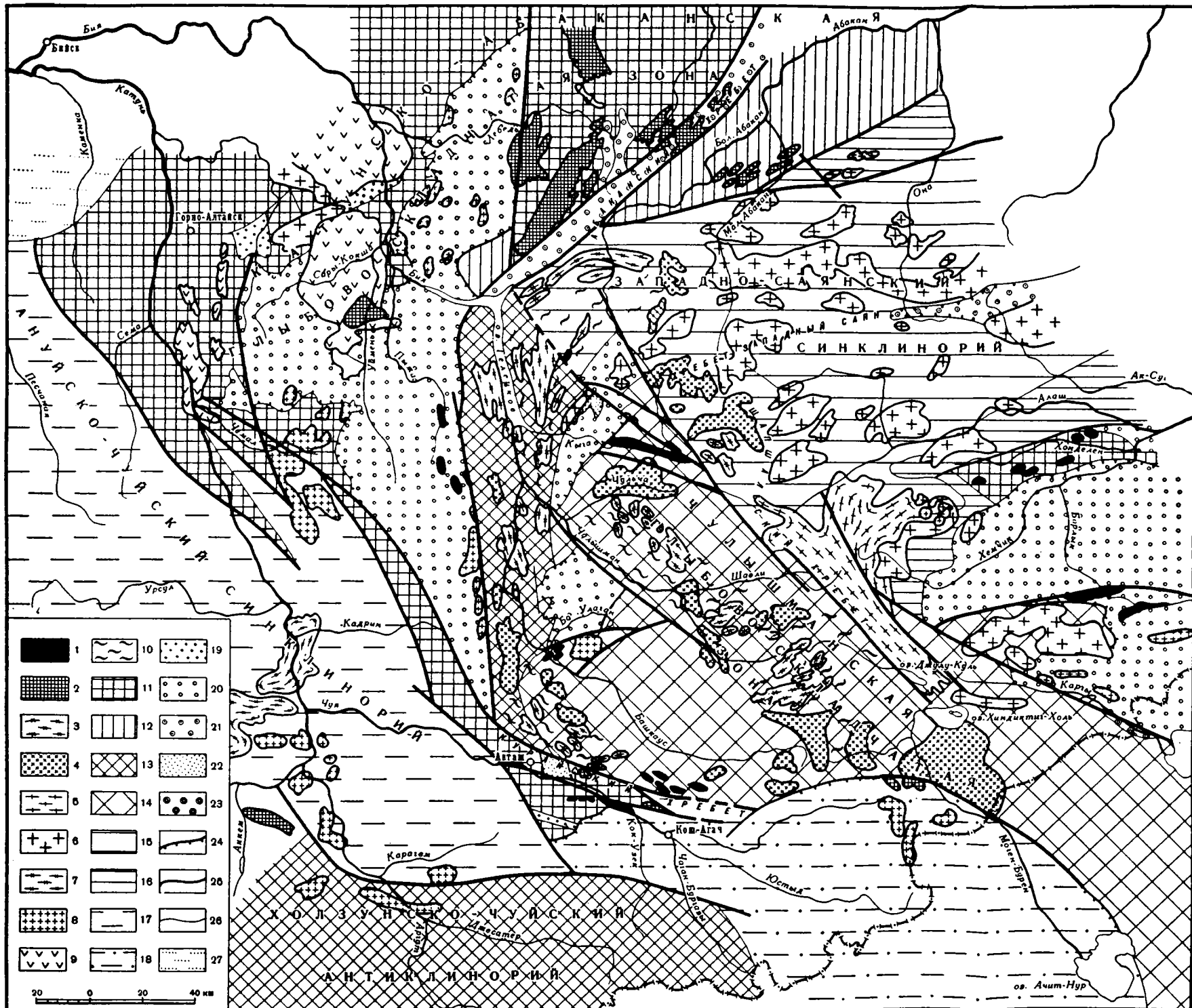


Рис. 29. Схема расположения интрузивных комплексов в тектонических структурах зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном

1, 2 — геосинклинальные интрузивные комплексы: 1 — нижне-среднекембрийский гипербазитовый, 2 — средне-верхнекембрийский габбро-плагиогранитный Катунско-Абаканской зоны; 3—8 — орогенные, главным образом геосинклинальные интрузивные комплексы: 3 — нижнеордовикский гранито-гнейсовый (батолитовый?), 4 — ордовикский гранитоидный Чулышманской зоны, 5 — верхнесилурийско-нижнедевонский гранитный (батолитовый), 6 — девонские гранитоидные комплексы Западно-Саянского синклинория, 7 — последовонский гранодиорит-тоналитовый (батолитовый) Ануйско-Чуйского синклинория, 8 — позднедевонские и последовонские гранитоидные близповерхностные комплексы; 9 — интрузив невыясненной формационной принадлежности; 10 — зоны локального прогрессивного метаморфизма.

Тектонические структуры геосинклинального этапа. Сформировавшиеся к верхнему кембрию (Катунско-Абаканская глыбово-складчатая зона); 11 — горсты и горст-антиклинории; 12 — грабен-синклинории. Сформировавшиеся к нижнему ордовикскому (аренигу?) (Чулышманская глыбово-складчатая зона и Холзуновско-Чуйский антиклинорий); 13 — горсты и антиклинории; 14 — зона и Холзуновско-Чуйский антиклинорий. Сформировавшиеся к девону: 15 — Западно-Саянский синклинорий; 16 — горст-антиклинорий, 17 — сформировавшийся к среднему карбону Ануйско-Чуйский синклинорий, 18 — Юстядский прогиб (краевая часть геосинклинального прогиба Северо-Западной Монголии).

Тектонические структуры орогенного этапа — наложенные мульды и грабены, заложившиеся: 19 — в верхнем кембрии и тремадоне; 20 — в нижнем ордовике (арениге?); 21 — в девоне; 22 — в карбоне и перми; 23 — в юре. Прочие обозначения: 24 — границы структур орогенного этапа; 25 — разломы; 26 — глубинные разломы; 27 — эпипалеозойский платформенный чехол.

тов дают возможность относить их к типу гипербазитовых формаций, которые, как отмечает Ю. А. Кузнецов, «...подавляющее большинство исследователей... связывает с особой гипербазитовой магмой, рождающейся в пределах симатической оболочки в связи с заложением глубинных разломов, проникающих в эту зону литосферы» (Кузнецов, 1964, стр. 98).

В рассматриваемых тектонических структурах (зонах) комплекс гипербазитовых интрузий представляет собой раннее проявление магматической интрузивной деятельности, собственно геосинклинального этапа, которая уже тогда была обусловлена существованием глубинных разломов.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАТУНСКО-АБАКАНСКОЙ ЗОНЫ

Средне-верхнекембрийский габбро-плагиогранитный комплекс

Габбро-плагиогранитный комплекс на Горном Алтае впервые выделен В. Н. Гавриловой и В. Г. Гореловым в 1960 г. Его интрузивные тела имеют не менее широкое распространение, чем интрузивы гипербазитов, но размещены они только в Катунско-Абаканской зоне, тяготея к ее краевым частям, т. е. к глубинным разломам (см. рис. 29).

В. Н. Гаврилова и В. Г. Горелов установили, что, несмотря на очень разнообразный состав — от габбро до плагиогранитов, — все породы комплекса находятся в тесной парагенетической ассоциации, что является определяющей чертой габбро-плагиогранитной формации, выделяемой Ю. А. Кузнецовым (1964).

Массивы этого комплекса обычно образуют тела удлиненной, но менее вытянутой формы, чем гипербазиты. В южной части территории, в зоне Курайского разлома, расположены мелкие тела габбро и плагиогранитов длиной до 3—4 км в поперечнике. На севере, в зоне Кузнецкого глубинного разлома, известен Садринский массив, который имеет длину около 50 км и ширину до 10 км. Контакты с вмещающими породами обычно крутые, близкие к вертикальным.

Формирование комплекса происходило в две фазы: в первую фазу внедрялись габбро, во вторую — плагиограниты. В. А. Гаврилова и В. Г. Горелов детально изучили активное влияние плагиогранитов поздней фазы на габбро ранней фазы на примере Усту-Гиматинского массива, расположенного на восточном продолжении Курайского разлома. Габбро, слагающие юго-восточную часть этого массива, с приближением к плагиогранитам амфиболизируются и в северо-западном направлении постепенно переходят в амфиболиты. Последние по очень извилистому и нечеткому контакту граничат с плагиогранитами, обогащенными цветными минералами и содержащими узкие линзовидные ксенолиты амфиболитов. Северо-западная часть Усту-Гиматинского массива сложена среднезернистыми лейкократовыми плагиогранитами.

В составе других мелких массивов, приуроченных к Курайскому разлому, преобладают тоналиты и плагиограниты, но также встречаются амфиболизированные габбро, иногда в виде обломков, сцементированных тоналитами.

Ряд массивов габбро и плагиогранитов расположен на севере территории в зоне Северо-Саянского и Кузнецкого разломов. Здесь, кроме мелких линзообразных массивов, имеющих преимущественно в составе габбро, находится крупный Садринский массив, сложенный главным образом плагиогранитами, а в эндоконтактах — кварцевыми диоритами. Так же как на юге, в зоне Курайского разлома, здесь установлено, что внедрение плагиогранитов было более поздним; это привело в ряде случаев к превращению габбро в амфиболиты.

Таким образом, главными породами в описываемом комплексе являются габбро и плагиограниты. Габбро состоят из плагиоклаза (лабрадора, редко битовнита), амфибола, незначительного количества кварца (менее 5%) и иногда пироксена. Плагиограниты содержат 50—65% плагиоклаза (олигоклаз-андезин), 25—30% кварца, роговую обманку и биотит. Характерно, что все породы комплекса очень бедны щелочами, причем, по данным В. И. Фоминского, калий в плагиогранитах Садринского массива почти отсутствует.

Интрузивные массивы габбро-плагиогранитного комплекса прорывают ниже-среднекембрийские вулканогенные и туфогенно-терригенные отложения. Как установлено В. М. Сенниковым и В. П. Студеникиным в верховьях р. Лебедь (Лебедской массив), на них с размывом залегают ордовикские толщи. Кроме того, В. А. Гаврилова и Б. Г. Горелов обнаружили в базальных конгломератах толщи нижнего ордовика в южной части Ануйско-Чуйского синклиория (Чуйский тракт, район пос. Баратал) гальку пород, полностью тождественных породам комплекса. Таким образом, формирование комплекса происходило в пределах среднего-верхнего кембрия.

Изложенные особенности комплекса — наличие габбро и плагиогранитов и отсутствие средних пород, бедность щелочами при почти полном отсутствии калия, близкая пространственная и временная связь его со спилит-диабазовой и диабазовой формациями — позволяют уверенно отнести его к группе габбро-плагиогранитных формаций Ю. А. Кузнецова (1964). Эти формации характеризуют собственно геосинклинальный этап развития и формируются одновременно или несколько позднее вулканогенных формаций спилит-кератофировой группы. По-видимому, габбро-плагиогранитный комплекс — наиболее позднее проявление геосинклинальной магматической деятельности в пределах Катунско-Абаканской зоны. Следующий по возрасту мартайгинский комплекс¹ Ю. А. Кузнецов относит к орогенным, главным образом геоантиклинальным формациям, а именно к формации гранитоидных батолитов (Кузнецов, 1964).

ИНТРУЗИВНЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЧУЛЫШМАНСКОЙ ЗОНЫ

Нижнеордовикский комплекс гранито-гнейсов и метаморфических кристаллических сланцев

Одной из наиболее ярких особенностей строения Чулышманской зоны является широкое развитие в ее пределах зон прогрессивного метаморфизма, в которых в тесной парагенетической связи находятся кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой фации с разнообразными по размеру телами метасоматических гранитоидов.

Зоны прогрессивного метаморфизма на рассматриваемой территории выделили при проведении геологосъемочных и тематических работ М. Н. Ланда, В. И. Колесников, А. Н. Кононов, О. В. Япаскурт, А. Б. Дергунов и др. Метасоматические гранитоиды здесь изучали В. Н. Гаврилова и Б. Г. Горелов. Проблемой метаморфизма в целом на Горном Алтае занималась М. Н. Ланда, которая, кроме того, детально исследовала строение Курайской зоны прогрессивного метаморфизма.

Расположение зон метаморфизма, по всей вероятности, контролируется глубинными разломами северо-западного простирания, так как одни из них — Шапшальская и Чулышманская — приурочены к восточным крыльям одноименных разломов, другие — Курайская, Прителецкая

¹ Мартайгинский комплекс расположен также в Катунско-Абаканской зоне, но за пределами описываемой территории, в северной части Кузнецкого Алатау.

и Коньийско-Бедуйская — к районам стыка Курайского и Шапшальского глубинных разломов северо-западного простираения с меридиональным Чокракским и восток-северо-восточным Северо-Саянским глубинными разломами.

М. Н. Ланда выделяет и описывает для Горного Алтая несколько типов метаморфизма. Она считает, что кристаллические сланцы и гнейсы в перечисленных выше зонах образовались в результате сравнительно высокотемпературного прогрессивного зонального метаморфизма, происходившего без существенного привноса и приведшего к возникновению пород амфиболитовой фации. С этим типом метаморфизма пространственно и, вероятно, во времени тесно связан метаморфизм метасоматический.

Среди упомянутых выше зон прогрессивного метаморфизма лучше изучена Курайская зона, занимающая западную часть Курайского хребта. Метаморфические породы в этом районе отмечались в работах В. А. Обручева (1915), В. П. Нехорошева (1932), Н. Н. Горностаева (1937), А. И. Родыгина (1964) и В. А. Кузнецова (1952, 1963). Последний отметил в этом районе постепенные переходы от нормальных осадочных пород к очковым гнейсам. Позднее, в 1956 г., здесь же М. Н. Ланда и автору удалось проследить непосредственно в обнажениях постепенный переход по простираению хлоритизированных пород верхнего кембрия через промежуточные разности в кристаллические сланцы и гнейсы. Подобные переходы наблюдались затем А. Н. Кононовым (1961) в северной части зоны.

Как было отмечено, Курайская зона прогрессивного метаморфизма приурочена к месту стыка северо-западного Курайского и меридионального Чокракского разломов, которые служат соответственно ее юго-западной и западной границами (рис. 30). Курайская зона простирается по простираению на 50—60 км, изгибаясь параллельно ограничивающим разломам. Ширина зоны 20—25 км. На севере, северо-востоке и юго-востоке Курайская зона не имеет резких границ и постепенно сменяется неметаморфизованными породами.

Наиболее интересно юго-восточное окончание Курайской зоны, где выделяется несколько переходных подзон, которые занимают секущее положение по отношению к преобладающему простираению пород и, прихотливо изгибаясь, создают пламеобразный контур. Здесь с неметаморфизованными породами граничит периферическая хлорит-биотитовая подзона, в которой типичными породами являются микро- и мелкокристаллические мусковит-биотит-хлоритовые и кварц-мусковит-биотит-хлоритовые сланцы, представляющие собой метаморфические эквиваленты исходных глиноземистых пород. В сланцах, образовавшихся по песчанистым породам, содержатся реликтовые зерна кварца и плагиоклаза, в той или иной степени затронутые бластезом. За счет метаморфизма известковистых пелитовых и псаммитовых пород развиваются кварц-эпидот-актинолит-биотитовые сланцы.

Внутренняя биотитовая подзона отделяется от предыдущей появлением черных биотитовых сланцев. Типичными породами в ней являются мелко-, средне- и крупнокристаллические полосчатые сланцы кварц-мусковит-биотитовые, кварц-кордиерит-биотитовые, плагиоклаз (олигоклаз—андезин)-кварц-биотитовые и кварц-плагиоклаз-биотит-роговообманковые. Первые две разновидности происходят, вероятно, за счет пелитовых, третья — псаммитовых и четвертая — известковистых пород. Эта подзона занимает большую часть Курайской зоны метаморфизма.

Центральная альмандин-силлиманитовая подзона выделяется по появлению буро-красного граната (альмандина), с которым обычно ассоциирует силлиманит. Эти минералы всегда содержатся в кварц-биотитовых, кварц-плагиоклаз-биотитовых и биотит-кордиеритовых крупнокристал-

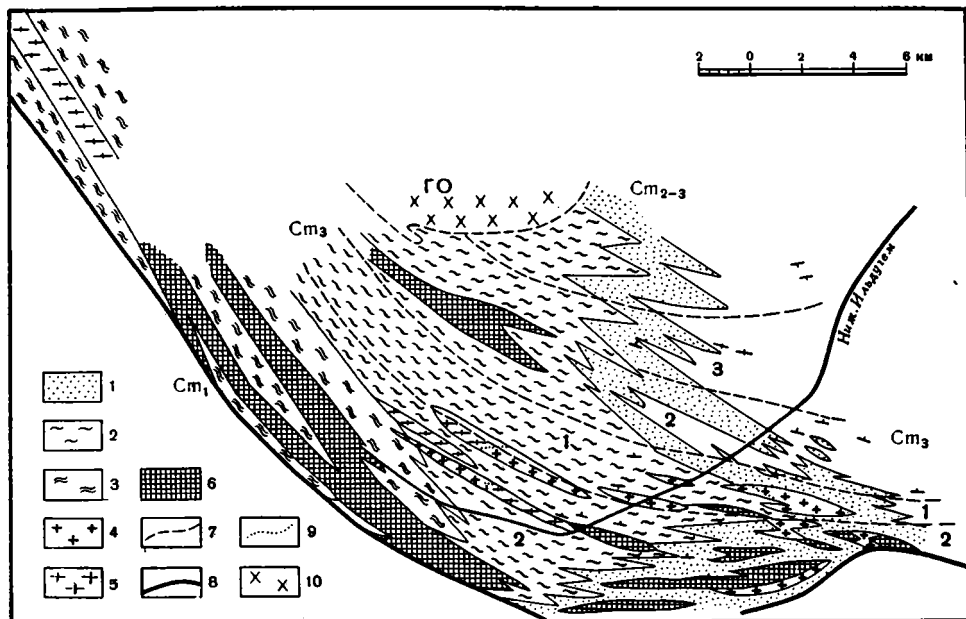


Рис. 30. Схематическая карта Курайской зоны метаморфизма. Составила М. Н. Ланда

Проявления прогрессивного метаморфизма: 1 — периферическая хлорит-биотитовая подзона — биотитизированные песчаники, хлорит-серцит-биотитовые, эпидот-актинолит-биотитовые и другие микро- и мелкокристаллические сланцы; 2 — внутренняя биотитовая подзона — плагиоклаз-мусковит-биотитовые, мусковит-биотит-кордиеритовые, плагиоклаз-амфиболовые и другие кристаллические сланцы, мелко-, средне- и крупнозернистые; 3 — центральная альмандин-силлиманитовая подзона — плагиоклаз-мусковит-биотитовые и другие крупнозернистые кристаллические сланцы и гнейсы с обильным силлиманитом и крупными порфиробластами граната, плагиоклаз-роговообманковые крупнокристаллические сланцы и гнейсы.

Проявления фельдшпатизации: 4 — участки слабой фельдшпатизации — порфиробластические мигматиты с порфиробластами полевого шпата (альбита и микроклина), составляющими до 10—20% всего объема породы; 5 — участки значительной фельдшпатизации — порфиробластические и полосчатые мигматиты с метасоматически привнесенными минералами, составляющими до 30—60% всего объема породы; 6 — участки интенсивной фельдшпатизации — полосчатые и порфиробластические мигматиты, аутохтонные мигматитовые граниты.

Прочие обозначения: 7 — стратиграфические согласные и активные интрузивные границы; 8 — разрывные нарушения региональные, четко картируемые; 9 — границы различных подзон (метаморфических фаций и субфаций) прогрессивного метаморфизма и участков фельдшпатизации.

Цифры и индексы на карте. Cm_3 — верхнекембрийские отложения: 1 — глинистые и песчано-глинистые (глинистый материал обогащен магнетитом), 2 — известковистые и неизвестковистые песчано-глинистые и глинисто-песчаные, 3 — песчано-глинистые; Cm_{2-3} — средне-верхнекембрийские глинисто-песчаные отложения; Cm_1 — нижнекембрийские вулканогенно-терригенные отложения; ГО — ордовикские интрузивные магматические граниты.

лических сланцах и гнейсах. Широко распространенные в центральной подзоне сланцы и гнейсы с роговой обманкой тоже, вероятно, произошли за счет известковистых пород, так как связаны с ними постепенными переходами по простиранию через соответствующие породы первых двух промежуточных подзон.

Химические анализы исходных пород и их метаморфических эквивалентов показывают, что состав их остается постоянным независимо от положения в разных подзонах.

Прителецкая зона прогрессивного метаморфизма прослеживается от южного окончания Телецкого озера на север вдоль его восточного берега и затем поворачивает на восток, к верховьям р. Большой Абакан. Здесь она занимает бассейн его левого и правого притоков — рек Коный и Бедуй, и сливается с выделенной нами Коныйско-Бедуйской зоной.

Таким образом, Прителецкая зона прогрессивного метаморфизма состоит из двух частей — собственно Прителецкой и Коныйско-Бедуйской, являющейся ее восточной частью. Общая протяженность зоны до 100 км, максимальная ширина ее 30 км.

В районе Телецкого озера метаморфические породы изучал В. М. Сенников, который считал, что они образовались путем контактового воздействия гранитоидов на ранее динамометаморфизованные отложения протерозойского возраста. И. Н. Казаков, закартировавший бассейн рек Конь и Бедуй, относил метаморфические породы к протерозою. В 1959—1961 гг. при геологической съемке автор и другие геологи выделили полосу этих пород под названием Коньско-Бедуйской зоны метаморфизма и установили, что на востоке, в верховьях р. Бедуй, метаморфические породы по простиранию постепенно сменяются слабо измененными отложениями верхнего кембрия (рис. 31). Такие же постепенные, но быстрые переходы наблюдались в нескольких местах вкрест простирания вдоль южной и восточной границ зоны метаморфизма, как, например, в истоках р. Кубул — левого притока р. Большой Абакан (рис. 32, 33). Северная граница Коньско-Бедуйской зоны на значительном расстоянии совпадает с Окуневским массивом гранито-гнейсов нижнеордовикского комплекса. Южнее Телецкого озера, в низовьях р. Чулышман, по данным Л. Г. Васютиной, происходит постепенная смена метаморфических пород сравни-

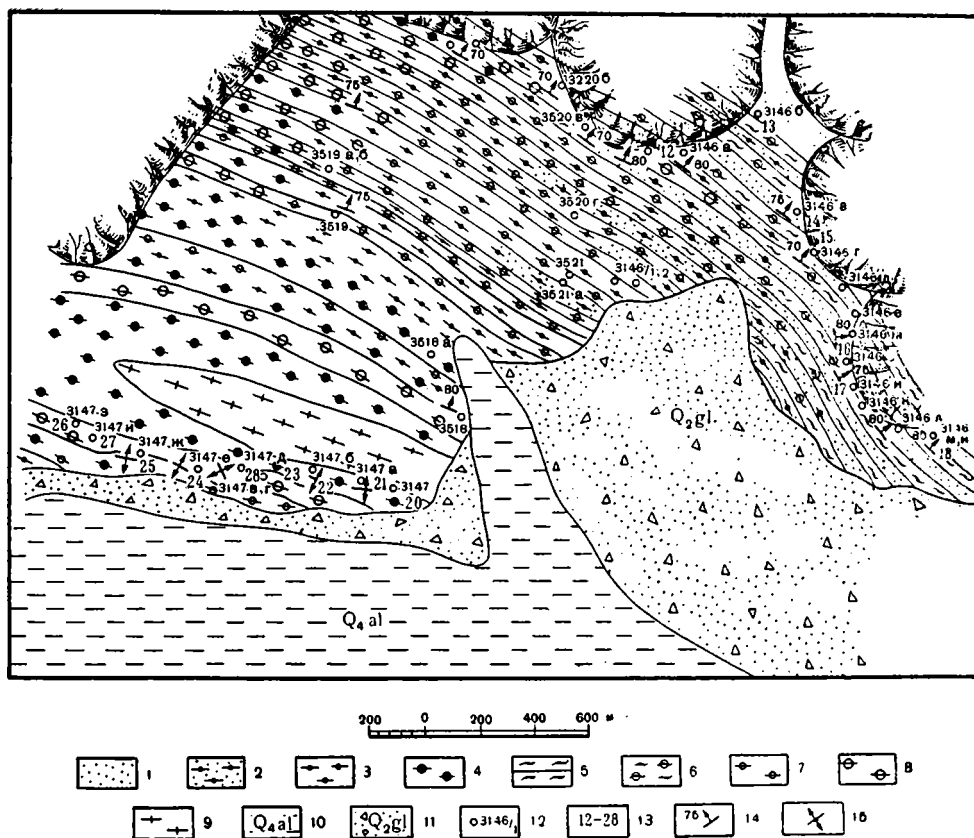


Рис. 31. Постепенный переход по простиранию от слабо биотитизированных песчаников, алевролитов и филлитов к кристаллическим сланцам в верхнекембрийской толще. Верховья р. Бедуй — правого притока р. Большой Абакан

1 — биотитизированные песчаники; 2 — биотитовые сланцы с реликтами псаммитовой структуры; 3 — кристаллические (плагиоклаз-кварц-биотитовые) сланцы с мелкочешуйчатым биотитом; 4 — кристаллические сланцы с крупночешуйчатым биотитом; 5 — биотитизированные алевролиты и серпичит-хлоритовые сланцы; 6 — биотитизированные алевролиты и сланцы с «зарольшевым» кордиеритом; 7 — мелкоузловатые биотит-кордиеритовые сланцы; 8 — крупноузловатые биотит-кордиеритовые сланцы с крупночешуйчатым биотитом и гранатом; 9 — гранито-гнейсы; 10 — верхнечетвертичные аллювиальные отложения; 11 — среднечетвертичные моренные отложения; 12 — номера геологических точек; 13 — номера силикатных проб; 14 — направление и угол падения слоев; 15 — вертикальное падение слоев.

тельно слабо метаморфизованными отложениями нижнего-среднего кембрия. По отношению к глубинным разломам Прителецкая зона расположена так же, как и Курайская, занимая район, в котором сходятся разломы разных простираний: меридиональный — Чокракский, восток-северо-восточный — Северо-Саянский и северо-западный — Шапшальский (последний подходит сюда с юго-востока и затухает в пределах зоны метаморфизма). Прителецкая зона как бы приспосабливается к Чокракскому и Северо-Саянскому разломам, меняя свое простирание от меридионального на западе до восток-северо-восточного на востоке. Но в отличие от Курайской зоны здесь глубинные разломы не служат непосредственными границами, так как между ними и зоной метаморфизма проходит полоса относительно слабо измененных пород.

На восточной окраине Кюнийско-Бедуйской зоны метаморфизма различные метаморфические фации выделяются в виде более или менее четко ограниченных подзон: периферической — биотит-хлоритовой, внутренней — биотитовой и центральной — силлиманитовой. По составу и строению они близки подзонам Курайской зоны и также пересекают преобладающее простирание пород. Отличиями их можно считать значительно меньшее распространение сланцев, содержащих актинолит, амфибол и гранат.

Чулышманская зона прогрессивного метаморфизма протягивается вдоль восточного крыла Чулышманского регионального разлома на расстояние более 100 км. По данным В. И. Колесникова, юго-западная граница этой зоны резкая, совпадающая с разломом, северо-восточная — расплывчатая, отражающая постепенный переход вкрест простирания. Метаморфические породы здесь очень близки по составу и строению к породам Курайской и Прителецкой зон метаморфизма, но в отличие от последних в них более широко представлены амфиболовые разновидности кристаллических сланцев. Поэтому можно предположить, что исходными породами в Чулышманской зоне были не только песчано-сланцевые отложения верхнекембрийского возраста, но и более древние существенно вулканогенные породы. Характерно, что богатые амфиболом кристаллические сланцы слагают отдельные полосы и таким образом обособляются от остальных метаморфических пород. Это может указывать на их самостоятельное стратиграфическое положение. Например, амфиболовые сланцы преобладают в полосе широтного простирания в районе хр. Кийты-Куль.

Шапшальская зона метаморфизма расположена вдоль Шапшальского разлома. Протяженность ее, по данным Т. С. Гостевой, до 50 км, а ширина относительно небольшая — до 5 км. С северо-востока и юго-запада Шапшальская зона ограничена разломами, составляющими зону Шапшальского глубинного разлома. Метаморфические породы описываемой зоны представлены кристаллическими сланцами и гнейсами — кварц-биотитовыми, плагиоклаз-гранат-кварц-биотитовыми, кварц-плагиоклаз-эпидот-биотитовыми и кварц-плагиоклаз-биотит-амфиболовыми. Последние наряду с амфиболитами имеют здесь более широкое развитие, чем в Чулышманской зоне. Амфиболиты состоят из роговой обманки, плагиоклаза, кварца и эпидота. Характерно, что здесь с метаморфическими породами, богатыми амфиболом, ассоциируют конкордантные линзовидные тела основных и ультраосновных пород, интенсивно амфиболлизированных.

Метасоматические гранитоиды в зонах метаморфизма

Во всех перечисленных зонах, кроме термального метаморфизма без привноса, развита фельдшпатизация, которая в зависимости от степени ее проявления выражена образованием отдельных порфиробласт в кри-

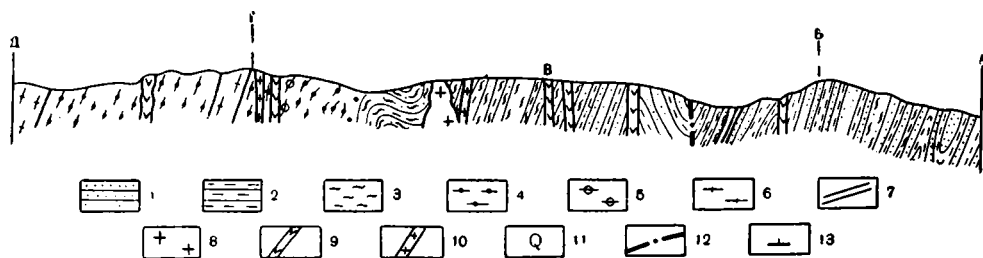
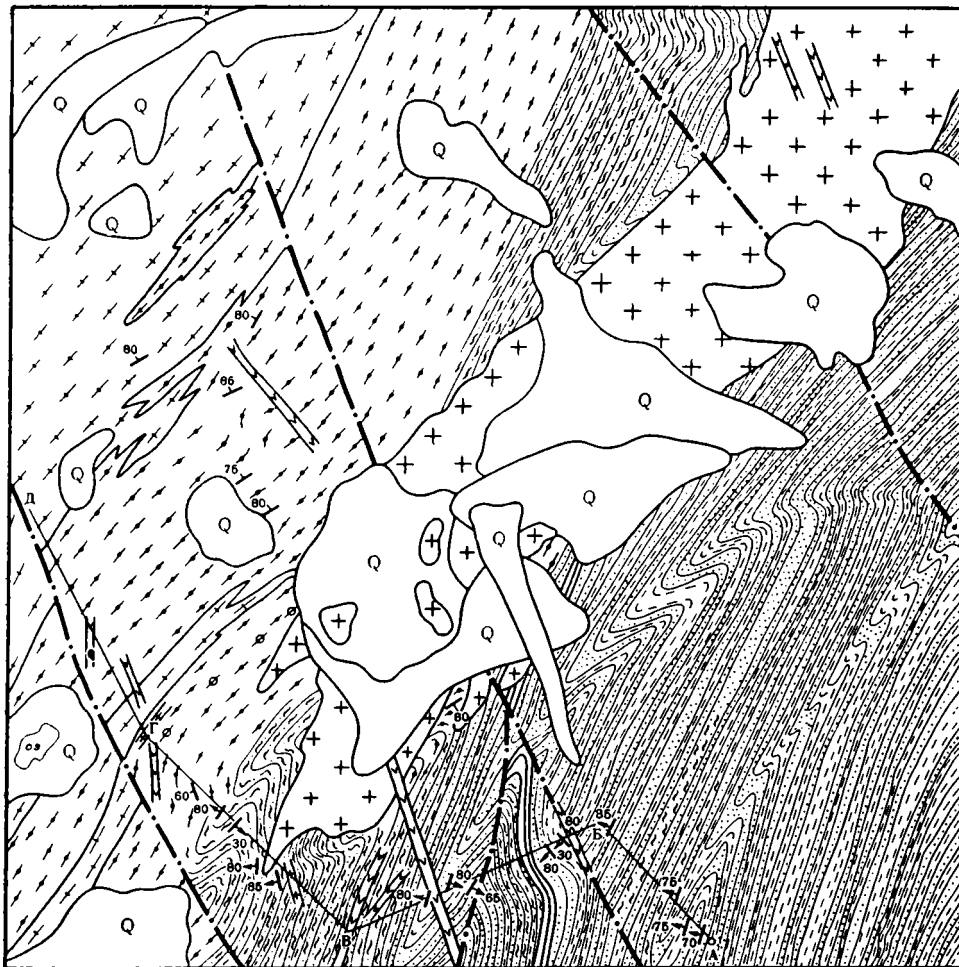


Рис. 32. Переход хлоритизированных песчаников и алевролитов верхнего кембрия в кристаллические сланцы и гнейсы (вкост простирания). Верховья р. Кубуй—левого притока р. Большой Абакан

1 — песчаники; 2 — алевролиты и сланцы; 3 — биотитизированные породы; 4 — кварц-биотитовые, плагиоклаз-кварц-биотитовые кристаллические сланцы; 5 — то же, с кордиеритом; 6 — гнейсы; 7 — кварциты; 8 — плагиограниты; 9 — дайки диабазов; 10 — дайки амфиболов; 11 — четвертичные породы; 12 — разломы; 13 — элементы залегания.



Рис. 33. Плосчатые кристаллические сланцы горноалтайской свиты верхнего кембрия. Водо-раздел рек Кубул и Арай-Су—левых притоков р. Большой Абакан

сталлических сланцах, их скоплений, мелких линзообразных мигматитовых тел и крупных тел гранито-гнейсов. Размеры этих тел очень изменчивы: наряду с крупными массивами, длина которых достигает 40—50 км, встречаются небольшие тела протяженностью всего до первых километров и даже нескольких метров. Форма их всегда линзовидная, причем мелкие тела более плоские, чем крупные.

Несмотря на различия в размерах, тела метасоматических гранитоидов обладают многими общими особенностями строения и состава. Ограничения этих тел очень расплывчаты и обычно они связаны с вмещающими сланцами постепенными переходами; иногда же наоборот, эти контакты четкие. Нередко тот и другой типы контактов встречаются в одном и том же массиве. Например, наиболее крупный Окуневский массив, расположенный в Коньийско-Бедуйской зоне метаморфизма, имеет резкий северный контакт, совпадающий с границей этой зоны, хотя в южной части этого массива плагиогранито-гнейсы постепенно сменяются кристаллическими сланцами.

Для пород, слагающих метаморфические тела, характерна гнейсовидность, выраженная одинаковой ориентировкой цветных минералов и полевых шпатов. По направлению она обычно совпадает со сланцеватостью вмещающих кристаллических сланцев. Только в срединных частях крупных массивов гнейсовидность постепенно ослабевает и может исчезать.

Крупные массивы имеют неодинаковый состав в разных своих частях. Мелкие тела, наоборот, обычно однородны, но отличаются по составу друг от друга в разных зонах. Так, в Коньийско-Бедуйской зоне (на Абаканском хребте) в их строении участвуют только плагиограниты, в то время как в Курайской и других зонах они представлены гранитами с калиевыми полевыми шпатами.

Мелкие тела нижнеордовикского комплекса изучены в Курайской и Коньийско-Бедуйской зонах прогрессивного метаморфизма (см. рис. 30, 31). Форма тел здесь очень сильно удлиненная, пластообразная, залегание крутое или вертикальное, согласное с простиранием Курайского разлома. Среди пород, слагающих эти тела, в зависимости от степени замещения вмещающих кристаллических сланцев продуктами кварц-щелочного метасоматоза М. Н. Ланда различает порфиробластические и полосчатые магматиты и аутохтонные магматитовые границы.

В порфиробластических мигматитах реликты исходных кристаллических сланцев составляют 60—90% породы, а новообразования представлены в основном порфиробластами микроклина (микроклин-пертит) и альбита.

Полосчатые мигматиты содержат 20—60% реликтовых исходных пород и отличаются полосчатой текстурой за счет преобладания в одних

«слоях» кварц-полевошпатовых порфиробласт или того же состава мелкозернистой массы, а в других — зерен цветных минералов.

Аутохтонные мигматитовые границы в основном состоят из новообразованного кварца, микроклина и альбита, образующих порфиробласты и мелкозернистые агрегаты. Последними сложена основная ткань в полосах с порфиробластовой структурой, а также самостоятельные тончайшие линзообразные прожилки мощностью от десятых долей миллиметра до 1—2 см. Реликты исходных сланцев в мигматитовых гранитах присутствуют в незначительном количестве.

В мелких телах Коньиско-Бедуйской зоны прогрессивного метаморфизма порфиробласты мигматитов представлены более основным плагиоклазом (олигоклаз-андезином), а микроклин отсутствует. Крайние члены метасоматического ряда состоят из мигматитовых плагиогранитов. Так же как в Курайском хребте, фельдшпатизация (но только плагиоклазовая) накладывается на кристаллические сланцы разной степени метаморфизма. Порфиробласты калиевых полевых шпатов встречаются только в кристаллических сланцах у южной окраины крупного Окуневского массива, с которым они связаны постепенными переходами.

Примером тел метасоматических гранитоидов среднего размера может служить Абыштинский массив. Он расположен у южного окончания Телецкого озера среди биотит-роговообманковых и плагиоклаз-биотитовых кристаллических сланцев ниже-среднекембрийской толщи. Параллельно простиранию последних массив протягивается в меридиональном направлении на 5—7 км, ширина его до 1—2 км. Преобладающими породами в составе массива являются биотитовые плагиогранито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы и реже лейкократовые мусковитовые гранито-гнейсы. Однако эти породы не имеют сплошного развития и даже в средней части массива образуют крутопадающие пластообразные тела мощностью 30—100 м, чередующиеся с такими же, но менее мощными и редкими телами кристаллических сланцев. В краевых частях массива мощность тел гранито-гнейсов уменьшается до 0,5—2 м, а преобладающими постепенно становятся кристаллические сланцы. Границы массива можно наметить только приблизительно, по исчезновению гранито-гнейсовых полос.

Окуневский массив, наиболее крупный из массивов нижнеордовикского комплекса, расположен в северной части Коньиско-Бедуйской зоны метаморфизма. Он пересекает меридиональный отрезок долины р. Большой Абакан в субширотном направлении. Имея удлиненную форму, Окуневский массив изгибается от северо-восточного до субширотного простирания в соответствии с изменением простирания вмещающих кристаллических сланцев. Длина его более 40 км, а максимальная ширина у восточного окончания достигает 8 км.

Преобладающими породами в средней части Окуневского массива являются серые средне- и крупнозернистые биотитовые граниты и адамелиты обычно с гнейсовидной текстурой, но не всегда четкой — местами она становится массивной, иногда с порфиловыми выделениями таблитчатых зерен полевого шпата, длина которых достигает 15 мм.

В краевых частях массива и близких крупных полос кристаллических сланцев внутри него развиваются среднезернистые плагиогранито-гнейсы, редко гранодиорито-гнейсы и кварцевые диориты. В северной части массива расположен небольшой участок, сложенный светло-серыми средне- и крупнозернистыми лейкократовыми гнейсовидными биотит-мусковитовыми гранитами, связанными постепенными переходами с породами главной фации. Перечисленные породы имеют преимущественно гипидиоморфнозернистую структуру. Кроме того, встречаются идиоморфные порфиробласты микроклина, включающие мелкие корродированные



Рис. 34. Будинированный прослой кварц-биотитовых сланцев в гнейсо-гранитах Окуневского массива. Левый борт долины р. Большой Абакан

зерна плагиоклаза, что, возможно, указывает на проявление калиевого метасоматоза.

Северный контакт массива резкий, сопровождающийся экзоконтактовым ареолом роговиков, которые быстро, в интервале 0,5—1,0 км, переходят в неметаморфизованные породы кембрия. Южный контакт нечеткий: гранито-гнейсы постепенно через кристаллические сланцы с порфиробластами калишпатов переходят в кварц-биотитовые и кварц-биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы (рис. 34). Последние часто встречаются внутри массива, но особенно в его южной краевой части, где образуют многочисленные пластообразные и линзовидные тела мощностью до сотен метров (см. рис. 31). Простираение их совпадает с ориентировкой гнейсовидной текстуры и простираением массива. Эти породы интенсивно расслаиваны, пронизаны множеством мелких, преимущественно послойных жил кварц-полевошпатового состава и аплитовидных гранитов.

Аплитовые и гранитные дайки в пределах зон прогрессивного метаморфизма встречаются в основном внутри крупных тел. Например, в Окуневском массиве мощность их колеблется от 0,1 до 5 м, ориентировка чаще совпадает с направлением гнейсоватости, хотя иногда они занимают секущее положение.

Пегматитовые жилы относительно широко развиты в зонах метаморфизма, но главным образом среди кристаллических сланцев, где они образуют послойные, реже секущие тела. По минералогическому составу среди них выделяются кварц-микроклиновые, кварц-микроклин-мусковит-турмалиновые и кварц-плагиоклаз-биотитовые жилы. Кварц-микроклиновые жилы выдержаны на десятки метров по простираению и имеют мощность 4—10 м. Пегматиты второго типа образуют несогласные жильные тела с линзовидными раздувами. Мощность их колеблется от 0,5 до 4—6 м, но иногда достигает десятков метров. На южном склоне горы Этель (водораздел р. Большой Абакан и его правого притока — р. Бедуй) обнаружена пегматитовая жила мощностью в раздуве до 70 м и протяженностью более 120 м. Основными минералами этих пегматитов являются кварц, микроклин, альбит, мусковит, черный турмалин, гранат (спессартин). Кварц-плагиоклаз-биотитовые пегматиты имеют ограниченное распространение. Мощность их колеблется от 2 до 20 см, а протяженность не превышает 3—4 м.

По-видимому, кристаллические сланцы и метасоматические гранитоиды близки и по времени формирования. Однако нельзя считать, что кристаллические сланцы образовались в результате воздействия гранитоидов, так как ни в одной из зон метаморфизма не наблюдается закономерное повышение степени метаморфизма кристаллических сланцев

по направлению к телам гранитоидов, в том числе и к их крупным массивам. Более того, в районах затухания метаморфизма и постепенного перехода кристаллических сланцев в слабо измененные породы тела метасоматических гранитоидов пересекают подзоны разной степени метаморфизма кристаллических сланцев (см. рис. 30, 31). Можно предположить, что прогрессивный термальный метаморфизм начался несколько раньше метасоматического, но в целом они происходили, вероятно, почти одновременно. Поэтому вопрос о возрасте обоих процессов метаморфизма в пределах Чулышманской зоны следует рассматривать совместно. Наиболее молодыми отложениями, подвергшимися метаморфизму, являются верхнекембрийские, в то время как ордовикские породы (начиная с аренига) процессами прогрессивного метаморфизма не затронуты. Кроме того, ордовикские интрузивные гранитоиды прорывают гранито-гнейсы метаморфического комплекса, что установлено Б. Г. Гореловым на Курайском хребте. Следовательно, наиболее интенсивно процессы метаморфизма проявились в начале ордовика. Незначительно отклоняется от этого времени абсолютный возраст биотита, определенный в единственной пробе кристаллических сланцев и равный 410 млн. лет. Характерно, что в этот период в верхнем кембрии — самом начале ордовика каких-либо форм проявления магматической активности на Горном Алтае и в Западном Саяне не известно.

Таким образом, в зонах метаморфизма, расположенных в пределах Чулышманской глыбово-складчатой зоны, отчетливо проявляется тесная парагенетическая связь между кристаллическими сланцами и гнейсами, образованными в результате термального прогрессивного метаморфизма без существенного привноса, с одной стороны, и телами метасоматических гранитоидов — с другой. Во-первых, она выражается в их тесной пространственной взаимосвязи, так как нигде тела метасоматических гранитоидов не выходят за пределы развития кристаллических сланцев, причем те и другие всегда залегают согласно и обычно связаны постепенными переходами. Во-вторых, среди метасоматических гранитоидов постоянно встречаются кристаллические сланцы как в виде реликтовых островков в мелких телах мигматитов, так и в виде мощных пластообразных тел в крупных массивах, где они часто чередуются с такими же телами гранито-гнейсов.

Отчетливый парагенез кристаллических сланцев и метасоматических гранитоидов, по-видимому, дает возможность считать их единым магматическо-метаморфическим комплексом. Этот комплекс, вероятно, соответствует особой магматическо-метаморфической формации, которая образуется в переломный момент развития структур — в период прекращения геосинклинального прогибания и самого начала орогенного воздымания.

Концентрация почти всех известных на Горном Алтае и Западном Саяне зон метаморфизма в Чулышманской глыбово-складчатой зоне, в которой непосредственно сочленяются разновозрастные и различно ориентированные структуры, конечно не случайна. Как отмечено выше, именно здесь сходятся несколько зон глубинных разломов разных простираний, каждая из которых, вероятно, являлась зоной повышенной проницаемости. В совокупности они создали гигантский «штокверк», в пределах которого сформировались перечисленные зоны прогрессивного метаморфизма и тела метасоматических гранитоидов.

Ордовикский интрузивный гранитоидный комплекс

Проявления ордовикского магматизма в Горном Алтае стали известны сравнительно недавно. В 1963 г. В. А. Кузнецов выделил единственный каледонский комплекс — шапшальский, а многофазную Элекмонарскую интрузию считал условно позднекаледонской. В то же время он выска-

зывает уверенность в том, что «по мере исследований они (каледонские интрузии. — А. Д.) будут выделяться от сходных герцинских гранитоидных интрузий» (Кузнецов, 1963, стр. 28). Этот прогноз полностью подтвердился работами последних лет.

В процессе проведения регионального геологического картирования был выделен досилурийский интрузивный комплекс диоритов, гранодиоритов и гранитов, массивы которого широко распространены в пределах Чулышманской зоны и встречаются в Холзунско-Чуйском антиклинории. Тематические исследования интрузий, проведенные В. А. Гавриловой и Б. Г. Гореловым, позволили им разделить гранитоиды ордовика на два комплекса: диорит-гранодиоритовый и гранитовый, уточнить их возраст и выявить многофазность формирования. Обособованием для такого расчленения послужили различия в составе и форме интрузивных тел, секущие соотношения между ними, а также различия в составе сопровождающих жильных образований, хотя пространственно и во времени оба комплекса между собой тесно связаны. Примером такого сложного в то же время единого массива является крупная интрузия Джаарс и др. Интрузивы обоих комплексов формировались практически в одно и то же время, так как различия в возрасте устанавливаются только при обнаружении взаимных пересечений. В итоге можно сказать, что эти массивы находятся в тесной парагенетической ассоциации и, по-видимому, могут рассматриваться как единый комплекс.

Как было отмечено выше, состав слагающих комплекс пород очень разнообразен; среди них имеются многие различия гранитоидов — от диоритов и даже габбро-диоритов до гранодиоритов и гранитов, причем граниты играют значительную роль. По нашему мнению, в процессе формирования комплекса проявились три последовательные фазы: диоритовая, гранодиоритовая и гранитная. Рвущие соотношения диоритов с гранодиоритами наблюдались на многих участках — в Каракемской группе массивов, на р. Башкаус, в шонкырском массиве в верховьях р. Большой Абакан и т. д. Гранитная фаза, по-видимому, несколько более оторвана по времени образования от предыдущих, так как чаще всего гранитами сложены изолированные массивы, в которых гранодиориты встречаются только в эндоконтактных частях, как, например, в Корумбы-Айрынском и Токпакском массивах на северном склоне Курайского хребта. Но в то же время в массивах Каракудурской группы, в среднем течении р. Башкаус, граниты встречаются в тесной ассоциации с диоритами и гранодиоритами.

Интрузивные массивы ордовикского комплекса на поверхности часто имеют изометричную форму, реже удлинненную, с простыми или извилистыми контурами; размеры их очень разнообразны — от 0,5—1 до 20 км в поперечнике. Большинство массивов имеет структуру вмещающих пород, однако в зонах разломов мелкие тела расположены в виде цепочек, а крупные массивы, как правило, имеют удлиненную форму, причем те и другие ориентированы параллельно разломам.

В экзоконтактах вмещающие породы обычно превращены в роговики, только около крупного массива Джаарс, расположенного на юго-восточной окраине Чулышманской зоны, отмечается проявление фельдшпатизации в узкой экзоконтактной полосе.

В пределах Чулышманской зоны наиболее молодыми отложениями, подвергнутыми контактовому воздействию, являются породы кумурлинской толщи верхнего кембрия. В Холзунско-Чуйском антиклинории интрузивы этого комплекса прорывают среднеордовикские отложения. Наиболее древними покрывающими отложениями являются силурийские породы в верховьях р. Большой Абакан, где они с базальными конгломератами залегают на кварцевых диоритах небольшого интрузивного массива. Таким образом, время формирования рассматриваемого ком-

плекса гранитоидов укладывается в пределы верхней половины ордовика, т. е. совпадает с началом образования в Чулышманской зоне формации нижней молассы, содержащей мощную пачку вулканогенных пород базальт-андезит-диоритовой группы.

Примерами интрузивов ордовикского комплекса могут служить Каракемский, Язулинский, Маярыкский, Токпакский и Корумбы-Айрынский.

Каракемский массив расположен в междуречье Кара-Кема и Малого Кара-Кема — левых притоков р. Чулышман. Он имеет неправильные очертания и вытянут в северо-западном направлении вдоль Каракемской зоны разломов. Общая площадь массива около 7 км. Он прорывает песчано-сланцевые отложения верхнего кембрия, при этом происходит интенсивное ороговикование пород.

В составе массива, кроме кварцевых диоритов и тоналитов, в незначительном количестве присутствуют диориты и гранодиориты. Все эти породы окрашены в темно-серый и зеленовато-серый цвет, обладают мелко-, реже среднезернистым сложением и связаны друг с другом постепенными переходами. Для всех них, в особенности для диоритов, характерно повышенное (до 50—60%) содержание цветных минералов, представленных роговой обманкой и биотитом. Состав плагиоклаза, также как и его количество, изменяется в довольно широких пределах — от олигоклаза (№ 27) до андезина (№ 45). Калиевый полевой шпат очень редок и присутствует только в гранодиоритах, где его содержание не превышает 10—12%.

Язулинский и Маярыкский массивы расположены в верхней части долины р. Чулышман, первый на ее правобережье, второй — на водоразделе между ее притоками — Кара-Кемом и Маярыком. Оба они вытянуты в северо-западном направлении и в плане имеют прихотливые очертания, обусловленные слабым эрозионным срезом и пологим падением контактов массивов. Общая площадь их около 10 км².

Массивы сложены в основном светло-серыми крупнозернистыми порфировидными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами. Во внутренних частях массивов в резко подчиненном количестве присутствуют крупнозернистые граниты, связанные с гранодиоритами постепенными переходами.

В состав гранодиоритов входят плагиоклаз (43—45%), который изменяется от центра к периферии от № 33 до № 22—23, решетчатый микроклин-пертит (10—16%), кварц (около 20%), зеленая роговая обманка (около 5—6%) и биотит (10—15%).

Характерной особенностью этих пород является наличие крупночешуйчатого черного блестящего биотита, располагающегося между более крупными выделениями белого таблитчатого полевого шпата и зерен светло-серого полупрозрачного кварца.

В зонах эндоконтакта обоих массивов широко развиты темно-серые мелко- и среднезернистые диориты и кварцевые диориты. Они связаны постепенными переходами с гранодиоритами главной интрузивной фации и приурочены преимущественно к отдельным останцевым вершинам и возвышенностям водоразделов. В долине р. Чулышман гранодиоритовые апофизы прорывают диориты Каракемского массива.

Токпакский массив расположен в междуречье Малой Кокури и Токпака — левых притоков р. Башкаус. В плане он имеет овальную, несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму, общей площадью около 25 км². Он приурочен к песчано-сланцевым отложениям верхнего кембрия. В обрывистых склонах долины р. Токпак видно, что плоскость контакта массива с вмещающими породами падает под углом 45—50° в сторону последних. Толстоплитчатая отдельность, горизонтальная в центре массива, по краям его наклонена в сторону контактов.

Массив сложен светло-серыми, иногда, с буроватым или розоватым оттенком средне- и крупнозернистыми, редко несколько порфиридовидными биотитовыми гранитами и гранодиоритами.

В состав их входят плагиоклаз (35—38%) слабозональный, меняющийся от центра к периферии от № 28 до № 22, свежий тонкорешетчатый микроклин (27—30%), кварц (25—30%), обладающий волнистым и иногда мозаичным угасанием, биотит (не более 5%).

В юго-восточной части массива описанные породы переходят в более темноокрашенные средне- и мелкозернистые гранодиориты фации эндоконтакта. В них заметно повышается количество плагиоклаза (до 42%) и биотита (15%) за счет соответствующего уменьшения содержания микроклина (20%) и кварца (22%). Основность плагиоклаза в центре зерен повышается до № 31—32.

Жильные породы Токпакского массива представлены аплитами и гранит-порфирами, расположенными главным образом в краевых частях массива. Мощность их не превышает обычно 0,5 м. Определение абсолютного возраста гранодиоритов Токпакского массива аргоновым методом дало 425 млн. лет (ордовик).

Корумбы - Айрынский массив расположен в верховьях рек Нижний и Верхний Ясатер — левых притоков р. Башкаус. Он имеет слабо вытянутую в северо-западном направлении форму и общую площадь выхода около 35—40 км². На севере массив прорывает башкаускую толщу среднего-верхнего кембрия, на юге под углом срезает кристаллические сланцы и мигматитовые граниты в Курайской зоне метаморфизма. Массив сложен однородными серыми и розовато-серыми средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами, аналогичными гранитам Токпакского массива.

Суммируя основные черты строения и состава массивов ордовикского комплекса, можно сказать, что они образовались путем интрузивного внедрения в ранее смятые в складки и местами метаморфизованные до кристаллических сланцев и гнейсов осадочные толщи. Время их внедрения — вторая половина ордовика — совпадает с проявлением в Чулышманской зоне эффузивного вулканизма базальт-андезит-липаритового типа и с формированием нижней молассовой формации. Ордовикский комплекс диоритов, гранодиоритов и гранитов, по всей вероятности, может быть отнесен к габбро-диорит-гранодиоритовой формации, выделенной Ю. А. Кузнецовым в составе группы интрузивных формаций орогенного, главным образом геантиклинального этапа (Кузнецов, 1964). Некоторым отличием от типовой габбро-диорит-гранодиоритовой формации является очень широкое развитие в ордовикском комплексе Чулышманской зоны интрузий гранитного состава, причем они сопровождаются аплитовыми и гранит-пегматитоидными жильными образованиями. Не исключена возможность, что часть этих гранитных интрузий при дополнительном изучении будет отнесена к другим, например батолитовым формациям.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНО-САЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Верхнесилурийско-нижнедевонский гранитный батолитовый комплекс

Гранитоиды, слагающие крупный Шапшальский плутон¹, до последнего времени считались древними, досилурийскими, разновозрастными с гранито-гнейсами Курайского и Абаканского хребтов. Однако геологи

¹ Ю. А. Кузнецов (1964) называет плутонами магматические тела, не интрузивные, а образовавшиеся на месте.

ВАГТ Т. С. Гостева и А. К. Савосина установили в 1961 г., что внедрение гранитоидов главной фации Шапшальского плутона привело к ороговикованию силурийских отложений. Следовательно, по времени формирования Шапшальский плутон оказался очень близким к известным ранее в Западном Саяне большепорожскому и буйбинскому комплексам (Зоненшайн, 1963), которые образовались в конце силура—начале среднего девона. Но все же Шапшальский плутон, по всей вероятности, представляет собой наиболее раннее проявление гранитоидного магматизма в Западно-Саянском синклинии, так как массивы гранитов, аналогичных буйбинскому комплексу, прорывают его в краевых частях.

Шапшальский плутон расположен в Шапшальском хребте, в истоках р. Хемчик, и занимает огромную площадь, протягиваясь почти на 70 км с северо-запада на юго-восток, при ширине 50 км. Очертания плутона хорошо вписываются в рисунок основных структурных элементов и особенно крупных разломов; так, наиболее протяженная часть его примыкает к Шапшальскому глубинному разлому и в соответствии с ним ориентирована в северо-западном направлении; часть плутона, отходящая на восток, тоже в какой-то мере повторяет рисунок сопряжения Шапшальского и Саяно-Тувинского разломов.

Несмотря на огромные размеры Шапшальского плутона, состав его главной фации всюду почти одинаков — он образован биотитовыми гранитами, близкими к гранитам всех периодов, по Дели. В то же время текстурные и некоторые другие особенности приводят к необходимости дать отдельные характеристики западной и восточной частям плутона.

По данным Т. С. Гостевой и других исследователей, западная часть плутона сложена гранито-гнейсами и гнейсовидными гранитами, резко порфирированными, нередко очковыми. Порфиробласты микроклина, размером 1—4 см, часто переполнены мелкими включениями биотита, кварца и корродированных зерен плагиоклаза с альбитовой каймой. Основную массу породы образует агрегат из зерен кварца, плагиоклаза и микроклина. Биотит рассеян в основной массе и, кроме того, обогащает отдельные крупные полосы, занимая 10—30% их объема. В породах проявлен катаклиз, но очень редко он заметен в зернах микроклина.

Иногда гранито-гнейсы чередуются с полосами метаморфизованных пород, содержащих 50% биотита, а также порфиробласты микроклина и плагиоклаза, кварц, эпидот, магнетит, апатит и гранат. Полоса подобных пород на правобережье верховьев р. Хемчик имеет ширину до 5 км. Скорее всего они представляют собой вмещающие породы, не полностью переработанные в процессе образования гранитов.

Кроме того, в гранито-гнейсах часто встречаются расположенные параллельно гнейсоватости полосы («ксенолиты»), шириной до 1,5 м, слюдястых пород, неравномерно насыщенных порфиробластами полевых шпатов.

На западе Шапшальский плутон граничит с нижнекембрийскими зеленокаменными вулканогенными породами. Последние превращены в амфиболиты и кристаллические сланцы, причем от оз. Кызыл-Кючкю до р. Ташту-Ойре среди них прослежена зона, обогащенная порфиробластами плагиоклаза и микроклина. При таком насыщении породы приобретают облик гнейсоватых лейкократовых порфиробластических гранитов. Здесь же среди фельдшпатизированных в той или иной степени пород встречаются линзы мраморизованных известняков и плотных ороговикованных пород, совершенно не затронутых фельдшпатизацией. Т. С. Гостева отмечает, что на фоне чередования в различной степени фельдшпатизированных пород происходит общее нарастание фельдшпатизации к центральной части плутона.

Восточная часть плутона сложена массивными розовыми и серыми, часто порфирированными биотитовыми и биотит-роговообманковыми грани-

тами, реже гранодиоритами. Граниты состоят из микроклина (30—50%), олигоклаз-андезина (20—30%), кварца (30%) и биотита (3—5%). Порфировидные выделения размером 1—3 см представлены плагиоклазом и микроклинпертитом, причем краевые части вкрапленников микроклина переполнены включениями кварца, плагиоклаза и биотита, количество которых уменьшается к центру. Роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты слагают эндоконтактные зоны и, как правило, содержат ксенолиты вмещающих пород.

Характерно, что гранитоиды восточной части плутона не имеют признаков гнейсовидности и катаклаза. Контактируя с вмещающими песчано-сланцевыми толщами верхнего кембрия и ордовика по четкой границе, граниты метаморфизуют их обычно до стадии роговиков. В то же время между массивными гранитами восточной и гранито-гнейсами западной частей плутона существуют плавные постепенные переходы со всеми промежуточными разностями этих пород.

В разных местах Шапшальского плутона встречаются небольшие тела аплитовидных розовых гранитов. Особенно широко они развиты в зонах разломов, пересекающих западную часть плутона, причем в этих местах тела аплитовидных гранитов имеют удлиненную форму и ориентированы в северо-западном направлении, согласно с простиранием разломов. Контакты аплитовидных гранитов с гранитоидами основной фазы всегда рвущие.

Жильные образования Шапшальского плутона представлены аплитовыми, реже пегматитовыми жилами и дайками диабазов. Последние, по всей вероятности, внедрились значительно позднее, так как везде сохраняют свежий облик и массивную текстуру.

Суммируя изложенные данные, следует подчеркнуть некоторые особенности строения и состава Шапшальского плутона, определяющие его формационную принадлежность.

1. Шапшальский плутон имеет форму крупного батолита, преобладающая часть которого окружена песчано-сланцевыми толщами верхнего кембрия и ордовика, причем только вдоль западной границы он контактирует с вулканогенной толщей нижнего кембрия. Характерно, что на востоке (с отложениями верхнего кембрия и ордовика) контакт резкий, а на западе (с вулканогенной толщей нижнего кембрия) — очень расплывчатый, часто с ясными признаками постепенного перехода.

2. Весь массив сложен биотитовыми микроклиновыми гранитами, везде имеющими отчетливые признаки фельдшпатизации и в той или иной степени разгнейсованными и катаклазированными. Гранодиориты встречаются только по периферии массива, а аплитовидные граниты образуют мелкие рвущие тела поздней фазы внедрения.

3. Жилы представлены аплитами и пегматитами. Дайки диабазов являются, по-видимому, значительно более молодыми, по сравнению со временем формирования плутона.

4. Шапшальский плутон расположен на сочленении Чулышманской зоны с Западно-Саянским синклинием в зоне сопряжения Шапшальского и Саяно-Тувинского глубинных разломов.

5. Время его образования совпадает с зарождением поднятия и началом формирования нижней молассы в Западно-Саянском синклиории.

Перечисленные особенности позволяют считать Шапшальский плутон типичным представителем формации гранитных батолитов, по Ю. А. Кузнецову (1964).

Девонские интрузивные гранитоидные комплексы

Гранитоидные массивы в Западно-Саянском синклиории, по данным Л. П. Зоненшайна (1963), имеют девонский возраст, так как прорывают силурийские толщи и содержатся в гальке среднедевонских отложений.

По различиям в составе и строении массивов гранитоиды Западного Саяна делятся на два комплекса: большепорожский и буйбинский.

Большепорожский комплекс представлен гранодиоритами, плагиогранитами, реже адаметитами и кварцевыми диоритами, слагающими крупные батолитообразные тела (до 100—150 км по длинной оси и до 50 км в поперечнике), тяготеющие к центральным частям синклинория.

Буйбинский комплекс объединяет изометричные гранитоидные массивы меньших размеров (до 10—20 км в поперечнике), имеющие крутые контакты с вмещающими породами. Они расположены главным образом в периферических частях Западно-Саянского синклинория, вокруг батолитообразных тел большепорожского комплекса. В отличие от последнего состав их более разнообразен. «Наиболее примечательны красные и розовые порфировидные граниты биотитовые и лейкократовые. Наряду с ними встречаются более основные породы: гранодиориты. . . , кварцевые диориты и диориты. . . В отдельных массивах появляются щелочные разновидности типа граносиенитов» (Зоненшайн, 1963, стр. 42). По обнажениям вдоль р. Сабалкиас (бассейн р. Он) видно, что порфировидные граниты буйбинского комплекса прорывают гранодиориты большепорожского комплекса.

Имеющиеся данные о гранитоидах Западно-Саянского синклинория не позволяют с достаточной степенью уверенности отнести их к той или иной магматической формации. Однако некоторые особенности строения и состава описанных комплексов совпадают с отличительными чертами группы интрузивных габбро-диорит-гранодиоритовых формаций Ю. А. Кузнецова (1964), а именно: 1) массивы обоих комплексов являются дискордантными, послескладчатыми, и образовались, по-видимому, из внедрившейся магмы; 2) несмотря на узкие возрастные рамки, в состав главных фаз многих массивов входят разнообразные породы — диориты, гранодиориты и граниты; 3) с массивами описываемых комплексов пространственно связана близкая им по возрасту ниже-среднедевонская вулканическая (базальт-андезит-липаритовая) формация орогенного этапа. Однако огромные размеры, батолитообразная форма массивов и значительное проявление связанных с ними процессов гранитизации и метасоматоза, сближают их с формацией гранитных батолитов. Вероятно, последние обстоятельства позволили Ю. А. Кузнецову отнести гранитоиды Западного Саяна к формации батолитов.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АНУЙСКО-ЧУЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Последевонский гранодиорит-тоналитовый батолитовый комплекс Центрального Алтая

Последевонский комплекс выделен и описан Ю. А. Кузнецовым (1937, 1964) как типичный представитель формации гранодиорит-тоналитовых батолитов. Его гранитоиды имеют активные контакты с породами девона, в том числе с отложениями живетского яруса. По аналогии со сходным по составу среднекаменноугольным (змеиногорским) комплексом Рудного Алтая он условно считается последевонским.

Несмотря на относительно молодой возраст, гранодиорит-тоналитовый комплекс представляет собой первое проявление гранитоидного магматизма в Ануйско-Чуйском синклинории, причем в других рассматриваемых тектонических зонах близкие по возрасту магматические образования развиты очень ограниченно и встречаются в виде единичных мелких массивов.

В массивах комплекса обычно преобладают гранодiorиты. В меньшем количестве развиты тоналиты, кварцевые диориты, диориты, плагиограниты, кварцевые монзониты и граниты. Эти различия связаны постепенными переходами, причем наиболее основные из них расположены в краевых частях массивов.

Выходы на поверхность гранитоидов описываемого комплекса имеют извилистые очертания, удлиненные в широтном направлении. В среднем течении р. Катунь их массивы приурочены к поперечному субмеридиональному Онгудайскому поднятию, осложняющему строение Ануйско-Чуйского синклинория, причем они образуют меридиональную полосу, которая, по мнению Ю. А. Кузнецова, совпадает со скрытым глубинным разломом. Мелкие и крупные выходы часто связаны полями ороговикованных пород, указывая на возможность их объединения на глубине в крупное батолитообразное тело.

Ксенолиты внутри массивов также ороговикованы, но часто преобразуются так, что от них остаются только меланократовые шпильки растворения.

Ю. А. Кузнецов (1964) привел данные, указывающие на близость химического состава вмещающих полимиктовых песчаников и алевролитов с составом гранодиоритов и тоналитов и считает, что последние произошли за счет магматического замещения вмещающих пород.

Поздне- и последевонские интрузивные гранитоидные комплексы зоны сочленения

Сравнительно небольшие тела гранитоидов, формирование которых происходило скорее всего в конце девона или непосредственно после девонского периода, встречаются в разных тектонических структурах (зонах) рассматриваемой территории. Особенно много их в тех структурах, в которых наиболее широко проявился девонский эффузивный вулканизм. Сюда относятся Уйменско-Лебедской прогиб, где развит комплекс близповерхностных гранитных интрузий (Домарев, Высокоостровская, 1959), и Тувинский прогиб, где прослеживается торгалыкский комплекс гранитоидов (по данным В. А. Благоднарова и В. В. Волкова). Кроме того, известны гранитные массивы в Юстыдском прогибе — группа Богутинских массивов и в Чулышманской зоне — Атуркольский массив, которые, возможно, также принадлежат к группе близповерхностных вулканогенных интрузивных комплексов, по Ю. А. Кузнецову¹.

Все массивы этих комплексов в любой зоне прорывают самые молодые осадочные толщи, занимающие сейчас и, видимо, занимавшие ранее в процессе накопления широкие площади. В Уйменско-Лебедском прогибе они имеют активные интрузивные контакты с верхнедевонскими эффузивами, а в Тувинском и Юстыдском прогибах — с верхнедевонскими осадочными толщами. Таким образом, их нижний возрастной предел ограничивается верхним девонем, а верхний пока остается неустановленным.

Определения абсолютного возраста диоритов и сениитовых диоритов ранней фазы торгалыкского комплекса показывают соответственно $339 \cdot 10^6$ и $353 \cdot 10^6$ лет (валовые пробы; Иванова и др., 1961), порфировых гранитов Атуркольского массива — $272 \cdot 10^6$ лет и таких же гранитов Богутинского массива — $250 \cdot 10^6$ лет. Эти данные, с одной стороны, не противоречат последевонскому возрасту рассматриваемых интрузий, а с другой — указывают на возможную продолжительность формирования рассматриваемых комплексов.

¹ Вероятно, эта группа интрузий может быть сопоставлена с интрузиями вулканоплутонической формации Е. К. Устиева (1963).

Состав пород, слагающих описываемые близповерхностные интрузии, очень разнообразный. В торгалыкском комплексе Западной Тувы выделяются массивы, сложенные основными (габбро-диоритами, диабазами и др.) и кислыми (порфиroidные граниты, аляскитовые граниты, кварцевые порфиры и др.) породами. В Уйменско-Лебедском прогибе преобладают щелочные порфиroidные граниты. Такие же граниты слагают Богутинский и Атуркольский массивы. Для последних характерно преобладание каллевого полевого шпата над плагиоклазом и иногда присутствие щелочной роговой обманки.

Ю. А. Кузнецов (1964) описал комплекс близповерхностных интрузий Уйменско-Лебедского прогиба (по данным Домарева и Высокоостровской, 1959) как пример формации субвулканических гранитов. Многие отличительные черты этого комплекса характерны для Атуркольского и Богутинского массивов и для кислых пород торгалыкского комплекса — их штокообразная, с крутыми контактами форма, очень слабое воздействие на вмещающие породы и незначительные эндоконтактовые проявления, преобладание в массивах гранит-порфиров, причем, как правило, сильно перенасыщенных глиноземом и имеющих повышенную щелочность при относительной бедности полевошпатовой известью.

Перечисленные особенности позволяют с большой мерой условности все перечисленные интрузии относить к группе вулканогенных интрузивных формаций Ю. А. Кузнецова. Недостаточная изученность этих интрузий не дает возможности выяснить их формационную принадлежность с большей определенностью. Но можно отметить, что эти интрузии являются типичными представителями группы формаций, завершающей ряд магматических формаций орогенного этапа развития, по Ю. А. Кузнецову (1964). Характерно, что они развиты во многих разновозрастных тектонических структурах зоны сочленения, в то время как каждый из более древних орогенных комплексов гранитоидов, как правило, принадлежит только к какой-либо одной тектонической структуре (зоне).

Из приведенного краткого обзора основных особенностей строения интрузивных комплексов и размещения их в тектонических структурах вытекают некоторые общие закономерности проявления гранитоидного магматизма в зоне сочленения (табл. 4).

Наиболее древний комплекс ниже- среднекембрийских гипербазитов контролировался только глубинными разломами и развивался почти одновременно в разновозрастных тектонических зонах, когда все они находились на геосинклинальном этапе развития.

Средне-верхнекембрийский габбро-плагиогранитный комплекс, принадлежащий, по Ю. А. Кузнецову, к группе геосинклинальных интрузивных формаций, развивался только в Катунско-Абаканской глыбово-складчатой зоне. В ее пределах массивы габбро-плагиогранитного комплекса пространственно тяготеют к площадям развития вулканогенных формаций спилит-диабазовой группы. По времени этот комплекс следует непосредственно за спилит-диабазовыми формациями. Другие интрузивные комплексы собственно геосинклинального этапа развития ни в одной из структур зоны сочленения не известны. Все многочисленные проявления более позднего гранитоидного магматизма, следуя классификации Ю. А. Кузнецова, можно отнести только к орогенным, главным образом геоантиклинальным интрузивным формациям.

Нижнеордовикский комплекс метаморфических пород, метасоматических гранитоидов и гранито-гнейсов распространен только в Чулышманской глыбово-складчатой зоне, где он представляет собой первое проявление гранитоидного магматизма. Время его формирования совпадает с переломным моментом в развитии Чулышманской зоны — переходом от геосинклинального этапа к орогенному.

**Распределение интрузивных комплексов в структурах зоны сочленения
Горного Алтая с Западным Саяном и последовательность их образования**

Интрузивные комплексы	Возраст	Ануйско-Чуйский синклиниорий	Катунско-Абаканская зона	Чулышманская зона	Западно-Саянский синклиниорий
Орогенные, главным образом геосинклинальные	D ₃ —pD	Интрузивные гранитоидные близповерхностные			
	pD	Гранитоидный батолитовый			
	D ₁ —2				Интрузивный гранитоидный
	S ₂ —D ₁				Гранитовый батолитовый
	O			Интрузивный гранитоидный	
	O ₁		Гранитоидный батолитовый	Гранито-гнейсовый	
Геосинклинальные	Сm ₂ —3		Габбро-плагиигранитный		
	Сm ₁ —2	Гипербазитовый			

Ордовикский интрузивный гранитоидный комплекс, по всей вероятности, соответствует группе габбро-диорит-гранодиоритовых интрузивных вулканогенных формаций. Он, так же как предыдущий, распространен только в Чулышманской глыбовоскладчатой зоне, где формировался в период яркого проявления в ее пределах орогенных движений, накопления молас и вулканических толщ, на фоне общего поднятия всей зоны.

Верхнесилурийско-нижнедевонский гранитный батолитовый комплекс (шапшальский) формировался только в Западно-Саянском синклиниории, точнее, в его западной части, примыкающей к Чулышманской зоне. Время образования гранитного батолитового комплекса являлось переломным моментом в развитии Западно-Саянского синклиниория — моментом прекращения его геосинклинального прогибания и вступления в орогенное воздымание.

Нижне-среднедевонские гранитоидные комплексы также развиты главным образом в Западно-Саянском синклиниории. Возможно, они соответствуют группе габбро-диорит-гранитных вулканогенных интрузивных формаций, по Ю. А. Кузнецову. Во время образования этих гранитоидных комплексов в Западно-Саянском синклиниории происходило накопление орогенных формаций (красноцветных, осадочных и вулканических).

Последевонские гранитоиды Центрального Алтая, описанные Ю. А. Кузнецовым как формация гранодиорит-тоналитовых батолитов, по-существу представляли собой первое проявление гранитоидного магматизма в Ануйско-Чуйском синклиниории. Здесь в этот период, по всей вероятности, преобладающее прогибание сменилось общим поднятием, т. е. так же как и в других тектонических структурах, формирование гранитоидных батолитов происходило в момент резкой смены тектонического режима.

Позднедевонские и последевонские комплексы гранитоидных близ-поверхностных интрузий образовывались во многих тектонических структурах зоны сочленения. Как и наиболее древний комплекс гипербазитов, самые молодые интрузии формировались в то время, когда все тектонические структуры проходили однотипное, но в данном случае орогенное развитие.

Таким образом, в каждой тектонической структуре образовывались свои интрузивные комплексы. Только самый древний гипербазитовый и самый молодой — гранитоидный распространены во многих структурах.

Геосинклинальный габбро-плагиогранитный интрузивный комплекс известен только в Катунско-Абаканской зоне, т. е. только там, где распространены спилит-диабазовые формации.

Орогенные, главным образом геосинклинальные комплексы гранитоидов в каждой зоне возникали в переломные моменты, в период перехода от геосинклинального погружения к орогенному воздыманию. Причем, как правило, первыми формировались батолитовые плутоны и сразу за ними — вулканогенные интрузии габбро-диорит-гранитной группы формаций.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОЛОГИИ СТРУКТУР

Основными элементами структуры зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном являются крупное поднятие северо-западного простирания и примыкающие к нему части двух синклиналиев. Поднятие состоит из двух глыбово-складчатых зон — Катунско-Абаканской и Чулышманской, разделенных и ограниченных глубинными разломами. Синклиналии расположены по обе стороны от поднятия и имеют разное простирание. Ануйско-Чуйский синклиналий, примыкающий к поднятию с юго-запада, протягивается параллельно ему в северо-западном направлении. Западно-Саянский синклиналий имеет восток-северо-восточное простирание и под большим углом подходит к поднятию с востока, образуя с ним торцовое сочленение (рис. 35).

Как отмечено в предыдущих главах, каждая из этих крупных тектонических структур (зон) отличается только ей присущим набором формаций и интрузивных комплексов. В пределах любой из этих крупных структур собственно геосинклинальному и орогенному этапам отвечают свои формации и интрузивные комплексы. В каждой тектонической структуре различна также степень и характер дислоцированности пород, составляющих геосинклинальный и орогенный комплексы формаций.

Таким образом, в каждой крупной тектонической зоне могут быть выделены два структурных этажа — геосинклинальный и орогенный, характеризующиеся присущими только ей набором, составом и возрастом формаций и интрузивных комплексов, а также интенсивностью и типом дислокаций. Возрастной интервал и строение собственно геосинклинального и орогенного структурных этажей в выделенных структурных зонах существенно различны.

КАТУНСКО-АБАКАНСКАЯ ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

В зоне сочленения наиболее древними структурами являются верхнекембрийские; ими сложена крупная Катунско-Абаканская глыбово-складчатая зона. Последняя представляет собой юго-западное окончание обширной площади, занятой «салаирскими» (верхнекембрийскими) складчатыми структурами, расположенными в северо-восточной части Алтае-Саянской складчатой области; здесь они слагают горное обрамление и фундамент Минусинских впадин (Моссаковский, 1963б).

Катунско-Абаканская зона расположена между реками Катунь и Большой Абакан и ограничена глубинными разломами: Северо-Саянским и

южной частью Кузнецко-Алтайского на востоке и Сарасинско-Курайским на юго-западе. Зона занимает всю северную часть рассматриваемой площади, где ширина ее достигает более 300 км; на юг она сужается и быстро погружается, в виде сравнительно небольшого Кадринско-Баратальского горста, под наложенные структуры Юстыдского прогиба (см. рис. 35).

В строении нижнего структурного этажа Катунско-Абаканской зоны принимают участие рифейские и ниже-среднекембрийские образования, которыми сложено несколько крупных складчатых структур.

В северной части описываемой зоны находятся Катунский, Бийский и Шорский горст-антиклинории, разделенные относительно узкими прогибами. В северо-восточной части зоны расположен Абаканский грабен-синклинорий, отделяющий Шорский горст-антиклинорий от Джебашского горста Западного Саяна. Большая, средняя, часть зоны погребена под более молодыми структурами Уйменско-Лебедского прогиба, сформировавшимися в орогенный этап развития и сложенными породами верхнего структурного этажа. О строении нижнего этажа в этой части зоны можно судить только по небольшим тектоническим окнам, образовавшимся на месте нескольких мелких горстов.

Перечисленные горст-антиклинории являются одними из крупных структур в Алтае-Саянской области. Описание их строения содержится в опубликованных работах ряда исследователей (Кузнецов, 1952, 1954, 1963; Винкман, 1948, 1959; Белоусов, 1956, 1958; Белоусов, Сенников, 1960 и др.), а также в отчетах многих геологов-съемщиков. Поэтому мы отметим только наиболее характерные черты строения этих структур. Несколько более подробно будет описан лишь Кадринско-Баратальский горст, особенно его баратальская часть, непосредственно примыкающая к соседней Чулышманской зоне.

Катунский горст-антиклинорий является крайней западной структурой не только Катунско-Абаканской зоны, но и всей территории, занятой «салаиридами» Алтае-Саянской области.

В строении ядра горст-антиклинория принимают участие кремнисто-карбонатная формация рифея и лежащая на ней несогласно терригенно-карбонатная формация верхней части нижнего кембрия. По мнению В. В. Волкова (1965), в ядре горст-антиклинория возможен непрерывный разрез карбонатных пород рифея и нижнего кембрия. Крылья горст-антиклинория сложены диабазовой и туфогенно-терригенной формациями нижнего и среднего кембрия.

Очертания Катунского горст-антиклинория определяются главным образом ограничивающими его разломами. Юго-западная граница совпадает с границей всей Катунско-Абаканской зоны и проходит по Сарсинско-Курайскому глубинному разлому. На востоке Катунский горст-антиклинорий отделен от Уйменско-Лебедского прогиба меридиональным разломом, названным В. М. Сенниковым (19626) Каракольским. На севере, за пределами рассматриваемой территории, Катунский горст-антиклинорий перекрыт мезо-кайнозойскими рыхлыми отложениями Чумышско-Ненинской впадины.

Очень сложное строение имеет южное окончание горст-антиклинория, где кулисообразно расположенные разломы создают извилистый контур, причем в глубь антиклинория в виде заливов внедряются структуры Ануйско-Чуйского синклинория.

Складки многих порядков осложняют внутреннее строение Катунского горст-антиклинория. В его краевых частях узкие линейные складки с крутыми крыльями (60—80°) протягиваются на 20—30 км в северо-северо-западном направлении. В то же время в ядре антиклинория развиты широкие синклинали и антиклинали (куполообразные или коробчатые) с округлыми и угловатыми контурами и крутыми крыльями,

причем простираение их осей может резко не совпадать с осью горст-антиклинория (Винкман, 1959; Винкман, Гинцингер, 1962; Хоментовский и др., 1962; Пожариский, 1964).

Бийский горст-антиклинорий расположен северо-восточнее Катунского горст-антиклинория и отделен от него крупным гранитоидным массивом (Турацким), который, вероятно, образовался на месте разделяющего их прогиба. Горст-антиклинорий изучен А. Ф. Белоусовым, В. М. Сенниковым, В. П. Студеникиным, А. И. Смирновой и др.

Бийский горст-антиклинорий занимает большую часть Бийского хребта, разделяющего бассейны рек Бий и Кондомы. Он имеет почти изометричную куполообразную форму. В южной части горст-антиклинорий отделен Сийским разломом от Уйменско-Лебедского прогиба (Сенников, 1962б). Восточный склон горст-антиклинория резко обрывается Кузнецко-Алтайским глубинным разломом, а северная часть его скрыта под рыхлыми четвертичными отложениями. Протяженность горст-антиклинория достигает более 50 км в широтном направлении и несколько меньше в меридиональном. Центральная, большая часть антиклинория (ядро) сложена кремнисто-карбонатной формацией рифея, а крылья — диабазовой и терригенно-карбонатной формациями нижнего кембрия, причем они лежат несогласно и отделены перерывом. Строение ядра и крыльев осложняют складки многих порядков, имеющие сложную форму, но сравнительно некрутые ($35-55^\circ$) крылья. Неустойчивые простираения складок в ядре горст-антиклинория сменяются выдержанными на его крыльях.

Бийский и расположенный восточнее Шорский горст-антиклинорий разделены узкой синклинойной зоной, совпадающей с Кузнецкой частью Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. На описываемой территории эта зона занимает верховье р. Лебедь, откуда прослеживается далеко на север, в Кузнецкий Алатау.

Большую часть синклинойной зоны занимают выходы крупных массивов гранитоидов (Садринского, Лебедского и др.). Вмещающими служат породы, отнесенные к спилит-диабазовой и туфогенно-терригенной формациям нижнего и среднего кембрия. Дислоцированность их очень сложна; здесь, кроме складок многих порядков, наблюдается гофрировка и пloyчатость, а также интенсивно проявлена сланцеватость меридионального простираения, совпадающая с простираением Кузнецко-Алтайского разлома. Однако наиболее крупные складчатые дислокации здесь имеют иную ориентировку и иногда становятся даже субширотными, параллельными южному склону Бийского горст-антиклинория.

Шорский горст-антиклинорий входит в пределы описываемой территории только небольшой южной частью, занимающей верховья р. Мрас-Су. Взгляды разных исследователей на стратиграфические особенности этого района различны, в связи с чем структура его трактуется неодинаково. В настоящей работе она описана так же, как у М. К. Винкман и А. Б. Гинцингера (1962), которые на южном погружении Шорского горст-антиклинория выделяют несколько широких овальных и угловатых складок с крутопадающими крыльями, часто осложненных разломами и имеющих субширотное или восток-северо-восточное простираение. По простираению эти складки прослеживаются на 10—15 км, размах их крыльев 3—5 км.

В ядрах антиклинальных структур выходит кремнисто-карбонатная формация рифея, на крыльях — спилит-диабазовая и терригенно-карбонатная нижнекембрийские формации. Антиклинали разделены несколько более узкими синклиналями, в строении которых принимают участие спилит-диабазовая и терригенно-туфогенная формации нижнего и среднего кембрия. По данным В. И. Фоминского, эти складки характери-

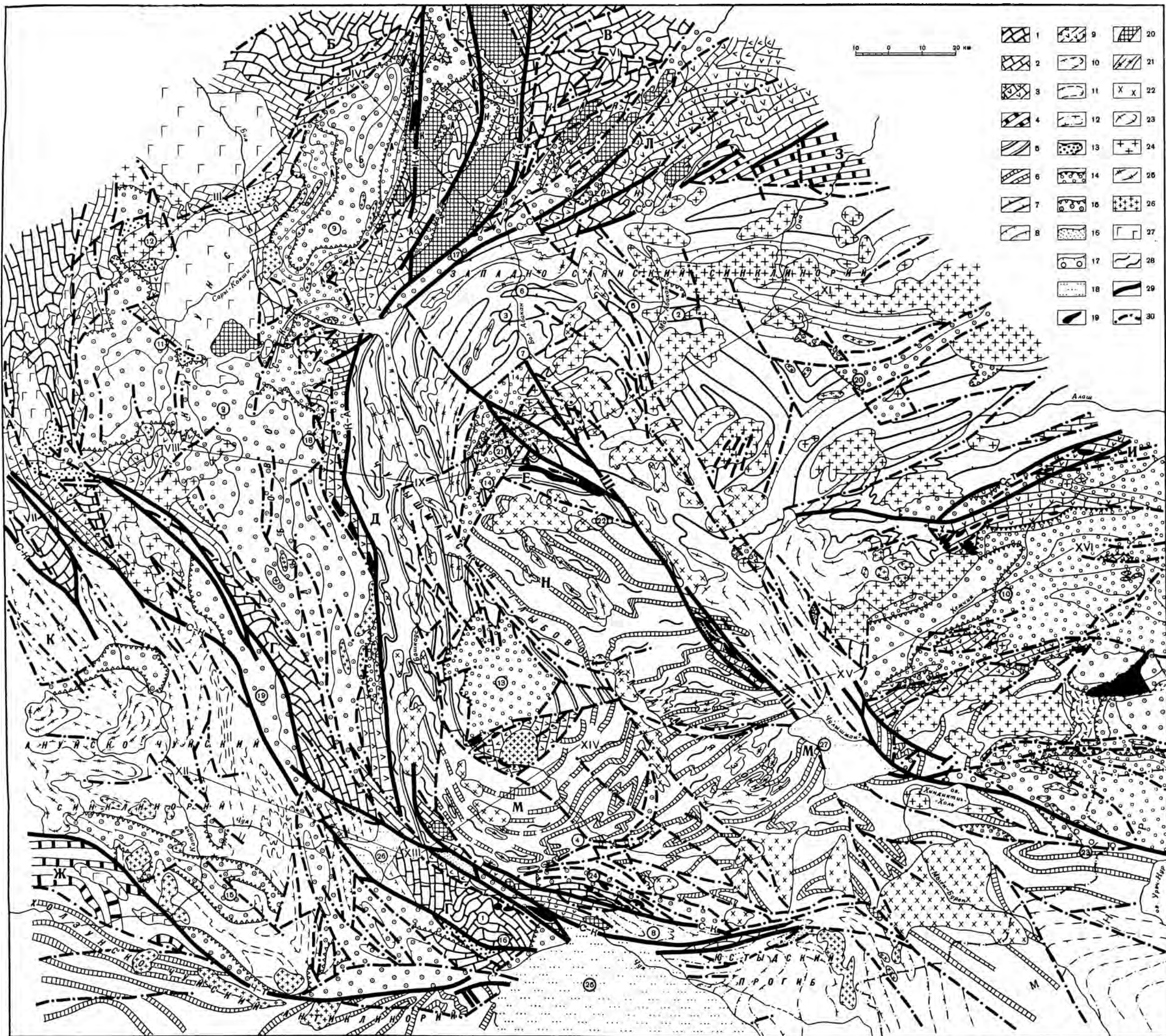


Рис. 35. Тектоническая карта зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном. Составил А. Б. Дергунов с использованием материалов Л. П. Зоненшайна, А. А. Моссаковского, В. М. Сенникова и др.

Структуры геосинклинального этапа развития. В области тектонически сильно дифференцированной. 1-3 — структуры, сформировавшиеся к верхнему кембрию — салаирды (Катунско-Абаканская глыбово-складчатая зона); 1 — горст-антиклинорий, сложенные главным образом кремнисто-карбонатной и терригенно-карбонатной формациями ($R-S_1^2$); 2 — грабен-синклинорий, сложенные главным образом терригенно-туфогенной формацией ($St_1-St_1^1$); 3 — зоны разломов, отделяющие горст-антиклинорий от грабен-синклинорий и сложенные главным образом диабазовой и спилито-диабазовой формациями ($St_1-St_1^1$). В области тектонически слабо дифференцированной. 4 — выходы докембрийских (?) образований; 5, 6 — структуры, сформировавшиеся к среднему ордовики (Чулымская глыбово-складчатая зона); 5 — горсты, сложенные зеленокаменной сланцевой формацией ($St_2-St_2^1$); 6 — грабен-синклинорий и грабены, сложенные песчано-сланцевой флишовой формацией ($St_2-St_2^1$); 7-9 — структуры, сформировавшиеся к девону (Западно-Саянский синклинорий); 7 — краевые части синклинория, сложенные песчано-сланцевой флишовой формацией ($St-O$); 8 — центральная часть синклинория, сложенная карбонатно-терригенной формацией (S); 9 — участки западной краевой части синклинория, сложенные

рифовой известняково-вулканогенной формацией (S_1); 10-12 — структуры, сформировавшиеся к среднему карбону (Алуиско-Чуйский синклинорий); 10 — краевые части синклинория и внутренние поднятия, сложенные туфогенно-терригенной и песчано-сланцевой флишовой формациями (St_2-O); 11 — центральная часть синклинория, сложенная карбонатно-терригенной формацией (O_2-S_2); 12 — Юстыаский прогиб, сложенная песчано-алеволитовой «черносланцевой» формацией (D_2-D_3).

Структуры орогенного этапа развития. Заложившиеся: 13 — в верхнем кембрие — нижнем ордовике (тремадоке) и выполненные молассовыми формациями (St_2-O_1); 14 — в нижнем ордовике (арениге) и выполненные молассовыми, пестрыми терригенными (O) и карбонатно-терригенными формациями ($O-S$); 15 — в девоне и выполненные молассовыми и порфировыми формациями (D); 16 — в карбоне и выполненные красноцветной терригенно-туфогенной и угленосной формациями (C); 17 — в юре и выполненные угленосной формацией (J); 18 — современные межгорные впадины, выполненные кайнозойскими отложениями.

Интрузивные и метаморфические комплексы. Комплексы геосинклинального этапа: 19 — нижне-среднекембрийский гнейсовый, 20 — средне-верхнекембрийский габбро-плагитогранитный. Комплексы орогенного этапа: 21 — нижнеордовикский гранито-гнейсовый, 22 — ордовикский гранитоидный; 23 — верхнесилурийско-нижнедевонский гранитный батолитовый; 24 — нижне-среднедевонские гранитоидные; 25 — последовонский гранодиорит-тоналитовый батолитовый; 26 — верхне- и последевонские гранитоидные; 27 — интрузии

невыясненной формационной принадлежности; 28 — зоны метаморфических пород локально прогрессивно метаморфизованных до кристаллических сланцев и гнейсов амфиболитовой фации.

Прочие обозначения: 29 — глубокие разломы: Ч-Т — Чарышко-Теректинский С-К — Саранско-Курайский, К-А — Кузнецко-Алтайский, С-С — Северо-Саянский С-Т — Саяно-Тувинский, Ш — Шапшальский; 30 — прочие разломы.

Горсты и горст-антиклинорий: А — Катунский, В — Бийский, В — Шорский Г — Кадриско-Баратальский, Д — Телецкий, Е — Кыганский, Ж — Теректинский З — Джебаский, И — Куртушибинский, К — Онгудайское поднятие. Грабен синклинория и грабены: Л — Абаканский, М — Башкауско-Джудукский И — Чульчинский.

Цифры на карте: 1 — Агайринская; 2 — Изерлинская; 3 — Кокши-Бедуйская. Синклинория: 4 — Арлашская; 5 — Чебанская; 6 — Тау-Узунская; 7 — Катазанская 8 — Табошакская. Наложенные структуры. Прочие: 9 — Уйменско-Лебедской 10 — Тувинский. Мульды: 11 — Кульбичская; 12 — Чойская; 13 — Улаганская 14 — Ернатская; 15 — Аргутско-Шавлинская. Грабены: 16 — Каракульский 17 — Камгинский; 18 — Пыжинский; 19 — Бельгосайский; 20 — Чулакский Шовные грабен-синклинория: 21 — Беркойринская; 22 — Сайгонская; 23 — Каргинская; 24 — Берт-Озекская. Межгорные впадины: 25 — Чуйская; 26 — Курейская; 27 — Джудукская; XI—XVI — обозначены опорные разрезы.

зуются виргацней, кулисообразным расположением и ундуляцией шарниров.

Абаканский грабен-синклиний отделяют Шорский горст-антиклинорий от структур Западного Саяна. Он имеет северо-восточное простирание, одинаковое с простиранием Северо-Саянского глубинного разлома. Кроме последнего, вдоль Абаканского грабен-синклиния проходит несколько крупных разрывных нарушений, контролирующих расположение многочисленных интрузивных массивов габбро-плагитогранитного комплекса среднего-верхнего кембрия. Преобладающую часть площади грабен-синклиния занимают выходы пород спилит-диабазовой и терригенно-туфогенной формаций нижнего и среднего кембрия. Они интенсивно дислоцированы и, как правило, образуют линейные и изоклинальные складки многих порядков, вплоть до гофрировки и пloyчатости. Складки имеют устойчивое восток-северо-восточное простирание, крутопадающие крылья ($60-80^\circ$) и слабо ундулирующие шарниры.

Часто крылья синклинальных складок совпадают с продольными разломами, отделяющими их от соседних, также синклинальных складок, и, таким образом, разломы как бы заменяют разделяющие антиклинали.

Большая часть Катунско-Абаканской глыбово-складчатой зоны скрыта под наложенными структурами Уйменско-Лебедского прогиба. В связи с этим о строении нижнего этажа можно здесь судить только по выходам древних структур в нескольких сравнительно небольших тектонических блоках, названных В. М. Сенниковым (1962б): Кебезенским, Клыкским, Эстюбинским и Тулухским горстами, а также Кубинской горст-антиклиналью.

Преобладающее распространение в пределах перечисленных структур имеют породы туфогенно-терригенной и в меньшей степени диабазовой формаций нижнего кембрия.

Дислоцированность этих отложений интенсивная, особенно в Тулухском и Клыкском горстах, протягивающихся вдоль восточной границы Уйменско-Лебедского прогиба в зоне Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. Здесь развиты линейные складки многих порядков субмеридионального простирания с крутопадающими крыльями ($70-85^\circ$).

В центральной части Уйменско-Лебедского прогиба, в верховьях р. Бии, в Кебезенском горсте и других местах, удаленных от ограничивающих разломов, складчатость нижнего структурного этажа менее напряженная. По данным В. М. Сенникова, углы падения пластов здесь несколько положе, чем в краевых частях прогиба и варьируют в пределах $30-70^\circ$. Простирание пластов очень неустойчивое и может изменяться от меридионального до широтного. В этом отношении характерно строение части Кубинской горст-антиклинали в верховьях р. Кубы (правого притока р. Катунь), где развиты брахиподобные складки извилистых очертаний, с пологими крыльями (Винкман, Гинцингер, 1962).

Очень важной особенностью строения Катунско-Абаканской зоны, занятой Уйменско-Лебедским прогибом, является то, что все структуры геосинклинального этажа здесь построены только нижнекембрийскими толщами. Следовательно, несмотря на интенсивную дислоцированность, общая вертикальная амплитуда перемещений здесь невелика. Поэтому нет оснований считать, что под наложенным Уйменско-Лебедским прогибом в нижнем структурном этаже находится крупный синклиний. Рассмотренная часть Катунско-Абаканской зоны является скорее всего ограниченным глубинными разломами блоком земной коры, в котором зеркало складчатости нижнего структурного этажа мало отступает от плоскости, которая полого наклонена с запада на восток — от Катунского и Шорского горст-антиклинориев к Кузнецко-Алтайскому глубинному

зуются виргацней, кулисообразным расположением и ундуляцией шарниров.

Абаканский грабен-синклиний отделяют Шорский горст-антиклинорий от структур Западного Саяна. Он имеет северо-восточное простирание, одинаковое с простиранием Северо-Саянского глубинного разлома. Кроме последнего, вдоль Абаканского грабен-синклиория проходит несколько крупных разрывных нарушений, контролирующих расположение многочисленных интрузивных массивов габбро-плагиогранитного комплекса среднего-верхнего кембрия. Преобладающую часть площади грабен-синклиория занимают выходы пород спилит-диабазовой и терригенно-туфоженной формаций нижнего и среднего кембрия. Они интенсивно дислоцированы и, как правило, образуют линейные и изоклинальные складки многих порядков, вплоть до гофрировки и пloyчатости. Складки имеют устойчивое восток-северо-восточное простирание, крутопадающие крылья ($60-80^\circ$) и слабо ундулирующие шарниры.

Часто крылья синклинальных складок совпадают с продольными разломами, отделяющими их от соседних, также синклинальных складок, и, таким образом, разломы как бы заменяют разделяющие антиклинали.

Большая часть Катунско-Абаканской глыбово-складчатой зоны скрыта под наложенными структурами Уйменско-Лебедского прогиба. В связи с этим о строении нижнего этажа можно здесь судить только по выходам древних структур в нескольких сравнительно небольших тектонических блоках, названных В. М. Сенниковым (1962): Кебезенским, Клыкским, Эстюбинским и Тулухским горстами, а также Кубинской горст-антиклиналью.

Преобладающее распространение в пределах перечисленных структур имеют породы туфоженно-терригенной и в меньшей степени диабазовой формаций нижнего кембрия.

Дислоцированность этих отложений интенсивная, особенно в Тулухском и Клыкском горстах, протягивающихся вдоль восточной границы Уйменско-Лебедского прогиба в зоне Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. Здесь развиты линейные складки многих порядков субмеридионального простирания с крутопадающими крыльями ($70-85^\circ$).

В центральной части Уйменско-Лебедского прогиба, в верховьях р. Би, в Кебезенском горсте и других местах, удаленных от ограничивающих разломов, складчатость нижнего структурного этажа менее напряженная. По данным В. М. Сенникова, углы падения пластов здесь несколько положе, чем в краевых частях прогиба и варьируют в пределах $30-70^\circ$. Простирание пластов очень неустойчивое и может изменяться от меридионального до широтного. В этом отношении характерно строение части Кубинской горст-антиклинали в верховьях р. Кубы (правого притока р. Катунь), где развиты брахиподобные складки извилистых очертаний, с пологими крыльями (Винкман, Гинцингер, 1962).

Очень важной особенностью строения Катунско-Абаканской зоны, занятой Уйменско-Лебедским прогибом, является то, что все структуры геосинклинального этажа здесь построены только нижнекембрийскими толщами. Следовательно, несмотря на интенсивную дислоцированность, общая вертикальная амплитуда перемещений здесь невелика. Поэтому нет оснований считать, что под наложенным Уйменско-Лебедским прогибом в нижнем структурном этаже находится крупный синклиний. Рассмотренная часть Катунско-Абаканской зоны является скорее всего ограниченным глубинными разломами блоком земной коры, в котором зеркало складчатости нижнего структурного этажа мало отступает от плоскости, которая полого наклонена с запада на восток — от Катунского и Шорского горст-антиклинориев к Кузнецко-Алтайскому глубинному

разлому. Примыкающие к последнему узле краевые горсты, вероятно, взброшены на контакте с относительно поднятым краем соседней Чулышманской зоны.

На широте северного окончания Телецкого озера плоское зеркало складок нижнего структурного яруса осложнено поперечным поднятием запад-северо-западного направления, выраженным в современной структуре Эстюбинским и Кебезенским горстами. Северо-западнее, на продолжении этого поднятия, расположены Сарыкокшинский и Турочакский интрузивные массивы.

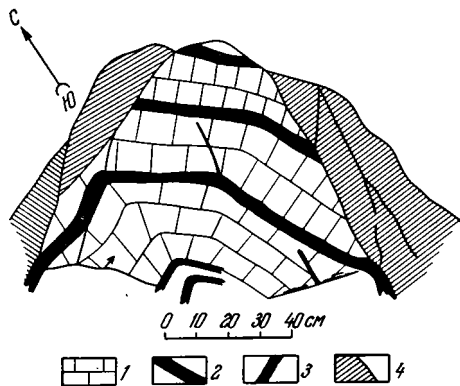


Рис. 36. Угловатые складки, осложняющие простираие кремнисто-карбонатной формации рифея (в плане). Водораздел рек Чуи и Чаган-Узуна

1 — мраморы; 2 — силицилиты; 3 — трещины с кварцем; 4 — задержанная поверхность.

Южным окончанием Катунско-Абаканской зоны служит Кадринско-Баратальский горст. Его северо-западная часть — Кадринский горст — имеет форму узкого блока северо-западного простираия, который отделяет Уйменско-Лебедской прогиб от Ануйско-Чуйского синклинория. С обеих сторон горст окаймлен ветвями Сарасинско-Курайского глубинного разлома. В строении горста принимают участие породы, главным образом кремнисто-карбонатной рифейской формации. Они интенсивно дислоцированы, причем среди них преобладают мелкие складчатые и разрывные нарушения северо-западного простираия, а иногда встречаются поперечные северо-восточные разломы.

Южная часть Кадринско-Баратальского горста — Баратальский горст — привлекает к себе внимание расположением непосредственно около Чулышманской глыбово-складчатой зоны, от которой он отделен Курайским глубинным разломом. Южная граница Баратальского горста с Холзунско-Чуйским антиклинорием также тектоническая. На восток Баратальский горст резко погружается под Юстыдский наложенный прогиб. Здесь его граница совпадает с западной окраиной современной Чуйской котловины. Эта граница также тектоническая и проходит по Чаган-Узунскому разлому северо-восточного простираия. Последний, по всей вероятности, ограничивал межгорную впадину и в девонское время, так как здесь мощность средне- и верхнедевонских отложений резко сокращается, а грубообломочные породы базальных горизонтов под крутым углом срезают складки нижнего структурного яруса.

Породы в ядре Баратальского горста образуют Агайринскую антиклиналь северо-северо-западного простираия, прослеженную на 20 км. Размах ее крыльев около 10 км. Ядро антиклинали сложено породами кремнисто-карбонатной формации рифея, смятыми в сложные, обычно широкие асимметричные складки с резко меняющимися простираиями и сильно ундулирующими шарнирами. Длина осложняющих складок 4—6 км, ширина 2—3 км. Их крылья наклонены под углами 40—60°, но иногда они более крутые и даже опрокинутые. Северо-восточное крыло Агайринской антиклинали сложено породами зеленокаменной сланцевой формации нижней части нижнего кембрия. Осложняющие это крыло

дислокации проявлены гораздо интенсивнее, чем в ядре антиклинали и представлены узкими складками с крутопадающими и вертикальными крыльями. Шарниры таких складок часто меняют направление простирания и ундулируют. По простиранию складки прослеживаются на 5—6 км, при размахе крыльев 1—1,5 км. Часто проявляется гофрировка и мелкая пloyчатость (рис. 36, 37).

Западнее Агайринской антиклинали расположена сопряженная с ней синклиналь. Размеры ее и особенности строения близки к Агайринской антиклинали, но простирание оси меридиональное, т. е. почти перпендикулярное к запад-северо-западному простиранию всех крупных разрывных структур, развитых в этом районе.

Северо-восточное крыло Баратальского горста прослеживается вдоль центральной части Курайского хребта и на его склонах. Породы диабазовой и туфогенно-терригенной формаций верхней части нижнего кембрия, которыми построено крыло горста, разбиты нарушениями на узкие блоки — «чешуи». В пределах наиболее крупных блоков выявляются осложняющие складки разнообразного строения. В самом крупном, западном, блоке складки резко удлиненные и очень узкие, по простиранию они прослеживаются на 25—30 км, размах их крыльев 3—5 км. Отмечаются слабые изгибы шарниров складок в вертикальной и горизонтальной плоскостях. Падение пластов на крыльях достигает 70—80°, иногда наблюдается опрокинутое их залегание и сложная пloyчатость изоклиналичного типа. Несколько иное строение складок в тектоническом блоке, расположенном восточнее, где, несмотря на очень сложную и интенсивную гофрировку и пloyчатость мелких слоев, основная складка имеет сравнительно спокойную форму. Крутое падение пород на крыльях под углами 60—65° становится более пологим в ее замковой части. Размах крыльев около 4—5 км, прослеженная длина по простиранию до 15 км.

Рис. 37. Веерообразные складки в мраморах кремнисто-карбонатной формации рифея (в разрезе). Водораздел рек Чуи и Чаган-Узуна.

Условные обозначения см. на рис. 36.



Заканчивая на этом описание структур нижнего яруса Катунско-Абаканской зоны, следует подчеркнуть некоторые общие наиболее важные особенности их строения. Крупные положительные структуры, представленные горст-антиклинориями и горстами, не имеют признаков линейности ни в морфологическом строении, ни в расположении. Форма их овальная, угловатая, часто изометричная. Вероятно, своды таких структур были пологими, так как в современном срезе их ядра занимают большую часть площади структур, а падения пород на крыльях обычно значительно более крутые. Складки более высоких порядков в ядрах и на крыльях горст-антиклинориев неодинаковы. Если на крыльях они обычно линейны, то в ядрах в большинстве случаев являются или веерообразными, или коробчатыми, со сложными извилистыми контурами. Здесь же особенно распространены гофрировка и пloyчатость, причем по форме они сходны с более крупными складками.

Грабен-синклинории, разделяющие крупные положительные структуры, в отличие от последних характеризуются удлиненными очертаниями.

ниями и незначительной шириной; простираение их обычно совпадает с ориентировкой ближайших крупных разломов. В них также широко проявлена напряженная мелкая складчатость многих порядков, но для этих складок наиболее характерна линейная форма, узкие своды и крутые крылья, причем нередко встречаются изоклинальные складки. Для всего нижнего структурного яруса характерно кулисообразное расположение складок, ундуляция шарниров и изменчивость простираения осей.

Комплекс пород верхнего структурного яруса занимает в Катунско-Абаканской зоне несколько меньшую площадь, чем нижнего, причем основная ее часть приходится на Уйменско-Лебедской прогиб; остальные структуры верхнего яруса очень невелики и обычно сохранились в виде мелких, часто односторонних грабеннов. В строении верхнего структурного яруса принимают участие отложения широкого возрастного интервала: от верхней половины среднего кембрия до перми включительно. Подавляющее большинство этих отложений относится к формациям орогенного класса. Между структурами нижнего и верхнего ярусов обычно устанавливаются отчетливые несогласия и перерывы во времени формирования.

Наиболее древние структуры верхнего яруса сложены породами глинисто-карбонатной формации верхней части среднего кембрия. Они выполняют небольшие прогибы, расположенные на южном окончании Катунского горст-антиклинория в верховьях правых притоков рек Верхняя и Нижняя Еланда. Кроме того, в краевой северо-западной части Уйменско-Лебедского прогиба, на границе с Катунским и Бийским горст-антиклинориями, также сохранились остатки подобных наложенных прогибов. Как правило, с одной стороны прогибы ограничены разломами и прослеживаются от последних не более чем на 2—4 км. Преобладающее падение пластов направлено в сторону ограничивающего разлома, средний угол падения очень невелик, хотя крутизна крыльев более мелких осложняющих складок может достигать 30—60°. Мелкая складчатость, гофрировка и пloyчатость обычно отсутствуют.

Простота строения этих мелких структур и однообразие слагающих их тонкозернистых пород, имеющих небольшую мощность, дают возможность предположить, что они являются остатками размытого маломощного, может быть, прерывистого покрова, занимавшего в конце среднего кембрия значительную площадь в Катунско-Абаканской зоне.

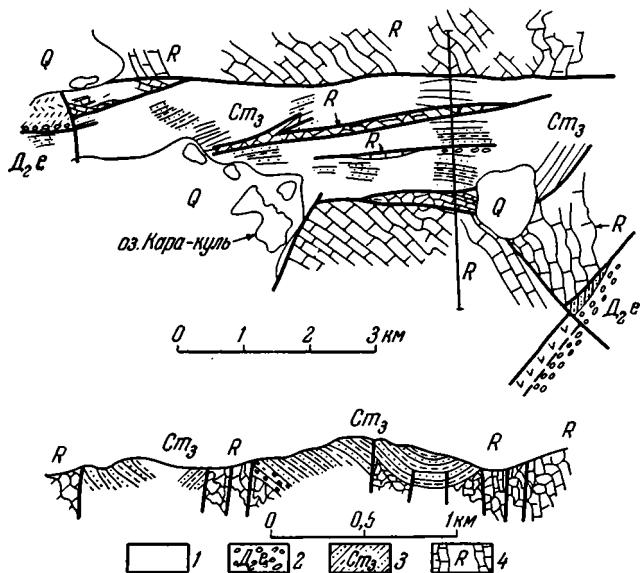
Сходное строение имеют и немногие структуры, сложенные известняково-песчаниковой толщей верхнего кембрия. По данным В. М. Сенникова (1962б), в центральной части Уйменско-Лебедского прогиба, в бассейне р. Кульбич, из-под чехла девонских вулканогенных пород выходят полого дислоцированные пласты. Они образуют простую антиклинальную складку с пологим западным крылом и более крутым (40—70°) — восточным. Северной границей этой структуры служит разлом, отделяющий ее от Сарыкокшинского гранитоидного массива.

Несколько большее распространение имеют фрагменты структур, сложенных пестроцветной терригенной молассой тремадокского яруса нижнего ордовика, несогласно лежащей на толщах нижнего кембрия. Лучше других структур изучена Чойская мульда, расположенная в северо-западной части Уйменско-Лебедского прогиба на границе с Катунским горст-антиклинорием, на р. Ише в районе устья р. Чои. Эта мульда ограничена с юга гранитоидами Сарыкокшинского массива, а с трех других сторон — разломами.

По материалам В. М. Сенникова (1962б) и Е. Д. Нешумаевой, для внутренних частей Чойской мульды характерно пологое залегание пластов, вероятно, слагающих брахиформные складки, в которых углы падения слоев достигают 20—40°.

Рис. 38. Схематическая карта района оз. Кара-Куль, по И. Ф. Пожарискому, 1960 г.

1 — ледниковые отложения; 2 — кислые эффузивы, туфы, конгломераты; 3 — конгломераты, песчаники, алевролиты; 4 — мраморизованные известняки.



Сходное строение имеет односторонняя мульда в бассейне р. Бии и ее правого притока — р. Тандошки. Эта структура с севера ограничена Турочакским гранитным массивом, вдоль контакта с которым она прослеживается на 18—20 км, а в поперечнике достигает 4—5 км. По данным В. П. Студеникина, внутри этой мульды пласты имеют несколько более крутое (до 60°) падение, чем в Чойской мульде.

В южной части Кадринско-Баратальского горста, в междуречье р. Чуи и ее левого притока — р. Чаган-Узун, находится Каракульский грабен (рис. 38, 39), выполненный породами пестроцветной молассы, возможно, верхнекембрийского возраста. Эти породы лежат непосредственно на кремнисто-карбонатной формации рифея с резким угловым и азимутальным несогласием. Длина грабена 9 км, ширина его 3 км. Пласты внутри него смяты в антиклинальную складку, простирающие которой совпадает с простираением грабена. В ядре этой антиклинали, осложненной разломами, обнажены породы рифея, на которых с отчетливыми признаками размыта лежат базальные конгломераты верхнекембрийской толщи. Ундуляция шарнира антиклинали маркируется появлением и исчезновением на дневной поверхности рифейских известняков. Крылья антиклинали крутые (60—70°). У разломов, ограничивающих грабен с северо-запада и юго-востока, пласты пород падают под такими же углами к центру грабена. Мелкая складчатость, гофрировка и плейчатость для выполняющих его пород нехарактерны.

Уйменско-Лебедской прогиб является самым крупным среди структур верхнего этажа Катунско-Абаканской зоны. Изучению особенностей его строения посвящены работы В. М. Сенникова (1958, 1960, 19626; Сенников и др., 1959), И. И. Белостоцкого (1956, 1960; Белостоцкий и др., 1959), Ю. С. Маймина (1959), Н. С. Зайцева (1963а, б), а также Л. Г. Васютиной, В. П. Студеникина и др.

Уйменско-Лебедской прогиб расположен в восточной части Катунско-Абаканской зоны, причем от соседней к востоку Чулышманской зоны он отделен горстами, приуроченными к зоне Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. Западной и северо-западной границами Уйменско-Лебедского прогиба служат выделенные В. М. Сенниковым Кубинский и Сийский разломы, отделяющие его от Катунского и Бийского горст-антиклинорий. От расположенного юго-западнее Ануйско-Чуйского синклинория прогиб отделен Кадринским горстом.

Уйменско-Лебедской прогиб выполнен мощными толщами осадочных и вулканогенных пород ордовикской и девонской систем, большей частью принадлежащих к орогенным формациям. Они лежат непосредственно на разных горизонтах нижнекембрийских отложений. В плане рассматриваемый прогиб имеет трапециевидную форму. Основание трапеции находится в восточной части и достигает в меридиональном направлении, вдоль Кузнецко-Алтайского разлома, длины 220—230 км. Предельная ширина прогиба соответствует его средней части, где на широте Телецкого озера она составляет 70 км. Отсюда в северном и южном направлениях прогиб сужается до полного выклинивания в местах сближения ограничивающих его разломов.

На широте северного окончания Телецкого озера поперечным поднятием прогиб разделен на две части. В южной, уйменской, части с востока

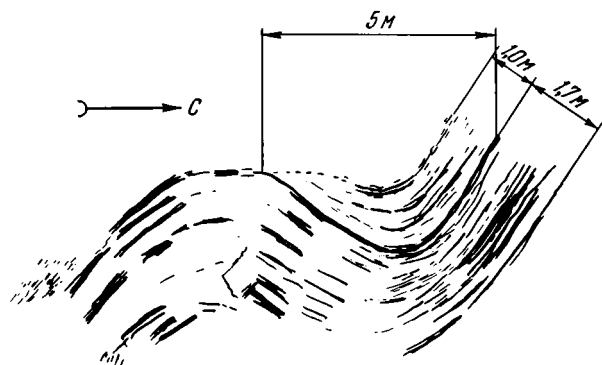


Рис. 39. Пологие простые складки, осложняющие строение верхнекембрийской толщи в Каракульском грабене (в разрезе). Район оз. Кара-Куль.

на запад происходит последовательное выпадение из разреза нижних толщ. Здесь на нижнекембрийских геосинклинальных отложениях в восточной части залегают ордовикские толщи; в центре (в бассейне р. Уймень) — среднедевонские, а на западе (в верховьях р. Саракоши) — верхнедевонские. Кроме того, развитые на востоке относительно глубоководные терригенные отложения нижнего и среднего отделов девона на западе сменяются мелководными прибрежными. Поэтому можно предположить, что наблюдаемая асимметрия в строении прогиба существовала и в период осадконакопления.

В северной, лебедской, части Уйменско-Лебедского прогиба асимметрия выражена более крутым залеганием пластов на восточном борту прогиба. В. М. Сенников (1960) подчеркивает, что более грубообломочные ордовикские отложения восточного борта прогиба, насыщенные местным обломочным материалом, указывают на близость размывавшейся суши. Вместе с тем в западной части развиты тонкозернистые породы ордовика, вероятно, образовавшиеся вдали от источников сноса. Таким образом, асимметрия в строении лебедской части прогиба также, возможно, существовала еще в период накопления осадков.

Толщи ордовика и девона в Уйменско-Лебедском прогибе всюду смяты в складки, строение которых в разных его частях неодинаково. В центральной части прогиба наиболее широко развиты угловатые, близкие к изометричным складки с пологими крыльями, иногда срезанными разломами; примером их является Угильская брахисинклиналь (Сенников, 1962б). В северной и особенно в южной частях прогиба, в местах сближения разломов, распространены узкие линейные складки с крутыми, нередко вертикальными крыльями. Здесь же девонские отложения имеют наибольшую мощность.

Различия в степени дислоцированности между ордовикскими и верхнедевонскими отложениями отмечены В. М. Сенниковым и в лебедской части прогиба. Здесь ордовикские породы образуют линейные складки,

размах крыльев которых 2—3 км, а углы их падения 40—80°. Непосредственно перекрывающие их верхнедевонские породы лежат полого и осложняющих складок не имеют. Однако в целом почти параллельные контуры распространения ордовикских и верхнедевонских толщ хорошо вырисовывают крупную единую пологую синклиналиную структуру всего прогиба, в которой различие между дислоцированностью ордовикских и верхнедевонских толщ выражено относительно слабо. Причиной этого, вероятно, является большая «жесткость» пород ранее сформированного нижнего структурного этажа.

На северо-восток от северной окраины Телецкого озера уходит узкий (шириной до 5 км) и длинный Камгинский грабен, соединяющий Уйменско-Лебедской прогиб с Южно-Минусинской впадиной. Он ограничен разломами, входящими в зону Северо-Саянского глубинного разлома. Камгинский грабен выполнен породами красноцветной молассовой и порфириковой формаций нижнего и среднего девона, имеющих суммарную мощность до 2700 м и лежащих непосредственно на нижнекембрийских отложениях. Внутреннее строение грабена осложнено простыми складками, разграниченными продольными вертикальными разломами. В бассейне р. Албас находятся две синклинали и разделяющая их антиклиналь с размахом крыльев 1,5—2,0 км. Простираение осей складок совпадает с северо-восточным простиранием грабена, крылья их падают под углами 30—50°. В других частях грабена крутизна падения пластов увеличивается до 70—80°.

Подобное строение имеют также односторонние грабены, расположенные севернее Камгинского, в верховьях р. Лебедь, в зоне Кузнецко-Алтайского глубинного разлома.

Юстыдский прогиб расположен в бассейне верхнего течения р. Чуи и ее правого притока р. Юстыд, на границе с Монгольской Народной Республикой. Исследователи советской части прогиба считают его юго-восточным продолжением Ануйско-Чуйского синклинория (Белостоцкий, 1960; Зайцев, 1963б и др.). Однако они отмечают, что заложение Юстыдского прогиба произошло в девоне на складчатых структурах Холзунско-Чуйского антиклинория и юго-восточного продолжения Кадринско-Баратальского горста. Строение монгольской части прогиба изучено очень слабо, поэтому принадлежность Юстыдского прогиба к той или иной тектонической зоне (структуре), по мнению автора, еще не выяснена. На территории Советского Союза разрез в прогибе начинается ниже-среднедевонскими породами молассовой и порфириковой формаций, залегающими резко несогласно на верхнекембрийских (?) и нижнекембрийских геосинклиналиных образованиях. Выше они сменяются мощными толщами средне- и верхнедевонского возраста, отнесенными к песчано-алевролитовой сероцветной формации. Эти толщи смяты в широкие брахиформные складки с пологими (20—40°) крыльями и изометричными очертаниями. Более сложная складчатость проявляется в зонах разломов, особенно на севере, в зоне Курайского глубинного разлома. Здесь расположены две крупные синклинали: Табошакская — на южном склоне Курайского хребта и Берт-Озекская — на его северном склоне.

Табошакская синклинали является сравнительно сложной складкой, в ядре которой выходят породы верхнего девона, а крылья построены толщами среднего девона. Простираение складки запад-северо-западное, погружение — восток-юго-восточное, длина 30—35 км, при размахе крыльев около 10—12 км. Крылья синклинали осложнены разломами и мелкими узкими, часто изоклинальными, иногда опрокинутыми складками. Простираение их северо-западное, длина 5—8 км, размах крыльев 1—2 км.

Берт-Озекская грабен-синклинали построена сравнительно просто. Она простирается в широтном направлении примерно на 20 км, при размахе крыльев около 7 км, и ограничена с севера и юга разрывными нару-

шениями. Главная роль в ее строении принадлежит породам верхнего девона. Падение пород на крыльях достигает 40° , редко 60° . Осложняющие складки проявляются только на западном замыкании грабен-синклинали.

На западной окраине Юстыдского прогиба, на левобережье р. Чаган-Узун, пласты девонских пород окаймляют юго-восточное погружение Кадринско-Баратальского горста, сложенного толщами рифея и нижнего кембрия. Углы падения пластов девона достигают $40-60^\circ$, мелкая складчатость развита только вблизи разломов.

В современном рельефе северо-западная часть Юстыдского прогиба занята межгорной впадиной, которая имеет плоскую поверхность и известна под названием Чуйской степи. Северо-западный и северный борты этой впадины крутые, совпадающие с разломами, южный и юго-восточный борты в рельефе выражены слабо — в этом направлении плоское днище постепенно поднимается в виде широких ступеней к горному обрамлению впадины (Девяткин, 1965).

Таким образом, деформации пород верхнего этажа Катунско-Абаканской зоны в разных структурах характеризуются прежде всего резко различной интенсивностью. Наибольшая дислоцированность наблюдается в тех наложенных структурах, которые отделены наименьшим перерывом от нижнего структурного этажа. Однако независимо от продолжительности перерыва в зонах глубинных разломов обычно проявляется напряженная, часто линейная складчатость.

Наиболее характерны для верхнего этажа брахиформные, реже пологие и простые линейные складки, иногда встречаются угловатые, сундучные складки штампового типа, осложненные мелкими складками.

ЧУЛЫШМАНСКАЯ ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Чулышманская зона в современной структуре представляет собой юго-восточную часть крупного поднятия, в которое входит также описанная выше Катунско-Абаканская зона. Чулышманская зона отделяет расположенный к востоку от нее Западно-Саянский синклинорий от Ануйско-Чуйского синклинория и Уйменско-Лебедского прогиба. В тектоническом отношении она является собственно зоной сочленения, соединяющей структуры Горного Алтая и Западного Саяна.

Западной границей Чулышманской зоны служит южная меридиональная часть Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. Наиболее широкая в средней части, к юго-востоку эта зона сужается до $70-80$ км и, ограничиваясь здесь Шапшальским (на северо-востоке) и Курайским (на юго-западе) разломами, уходит в пределы Монголии.

Внутреннее строение Чулышманской зоны очень сложное, причем оно было выяснено только в последние годы благодаря проведенным силовым среднемасштабным геологическим съемкам. Однако и сейчас многие его детали остаются еще не вполне расшифрованными, главным образом в связи с широким развитием в ее пределах зонального прогрессивного метаморфизма. Отсутствие органических остатков очень сильно затрудняет установление стратиграфических особенностей, а следовательно, и структуры. Поэтому многие высказанные в этом разделе положения остаются в какой-то мере гипотетическими.

В строении нижнего структурного яруса Чулышманской зоны принимают участие геосинклинальные формации всех отделов кембрия. Верхний структурный ярус построен орогенными формациями ордовикского и более молодого возраста.

Структуры нижнего яруса занимают преобладающую часть Чулышманской зоны, в то время как структуры верхнего яруса образуют только

две наложенные мульды и несколько мелких грабен. В нижнем структурном ярусе главнейшими структурами являются Телецкий и Кыганский горсты, Башкаусско-Джулукульский грабен-синклинорий и Чульчинский грабен. В их расположении проявляется определенное сходство со структурами Катунско-Абаканской зоны. Горсты находятся на западной и северной окраинах зоны, а грабен-синклинорий и Чульчинский грабен — на ее юге и востоке. Это свидетельствует о том, что в Чулышманской зоне, так же как и в Катунско-Абаканской, зеркало складок нижнего структурного яруса наклонено с северо-запада на юго-восток.

Телецкий горст находится на западной окраине Чулышманской зоны. Он протягивается более чем на 100 км от Телецкого озера на юг вдоль долины р. Башкаус до ее левого притока — р. Кубадру.

Западная граница горста совпадает с границей всей Чулышманской зоны, которой служит меридиональный Кузнецко-Алтайский глубинный разлом. По восточному краю горста проходит Чулышманский разлом северо-западного простирания, на юге он отделен от Башкаусско-Джулукульского грабен-синклинория разломами восток-северо-восточного простирания. Таким образом, контур Телецкого горста напоминает треугольник, западная часть которого приподнята, а восточная — опущена.

В строении западной части Телецкого горста участвуют главным образом зеленые сланцы нижней части нижнего кембрия, восточная — сложена зеленокаменноизмененными вулканогенными породами нерасчлененного нижнего и среднего кембрия.

Л. Г. Васютиной и Б. А. Яковлеву удалось установить существование в пределах горста сложных линейных и изоклинальных складок многих порядков, вплоть до гофрировки и пloyчатости. Простирание их преимущественно меридиональное, падение крыльев 70—90°, причем шарниры часто резко ундулируют, образуя поперечные складки.

В северной части Чулышманской зоны расположен Кыганский горст, занимающий бассейн р. Кыги и верховья р. Большой Абакан. Его границами на юге и северо-востоке служат ветви Шашшальского глубинного разлома, на западе за границу условно принят грабен Телецкого озера, так как здесь Кыганский горст сливается с Телецким.

Кыганский горст сложен терригенно-вулканогенными породами нерасчлененного нижнего и среднего кембрия.

Ветви Шашшальского разлома рассекают Кыганский горст на блоки, незначительно смещенные друг относительно друга по вертикали. Внутри блоков выявлены сложные, близкие к линейным складки многих порядков. Наиболее крупные из них, длиной 10—15 км и с размахом крыльев 3—5 км, имеют оси, параллельные ветвям Шашшальского разлома, вместе с которыми они изменяют простирание от запад-северо-западного у южной ветви разлома до северо-западного — у северной. Преобладающие углы падения крыльев этих складок около 50—60°, хотя за счет осложнения складками более высоких порядков пласты на крыльях иногда приобретают вертикальное и даже опрокинутое залегание (рис. 40). В отдельных случаях складки более высоких порядков, имеющие размах крыльев до первых сотен метров и протяженность до 2—3 км, являются изоклинальными с наклонными осевыми плоскостями. Более мелкие складки встречаются не повсеместно, но в зонах разломов и вблизи них в слоистых породах отчетливо видны гофрировка и пloyчатость, которые иногда образуются в результате незначительных перемещений тонких пластин пород по плоскостям кливажа (рис. 41). Складкам всех порядков свойственны плавная, но значительная ундуляция шарниров, а также волнистые изгибания пластов по простиранию (рис. 42).

Башкаусско-Джулукульский грабен-синклинорий расположен в южной части Чулышманской зоны. Он занимает бассейн верхней половины течения р. Башкаус и верховьев р. Чулышман, протя-



Рис. 40. Крутопадающие пласты и изоклиальные складки в толще нижнего и среднего кембрия в верховьях р. Ерипат

гиваясь в широтном направлении от р. Кубадру — левого притока р. Башкауc на западе до озер Джулу-Куль и Хиндиктиг-Холь на востоке.

На юго-западе Башкаусско-Джулукульский грабен-синклинорий ограничен курайской частью Сарасинско-Курайского глубинного разлома и северным краем Юстыдского прогиба, на северо-востоке он отделен Шапшальским разломом от структур Тувинского прогиба и, наконец, на севере разломы восток-северо-восточного простирания служат границей между рассматриваемым грабен-синклинорием, с одной стороны, и Телецким горстом и Чульчинским грабеном — с другой.

Несмотря на большие размеры (более 130 км в широтном направлении и до 60 км — в меридиональном) Башкаусско-Джулукульский грабен-синклинорий сложен практически одной песчано-сланцевой флишовой формацией среднего (?) и верхнего кембрия. В западной и восточной краевых частях грабен-синклинория в зонах прогрессивного метаморфизма породы этой формации преобразованы до кристаллических сланцев и гнейсов. В средней части структуры сохранились менее метаморфизованные песчаники, алевролиты и сланцы, но и они часто интенсивно хлоритизированы (особенно сланцы и алевролиты). Здесь выделено несколько крупных линейных складок, позволяющих проследить плавное изменение простирания от запад-северо-западного на западе до северо-восточного в восточной части синклинория, где они подходят почти под прямым углом к Шапшальскому разлому. Внутри грабен-синклинория разломы северо-западного простирания пересекают и смещают эти складки, причем И. Ф. Пожариский (1963) предполагает, что смещения имеют характер левосторонних сдвигов.

Линейный и нередко изоклиальный характер складок сохраняется, начиная от структур первого порядка и до более мелких, включая гофрировку и плейчатость (рис. 43б, 44а). Простирание отдельных складок изменяется мало, шарниры их ундулируют слабо и плавно. Характерно очень крутое, часто вертикальное падение крыльев, а также опрокинутое на северо-запад залегание осевых плоскостей. Длина складок обычно в 6—8 раз превышает размах их крыльев.

Наиболее крупной и четко выраженной складкой в грабен-синклинории является Артлашская синклиналь в верховьях р. Башкауc, ядро которой сложено кумурлинской, а крылья артлашской толщами. По простиранию складка прослежена на 30—35 км и имеет размах крыльев около 10—12 км. Она осложнена двумя синклиналями и сопряженной с ними антиклиналью. Размах крыльев каждой из этих складок около



Рис. 41. Плойчатость и микросмещения по трещинам кливажа в толще нижнего и среднего кембрия в верховьях р. Каэтру — левого притока р. Большой Абакан



Рис. 42. Пологие складки, осложняющие по простиранию строение толщи нижнего и среднего кембрия в верховьях р. Еринат

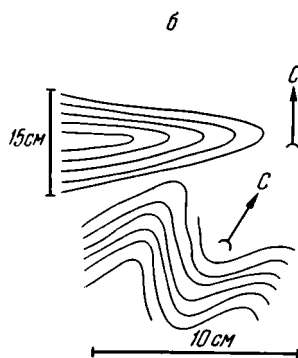
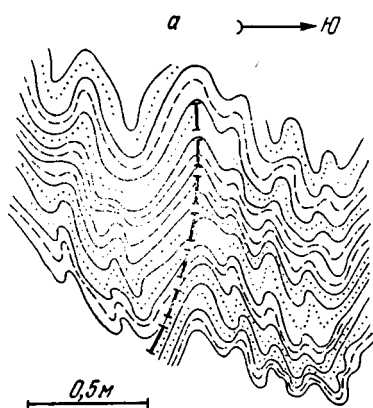


Рис. 43. Сложная гофрировка в хлоритизированных песчанках и алевролитах песчано-сланцевой формации, обнаженных в долине р. Башкаус (*a* — в разрезе) и более простые мелкие складки в песчанках той же формации (*b* — в плане)

Рис. 44. Характер гофрировки и плойчатости песчаников (*a*) и серицит-хлоритовых сланцев (*b*) верхнекембрийской песчано-сланцевой флишоидной формации, обнаженной по правому берегу долины р. Башкаус

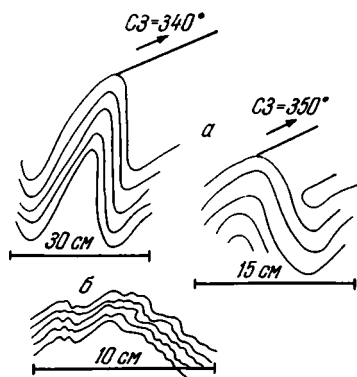




Рис. 45. Сложная пloidчатость в кристаллических сланцах горно-алтайской свиты по правому борту долины р. Большой Абакан, в районе устья р. Бедуй

4 км. Падение пластов на крыльях очень крутое ($70-80^\circ$), причем крылья, в свою очередь, осложнены складками с размахом крыльев до 1—2 км. Интересно, что протяженность осложняющих складок такая же, как и основной (Артлашской) синклинали.

Восточнее Артлашской синклинали находятся подобные ей синклинальные складки и сопряженные с ними более узкие и обычно сильнее осложненные разломами антиклинали. Они имеют северо-восточное простирание, которое к востоку меняется на меридиональное.

Складчатые формы в северо-западной части Башкаусско-Джулукульского грабен-синклинория характеризуются более сложным строением и, кроме того, насыщены мелкими разрывными нарушениями (рис. 43а, 44б). В их строении принимает участие сланцевая башкаусская толща среднего—верхнего кембрия. Важная особенность складчатости — повсеместное распространение складок многих порядков: от складок, измеряемых километрами, до микроплойчатости, видимой только под микроскопом. По морфологическим признакам многие складки отнесены к веерообразным, которыми могут быть как сравнительно крупные складки, так и складки более высоких порядков, вплоть до пloidчатости и микроплойчатости. Характерны существенная изменчивость простирания осей и интенсивная ундуляция шарниров складок. Среди них также обильны и дизъюнктивные нарушения, причем трещины, как правило, заполнены кварц-карбонатным материалом. Этот же материал отлагался и по сланцеватости, в результате чего возникает псевдослоистость, которая в процессе последующих движений тоже была смята в складки.

Примером наиболее крупной складки может служить синклиналь на водоразделе левых притоков р. Чулышман — рек Баханду и Нижний Тар-Тагай. Ось ее имеет северо-западное простирание и прослеживается на расстоянии 5 км, а далее меняет простирание на широтное. Размах ее крыльев 2—3 км, углы падения изменяются от 30 до 70° .

На западной окраине Башкаусско-Джулукульского грабен-синклинория, где породы в результате метаморфизма превращены в кристаллические сланцы и гнейсы, характер складчатости мало отличается от других частей грабен-синклинория. Здесь также развиты узкие линейные и изоклинальные складки (рис. 45), которые отличаются только более устойчивым простиранием и меньшей ундуляцией шарниров. Впрочем, это явление, возможно, только кажущееся. Дело в том, что на погружениях складок сланцеватость, как известно, пересекает слоистость, причем здесь в зонах метаморфизма по сланцеватости наиболее интенсивно развивается псевдослоистость за счет новообразований кварц-полевошпатового материала. Возникшая таким образом метаморфическая полосчатость

обычно соответствует слоистости на крыльях складок, но в замках она отражает только сланцеватость. Реликты слоистости здесь могут исчезать, замыкания складок становятся незаметными, и в конечном счете теряется ундуляция их шарниров.

Чульчинский грабен расположен в восточной части Чулышманской зоны, между Шапшальским хребтом и долиной р. Чулышман, занимая бассейн ее правых притоков — рек Чульчи и Шавлы.

Северо-восточная граница Чульчинского грабена совпадает с границей всей Чулышманской зоны, которой, как уже указано, является Шапшальский глубинный разлом. На западе Чульчинский грабен отделен от Телецкого горста Чулышманским региональным разломом северо-западного простирания, а на юге он ограничен от Башкаусско-Джулукульского грабен-синклинория узким горстом субширотного простирания.

Чульчинский грабен, так же как Башкаусско-Джулукульский грабен-синклинорий, выполнен породами одной песчано-сланцевой флишовой формации средне-верхнекембрийского возраста, превращенными здесь в кристаллические сланцы и гнейсы. Многие исследователи считают их более древними образованиями, выходящими в ядре горст-антиклинорий или горстовой структуры. Однако приведенные в предыдущих главах данные позволяют с большой уверенностью считать эти магматические породы средне-верхнекембрийскими, претерпевшими глубокий метаморфизм в период становления нижнеордовикского магматическо-метаморфического комплекса.

Внутренняя структура грабена изучена еще очень слабо. По данным В. И. Колесникова, она сложная и характеризуется напряженной складчатостью. Отличительной особенностью последней является повсеместное развитие разнообразных по форме складок многих порядков, начиная от складок, измеряемых километрами, и кончая микроплочатостью. Подавляющее большинство складок — изоклиналиные, опрокинутые к центру грабена, с углами падения на крыльях 40—70°. В. И. Колесников отмечает, что складки плавно меняют свое простирание, полностью следуя за изменениями простирания зон разломов, ограничивающих грабен, и в плане образуют вытянутую в северо-западном направлении дугу, обращенную выпуклостью на запад. Из этого можно заключить, что они формировались позднее ограничивающих блоков и, по всей вероятности, под влиянием их перемещения и что вряд ли имеются какие-либо основания для выделения этой

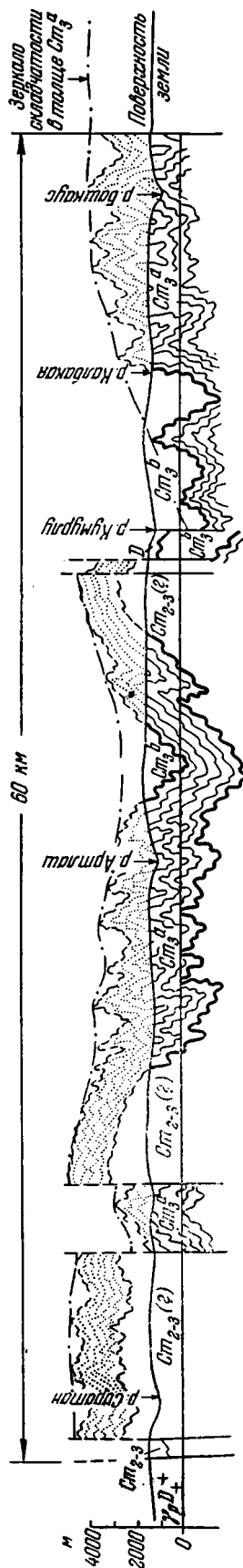


Рис. 46. Структурный профиль Башкаусско-Джулукульского грабен-синклинория

структуры в качестве древнего горста. Скорее всего она одновременна или близка по времени формирования к другим структурам Чулышманской зоны.

Для структур нижнего структурного яруса здесь в целом характерно широкое распространение линейных и изоклинальных складок. Последние чаще всего типичны для складок средних порядков, имеющих размах крыльев от первых сотен метров до первых километров. Более крупные складки обычно менее сжаты, длина их превышает ширину в 2—3 раза, в то время как у складок «средних» порядков это отношение равно как 1 : 6, иногда 1 : 8.

Однако, несмотря на интенсивную дислоцированность, изгибание земной коры в пределах Чулышманской зоны, по-видимому, незначительно. На это указывает малая кривизна зеркала складчатости, соответствующего крупным складкам. Даже в ядре Башкаусско-Джулукульского грабен-синклиория — одной из наиболее прогнутых структур — амплитуда прогибания не превышает мощности одной песчано-сланцевой флишеидной формации и равна 6—8 км, в то время как ширина этой структуры достигает более 60 км (рис. 46).

Второй особенностью строения Чулышманской зоны является параллельность простирания складок в краевых частях зоны простиранию зон разломов, отделяющих ее от более древней Катунско-Абаканской зоны.

Третий важный структурный признак зоны — существование в ее пределах двух структурных направлений: северо-западного, горноалтайского, и восток-северо-восточного, западносааянского. Это было отмечено А. М. Боровиковым (1963), который писал о существовании здесь «тектонической решетки», т. е. структур двух пересекающихся направлений.

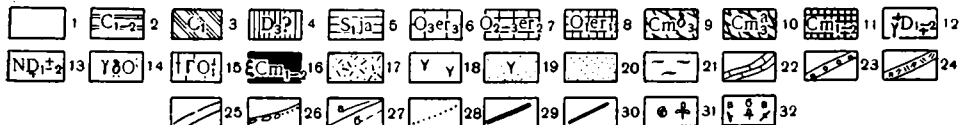
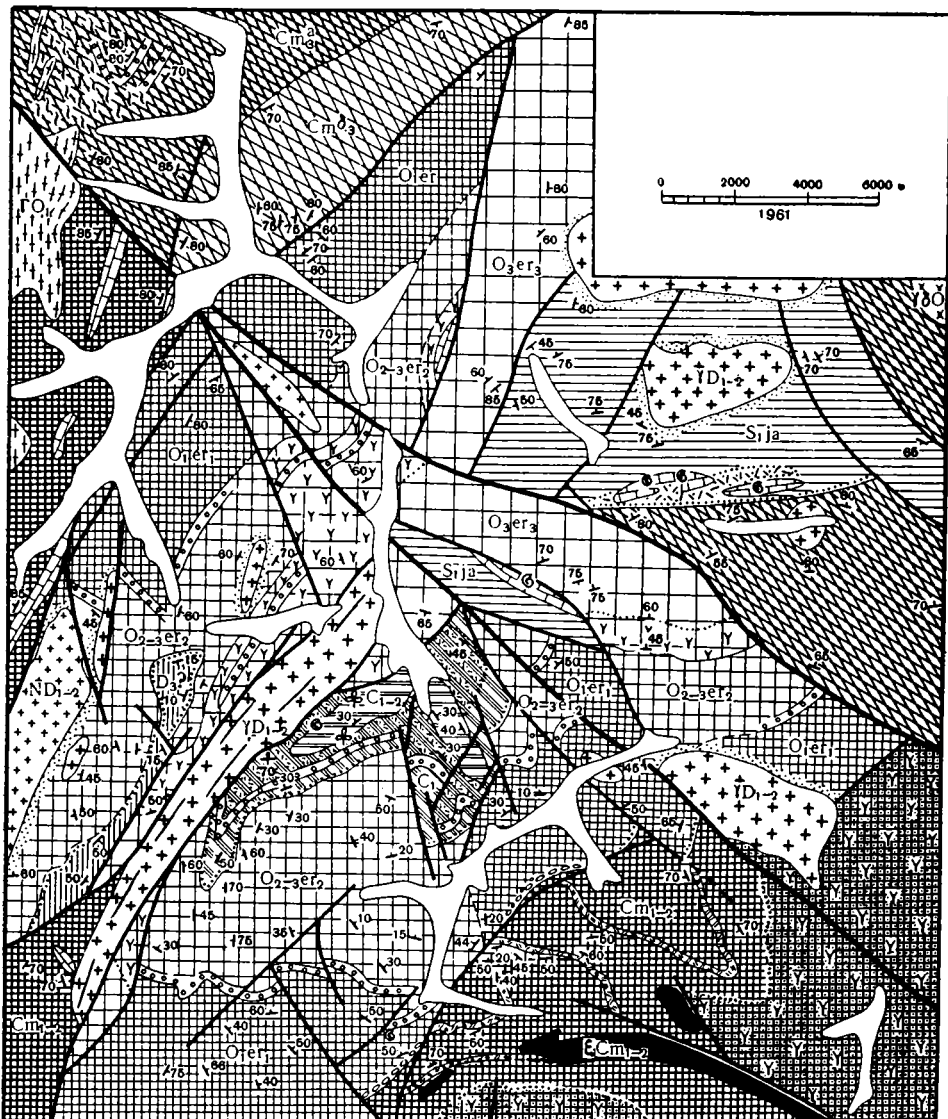
В породах верхнего структурного яруса Чулышманской зоны выделяются две наложенные мульды — Еринатская и Улаганская, а также несколько шовных синклиналей и грабен-синклиналей. Эти структуры занимают только небольшую часть Чулышманской зоны, и, по-видимому, их современные контуры и размеры близки к контурам и размерам исходных прогибов, в которых происходило осадконакопление. Характерно, что обе упомянутые относительно крупные мульды находятся в западной части Чулышманской зоны, где они залегают на структурах Телецкого и Кыганского горстов.

Еринатская и Улаганская мульды выполнены породами орогенных молассовых формаций ордовикского возраста, которые с отчетливым угловым несогласием и базальными конгломератами в основании перекрывают сложно дислоцированные толщи нижнего структурного яруса, относящиеся к нерасчлененным отложениям нижнего и среднего кембрия.

Наиболее детально изучена Еринатская мульда, расположенная в бассейне р. Еринат — верхнего левого притока р. Большой Абакан (рис. 47, 48). Она лежит на границе Чулышманской зоны с Западно-Саянским синклинием, в районе затухания Шалшальского глубинного разлома (это затухание выражено в расщеплении единой узкой зоны разломов на несколько составляющих, простирание которых отклоняется от основной зоны на запад-северо-запад и северо-северо-запад). Кроме того,

Рис. 47. Геологическая карта Еринатской мульды. Составили А. Б. Дергунов и В. С. Шульгина

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — каменноугольная система: 2 — нижний-средний отделы — темно-серые конгломераты, гравелиты, песчаники, углистые алевролиты и сланцы, угли, 3 — нижний отдел — красные, лиловые и серые туфогенные алевролиты, туффиты, пепловые туфы, аркозовые песчаники и гравелиты, конгломераты, известняки, 4 — девонская система, верхний отдел (?) — серовато-лиловые полимитовые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты; 5 — силурийская система, ярышкольская свита — туфы и лавы кислого и среднего состава, песчаники, алевролиты, известняки конгломераты; 6—8 — ордовикская система, еринатская свита: 6 — верхний отдел (верхняя подсвита) — андезитовые и дацитовые порфириды, их туфы, кварцевые порфириды,



диабазы, известняки, серо-лиловые песчаники и алевролиты, 7 — средний—верхний отделы (средняя подсвета) — бордовые, лиловато-серые и серо-зеленые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, серые песчаники, «лундлинги», конгломераты, 8 — нижний — средний отделы (нижняя подсвета), — лиловато-серые и серые песчаники, лиловые алевролиты и глинистые сланцы, конгломераты; 9, 10 — верхний кембрий: 9 — верхняя толща — серо-зеленые хлоритизированные песчаники, алевролиты, лиловые алевролиты, филлиты, 10 — нижняя толща — серо-зеленые хлоритизированные песчаники, алевролиты, сланцы конгломератов, кристаллические сланцы, гнейсы; 11 — нерасчлененные нижний и средний отделы кембрия — туфы кислого и среднего состава, песчаники, алевролиты, известняки, метаморфические сланцы; 12, 13 — ордовикские гранодиориты, адаметиты; 15 — нижне-ордовикские разнгейсованные граниты; 16 — нижне-среднекембрийские гипербазиты; 17 — туфы кислого состава; 18 — лавы разного состава; 19 — туфы и лавы разного состава; 20 — контактовые роговики; 21 — гнейсы и кристаллические сланцы; 22 — известняки; 23 — конгломераты; 24 — маркирующий горизонт черных алевролитов и филлитов; 25 — гнейсоватость гранитов; 26 — границы несогласного залегания и базальные конгломераты; 27 — стратиграфические и интрузивные границы; а — достоверные, б — предполагаемые; 28 — границы литологических разновидностей пород; 29 — линии наиболее крупных разломов; 30 — прочие разломы; 31 — места сборов фауны и флоры; 32 — залегание слоев; а — наклонное, б — опрокинутое, в — вертикальное.

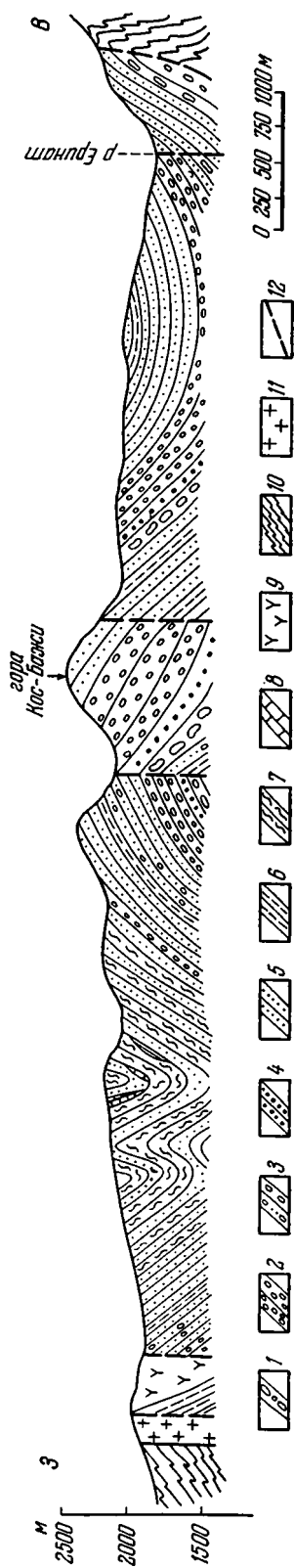


Рис. 48. Разрез через южную часть Еринатской мульды

1—9 — красноватые породы еринатской свиты орловки; 1 — конгломераты, 2 — мелкокаменные кварцевые конгломераты, 3 — пестроцветные конгломераты, 4 — гравелиты, 5 — песчаники, 6 — алевролиты, 7 — зелено-серые пелитовые алевролиты, 8 — известняки, 9 — порфириты и туфы; 10 — метаморфизованные сложенно дислоцированные породы нижне-среднего кембрия; 11 — граниты; 12 — разломы.

в этом же районе северо-западные разломы зоны Шапшальского глубинного разлома смыкаются с разломами северо-северо-восточного простирания, образуя сложную решетку тектонических трещин, возможно, влияющую на формирование структуры самой Еринатской мульды и предопределившую ее местоположение.

Общий контур Еринатской мульды в плане близок к овалу, вытянутому в северо-северо-восточном направлении и имеющему длину 35—40 км, ширину 20—25 км. В этом же направлении происходит ее плавное погружение, осложненное в северо-восточной части несколькими ступенчатыми перемещениями по разломам северо-западного простирания. Есть основания предполагать, что это погружение связано с первичным наклоном дна прогиба, так как в эту сторону происходит смена грубых осадочных пород более тонкими (см. главу «Стратиграфия»).

Границами Еринатской мульды почти со всех сторон служат разломы. Но если на ее западной окраине крутопадающие разломы как бы срезают стратиграфические горизонты, то на юго-восточной границе они являются только своеобразными «межпластовыми подвижками», так как почти совпадают с поверхностью несогласного налегания.

Структурные формы в пределах Еринатской мульды крайне разнообразны. Однако наиболее типичными среди них следует считать широкие корытообразные синклинали, одна из которых расположена в верховьях р. Еринат (рис. 49). Она имеет близкое к изометричному очертание, очень широкое ядро и крылья, падающие под углами 15—40°. В поперечнике синклиналь достигает 3—4 км, длина ее 4—5 км. Такие складки наиболее типичны для юго-восточной части Еринатской мульды. В других частях мульды развиты простые, но сравнительно узкие (до 2 км) складки с относительно крутыми (40—70°) крыльями. Иногда они осложнены мелкими флексурами (рис. 50). Последние особенно характерны для западной



Рис. 49. Пологая брахисинклиналь в еринатской свите ордовика. Левый борт долины р. Еринат

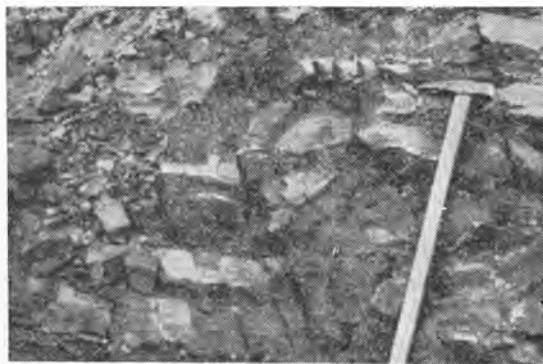


Рис. 50. Флексуобразная складка, осложняющая простирающие полого залегающих слоев еринатской свиты ордовика. Водораздел рек Беркайру и Отес-Су — левых притоков р. Большой Абакан

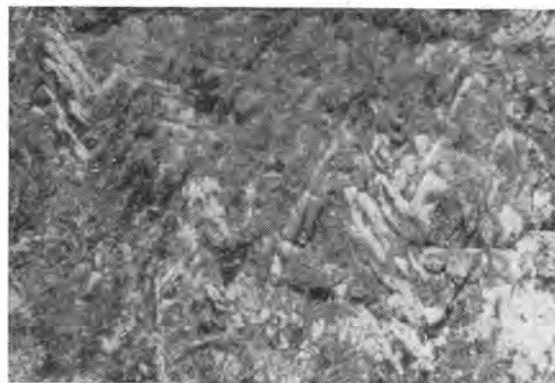


Рис. 51. Интенсивная плойчатость в еринатской свите ордовика в зоне разлома. Левый борт р. Кандаш — правого притока р. Кыга

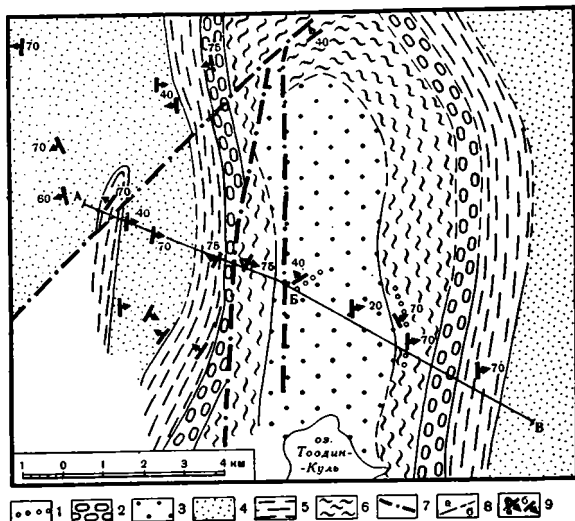


Рис. 52. Схематическая геологическая карта центральной части Улаганской мульды

1—6 — породы еринатской свиты ордовика: 1 — серые конгломераты, 2 — лиловые кремнистые конгломераты, 3 — серые массивные песчаники, 4 — зелено-серые и лиловые песчаники, 5 — серо-зеленые алевролиты, 6 — красцветы; 7 — разломы; 8 — границы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 9 — залегание: а — наклонное, б — опрокинутое. Разрез по линии АББ см. на рис. 53

половины мульды, где имеют восток-северо-восточное простирание, параллельное проходящим здесь разломам. На северной окраине мульды за пределами Чулышманской зоны складки становятся еще более узкими и крутыми. Здесь слои залегают почти вертикально, как и в более древних толщах соседнего Западно-Саянского синклинория. Отличие их состоит лишь в том, что в слоистых толщах Еринатской мульды отсутствует гофрировка и пloyчатость пород. Мелкая гофрировка здесь появляется в исключительных случаях и то только в тонкослоистых песчано-сланцевых пачках, находящихся непосредственно в зонах разломов или вблизи них (рис. 51).

В целом Еринатская мульда является крупной наложенной структурой, внутреннее строение которой связано с движением блоков пород нижнего структурного яруса.

Улаганская мульда расположена также в западной части Чулышманской зоны, в 20—30 км южнее Еринатской мульды и находится в бассейне р. Улаган — правого притока р. Башкауc. Ранее Улаганскую мульду считали девонской. Однако нам удалось показать, что отложения, выполняющие эту мульду, одновозрастны с ордовикскими породами Еринатской мульды, имеют тот же структурный план, и, судя по всем данным, обе эти структуры заложились одновременно в начале ордовика.

Контур Улаганской мульды в плане очень близок к изометричному, хотя ограничивающие разломы делают его угловатым. Размер мульды в поперечнике 30—40 км. В ее северо-западной части, по данным Л. Г. Васютиной и Б. А. Яковлева, породы, выполняющие мульду, с резким угловым несогласием лежат на толщах пород нижнего структурного яруса и дислоцированы в ином плане. Дислоцированность пород в Улаганской мульде не менее напряженная, чем в Еринатской: они почти повсеместно рассланцованы, с падением сланцеватости, близким к вертикальному. В долине р. Улаган в мульде развиты угловатые складки с широкими пологими ядрами и крутыми крыльями, местами имеющими вертикальное и даже опрокинутое залегание: последнее особенно часто наблюдается вблизи многочисленных меридиональных разломов (рис. 52, 53, 54, 55).

В краевых частях Улаганской мульды складчатость еще более напряженная. Наиболее интенсивно она проявилась на севере, в зоне Чулышманского разлома (рис. 56, 58). Здесь, в районе заимки Катуй-Ярык, в обрывах правого борта р. Чулышман, складки с размахом крыльев до 40—50 м опрокинуты на юг от ограничивающего мульду разлома. Вероятно,

они образовались при взбросовом или надвиговом движении по разлому.

Кроме описанных относительно крупных двух мульд, в пределах Чулышманской зоны имеется еще несколько мелких шовных синклиналей и грабен-синклиналей, выполненных породами верхнего структурного яруса. Большая часть их тяготеет к ограничивающим Чулышманскую зону Шапшальскому и Курайскому глубинным разломам (см. рис. 4, 35).

Заложение рассмотренных мелких наложенных структур, в отличие от предыдущих, происходило позднее и в разное время — от девона до юры включительно; они отличаются и более коротким, обычно одним периодом развития. Однако, несмотря на небольшие размеры, а также ярко выраженную пространственную и временную разобщенность, все они выполнены сходными орогенными молассовыми формациями — угленосной или красноцветной.

В характере дислокаций этих структур также много общих черт. В большинстве случаев слои пород в них имеют некрутое ($20-40^\circ$) моноклинальное падение, часто осложненное продольными разломами, разбивающими моноклинали на отдельные узкие чешуи.

Наиболее полно сохранилась от эрозии Беркойринская шовная синклиналь (рис. 57). Она расположена на Абаканском хребте, на водоразделе между реками Еринат и Беркойру — левыми верхними притоками р. Большой Абакан.

Беркойринская синклиналь приурочена непосредственно к месту стыка одной из северо-западных ветвей Шапшальского глубинного разлома с крупным разломом северо-восточного простирания. Оба этих разлома являются соответственно северо-восточной и северо-западной границами Беркойринской синклинали. Характерно, что Беркойринская шовная синклиналь, выполненная каменноугольными отложениями, находится в наиболее погруженной центральной части ордовикской Ери-

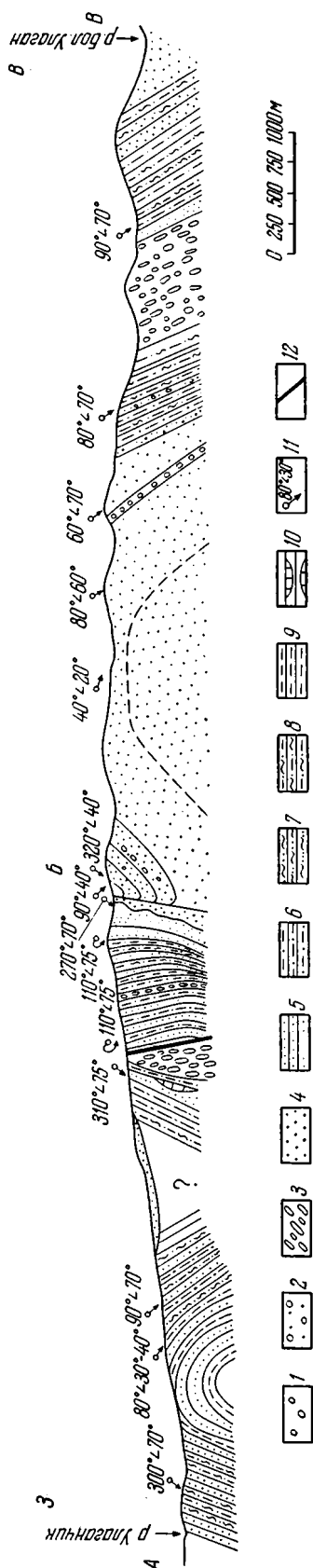


Рис. 53 Геологический разрез еринатской свиты ордовика в центральной части Улаганской мульды

1 — серые конгломераты; 2 — галька в песчанках; 3 — лиловые кремнистые конгломераты; 4 — серые массивные песчаники; 5 — серо-зеленые слоистые песчаники; 6 — алевролиты; 7 — красноцветные песчаники; 8 — аргиллиты; 9 — аргиллиты; 10 — тонкие известняки; 11 — элементы алевролитов; 12 — элементы аргиллитов.

натской мульды, отражая тем самым в какой-то степени унаследованность в развитии этих структур, хотя по времени заложения они различны.

Беркойринская шовная синклираль состоит из двух синклинальных складок северо-восточного и северо-западного простирания, параллельных ветвям ограничивающих разломов. В крыльях складок выходят породы красноцветной терригенно-туфогенной нижекарбоновой формации, в ядрах — породами угленосной ниже-среднекарбоновой (сероцветной) формации. Западная синклинальная складка протягивается на 10 км с юго-запада на северо-восток и имеет асимметричное строение. Восточное крыло ее падает под углами 30—50°, а западное на значительном расстоянии опрокинато взбросом на юго-восток. Восточная синклираль северо-западного простирания близка по форме к брахискладкам. Углы падения пород на ее крыльях колеблются от 10 до 30—40°. Синклираль осложнена несколькими мелкими сбросами.

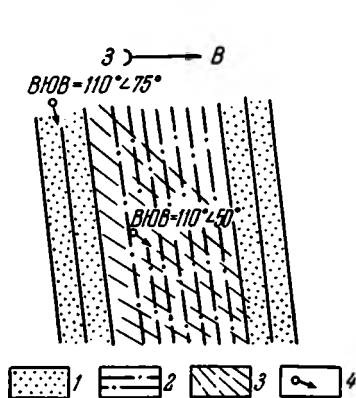


Рис. 54. Соотношение кливажа и слоистости на опрокинутном западном крыле антиклинали, сложенной породами еринатской свиты ордовика (в разрезе). Улаганская мульда. Верховья р. Большой Улаган

1 — зелено-серые песчаники; 2 — лилово-серые алевролиты; 3 — сланцеватость; 4 — направление падения.

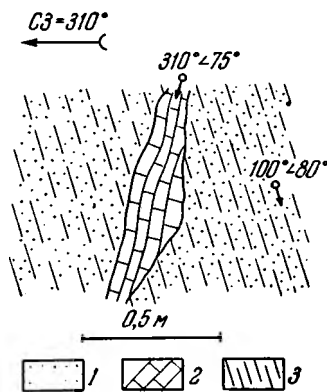


Рис. 55. Соотношение кливажа в песчаниках со слоистостью (которая маркируется небольшой линзой известняков) на неопрокиннутом крыле антиклинали, сложенной породами еринатской свиты ордовика (в разрезе). Улаганская мульда. Верховья р. Большой Улаган

1 — песчаники; 2 — известняки; 3 — кливаж.

Из рассмотрения строения структур верхнего структурного яруса Чулышманской зоны в целом следует, что их отличительной особенностью является крайне неравномерное распределение интенсивности дислокаций по площади. Очень часто одна и та же толща оказывается интенсивно складчатой в одном участке и залегает почти без нарушений —



Рис. 56. Сложная складчатость в еринатской свите ордовика в зоне Чулышманского разлома. Правый берег р. Чулышман

Рис. 57. Геологическая карта района гор. Деве и Коельду-Кыр. Беркойринская шовная синклираль. Составила В. С. Шульгина

1—3 — нижний—средний карбон (C_{1-2}): 1 — серые конгломераты и гравелиты, 2 — серые и черные полимиктовые песчаники с прослоями углистых песчаников и алевролитов, 3 — горизонт песчаников с углистыми сланцами и углями; 4—8 — нижний карбон (C_1): 4 — серовато-лиловые, серые и зеленовато-серые туффиты, пепловые туфы, туфогенные алевролиты (с редкими прослоями песчаников и гравелитов), 5 — кирпично-красные туфогенные алевролиты и тонкозернистые песчаники, 6 — красные аркозовые песчаники, 7 — красные конгломераты и гравелиты, 8 — линзы известняков; 9, 10 — средний—верхний ордовик (O_{2-3}): 9 — лавы и туфы среднего состава; 10 — бордовые и зеленовато-серые песчаники и алевролиты; 11 — граниты; 12 — четвертичные отложения; 13 — граница несогласного налегания; 14 — разломы; 15 — взброс; 16 — места сборов флоры и фауны; 17 — залегание: а — нормальное, б — опрокинутое.

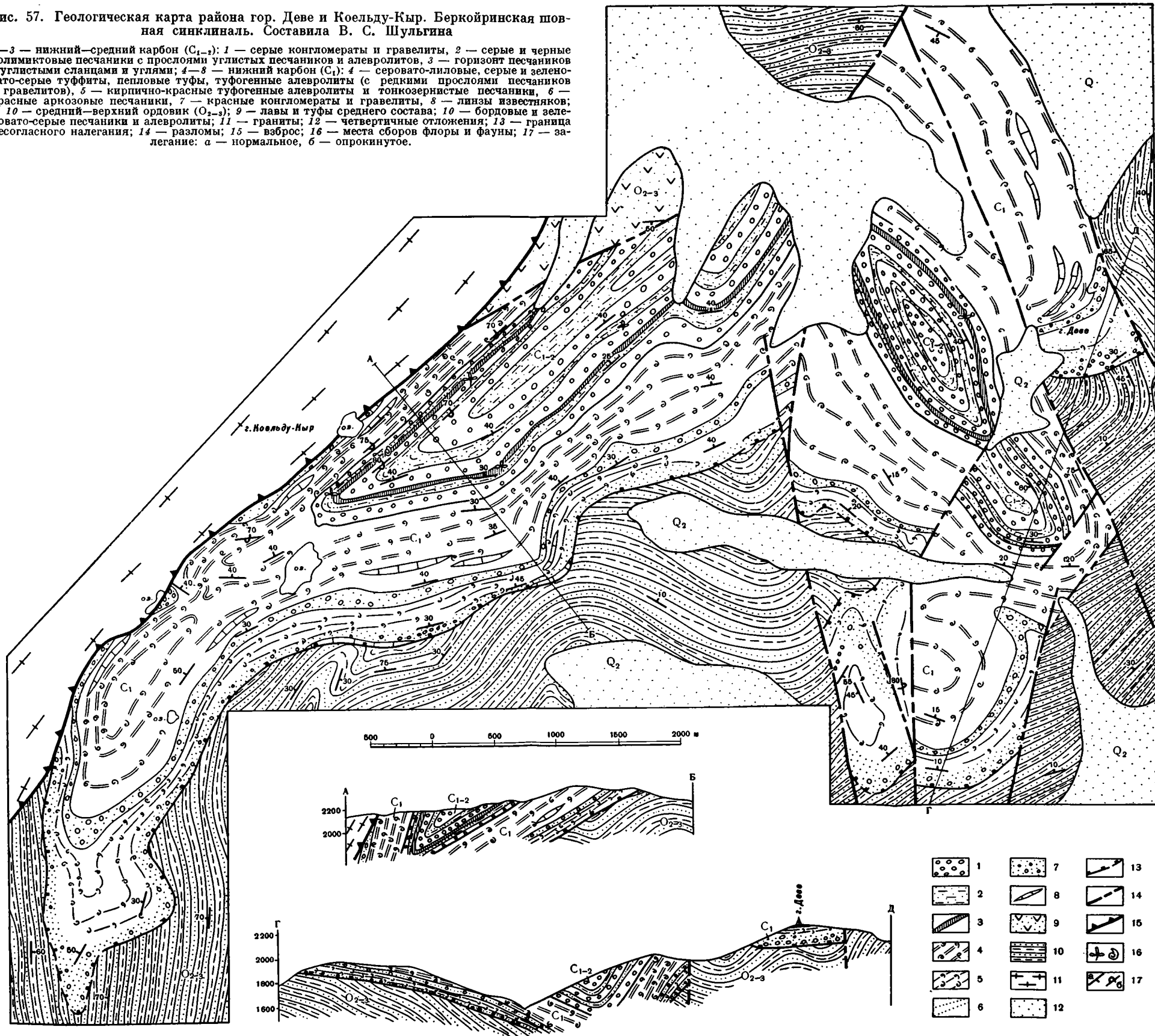
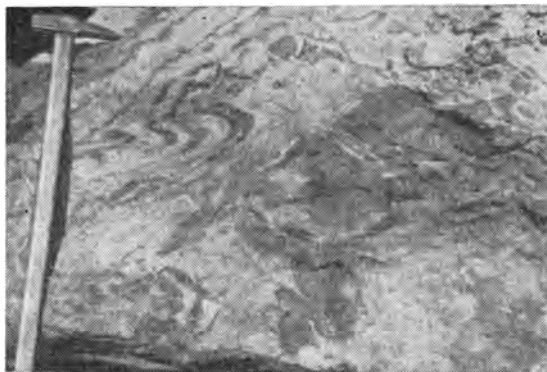


Рис. 58. Мелкие складки в известняках еринатской свиты ордовика в зоне Чулышманского разлома. Правый берег р. Чулышман



в другом. Таково залегание ордовикских пород в Еринатской мульде (см. рис. 48) и карбоновых — в Беркойринской шовной синклинали (см. рис. 57) и т. д.

Однако, несмотря на различную, хотя местами и очень значительную дислоцированность толщ верхнего структурного яруса, они всегда в общем оказываются деформированными слабее по сравнению с толщами пород нижнего яруса, служащими для них фундаментом (см. рис. 40, 47).

Далее следует подчеркнуть, что наиболее распространенными структурными формами верхнего структурного яруса являются брахиформные угловатые, сундучные и другие складки, как известно, весьма характерные для областей глыбовой тектоники и, по-видимому, связанные с дифференцированными движениями отдельных блоков нижнего структурного яруса. Такого же типа перемещения испытали породы верхнего яруса и в зонах разломов, где они разбиты на небольшие узкие блоки.

ХОЛЗУНСКО-ЧУЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИИ

Холзунско-Чуйский антиклинорий по возрасту формирования, возможно, близок к Чулышманской зоне. Он расположен юго-западнее Ануйско-Чуйского синклинория и Баратыльского горста, от которых отделен Чарышско-Теректинским глубинным разломом запад-северо-западного простирания.

В пределы описываемой территории входит небольшая северо-восточная часть этого антиклинория, занимающая бассейн верховьев р. Аргут. По Чарышско-Теректинскому разлому она вместе с Теректинским горстом резко поднята над снежными Ануйско-Чуйским и Юстыдским прогибами. Поэтому К. Л. Волочкович (Волочкович, Леонтьев, 1964) выделил поднятую часть антиклинория под названием Теректинско-Южно-Чуйской шовной антиклинали. По его данным, антиклиналь сложена в основном верхнекембрийскими и нижнеордовикскими породами песчано-сланцевой флишеидной формации, а в пределах Теректинского горста — метаморфическими сланцами зеленосланцевой формации рифея (?). Первые образуют куполообразные антиклинали и брахиформные синклинали с крутыми крыльями. Они слабо удлинены и ориентированы в северо-восточном направлении, причем Чарышско-Теректинский разлом срезает их под острым углом. Метаморфические сланцы Теректинского горста дислоцированы очень сложно и характеризуются складками многих порядков, интенсивной гофрировкой и пloyчатостью. Наложенные мульды и прогибы в Холзунско-Чуйском синклинории расположены за преде-

лами описываемой территории. Наиболее ранние из них выполнены ордовикскими породами орогенных формаций (Волочкович, Леонтьев, 1964).

Общие черты морфологического строения складок и их соотношение с глубинными разломами в пределах Холзунско-Чуйского антиклинория близки к наблюдаемым в Чулышманской зоне.

ЗАПАДНО-САЯНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

В системе хребтов Западного Саяна, от верховьев р. Большой Абакан на западе и до верховьев р. Амыл на востоке, протягивается крупная тектоническая структура — Западно-Саянский синклинорий. Он имеет необычное для Алтае-Саянской области восток-северо-восточное простирание. На западе синклинорий под прямым углом подходит к Шапшальскому разлому северо-западного простирания, отделяющему его от Чулышманской глыбо-складчатой зоны. На всем протяжении Западно-Саянский синклинорий ограничен глубинными разломами: на севере — Северо-Саянским (Кандатским, по Л. П. Зоненшайну, 1963) и на юге — Саяно-Тувинским. В восточной части Западно-Саянский синклинорий постепенно сужается и заканчивается перед «салаиридами» Восточного Саяна.

Строение Западно-Саянского синклинория достаточно подробно изложено в монографии Л. П. Зоненшайна (1953), поэтому здесь рассмотрены только общие черты его структуры. Несколько полнее будет изложено строение западной части синклинория, непосредственно примыкающей к Чулышманской глыбово-складчатой зоне. Описание этой части приведено в основном по материалам автора, В. С. Шульгиной, Ю. Б. Алешко и др.

Западно-Саянской синклинорий является одной из немногих линейных структур, в которых устойчиво сохраняется однообразное простирание, длина его около 500 км, ширина в 3—4 раза меньше. Синклиналиная форма структуры отчетливо вырисовывается на всем протяжении. Также хорошо заметны его западное и восточное центриклинальные замыкания, правда осложненные разломами (особенно на западе, где вдоль Шапшальского глубинного разлома от синклинория в юго-восточном направлении отходит своеобразный «залив»).

Особенности внутренней структуры синклинория позволяют расчленить выполняющие его отложения на два структурных яруса¹. В строении нижнего яруса принимают участие зеленокаменная сланцевая, песчано-сланцевая флишеидная и карбонатно-терригенная геосинклиналиные формации рифейско-силурийского возраста. Верхний ярус сложен породами молассовых формаций орогенного ряда, по возрасту соответствующих интервалу верхний силур — нижний карбон.

Структуры нижнего яруса отличаются высокой напряженностью складчатых деформаций (рис. 59), которая постепенно убывает вверх по разрезу: сжатые изоклинальные складки, осложненные гофрировкой и плоччатостью, свойственные отложениям рифея-кембрия, постепенно сменяются узкими килевидными и затем простыми открытыми, но линейными складками в толщах ордовика и нижнего силура и, наконец, почти изометричными мульдами, характерными для пород верхнего яруса. Однако такая последовательность смены дислокаций по вертикали выдерживается не всюду, так как пространственное распределение деформаций очень неравномерно. Так, Г. М. Владимирский и М. А. Черноморский (1961) описали на левобережье р. Хемчик куполообразные антиклиналы

¹ Л. П. Зоненшайн (1963) примерно в том же понимании употребляет термин «структурный комплекс».

Рис. 59. Пересечение крутопадающих плоско-стей кливажа с более пологой слоистостью в породах горноалтайской свиты на замыкании Изерлинской антиклинали. Верховья р. Изерлы — правого притока р. Малый Абакан



и изометричные пологие синклинали, сложенные толщами верхнего кембрия. В других местах, особенно вблизи крупных разломов, появляются пережатые изоклинальные складки. Однако в целом для структур нижнего яруса Западно-Саянского синклинория, в отличие от других зон все же характерно прежде всего преобладающее развитие линейных складок, имеющих, как правило, однообразное восток-северо-восточное простирание. Многочисленные осложняющие их разрывные нарушения простираются обычно согласно со складками. В местах сгущения разломов нередко образуются чешуйчатые структуры.

Вдоль обоих бортов Западно-Саянского синклинория расположены более узкие, но соизмеримые с синклинорием по протяженности горст-антиклинории: на северо-западе — Джебашский, а на юго-востоке — Куртушибинский. Они совпадают с зонами глубинных разломов, внутри которых наблюдается очень сложная, иногда чешуйчатая структура. По положению и строению горст-антиклинории очень близки к шовным антиклинориям (Херасков, 1948). В пределы рассматриваемой территории входят только западные окончания Джебашского и Куртушибинского горст-антиклинориев.

Верхний структурный ярус в центральной части Западно-Саянского синклинория сложен породами силура и девона, участвующими в строении наложенных мульд, грабенев и грабен-синклиналей.

В пределах рассматриваемой территории находится только западная часть Чулаксинского грабена, в котором наблюдаются простые пологие купола, брахискладки и флексуры, часто переходящие в разломы. В целом структуры верхнего яруса (особенно первого порядка) Западно-Саянского синклинория по сравнению со структурами этого же яруса других зон более удлиненные. В то же время они, как правило, расположены параллельно простиранию синклинория.

Западная часть Западно-Саянского синклинория, непосредственно примыкающая к Чулышманской глыбово-складчатой зоне, относительно поднята и в ней развиты только верхнекембрийские породы. Строение этой части синклинория несколько более сложное. Складки всех порядков теряют здесь восток-северо-восточное простирание и, приспособляясь к ограничивающим глубинным разломам, отклоняются к юго-западу. На расположение складчатых структур здесь влияет также зона Чибитского разлома, прослеживающаяся в виде многочисленных кулисообразных крутопадающих разломов от оз. Итты-Куль на северо-северо-запад до долины р. Быстрой. Складки, подходя к зоне разлома с востока, постепенно поворачивают на северо-запад, а подходя с запада — на юго-восток. Так, Чебаинская синклиналь в зоне Чибитского разлома имеет северо-западное простирание, а юго-восточнее пересекает долину р. Малый Абакан почти в широтном направлении. Протяженность ее до 20 км, размах крыльев около 4 км, а углы их падения 70—85°. В бассейне р. Изерла — правого притока р. Малый Абакан, с ней сопряжена Изерлин-

ская антиклиналь, которая проходит в широтном направлении. Протяженность ее не менее 20 км, а углы падения пород на крыльях 80—85° (см. рис. 35, 59). Подобный структурный рисунок позволяет предполагать, что изменение простирания складок произошло под влиянием правобочных сдвиговых перемещений в зоне Чибитского разлома.

В этом же районе, в 3—4 км восточнее Чибитского разлома, в верховьях р. Левая Кайла проходит разлом другого, запад-северо-западного простирания. У этого разлома плоскость сбрасывателя падает под углами 50—60° на северо-северо-восток.

В крайней западной части Западно-Саянского синклинория, в полосе, непосредственно примыкающей к Чулышманской глыбово-складчатой зоне, находится Коньийско-Бедуйская зона интенсивного метаморфизма, где все породы преобразованы до кристаллических сланцев и гнейсов. Однако характер складок здесь сохраняется прежний. Например, Таштуузукская синклиналь прослеживается от р. Кокши до р. Ташту-Узук. Общая протяженность ее около 30 км. Простирание с запада на восток изменяется от северо-восточного до широтного. Размах крыльев синклинали около 4—5 км, падение пород — близкое к вертикальному. Южнее Таштуузукской синклинали находится сопряженная и соразмерная с ней Кокши-Бедуйская антиклиналь. Еще южнее расположена Катазанская синклиналь, имеющая более сложное строение. Она состоит из двух почти параллельных синклиналей, сопряженных небольшим антиклинальным перегибом. Синклиналь прослеживается в виде открытой к югу дуги от устья р. Арой-Су до водораздела между Первой и Второй Речкой, изменяя северо-восточное простирание оси, как и предыдущие складки, на широтное. В строении западной части складки участвуют метаморфические, а в восточной — слабо метаморфизованные разновозрастные породы верхнего кембрия. Падение пород на крыльях крутое (70—80°). Перечисленные складки расположены в краевой части Коньийско-Бедуйской зоны метаморфизма и частично выходят за ее пределы. Какого-либо изменения строения этих складок при выходе из зоны метаморфизма не установлено. Следовательно, верхнекембрийские отложения по интенсивности и характеру дислокаций, а также структурному плану внутри и за пределами Коньийско-Бедуйской зоны близки друг к другу. Однако внутри этой зоны интенсивнее проявлена сложная гофрировка и плейчатость (см. рис. 45).

Наиболее важными особенностями структуры Западно-Саянского синклинория в целом Л. П. Зоненшайн считает линейность, выраженную в параллельности структур всех порядков боковым границам синклинория, сжатость складок и, наконец, их развернутость. Последняя особенность выразилась в наклонном по направлению к оси синклинория положении осевых поверхностей складок и параллельных им разломов. Кроме того, крутопадающие разломы северо-западного простирания являются правобочными, а северо-северо-восточного — левобочными сдвигами. Все эти особенности, по мнению Л. П. Зоненшайна, указывают на то, что формирование структуры Западно-Саянского синклинория произошло под действием двустороннего тангенциального сжатия в субмеридиональном (северо-северо-западном) направлении.

В западной части синклинория закономерного опрокидывания структур не установлено, но расположение разломов и характер движений по ним отвечают такой же ориентировке тангенциальных напряжений.

АНУЙСКО-ЧУЙСКИЙ СИНКЛИНОРИИ

В Алтае-Саянской области Ануйско-Чуйский синклинорий известен как структура, сформированная наиболее поздно. Большинство исследователей (Кузнецов, 1952, 1954, 1963; Белостоцкий, Зоненшайн и др.,

1959; Зайцев, 1963 а, б, и др.) считают, что структура синклинория сложилась к среднему карбону и относят его к герцинским сооружениям. Однако некоторые геологи включают его в число каледонид, показывая уже девонские структуры в виде наложенных мульд (Унксов, 1958). По мнению автора, окончательное решение этого вопроса в настоящее время еще невозможно, тем более, что тектоническому строению Ануйско-Чуйского синклинория пока не посвящено ни одного исследования. В то же время отдельные стороны его строения рассматривались во многих работах (Белостоцкий, 1956; Тихонов, 1956; Гинцингер, 1962; Зайцев, 1963а, б; Волков, 1965 и др.).

Ануйско-Чуйский синклинорий имеет типичное для горноалтайских структур северо-западное простирание. Он проходит от верховьев р. Аргут на юго-восток через весь Горный Алтай до р. Ануй на северо-западе. Как и описанные выше структуры, синклинорий с обеих сторон ограничен глубинными разломами: Сарасинско-Курайский разлом отделяет его от Катунско-Абаканской зоны на северо-востоке, а Чарышско-Теректинский — от Холзунско-Чуйского антиклинория на юго-западе. Несмотря на общий линейный характер синклинория, контуры его несколько более сложные, чем Западно-Саянского. В районе кожного погружения Катунского горст-антиклинория Сарасинско-Курайский разлом расщепляется на несколько кулисообразно расположенных разломов, в результате чего образуется сложное сочетание частных структур этого горст-антиклинория и Ануйско-Чуйского синклинория (см. рис. 4). Кроме того, от этого участка в глубь Ануйско-Чуйского синклинория в меридиональном направлении проходит Онгудайское поднятие, которое делит синклинорий на северо-западную, ануйскую, и юго-восточную, Чуйскую, части (из них только последняя входит в пределы описываемой территории).

Интересно отметить, что с Онгудайским поднятием совпадают многочисленные выходы на поверхность массивов гранодиорит-тоналитового комплекса.

Рассматриваемая юго-восточная, чуйская, часть синклинория представляет собой широкий асимметричный прогиб, который полого погружается с северо-запада на юго-восток, где резко обрывается разломами, отделяющими его от Кадринского и Баратальского горстов. Как отмечено выше, уступы, соответствующие этим разломам, по всей вероятности, служили крутыми бортами прогиба еще в ордовике и силуре. Более того, изменение ордовикских и силурийских отложений при прослеживании от бортов к центру прогиба показывает, что он является консолидационной структурой.

Выделение в Ануйско-Чуйском синклинории нижнего геосинклинального и верхнего орогенного структурных ярусов может быть проведено только условно, так как они оказываются неравнозначными для северо-западной и юго-восточной частей синклинория.

Известно, что на северо-западе разрез палеозойских отложений продолжается без значительных перерывов до нижнего карбона включительно, причем он состоит главным образом из мощных морских сероцветных отложений (Гинцингер, 1959 и др.). На юго-востоке, в чуйской части синклинория, начиная с нижнего девона, характер формаций резко изменяется: образуются красноцветные молассовидные, часто наземные вулканогенные, в том числе порфировая и другие формации, очень близкие к одно-возрастным орогенным формациям соседних каледонских структур (Зоненшайн, 1963; Моссаковский, 1963а, б; Благодрагов, 1964). Кроме того, здесь девонские структуры, по-видимому, отделены от более древних структурных несогласием. Однако по интенсивности дислокаций и мощности девонские толщи рассматриваемой части синклинория мало отличаются от подстилающих геосинклинальных отложений. Отсюда следует, что выделяемые для удобства описания строения Ануйско-Чуйского

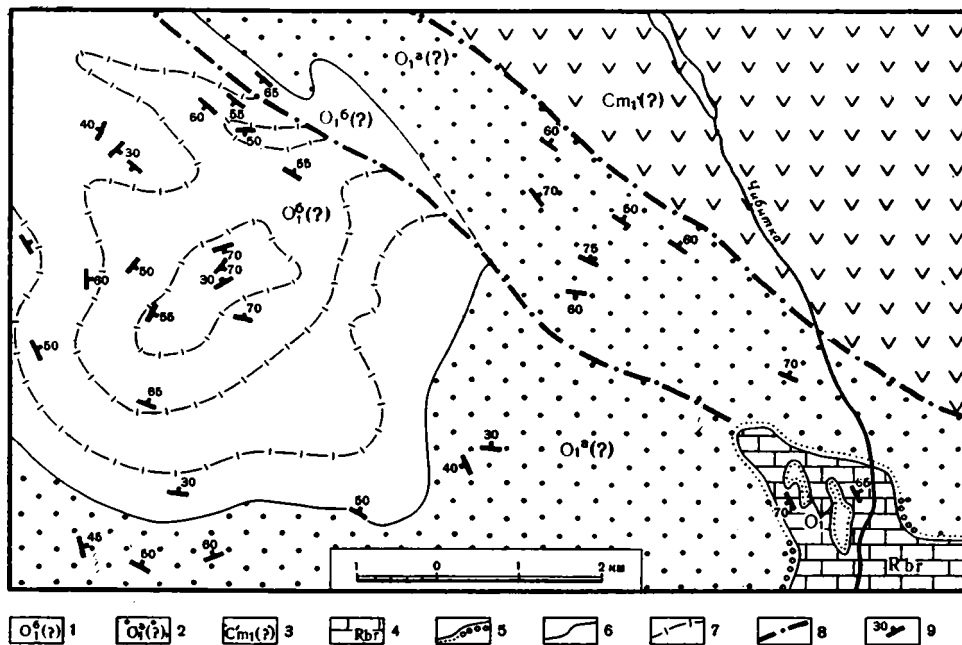


Рис. 60. Линейные и брахиформные складки в нижнеордовикских (?) отложениях юго-восточной части Ануйско-Чуйского синклинория (район оз. Чейбекколь). По материалам А. Т. Мельника

1 — верхняя толща нижнеордовикских отложений; 2 — нижняя толща нижнеордовикских отложений; 3 — нижнекембрийские отложения; 4 — рифейские отложения (баратальская свита); 5 — граница несогласного залегания в конгломератах в основании; 6 — граница согласного залегания; 7 — линии простирания; 8 — линии тектонического контакта; 9 — элементы залегания.

синклинория структурные ярусы имеют здесь несколько иное значение, чем в других структурах, и в настоящее время еще нельзя сказать, в какой мере они соответствуют геосинклиналильному и орогенному этапам.

В строении нижнего структурного яруса принимают участие верхнекембрийские, ордовикские и силурийские породы, которые характеризуются очень напряженной дислоцированностью. В пределах Онгудайского поднятия верхнекембрийские породы смяты в узкие линейные складки с крутыми (70—80°) крыльями. Длина их достигает 15—20 км и превосходит ширину в 5—8 раз. Причем здесь развиты складки многих порядков.

Юго-восточнее, в наиболее прогнутой части синклинория, по данным В. И. Тихонова и Ю. Б. Алешко, широкое распространение имеют узкие линейные складки, сложенные породами ордовика и силура. Они мало отличаются от складок Онгудайского поднятия, но здесь их строение осложнено складками только одного порядка, которые имеют длину до первых километров, а размах крыльев до первых сотен метров.

Несколько иной характер (по материалам, полученным А. Т. Мельником в 1964 г.) имеют складки в породах нижнего (?) ордовика, расположенные в краевой части синклинория, непосредственно около Кадринского горста (рис. 60). Здесь узкие линейные складки, развитые в зоне разлома, к юго-западу от него быстро сменяются пологими изометричными складками. Еще далее на запад, к ядру синклинория они, постепенно осложняясь, снова становятся крутыми и линейными. Вероятно, пологие складки отражают влияние подстилающих блоков древних пород.

Все складки нижнего структурного этажа изменяют свое простирание в соответствии с бортами описываемой чуйской части Ануйско-Чуйского

синклинория. У северо-восточного борта они простираются в северо-западном направлении, южнее становятся меридиональными и резко поворачивают на запад-северо-запад в районе юго-восточного центриклинального замыкания синклинория.

Как было отмечено В. И. Тихоновым (1956), структуры, сложенные девонскими породами и относящиеся к верхнему структурному этажу, тяготеют к бортовым частям синклинория и его центриклинальному замыканию, т. е. непосредственно к контактам синклинория с соседними тектоническими зонами. К ним относятся Бельгебашский грабен и Аргутско-Шавлинская мульда, в пределах которых породы дислоцированы очень неравномерно. Крутые линейные складки с углами падения на крыльях до 60—70°, развитые вблизи разломов, сменяются в удалении от них пологими брахиформными структурами. Мелкая складчатость для этих структур не характерна.

Сравнивая складки Ануэйско-Чуйского и Западно-Саянского синклинориев, можно заметить, что в первой структуре как в нижнем, так и в верхнем структурных этажах они несколько более сложные, вероятно, в связи с большей длительностью его формирования.

РАЗЛОМЫ

Разломы играют очень важную роль в строении зоны сочленения палеозойских структур Горного Алтая и Западного Саяна. Они делятся на три группы: глубинные, региональные и мелкие разломы. Глубинные разломы разделяют крупные тектонические структуры отличающиеся друг от друга строением и развитием и, кроме того, сами являются особыми структурно-фациальными зонами специфического развития. Региональные разломы делят тектонические структуры на отдельные части (структуры, блоки), различающиеся главным образом морфологическими особенностями, и часто влияют на размещение некоторых интрузивных тел. Многочисленные мелкие разломы осложняют строение отдельных складок и бывают отчетливо выражены уступами в современном рельефе.

Особенно большое значение разломы имеют в Чулышманской зоне, расположенной в центре рассматриваемой территории и, таким образом, занимающей узловое положение между северо-западными, горноалтайскими, и восток-северо-восточными, западносаянскими, структурами. В ее пределах широко представлены все перечисленные выше типы разломов. Следует отметить, что здесь разломы не только разделяют отдельные структурные элементы, но и контролируют расположение локальных зон прогрессивного метаморфизма, которые очень характерны именно для Чулышманской зоны.

Глубинные разломы. Эти разломы очень типичны для зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном. В ее пределах они имеют разные простирания: Сарасинско-Курайский и Шапшальский разломы — северо-западное, Кузнецко-Алтайский — меридиональное, Северо-Саянский и Саяно-Тувинский — восток-северо-восточное. Почти все эти разломы известны давно (Кузнецов, 1952, 1954, 1963), и только Шапшальский разлом как глубинный выделен в последние годы (Дергунов, 1962).

Наибольшее значение в строении зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном имеют Сарасинско-Курайский, Кузнецко-Алтайский и Шапшальский разломы.

Сарасинско-Курайский глубинный разлом прослеживается в виде зоны субпараллельных и кулисообразно расположенных разрывных нарушений от р. Сарасы на северо-западе до Курайского хребта и, вероятно, уходит далее на юго-восток, в пределы Монголии. Он является крупнейшей структурной линией северо-западного простирания, длина

которой только в пределах Советского Союза достигает 500 км. На всем протяжении разлома северо-восточное крыло его поднято относительно юго-западного, причем уступ, соответствующий разлому, видимо, существовал еще в нижнем ордовике. Так, по данным Ю. Б. Алешко, А. Ф. Белоусова и В. И. Тихонова, в бассейне рек Сумульта и Чибит вдоль разлома, являющегося здесь северо-восточной границей Ануйско-Чуйского синклинория, широко развиты нижеордовикские конгломераты, содержащие главным образом местный материал, быстро исчезающий при удалении от зоны разлома к ядру синклинория.

В юго-восточной части Сарасинско-Курайский разлом расщепляется на несколько ветвей, которые веерообразно расходятся от западной окраины Курайского хребта в юго-юго-восточном, юго-восточном и восток-юго-восточном направлениях. Здесь ветви этого разлома ограничивают Баратальский горст и осложняют его внутреннее строение. Юго-восточнее Баратальского горста к разветвленной юго-восточной части Сарасинско-Курайского разлома приурочен Юстыдский наложенный прогиб.

Сарасинско-Курайский глубинный разлом, как установлено В. А. Кузнецовым (1952), возник давно и развивался очень длительно. Уже в начале кембрия в зоне Сарасинско-Курайского глубинного разлома образовалась диабазовая формация и произошло внедрение гипербазитов; в среднем-верхнем кембрии разлом контролировал формирование габбро-плаггиогранитного интрузивного комплекса, в ордовике — прогрессивный метаморфизм Курайской зоны. Позднее, в девоне, к зоне глубинного разлома было приурочено образование наложенных прогибов, а в карбоне — шовных грабен-синклиналей. Заметно проявляет себя Сарасинско-Курайский глубинный разлом и в мезо-кайнозойе, ограничивая межгорные впадины этого времени (Девяткин, 1965). В современном рельефе отдельные ветви Сарасинско-Курайского разлома резко выражены ступенчатым строением южного склона Курайского хребта.

Морфологически Сарасинско-Курайский глубинный разлом представлен серией разрывных нарушений, преимущественно северо-западного простирания, локализующихся в виде зоны шириной до 15—20 км. Эти нарушения очень отчетливо видны вдоль Курайского хребта. В подавляющем большинстве случаев это крутопадающие нарушения с большой (до 5 км) амплитудой вертикального перемещения, сопровождающиеся образованием зон дробления, ожелезнения и осветления пород, достигающих в отдельных случаях 300—400 м ширины. Кроме крутопадающих, отмечаются и пологие нарушения типа надвигов, как, например, Чаган-Узунский надвиг, по которому манжеровская свита основания палеозоя надвинута на образования верхнего девона, а также чешуйчатый надвиг нижнепалеозойских пород на более молодые, в том числе четвертичные отложения, проходящий по южному склону Курайского хребта (Девяткин, 1965). Оба надвига имеют субширотное простирание. Плоскости сместителей этих нарушений полого, под углами 25—35°, падают на север. Такое же северное падение и широтное простирание имеет пологий (30—40°) разлом, ограничивающий с юга Берг-Озекскую грабен-синклиналь, но плоскость сместителя этого нарушения быстро становится вертикальной в восточной части грабен-синклинали, где простирание ее меняется на северо-западное.

Кузнецко-Алтайский глубинный разлом (Кузнецов, 1954; Зайцев, 1963а, б) состоит из двух частей, имеющих меридиональное простирание и соединенных в районе Камгинского грабена юго-западным окончанием Северо-Саянского разлома. И. И. Белостоцкий (1956) и В. А. Кузнецов (1963) называют южную часть разлома, являющуюся западной границей Чулышманской зоны, Чокракским разломом. Он протягивается от северного окончания Телецкого озера до р. Кубадру, где подходит к Сарасинско-Курайскому разлому под острым углом. Восточное крыло Чок-

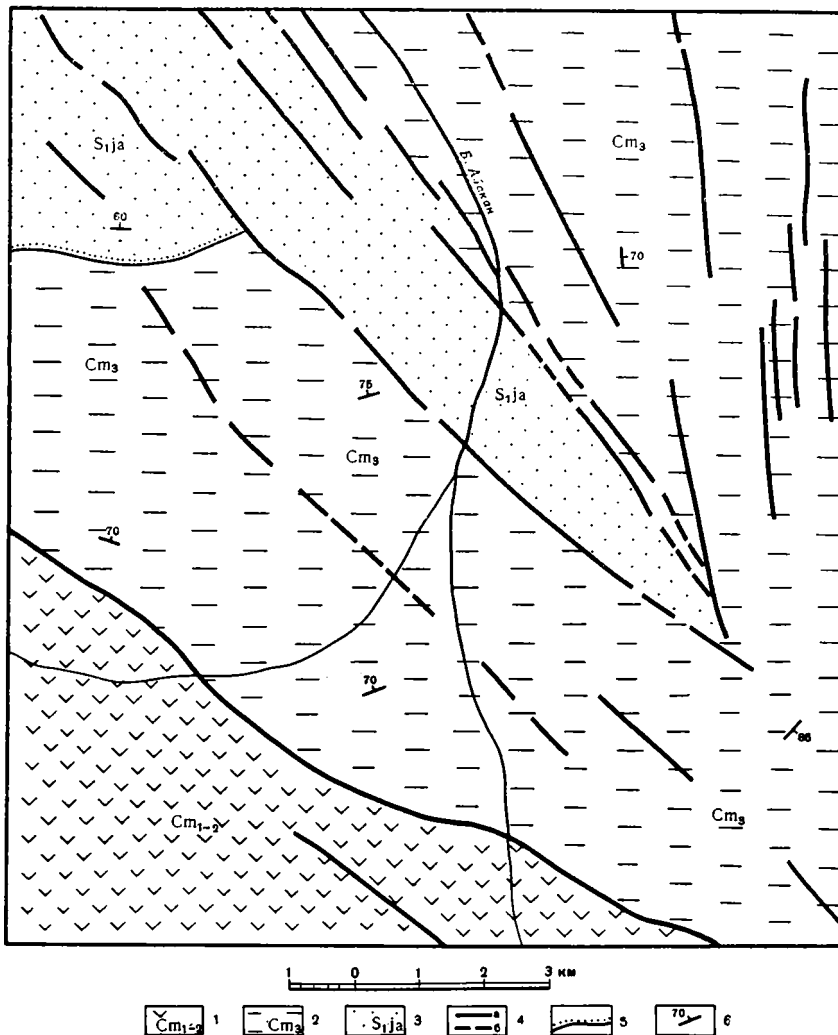


Рис. 61. Схема геологического строения участка в верховьях р. Большой Абакан. Постепенное изменение простирания разломов от северо-западного на юго-западе до меридионального на северо-востоке

1 — ниже-среднекембрийские нерасчлененные отложения; 2 — верхнекембрийские отложения; 3 — силурийские отложения (ярышкольская свита); 4 — разломы: а — прослеженные в обнажениях и по аэрофотоснимкам, б — предполагаемые; 5 — несогласное залегание; 6 — направления и углы падения пластов.

рацкого разлома поднято относительно западного (в этом выражено его сходство по характеру движений с Курайским разломом).

В палеозое Чокракский разлом, как и Курайский, контролировал эффузивную и интрузивную деятельность и формирование верхнепалеозойских шовных грабен. Более поздние движения по Чокракскому разлому, вероятно, были ослабленными, вследствие чего он почти не выражен в современном рельефе. Л. Г. Васютина и Б. А. Яковлев отмечают существование в зоне Чокракского разлома меридиональных разрывных нарушений, представленных на поверхности полосами милонитов, наполненными дроблеными, ожелезненными, окварцованными и карбонизированными породами. Ширина зоны Чокракского разлома достигает нескольких сотен метров.

Шапшальский глубинный разлом имеет северо-западное простирание и отделяет Чулышманскую зону от расположенных восточнее Западно-Саянского синклиория и Тувинского прогиба, которые подходят к нему почти под прямым углом. Шапшальский разлом прослеживается почти на 300 км от верховьев р. Большой Абакан вдоль Шапшальского хребта и далее на юго-восток уходит в пределы Монголии. Таким образом, этот разлом является линейной, однообразно ориентированной зоной очень большой протяженности.

В средней части, в пределах Шапшальского хребта, ширина этой зоны невелика (до 4—6 км), причем составляющие ее разрывные нарушения расположены здесь параллельно и кулисообразно относительно друг друга. На поверхности они прослеживаются в виде полосы дробленых милонитизированных и ожелезненных пород. Т. С. Гостева отмечает, что по этим нарушениям происходили горизонтальные и вертикальные перемещения, причем в современной структуре относительно поднято восточное крыло.

Северо-западная часть Шапшальского разлома представлена серией разрывных нарушений, веерообразно расходящихся от района верховьев рек Чульча и Большой Абакан в западном, северо-западном и северном направлениях (рис. 61). Именно здесь находится Еринатская наложенная мульда, которая занимает территорию между расходящимися ветвями Шапшальского разлома. Северо-западнее, за пределами мульды, прослеживаются уже только незначительные нарушения северо-западного простирания, но и они быстро затухают в пределах Кюнойско-Бедуйской зоны метаморфизма.

Здесь, как и в других частях Шапшальского глубинного разлома, отдельные ветви его выражены полосами брекчированных ожелезненных пород с признаками окварцевания, карбонатизации, а также проявлений медного, железного и других типов оруденения. Ширина некоторых полос дробленых и ожелезненных пород достигают 200—300 м. Горизонтальных перемещений в северо-западной части Шапшальского разлома не установлено, а амплитуда вертикальных движений составляет 4—5 км.

Существование Шапшальского глубинного разлома, так же как описанных выше Сарасинско-Курайского и Кузнецко-Алтайского (Чокракского), отразилось на самых ранних доступных изучению этапах геологической истории. К зоне Шапшальского глубинного разлома приурочены многочисленные массивы гипербазитов, линейная форма которых четко согласуется с простиранием отдельных ветвей этого разлома. Однако, в отличие от первых двух глубинных разломов, зона Шапшальского разлома в кембрии не представляла собой зону образования и размещения спилит-диабазовых вулканических и габбро-плагιοгранитных интрузивных комплексов. Между тем, уже нижнеордовикский интрузивно-метаморфический комплекс отчетливо тяготеет к северо-восточному крылу рассматриваемого разлома, образуя почти непрерывную полосу метаморфических пород на всем его протяжении. Несомненно, что Шапшальский разлом контролировал образование в верхнем ордовике эффузивных пород, а в силуре — рифовой известняково-вулканогенной формаций. Вулканические образования ордовикского и силурийского возраста в других районах Горного Алтая и Западного Саяна почти отсутствуют.

Взаимосвязь Шапшальского гранитного верхнесилурийско-нижнедевонского батолита с Шапшальским глубинным разломом рассмотрена в главе «Интрузивные комплексы». К изложенному остается только добавить, что расположение этого плутона на стыке двух различно ориентированных глубинных разломов — Шапшальского (северо-западного) и Саяно-Тувинского (северо-восточного) — по-видимому, не случайно.



Рис. 62. Седловина и уступ в рельефе, соответствующие одному из разломов зоны Шапшальского глубинного разлома. Верховья р. Большой Абакан

Именно в таком месте могла возникнуть необходимая для образования гранитного батолита зона повышенной проницаемости (Кузнецов, 1964).

Подобно линзообразным телам кембрийских гипербазитов, узкие шовные грабены и грабен-синклинали, выполненные породами угленосных формаций каменноугольной и юрской систем, маркируют Шапшальский разлом по всей его длине. Характерно, что на участке Шапшальского хребта, где составляющие Шапшальскую зону разломы параллельны, сближены и, по данным Т. С. Гостевой, имеют сдвиговый характер, грабены очень узкие (до 1—1,5 км) и образуют полосу длиной около 30 км. В местах разветвления Шапшальского разлома, как, например, на его западном окончании, на водоразделе рек Кыга и Еринат, где установлены только вертикальные смещения, расположена более широкая Беркойринская шовная грабен-синклиналь. Путем реконструкции нетрудно показать, что она образовалась на месте первоначально почти изометричного прогиба.

Многие ветви Шапшальского глубинного разлома отчетливо выражены в современном рельефе седловинами на водоразделах и уступами на склонах хребтов (рис. 62, 63). Описываемый глубинный разлом хорошо прослеживается и по геофизическим данным — на всем протяжении ему соответствует положительная магнитная аномалия, имеющая в плане форму узкой прямолинейной полосы. Эта аномалия постепенно, но быстро затухает одновременно с затуханием разлома на северо-западе; на юго-восток она, по-видимому, уходит в пределы Монголии.

Региональные разломы. В пределах каждой тектонической зоны значительно распространены крупные разломы, не имеющие четкой пространственной связи с глубинными разломами и, по-видимому, являющиеся самостоятельными. В отличие от глубинных разломов они расположены в средних частях тектонических зон и не выходят за их пределы, имея, таким образом, местное, региональное, значение. Чаще всего их роль сводится к разделению этих зон на структуры первого порядка — горст-антиклинории, горсты, грабен-синклинории и грабены.

Протяженность региональных разломов ограничивается обычно несколькими десятками километров, а ширина соответствующих им на поверхности полос дробленых и ожелезненных пород — несколькими де-



Рис. 63. Седловина, соответствующая меридиональной ветви Оэнсукского разлома. Водораздел рек Кубул и Арай-Су — левых притоков р. Большой Абакан

сятками, редко сотнями метров. В большинстве случаев по этим разломам легко устанавливаются вертикальные движения по крутопадающим плоскостям с амплитудой до 1—2 км. Но иногда проявляются и горизонтальные перемещения типа сдвигов и крутых надвигов, как, например, по разлому в верховьях р. Башкаус (Пожариский, 1963).

Наибольшее значение региональные разломы имеют в Чулышманской зоне. Здесь они простираются в северо-западном и восток-северо-восточном направлениях, разделяя зону на крупные горсты и грабены. Очень крупным региональным разломом в Чулышманской зоне является Чулышманский разлом, прослеживающийся в северо-западном направлении от истоков р. Чулышман более чем на 100—120 км. Он состоит из двух почти равных по длине частей; северо-западная его часть отделяет Телецкий горст от Чульчинского грабена, а юго-восточная проходит между западной, Башкаусской, и восточной, Джулукульской, частями Башкаусско-Джулукульского грабен-синклинория. Амплитуда вертикального перемещения по Чулышманскому разлому, вероятно, невелика, так как он разделяет одинаковые или близкие по возрасту толщи. На отдельных участках разлом сопровождается небольшими опрокинутыми складками, которые дают возможность предположить, что северо-восточное крыло разлома надвинуто на юго-западное. Чулышманский разлом контролирует размещение интрузивных массивов ордовикского возраста, а также зон прогрессивного метаморфизма, приуроченных к его северо-восточному крылу. Ветви разлома являются северо-восточной границей Улаганской мульды. В современном рельефе разлом выражен многочисленными уступами и седловинами. Кроме того, В. И. Колесников отмечает, что ледниковые отложения четвертичного возраста смещены по разлому на левом борту долины р. Чулышман на 100 м по вертикали. Следовательно, можно думать, что он является длительно живущей структурой.

Юго-западнее Чулышманского разлома параллельно ему проходят еще два разлома значительно меньшей протяженности, которые интересны тем, что пересекают небольшие складки и смещают их на 1—2 км в горизонтальном направлении, образуя перемещения типа левобокowego сдвига. И. Ф. Пожариский (1963) считает, что в этом районе разломы вообще имеют характер левобокowych сдвигов. Однако, рассматривая сочетания

складок с Чибитским разломом в верховьях р. Малый Абакан, можно прийти к выводу о правобоковом характере смещения. Вполне возможно, что в рассматриваемом сложнодислоцированном районе разломы северо-западного простирания характеризуются сдвиговыми перемещениями обоих направлений, причем какое из них доминирует, пока сказать трудно.

Региональные разломы северо-восточного простирания в Чулышманской зоне развиты слабее северо-западных. Относительно крупный разлом восток-северо-восточного простирания отделяет Телецкий горст и Чульчинский грабен от расположенного южнее Башкаусско-Джулукульского грабен-синклинория. Описываемый разлом, несмотря на небольшие размеры, контролирует расположение нескольких мелких гипербазитовых массивов на водоразделе между реками Малый Улаган и Атурколь — правыми притоками р. Башкаус.

Мелкие разрывные нарушения имеют большое развитие в Чулышманской зоне, где они лучше изучены. Эти нарушения обычно осложняют здесь строение отдельных складок. Простирание их преимущественно северо-восточное, чаще всего совпадающее с простиранием складок. Например, в ядре Башкаусско-Джулукульского грабен-синклинория проходит разлом, простирание которого меняется вместе с изменением простирания складок от почти широтного на западе до северо-восточного на востоке. Кандашский разлом пересекает северную часть Еринатской мульды в северо-северо-восточном направлении. Северо-западное крыло разлома, сложенное девонскими гранитами, взброшено по крутой плоскости, падающей на северо-запад, в результате чего каменноугольные породы юго-восточного крыла опрокинуты на юго-восток (см. рис. 58).

Мелкие разломы широко распространены также и в соседних тектонических зонах, причем в Ануйско-Чуйском синклинории они имеют преимущественно северо-северо-западное, а в Западно-Саянском синклинории — восток-северо-восточное, совпадающее с простиранием наиболее распространенных в этих структурах складок.

Только в западной части Западно-Саянского синклинория, непосредственно примыкающей к зоне Шапшальского глубинного разлома, широко представлены северо-западные разломы, идущие параллельно ему или слабо отклоняющиеся к востоку.

Характерно, что все эти разломы, хотя и не имеют значительных смещений, но очень часто сопровождаются мощными зонами дробления, интенсивного ожелезнения, окварцевания, карбонатизации и другими признаками гидротермального воздействия. Так, например, Чибитский разлом, проходящий в истоках р. Малый Абакан, на поверхности проявляется в виде широкой (до 0,5 км) полосы дробленных и ожелезненных пород, местами — с мощными линзами сидеритов.

Заканчивая описание разломов, необходимо подчеркнуть некоторые важные особенности их строения. Глубинные разломы отличаются в первую очередь отчетливо выраженной прямолинейностью и очень большой протяженностью, нередко достигающей нескольких сотен километров. Это качество приобретает особенное значение, если учесть, что все перечисленные глубинные разломы являются структурами древнейшего заложения, сохранившими свое положение от нижнего кембрия до настоящего времени, т. е. на всем протяжении геологической истории. Эта особенность полностью отвечает характеристике глубинных разломов, данной А. В. Пейве, который подчеркнул, что «... глубинные разломы, с направлением которых связаны простирания всех других тектонических элементов, являются самыми консервативными и устойчивыми структурами, которые сохраняются от одного периода к другому» (Пейве, 1956б, стр. 12).

Другой особенностью строения устойчиво прямолинейных и длительно развивавшихся глубинных разломов является ограниченное число преобладающих направлений их простирания: северо-западного, восток-северо-восточного и меридионального, причем первые два распространены наиболее широко, а последнее — наименее. Однако в конкретных структурах, входящих в зону сочленения, как правило, преобладают разломы одного из перечисленных направлений. Даже в центральной части рассматриваемой территории, в Чулышманской зоне, северо-западным разломам принадлежит доминирующая роль. Западнее Чулышманской зоны, в Горном Алтае, почти все разломы имеют северо-западное простирание. Восточнее нее, в Западном Саяне и Туве, преобладают разломы восток-северо-восточного простирания. Севернее, в Кузнецком Алатау, ведущее значение имеют меридиональные разломы, из которых в зону сочленения входит южная часть Кузнецко-Алтайского глубинного разлома (Чокракский разлом). Характерно, что последний проходит как раз на стыке северо-западных и северо-восточных разломов. Возникновение в зоне сочленения разломов третьего (меридионального) направления, по-видимому, не является случайным. В других районах юга Сибири меридиональные структуры известны только в районе Прикосоголья, где они расположены также в зоне стыка северо-западных, саянских, и северо-восточных, байкальских, структур (Зайцев, 1963а, б). Характерно, что в обоих районах не происходит плавного дугообразного сопряжения разломов разных направлений — они сходятся под острыми и нередко прямыми углами, образуя зоны стыка.

Таким образом, описываемые разломы трех направлений простирания можно рассматривать как определенную систему прямолинейных трещин земной коры, которая существовала при формировании структуры изученной территории. Эта система трещин скорее всего возникла и развивалась как деформация, разрешавшая преобладающее действие напряжения тангенциального (горизонтального) сжатия, так как под воздействием радиального (вертикального) напряжения подобная система трещин могла образоваться только случайно.

О преобладающем направлении тангенциального сжатия можно упомянуть только в порядке предположения, так как для решения этого вопроса необходимы определенные и полные сведения о характере движений по разломам всех трех направлений. Все же некоторые косвенные данные, по мнению автора, заслуживают внимания, так как дают путь к одному из возможных вариантов решения. Прежде всего, как отмечено выше, большинство глубинных и крупных региональных разломов на территории всей Алтае-Саянской области в целом и в зоне сочленения Горного Алтая с Западным Саяном в частности имеет однообразное и почти параллельное северо-западное или, реже, северо-восточное простирание и почти вертикальное падение. В то же время именно эти разломы являются наиболее прямолинейными и прослеживаются на огромные расстояния. Поэтому они могут быть приняты за трещины скола, расположенные почти перпендикулярно друг относительно друга и отвечающие меридиональному или широтному направлению напряжения сжатия. Вместе с тем отдельные наблюдения показывают, что по этим разломам действительно происходили перемещения типа сдвигов (как отмечено, встречаются сдвиги двух направлений). Кроме того, к участку кулисообразного расположения составляющих Шапшальского разлома приурочены узкие грабены, возможно, являющиеся грабенами проседания при сдвиговых движениях по ограничивающим их разломам. По данным, полученным Т. С. Гостевой в 1961 г., сдвиги здесь действительно имеются. Левобокковой сдвиговый характер перемещения наблюдался нами по разлому северо-восточного простирания, ограничивающему северо-западный борт Еринатской мулды (рис. 64, 65). Известно также несколько случаев

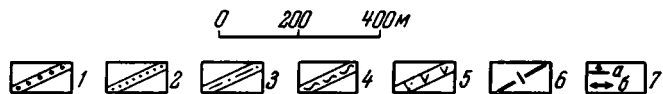
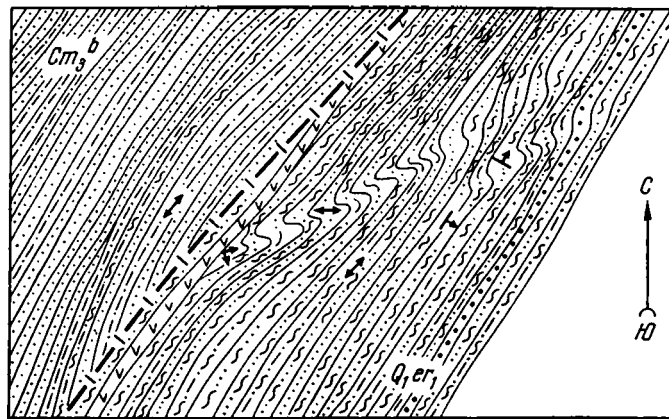


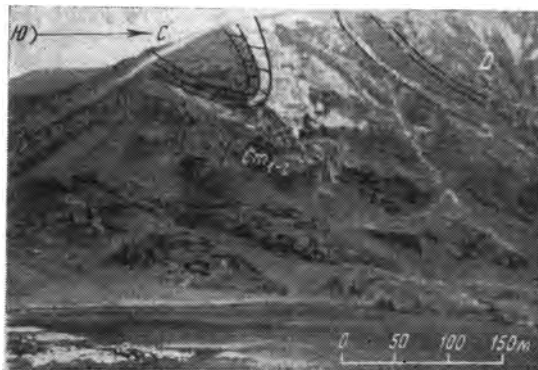
Рис. 64. Складки, сопровождающие горизонтальное перемещение по разлому, отделяющему нижнеордовикскую еринатскую свиту от верхнекембрийской толщи. Водораздел рек Арай-Су и Козтру — левых притоков р. Большой Абакан

1 — светло-серые песчаники массивные; 2 — зелено-серые слоистые песчаники; 3 — алевролиты; 4 — красноцветные породы; 5 — дайки диабазов; 6 — линия тектонического контакта; 7 — залегание: а — наклонное, б — вертикальное.

Рис. 65. Мелкие складки, сопровождающие горизонтальное смещение по вертикальному разлому в районе контакта горноалтайской и еринатской свит. Водораздел рек Козтру и Арай-Су — левых притоков р. Большой Абакан (вид сверху)



Рис. 66. Опрокинутая синклиналь в нижне-среднекембрийской толще ($Ст_{1-4}$) ниже пологого тектонического контакта с породами девона (Д). Зона Курайского глубинного разлома. Осевая часть Курайского хребта



перемещений надвигового типа, причем все они установлены для разломов субширотного простирания или, что особенно интересно, для тех участков, где разломы меняют преобладающее северо-западное простирание на субширотное. Например, пологий разлом широтного простирания, ограничивающий с юго-запада Берт-Озекскую грабен-синклиналь (рис. 66, 67), или взброс на широтном участке Чулышманского разлома (рис. 68). Конечно, эти разрозненные малочисленные и часто предположительного характера сведения не позволяют сделать вполне определенные выводы. Все же можно сказать, что они не противоречат схеме вероятного расположения трещин, возникающих при действии тангенциального напряжения, при котором преобладающее сжатие ориентировано в близком к меридиональному направлении.

Анализ морфологических особенностей структур в зоне сочленения Горного Алтая с Западным Саяном дает возможность сделать некоторые выводы об их сходстве, взаимных связях и отличиях, возникших в процессе формирования.

1. Внутреннее строение наиболее древней Катунско-Абаканской зоны отличается от всех других тектонических зон прежде всего разнообразием строения структурных форм, существовавших, по всей вероятности, еще на ранних этапах геосинклинального развития. В то же время остальные тектонические зоны были морфологически более однородными, а составляющие их крупные частные структуры оформились только к концу геосинклинального развития. Следовательно, по морфологии между Катунско-Абаканской зоной и остальными структурами существует такого же характера различие, как и отмеченное выше в отношении геологических формаций (см. стр. 123—124).

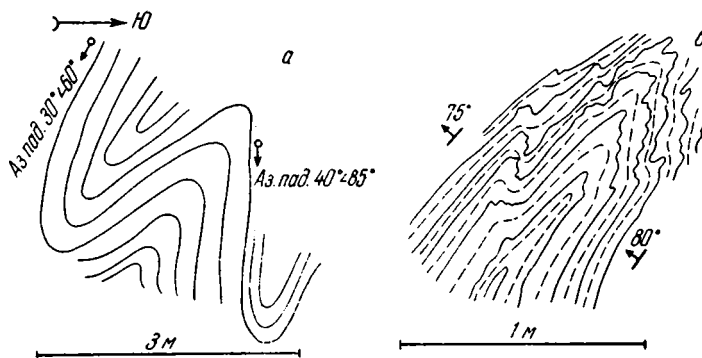


Рис. 67. Мелкие опрокинутые складки в нижне-среднекембрийской толще зоны Курайского разлома (а — в разрезе, б — в плане). Верховья р. Верхний Ильдугем — левого притока р. Башкауз

2. Прямолинейные зоны глубинных разломов являются наиболее консервативными структурами, так как они, по-видимому, не меняли своего положения в течение всей доступной изучению истории геологического развития. Постоянно сосуществовали зоны глубинных разломов трех направлений простирания — северо-западного, восток-северо-восточного и меридионального. В такой же последовательности распределяется их значимость и распространенность в зоне сочленения.

3. Линейность в строении относительно древних зон проявлена слабо и, наоборот, в молодых синклинорных прогибах она выражена более отчетливо. По-видимому, появление и формирование линейных структур обусловлено влиянием глубинных разломов, которые служили прямоли-

Рис. 68. Опрокинутые складки в породах ордовика Улаганской мульды на участке широтного простирания Чулышманского разлома. Правый борт долины р. Чулышман у зимовки Катуг-Ярык



нейными границами между раньше приобретшими стабильность поднятиями и дольше сохранявшими относительную подвижность прогибами. Поэтому линейные складки, как правило, параллельны глубинным разломам.

В Катунско-Абаканской зоне, сформировавшейся в основных чертах к верхнему кембрию, на поднятиях линейные складки развиты слабо; они наиболее часто встречаются здесь в прогибах, разделяющих эти поднятия и обычно совпадающих с зонами глубинных разломов.

В Чулышманской зоне, структура которой в основном сложилась несколько позднее — к концу нижнего ордовика, многие складки нижнего структурного яруса имеют линейную форму, но простирание их внутри зоны разнообразное. Параллельность глубинным разломам здесь проявляется только на границе с более древней Катунско-Абаканской зоной. Как известно, этой границей служат Курайский, Чокракский и Северо-Саянский глубинные разломы. Складчатые структуры здесь приспосабливаются к этим разломам, меняя свое простирание. На востоке, наоборот, складки часто пересекают границу Чулышманской зоны с более молодым Западно-Саянским синклинием и как бы продолжают в его пределах, в общих чертах совпадая с простиранием его структур.

Наиболее широко линейные складки развиты в Западно-Саянском синклиории, где они параллельны ограничивающим глубинным разломам не только у бортов синклиория, но и в его центральной части. Как отмечено выше, формирование Западно-Саянского синклиория происходило позднее окружающих его структур. Поэтому в процессе образования складок глубинные разломы служили границами синклиория с тектоническими структурами (зонами), уже приобретшими относительную стабильность.

В самом молодом, Ануйско-Чуйском синклиории линейность складок выражена еще более резко, но общей их параллельности, как в Западно-Саянском синклиории, здесь нет. Складки расположены параллельно ограничивающим глубинным разломам, а также внутреннему (Онгудайскому) поднятию.

4. Образование и размещение структур верхнего (орогенного) структурного этажа также в значительной степени контролировалось глубинными разломами. Крупные изометричные мульды обычно приурочены

к местам расщепления и затухания разломов. Крупные наложенные прогибы удлиненных очертаний, мелкие и наиболее молодые грабены и грабен-синклинали тяготеют к продольным границам разновозрастных тектонических зон, которыми служат глубинные разломы.

5. Аномальная насыщенность Чулышманской глыбово-складчатой зоны локальными зонами прогрессивного метаморфизма, по всей вероятности, связана с широким развитием в ее пределах зон повышенной проницаемости, которыми здесь являлись зоны глубинных разломов и особенно участки их пересечения или затухания.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР

Особенности геологического строения рассматриваемой территории дают возможность с той или иной степенью достоверности восстановить историю ее развития только в палеозое. О развитии структур в докембрии можно говорить лишь весьма предположительно, так как выходы пород соответствующего возраста относительно невелики, да к тому же и возраст некоторых из них определен условно.

Однако имеющиеся материалы позволяют предполагать, что уже в позднем докембрии в зоне сочленения земная кора была тектонически неоднородной и, вероятно, одни блоки ее были относительно подняты, другие — опущены.

Надежно обоснованные органическими остатками докембрийские отложения пространственно связаны с нижнекембрийскими, которые на отдельных участках (Баратальский горст) лежат на них без существенного перерыва и несогласия. Выходы таких докембрийских отложений известны только в пределах горст-антиклинорий Катунско-Абаканской зоны, которые в палеозое продолжали унаследованно развиваться как поднятия. Можно думать, что и перед кембрием эти структуры были относительно поднятиями, так как слагающие их докембрийские толщи представлены почти исключительно чистыми карбонатными породами со строматолитами и мелкими прослоями силицилитов, входящих в состав кремнисто-карбонатной формации.

На существование в докембрии относительно опущенных структур указывают некоторые сопоставления с соседними районами и весьма немногочисленные фактические материалы. Прежде всего об этом свидетельствует наличие в рифейской кремнисто-карбонатной формации западной и центральной частей Катунского горст-антиклинория мощной пачки туфогенно-терригенных пород, которые отсутствуют восточнее в таких же поднятых структурах, но, вероятно, более удаленных от предполагаемого прогиба. Мощность этих пород возрастает в западном направлении, в сторону Ануйско-Чуйского синклинория, на месте которого, видимо, еще в докембрии существовал прогиб, заполнявшийся туфогенно-терригенными отложениями. Кроме того, по данным А. А. Моссаковского (1963а, б), на Батеневском поднятии происходит постепенное замещение рифейских карбонатных формаций терригенно-вулканогенными при переходе к соседним прогибам. В. В. Волков (1965) описывает аналогичные замещения для нижнекембрийских толщ Катунского антиклинория при прослеживании их в пределы Ануйско-Чуйского синклинория. Он предполагает, что в Катунском горст-антиклинории отложения рифея и нижнего кембрия образуют непрерывные разрезы карбо-

натных пород, а в соседних, относительно опущенных структурах они сменяются преимущественно терригенными образованиями.

Наконец, в Горном Алтае условно отнесенная к докембрию теректинская свита, а в Западном Саяне — джебашская, судя по их большой мощности (более 4000 м) и тонкозернистости слагающих их пород, также скорее всего накапливались в глубоких прогибах.

Таким образом, можно предположить, что уже в докембрии в пределах зоны сочленения Горного Алтая и Западным Саяном существовали относительно поднятые и опущенные участки, что сказалось на различиях в составе геосинклинальных формаций. Характерно, что более поздние палеозойские поднятия и прогибы совпадали с предполагаемыми докембрийскими (рис. 69).

В палеозойской истории развития структур (зон) в пределах Горного Алтая, других крупных регионов и Алтае-Саянской области в целом многие исследователи выделяют ряд этапов. Для структур, расположенных непосредственно в зоне сочленения Горного Алтая с Западным Саяном, наибольшее значение имеют доверхнекембрийский, додевопский и донижнекаменноугольный этапы. Кроме указанных, как недавно выяснилось (Дергунов, 1965), для зоны сочленения очень большую роль играл досреднеордовикский этап, во время которого сформировались основные черты структуры Чулышманской глыбово-складчатой зоны. Перечисленные этапы проявились в рассматриваемых структурах неодинаково. Как правило, в какой-либо одной тектонической зоне к концу каждого этапа оформлялись основные черты строения нижнего (геосинклинального) структурного этажа и начинали формироваться структуры верхнего (орогенного) структурного этажа. В такой зоне рубеж между этапами обозначается сменой геосинклинальных формаций орогенными, возникновением первых наложенных мульд и началом формирования гранитоидных магматических комплексов.

В развитии других зон на рубеже этапов также происходили изменения, но более слабые — смена формаций внутри одного класса, местные перерывы осадконакопления и т. д. Следовательно, каждый из этапов был главным только для одной, редко для двух конкретных структур, которые в конце его завершали собственно геосинклинальное и начинали орогенное развитие.

Поэтому описание основных этапов палеозойской истории формирования структур рассматриваемой территории целесообразно вести, разбирая в возрастной последовательности развитие конкретных тектонических структур (зон).

В начале нижнего кембрия в Катунско-Абаканской глыбово-складчатой зоне тектоническая неоднородность, проявившаяся в докембрии, стала еще более заметной. В разных частях этой зоны начали накапливаться различные, главным образом вулканогенные формации — диабазовая, спилит-диабазовая и туфогенно-терригенная. По всей вероятности, усиление дифференциации было вызвано резким оживлением тектонических движений, которое сопровождалось бурным проявлением вулканизма, приведшего к широкому распространению упомянутых формаций спилит-кератофировой группы (рис. 70).

Размещение основных полей распространения этих вулканогенных формаций показывает, что главная роль в их распределении и, возможно, образовании принадлежала Сарасинско-Курайскому, Северо-Саянскому и Саяно-Тувинскому глубинным разломам, а также некоторым региональным разломам. Как отмечено, глубинные разломы отделяют Катунско-Абаканскую зону от соседних, возможно, относительно опущенных зон, а региональные разломы ограничивают Катунский и Бийский горст-антиклинории внутри нее от смежных прогибов. Таким образом, диабазовая и спилит-диабазовая формации локализируются главным образом в зо-

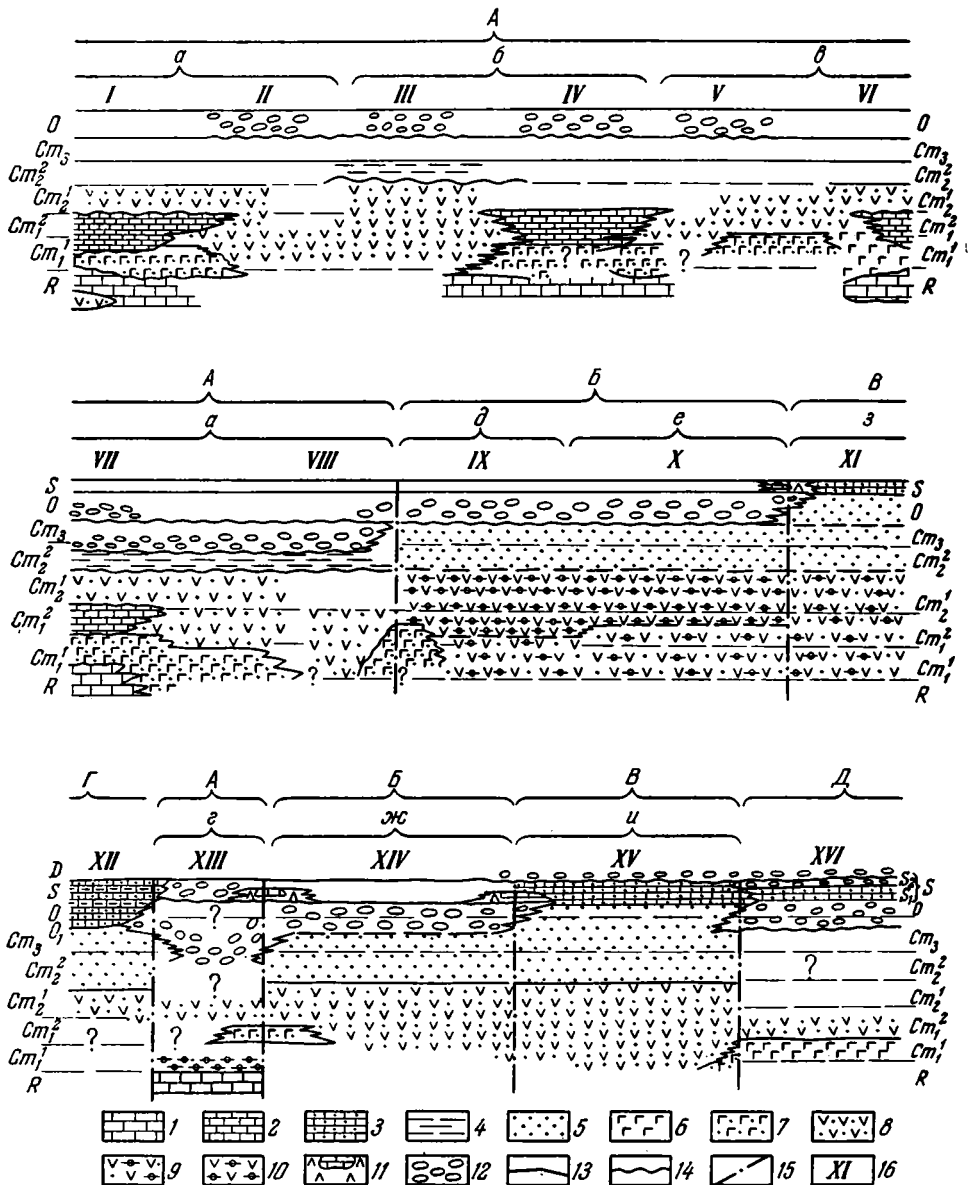


Рис. 69. Схематические формационные профили палеозойских структур зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном

Формации: 1 — кремнисто-карбонатная; 2 — терригенно-карбонатная; 3 — карбонатно-терригенная; 4 — серощетная известняково-глинистая; 5 — песчано-сланцевая флишовидная; 6 — спилит-диабазовая; 7 — диабазовая; 8 — туфогенно-терригенная; 9 — зеленокаменная сланцевая; 10 — терригенно-вулканогенная подформация зеленокаменной сланцевой формации; 11 — грифовая известняково-вулканогенная; 12 — нижняя молассовая. Прочие обозначения: 13 — границы согласного залегания; 14 — границы несогласного залегания с перерывом; 15 — границы тектонических структур; 16 — участки опорных стратиграфических разрезов, изображенных на рис. 6—8 и 70—74.

А — Катунско-Абаканская зона: а — Катунский горст-антиклинорий (I — р. Катунь, устье р. Семь, II — район с. Паспаул, VII — р. Катунь, устье р. Бийки, VIII — верховье р. Кубы); б — Бийский горст-антиклинорий (III — верховье р. Иш, IV — устье р. Лебель); в — Шорский горст-антиклинорий (V — истоки р. Лебель, VI — истоки р. Мрас-Су); г — Кадринско-Бараталяский горст (XIII — междуречье Чуи и Чаган-Узуна).

Б — Чулышманская зона: б — Телецкий горст (IX — низовье р. Чулышман); в — Кыганский горст (X — верховье р. Большой Абакан); ж — Башнауско-Джудукульский грабен-синклинорий (XIV — бассейн р. Башкауз).

В — Западно-Саянский синклинорий: з — западная часть (XI — верховье р. Оны), и — юго-западная часть (XV — верховье р. Алаш).

Г — Ануйско-Чуйский синклинорий — юго-восточная часть (XII — низовье р. Чуи).

Д — Тувинский прогиб — западная часть (XVI — верховье р. Хемчик).

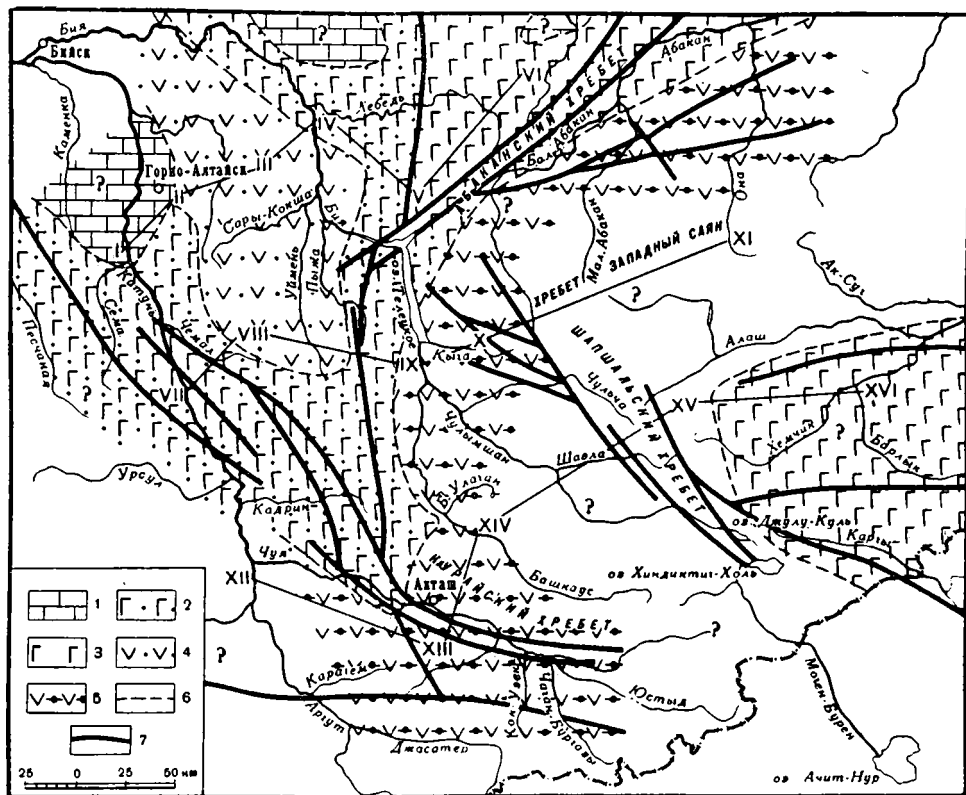


Рис. 70. Палеоформационная схема зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном в начале нижнего кембрия

1—5 — области распространения формаций: 1 — кремнисто-карбонатной, 2 — диабазовой, 3 — спилито-диабазовой, 4 — туфогенно-терригенной, 5 — зеленонаменной сланцевой; 6 — границы распространения формаций; 7 — зоны глубинных разломов. Римскими цифрами обозначены участки опорных разрезов (см. рис. 6—8 и 69).

нах разломов, разделяющих блоки с разнонаправленными движениями. Можно предположить, что именно эти пограничные между блоками зоны были наиболее легко проницаемыми для лавовых потоков и использовались ими в качестве подводящих каналов. Это предположение подтверждается тем, что при удалении от зон глубинных разломов вулканогенные формации исчезают из разрезов, выклиниваясь или замещаясь карбонатными формациями на горст-антиклинориях и постепенно сменяясь туфогенно-терригенными формациями в прогибах. Так, в Катунском горст-антиклинории выпадение из разреза диабазовой формации (манжерокской свиты) отмечалось М. К. Винкман еще в 1959 г. Более того, В. В. Волков (1965) предполагает, что в центральной части этого горст-антиклинория от рифея до среднего кембрия накапливались преимущественно карбонатные отложения. Следовательно, здесь проявляется такая же закономерность, как на Батеневском крыже, где установлено, что на поднятиях вулканогенные диабазовая и спилит-диабазовые формации замещаются карбонатными (Моссаковский, 1963а, б).

Смена вулканогенных формаций, развитых в зонах разломов, туфогенно-терригенными в относительно опущенных структурах отмечается при удалении от Чокракского и Сарасинско-Курайского глубинных разломов в глубь Катунско-Абаканской и Чулышманской зон. В первом случае диабазовая формация сменяется туфогенно-терригенной, распространенной на территории Уймелско-Лебедского прогиба, во втором — зелено-

каменной сланцевой, которая развита во внутренних частях Чулышманской зоны. Обе эти формации близки по составу слагающих их пород, но в зеленокаменной сланцевой они сильнее метаморфизованы. На этом основании можно предположить, что уже в начале кембрия Катунско-Абаканская зона испытывала одностороннее, несимметричное, погружение: восточная часть ее вместе с соседней Чулышманской зоной погружалась значительно сильнее западной. Поэтому в начале нижнего кембрия граница между этими зонами была нерезкой и смежные части блоков испытывали одноименные, совпадающие по направлению движения. Широкое развитие зеленокаменной сланцевой формации в нижнем кембрии Западно-Саянского синклинория — одной из наиболее устойчиво прогибавшихся структур (Зоненшайн, 1963) — вероятно, показывает, что эта формация является наиболее характерной для блоков земной коры, испытывавших интенсивное погружение. В пределах этих блоков вулканизм проявлялся гораздо слабее, чем на границах с соседними поднятиями. Значительно меньшая вулканическая активность в поднятых или опущенных блоках земной коры, по сравнению с разделяющими их зонами разломов, была отмечена А. В. Пейве (1956а) как одна из общих закономерностей в развитии земной коры. А. А. Моссаковский среди структур горного обрамления Минусинских впадин выделил подобные опущенные блоки и назвал их «амагматичными прогибами». Возможно, к этой же категории структур в начале нижнего кембрия принадлежала

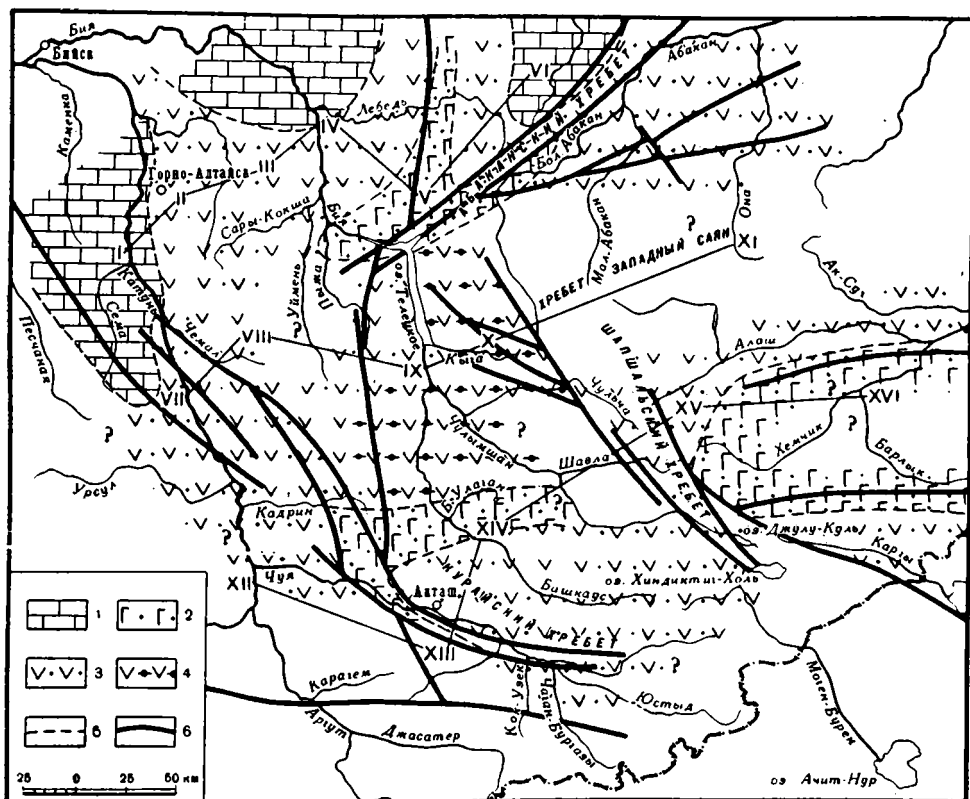


Рис. 71. Палеоформационная схема зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном в конце нижнего кембрия

1—4 — области распространения формаций: 1 — терригенно-карбонатной, 2 — диабазовой, 3 — туфогенно-терригенной, 4 — зеленокаменной сланцевой; 5 — границы распространения формаций; 6 — зоны глубинных разломов.

часть Катунско-Абаканской зоны, занятая позднее Уйменско-Лебедским прогибом, так как там соответствующие по возрасту отложения близки к зеленокаменной сланцевой формации.

Во второй половине нижнего кембрия разнообразие тектонических условий, существовавшее в Катунско-Абаканской зоне и ранее, проявилось с наибольшей отчетливостью (рис. 71). Судя по распределению геологических формаций, контрастность тектонического рельефа здесь возросла, хотя зона в целом продолжала неравномерно погружаться; сколько-нибудь длительно существовавших крупных участков суши на ее территории, вероятно, не было. В то же время, вторая половина нижнего кембрия наиболее богата разнообразными формациями.

Диабазовая формация накапливалась или в тех же районах, где и в начале нижнего кембрия (в зоне Северо-Саянского разлома), или в некоторых новых местах, но опять же в зонах, совпадающих с глубинными разломами (в зоне Курайского разлома и зоне регионального разлома между Телецким горстом и Башкаусско-Джулукульским грабен-синклинорием). Именно здесь, в зоне Курайского разлома, во второй половине нижнего кембрия образовалось «новое поле» пород диабазовой формации, сменяющейся к востоку (внутри Чулышманской зоны) и западу (в глубь Катунско-Абаканской зоны) туфогенно-терригенной формацией. Последняя, как и в начале нижнего кембрия, расположена в относительно опущенных блоках, удаленных от зон сплошного вулканизма. Из сказанного следует, что состав этой формации пространственно закономерно изменяется, становясь все более терригенным при прослеживании с востока на запад, от восточного края Катунско-Абаканской зоны к Катунскому и Бийскому горст-антиклинориям. По-видимому, уже в нижнем кембрии горст-антиклинории временами поднимались над уровнем моря и размывались, так как в соответствующих толщах встречаются прослой конгломератов (Винкман, 1959). Однако в общем горст-антиклинории медленно погружались, на них происходило накопление терригенно-карбонатных, а местами и чистых карбонатных биогермных мелководных осадков. Установлено, что в пределах горст-антиклинориев терригенно-карбонатные породы занимают обширные площади, тогда как в зонах активного вулканизма они встречаются на отдельных участках, где образуют линзообразные тела рифогенных известняков (в зонах Курайского и Северо-Саянского разломов).

К концу нижнего кембрия наступило выравнивание рельефа, возможно вследствие заполнения прогибов осадками. Терригенно-карбонатная формация развилась на значительных площадях Катунско-Абаканской зоны, а также в Западной Туве, где она широко представлена в складчатом основании Тувинского прогиба. В этот период терригенно-карбонатная формация становится наиболее распространенной и сменяет как диабазовую, так и туфогенно-терригенную во многих местах Катунско-Абаканской зоны. На границе с Чулышманской зоной вдоль Курайского и Северо-Саянского разломов продолжала накапливаться туфогенно-терригенная формация, но и здесь в отдельных местах (в районе Садринского озера) преобладали кремнистые, глинистые и рифовые известняки.

Начало среднего кембрия в отдельных районах Катунско-Абаканской зоны знаменовалось новыми мощными вспышками вулканизма, приуроченного к районам более раннего интенсивного вулканизма (см. рис. 71), совпадающим с зонами глубинных разломов, ограничивавших Катунско-Абаканскую зону, и с крупными региональными разломами, разделявшими внутри нее поднятия и прогибы. Этот вулканизм, вероятно, сопровождался поднятиями отдельных блоков и оживлением размыва, так как терригенно-туфогенная формация начала среднего кембрия имеет в составе большое количество грубообломочных пород (в каимской свите на

западной и южной окраинах Катунского и в мундыбашской свите Шорского горст-антиклинория).

В это же время происходило внедрение большинства гипербазитовых интрузий в зонах глубинных и крупных региональных разломов. Характерно, что гипербазиты пространственно всегда связаны с диабазовой и спилит-диабазовой формациями, причем региональные разломы только там контролируют размещение массивов гипербазитов, где расположены эти формации.

В результате интенсивных тектонических движений, происходивших в нижнем и начале среднего кембрия, слоистые толщи Катунско-Абаканской зоны были смяты в сложные складки.

Во второй половине среднего кембрия в Катунско-Абаканской зоне наступил период относительного тектонического затишья. К этому времени она в значительной мере пенецилизировалась и перестала активно опускаться, однако море еще покрывало большую часть ее территории. Видимо, только в таких условиях могла образоваться известняково-глинистая формация, которая состоит в основном из тонко- и мелкозернистых осадочных пород и, несмотря на незначительную мощность, сохраняет те же состав и строение как на Катунском горст-антиклинории, так и на территории Уйменско-Лебедского прогиба. Повсюду известняково-глинистая формация залегает с резким угловым несогласием на разных толщах и смята в очень простые брахискладки. Можно предполагать, что первоначально известняково-глинистая формация имела значительно более широкое распространение и в виде маломощного плаща покрывала размытую поверхность сложно дислоцированных древних толщ.

Прекращение погружения Катунско-Абаканской зоны в конце среднего и в верхнем кембрии сопровождалось внедрением многочисленных интрузий габбро-плагιοгранитного комплекса. Подавляющее большинство массивов комплекса тяготеет к восточной окраине зоны, к ограничивающим ее глубинным разломам (см. рис. 29). Во всех случаях интрузивы прорывают смятые в складки геосинклинальные отложения.

Образованием известняково-глинистой формации и внедрением габбро и плагιοгранитов фиксируется окончание собственно геосинклинального этапа развития Катунско-Абаканской зоны, во время которого сложились основные черты строения ее нижнего структурного этажа.

В дальнейшем Катунско-Абаканская зона никогда уже полностью не погружалась. В ее пределах формировались только отдельные наложенные прогибы и мульды. Остатки таких структур сохранились на восточном склоне Катунского горст-антиклинория, на территории, занятой позднее Уйменско-Лебедским прогибом, и в пределах Баратальского горста. Они выполнены породами нижней молассовой формации (верхнего кембрия—нижнего ордовика), слабо дислоцированными и залегающими с конгломератами в основании резко несогласно из размытых структурах нижнего структурного (геосинклинального) этажа (см. рис. 38, 39). Характерно, что в нижней молассе обычно имеются аркозовые песчаники и конгломераты с гранитоидной галькой, в то время как в более древних толщах продуктов разрушения гранитоидов не встречено.

Таким образом, в верхнем кембрии и ордовике отдельные части Катунско-Абаканской зоны испытывали дифференцированные движения при общем поднятии всей зоны в целом относительно соседних структур; внутри нее существовали размывавшиеся поднятия и впадины, которые заполнялись местными отложениями. Так, в ордовике образовался наложенный Уйменско-Лебедский прогиб, который в дальнейшем, вплоть до конца девона, унаследованно погружался (только в силурийском периоде, вероятно, был перерыв осадконакопления). Длительное прогибание привело к накоплению в нем мощных осадочных ордовикских и осадочно-вулканогенных девонских отложений. Большая часть осадочных отложе-

ний накапливалась в мелководном полуизолированном морском бассейне за счет размыва ограничивающих его гористых бортов. Однако в середине ордовика, по-видимому, существовала непосредственная связь Уйменско-Лебедского прогиба с Ануйско-Чуйским синклиналием, когда и в том и другом накапливались сходные по составу и облику мелкозернистые отложения. Девонские осадочные красноцветные и грубообломочные породы, и вулканогенные образования (порфириновая формация) формировались здесь в эпиконтинентальном бассейне или в наземных условиях.

Крупные размеры Уйменско-Лебедского прогиба и большая мощность выполняющих его отложений делают его похожим на прогибы геосинклинального типа. Однако состав и строение слагающих его ордовикских и девонских осадочных и вулканогенных формаций, а также девонских близповерхностных гранитных и гранит-порфировых интрузий характерны для структур орогенного этапа. Кроме того, интенсивные дислокации в Уйменско-Лебедском прогибе проявились в основном на северном и южном его окончаниях в районах сближения ограничивающих разломов. Для остальной части характерны пологие брахиформные структуры.

Особенности строения Уйменско-Лебедского прогиба показывают, что он является конседиментационной структурой. По-видимому, в ордовике и особенно девоне опускание восточной части прогиба происходило более интенсивно, чем западной. Создается впечатление, что при погружении прогиба днище его было полого наклонено с запада на восток, а у восточного борта оно круто поднималось по разломам. Несимметричное, одностороннее, погружение части Катунско-Абаканской зоны, занятой Уйменско-Лебедским прогибом, в ордовике и девоне в какой-то мере унаследовало такого же характера движения, происходившие в начале кембрия на площади всей зоны. Однако, если в нижнем кембрии восточной окраиной Катунско-Абаканской зоны служил Чокракский глубинный разлом, представлявший собой зону интенсивных движений и вулканической деятельности, то в ордовике и девоне зона этого разлома превратилась в поднятие, ограничивающее с востока Уйменско-Лебедской прогиб.

Оценивая строение этого прогиба и соотношение его с подстилающими структурами, следует признать, что В. А. Кузнецов (1952, 1954) правильно отнес его к «неглубоко погруженным салаиридам». Тектоническая природа Уйменско-Лебедского прогиба определяется тем, что он наложен на ранее сформированные структуры нижнего структурного (геосинклинального) яруса и находится в пределах блока земной коры, относительно стабилизировавшегося еще до заложения этого прогиба.

Таким образом, в развитии Катунско-Абаканской зоны намечаются три характерных периода. Первый продолжался от докембрия до второй половины среднего кембрия. В это время на фоне общего геосинклинального погружения происходило унаследованное развитие структур, возникших еще перед кембрием, а также формирование складок в толщах нижнего структурного яруса.

Второй, сравнительно короткий, период приходится на конец среднего кембрия. Он отличался относительным тектоническим покоем и выравниванием без существенных дифференцированных поднятий или опусканий.

Третий период начался в верхнем кембрии, когда образовались первые наложенные мульды. В дальнейшем существенные движения проявлялись неоднократно, но наиболее интенсивно — в начале ордовика и девона (как это следует из особенностей строения Уйменско-Лебедского прогиба). Кроме прогибов, в пределах Катунско-Абаканской зоны в течение третьего периода, вероятно, неоднократно возникали местные поднятия, питавшие при их размыве эти прогибы обломочным материалом.

В начале палеозоя, в течение почти всего кембрийского периода, Чулышманская зона была, по-видимому, тектонически более одно-

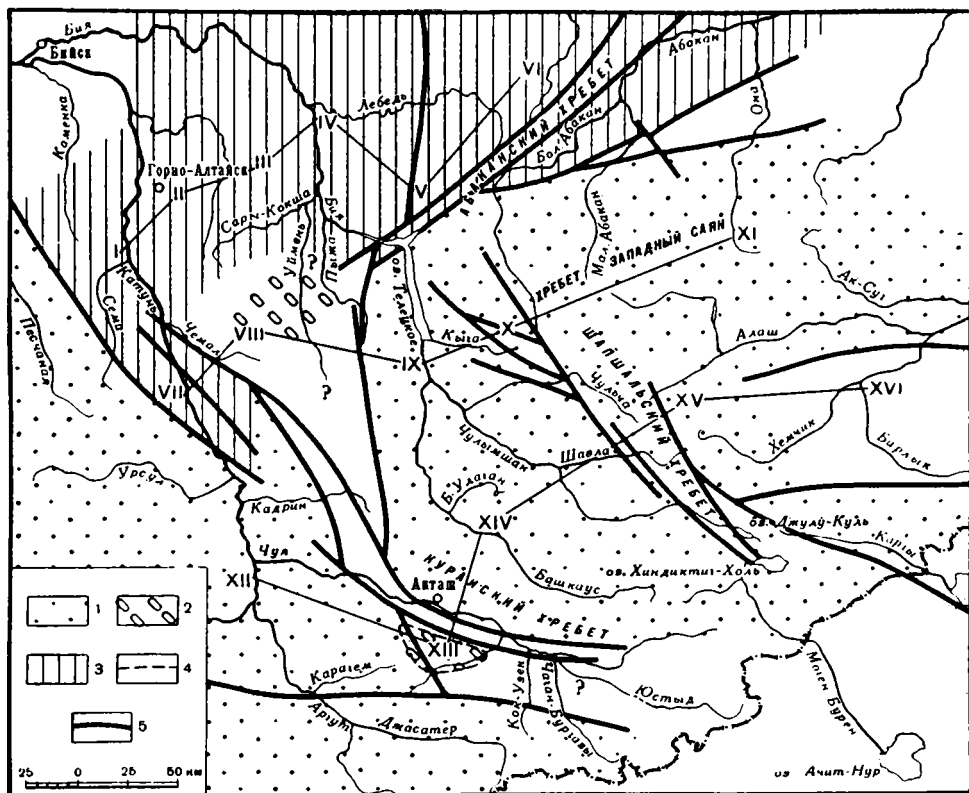


Рис. 72. Палеоформационная схема зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном в верхнем кембрии

1—2 — области распространения формаций: 1 — песчано-сланцевой флишеидной, 2 — молассовой; 3 — области размыва; 4 — границы распространения формаций; 5 — зоны глубинных разломов. Римскими цифрами обозначены участки опорных разрезов (см. рис. 6—8 и 69).

родной, чем Катунско-Абаканская. Она испытывала интенсивное погружение как единое целое, хотя уже в это время крупные разломы глубокого заложения разделяли ее на блоки и способствовали внедрению нижне-среднекембрийских гипербазитов. Равномерное погружение зоны привело к тому, что всюду в ее пределах в течение нижнего и среднего кембрия образовывалась одна и та же зеленокаменная сланцевая формация.

Исходными породами для зеленых сланцев, слагающих эту формацию, были эффузивы, чаще — туфы основного состава, а главным образом осадочные породы, возникшие в результате их размыва и переотложения. Преобладание осадочных пород среди зеленых сланцев показывает, что вулканическая деятельность происходила в основном за пределами Чулышманской зоны.

Резкое увеличение доли вулканогенного, эффузивного и туфогенного материала в верхней части формации, вероятно, отражает возникновение новых очагов эффузивного магматизма во второй половине нижнего кембрия, располагавшихся в пограничной полосе, в зонах глубинных разломов, разделяющих Катунско-Абаканскую и Чулышманскую зоны.

В конце среднего кембрия поступление вулканогенного материала в продолжавшую прогибаться Чулышманскую зону прекратилось. В связи с этим в конце среднего и в верхнем кембрии происходило отложение однообразных песчано-алевролитово-сланцевых толщ, не содержащих вул-

каногенного материала. Эти монотонные, большой мощности (до 6 км) толщи составляют одну песчано-сланцевую флишоидную формацию (рис. 72).

Занимая огромные площади в Чулышманской зоне, в соседних с ней Западно-Саянском, Ануйско-Чуйском синклинориях и Холзунско-Чуйском антиклинории, эта формация отличается удивительным однообразием состава и строения. В ней всюду преобладают кварц-плагиоклазовые и кварцевые средние- и мелкозернистые песчаники, чередующиеся с алевритами и сланцами. Иногда, главным образом в верхней части формации, проявляется ритмичность. Характерным признаком формации является очень слабая изменчивость ее состава как пространственно, так и по вертикали. Влияние соседних относительно поднятых структур (зон) на состав формации отмечено лишь в очень узкой пограничной с другими структурами полосе Чулышманской зоны и в основном только в верхней части формации.

Как отмечено выше, в конце среднего и начале верхнего кембрия соседняя, относительно стабилизировавшаяся и поднятая Катунско-Абаканская зона была малоподвижна и, по-видимому, не испытала значительных перестроек структуры. Рельеф Катунско-Абаканской зоны был, по всей вероятности, слабо расчленен, в связи с чем она не могла поставлять большого количества обломочного материала для питания Чулышманской и других интенсивно погружавшихся структур. Учитывая особенности строения песчано-сланцевой флишоидной формации и характер тектонического развития ближайшей Катунско-Абаканской зоны, можно допустить, что возможный источник сноса обломочного материала находился на значительном удалении от рассматриваемой территории, например в районе Восточного Саяна, который в этот период весьма интенсивно поднимался и разрушался (Моссаковский, 1963а, б).

Итак, во время накопления песчано-сланцевой флишоидной формации в Чулышманской зоне и других смежных с ней тектонических структурах (кроме Катунско-Абаканской зоны) происходило относительно спокойное опускание, причем в это время всюду в Алтае-Саянской области полностью прекратилась вулканическая деятельность. Исключение представляет только Салаир, в котором имеется вулканогенная (ариничевская) верхнекембрийская свита (Фомичев, Алексеева, 1961).

На однообразие условий в этих зонах в течение верхнего кембрия указывает отсутствие серьезных изменений в составе и строении верхнекембрийской песчано-сланцевой флишоидной формации. Наблюдающееся постепенное, но неуклонное нарастание вверх по разрезу количества крупнозернистых, полимиктовых и красноцветных пород может быть истолковано как результат постепенного заполнения прогибов. Но уже в конце верхнего кембрия появились признаки привноса местного обломочного материала со стороны близлежащих источников размыва.

В конце верхнего кембрия погружение Чулышманской зоны прекратилось и в основных чертах сформировались складчатые структуры ее нижнего структурного (геосинклинального) яруса. Именно в это переломное время здесь с наибольшей силой проявился локальный прогрессивный метаморфизм и гранитоидный метасоматоз, приведшие к образованию нижнеордовикского магматическо-метаморфического комплекса.

Новые мощные дифференцированные движения, начавшиеся в ордовике на фоне наступившего поднятия всей Чулышманской зоны в целом, расчленили ее на относительно поднятые и погруженные блоки. В результате этого возникли Еринатская и Улаганская межгорные впадины, заполнявшиеся, начиная с аренига, молассоидными отложениями (рис. 73). Осадконакопление происходило в мелководных, очень часто переполнявшихся и пересыхающих бассейнах в условиях жаркого и сухого климата. Источниками размыва и сноса служили ближайшие приподнятые блоки,

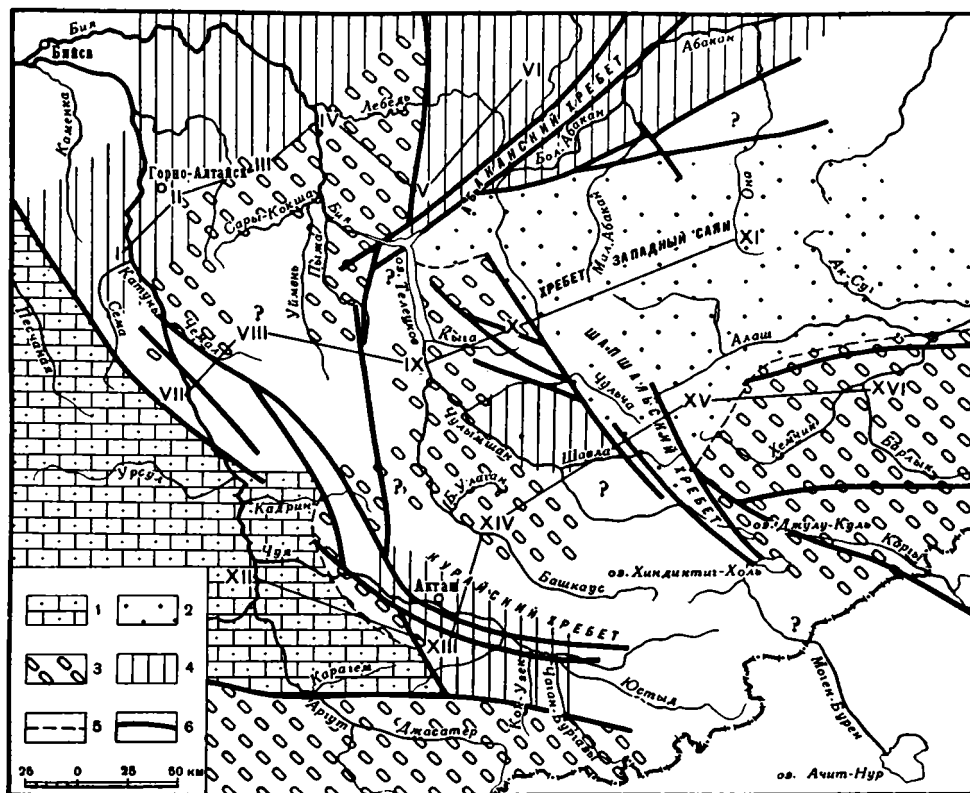


Рис. 73. Палеоформационная схема зоны сочленения Горного Алтая с Западным саяном в ордовике

1—3 — области распространения формаций: 1 — карбонатно-терригенной, 2 — песчано-сланцевой флишевой, 3 — молассовой; 4 — области размыва; 5 — границы распространения формаций; 6 — зоны глубинных разломов.

Римскими цифрами обозначены участки опорных разрезов (см. рис. 6—8 и 69).

непосредственно ограничивающие межгорные впадины, в которых оказались вскрытыми эрозией даже нижнекембрийские гипербазиты. Только к концу ордовика наступило некоторое выравнивание рельефа, и преобладающий в это время мелкозернистый обломочный материал не вполне успевал компенсировать погружение дна бассейнов. В конце ордовика местами возродилась эффузивная деятельность, в результате которой образовались довольно мощные (до 500 м) вулканогенные толщи в зоне Шапшальского разлома. Сформировавшиеся на месте межгорных впадин мульды имеют отчетливо наложенный характер и перекрывают с резким угловым несогласием и глубоким размывом структуры нижнего структурного (геосинклинального) яруса. Характер деформаций пород в мульдах в большой мере зависит от движений блоков нижнего структурного яруса.

В ордовике, в период преобладающего поднятия всей Чулышманской зоны и развития дифференцированных блоковых движений, интенсивнее воздымались те блоки, которые сильнее опускались в предыдущий период общего погружения. Такими блоками являлись Башкаусско-Джулукульский грабен-синклиний и Чульчинский грабен. Различная скорость движений разных блоков привела к тому, что межгорные впадины — Еринатская и Улаганская — возникли соответственно на Кыгинском и Телецком горстах, которые, вероятно, отставали от соседних блоков как в период общего погружения, так и последовавшего поднятия.

Дифференцированные блоковые движения, происходившие в ордовике на фоне поднятия Чулышманской зоны в целом, сопровождались форми-

рованием ордовикского комплекса гранитоидов, большинство массивов которого размещено в наиболее подвижных для этого времени блоках — Башкаусско-Джулукульском и Чульчинском.

Перелом в развитии Чулышманской зоны в начале ордовика произошел, по-видимому, не случайно. В это время она занимала аномальное структурное положение, располагаясь на стыке крупных блоков земной коры, двигавшихся в противоположных направлениях. От нее к западу поднималась Катунско-Абаканская зона, а к востоку погружались Западно-Саянский синклиниорий и Тувинский прогиб. Кроме того, Чулышманская зона стала зоной сочленения интенсивно прогибавшихся структур разного простирания — северо-западного Ануйско-Чуйского прогиба с северо-восточными Западно-Саянским и Тувинским прогибами. Все это привело к возникновению в пределах Чулышманской зоны максимальных напряжений, которые разрешались движениями блоков и складчатыми деформациями. Эти же движения пробудили активную магматическую деятельность, которая последовательно проявлялась в форме прогрессивного зонального метаморфизма и метасоматоза, а затем несколько позднее — интрузивного и эффузивного магматизма. Результатом этих процессов было образование нижнеордовикского магматическо-метаморфического комплекса, ордовикского интрузивного гранитоидного комплекса и, наконец, в позднем ордовике — эффузивных толщ.

К концу ордовика Чулышманская зона приобрела структуру, близкую к современной, и в дальнейшей палеозойской истории играла роль поднятия. Приподнятое положение Чулышманская зона сохранила даже в силурийском периоде, который был временем погружения многих окружающих тектонических структур и соответствовал широкой трансгрессии. В этот период Чулышманская зона оставалась сушей (рис. 74). Только на ее окраинах, главным образом в зоне Шапшальского разлома, отделявшего ее от интенсивно погружавшихся Западно-Саянского и Тувинского прогибов, формировалась рифовая известняково-вулканогенная формация (Дергунов, 1965).

В более позднее время осадконакопление происходило только в шовных грабен-синклиналях (см. рис. 4), возникавших в верхнем девоне (?) (в Берт-Озекской), нижнем — среднем карбоне (в Беркойринской и др.) и юре (в Сайгоньшской и др.).

Таким образом, в развитии Чулышманской зоны можно выделить два периода, существенно различающихся своими особенностями. Первый период, охватывающий весь кембрий, характеризовался устойчивым и длительным погружением ее вместе с Западно-Саянским и Ануйско-Чуйским синклинориями и Холзунско-Чуйским антиклинорием, причем в это время блоки, составлявшие Чулышманскую зону, вероятно, мало отличались по интенсивности движений. К концу этого периода движения, по-видимому, усилились, в результате чего сложились основные черты складчатого строения нижнего структурного яруса Чулышманской зоны.

Второй период начался в нижнем ордовике. Он ознаменовался общим поднятием зоны в целом и интенсивным метаморфизмом, дифференцированными блоковыми движениями, образованием наложенных мульд, внедрением гранитоидов, а также эффузивным магматизмом.

Все эти процессы привели к тому, что к началу силура Чулышманская зона стабилизировалась, примкнула к Катунско-Абаканской зоне и в дальнейшем существовала как устойчивое поднятие.

Доордовикское развитие Западно-Саянского синклинория очень сходно с Чулышманской зоной. По данным Л. П. Зоненшайна (1963), здесь длительно и непрерывно происходило прогибание без существенных перестроек и, как и в Чулышманской зоне, накапливались

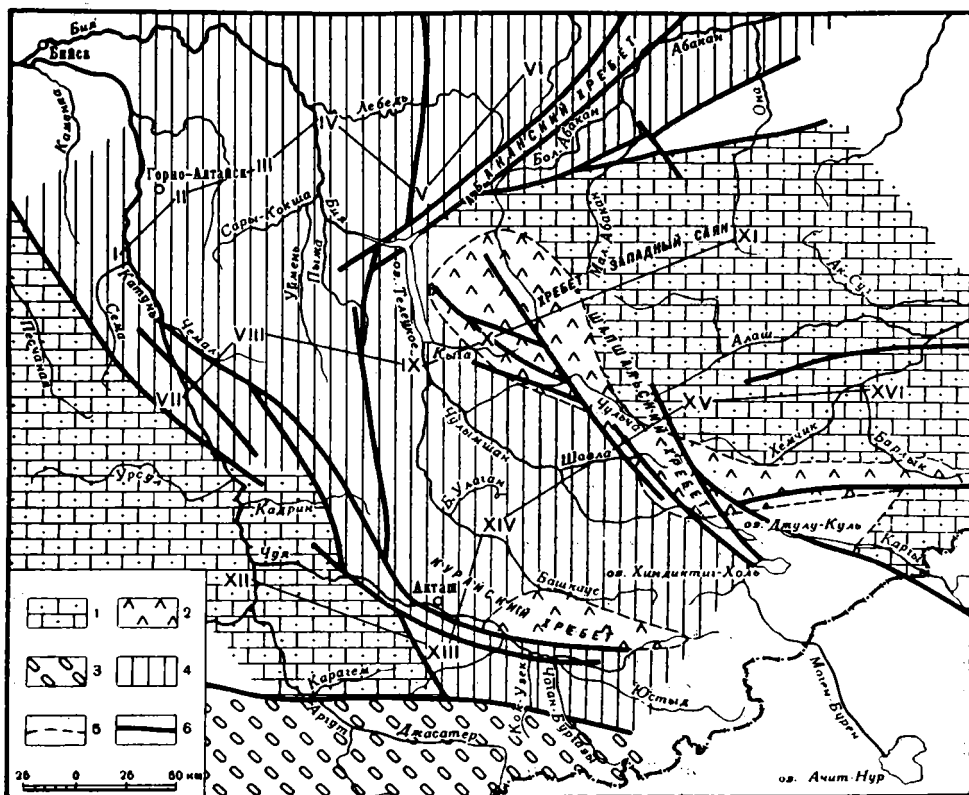


Рис. 74. Палеоформационная схема зоны сочленения Горного Алтая с Западным Саяном в нижнем силуре

1—3 — области распространения формаций: 1 — карбонатно-терригенной, 2 — рифовой известняково-вулканогенной, 3 — молассовой; 4 — области размыва; 5 — границы распространения формаций; 6 — зоны глубинных разломов.

Римскими цифрами обозначены участки опорных разрезов (см. рис. 6—8 и 69).

зеленокаменная сланцевая и сменяющая ее в верхнем кембрии песчано-сланцевая флишеидная формации (см. рис. 72). Однако в отличие от Чулышманской зоны прогибание здесь продолжалось также в ордовике и силуре (см. рис. 73, 74).

В ордовике интенсивные тектонические движения обновили рельеф поднятий, окружающих Западно-Саянский и Тувинский прогибы, и они стали основными источниками обломочного материала, заполнявшего эти прогибы. Кроме того, эти движения привели в отдельных местах к возобновлению вулканических процессов, которые обусловили появление вулканогенных, главным образом туфогенных, пород. В результате переотложения последних в Западном Саяне флишеидная подформация ордовика местами сменяется граувакковой.

К силурийскому периоду рельеф окружающих поднятий, вероятно, был значительно выровнен, в связи с чем доля обломочных пород в силурийских толщах по сравнению с ордовикскими значительно уменьшилась и соответственно возросло значение карбонатных отложений. На ослабление тектонических движений в это время указывает также отсутствие почти во всех структурах Горного Алтая, Западного Саяна и Тувы силурийских интрузий и вулканогенных пород. Исключение представляет только зона Шапшальского разлома, где, как отмечено выше, формировалась силурийская рифовая известняково-вулканогенная формация.

В это же время в Западно-Саянском, Тувинском и Ануйско-Чуйском прогибах накапливается терригенно-карбонатная формация (см. рис. 74). Только в верхнем силуре оживление движений привело к тому, что в Тувинском прогибе и в краевых частях Западно-Саянского антиклинория начинают преобладать терригенные, часто красноцветные и грубообломочные отложения, отнесенные Л. П. Зоненшайном к пестроцветной молассе. К концу силура сложились основные черты складчатого строения Западного Саяна.

Существенная перестройка, начавшаяся в конце силура — начале девона, охватила все рассматриваемые структуры зоны сочленения. В Западно-Саянском синклинории она прекратила прогибание его бортовых частей. Кроме того, в это же время на стыке Шапшальского и Саяно-Тувинского глубинных разломов, в районе юго-западного замыкания Западно-Саянского синклинория, возник магматический очаг, который в начале девона превратился в шапшальский плутон, отнесенный к комплексу гранитных батолитов (см. рис. 29).

Поднятие и дифференцированные движения в девоне привели к возникновению в пределах Западно-Саянского синклинория местных поднятий и межгорных впадин. Они заполнялись формациями орогенного класса: молассовой, порфировой и др. Этот процесс сопровождался внедрением гранитоидов ниже-среднедевонского интрузивного комплекса.

Следовательно, развитие Западно-Саянского синклинория, как и Чулышманской зоны, происходило в два этапа. Первый отличается длительным прогибанием и накоплением геосинклинальных, в основном терригенных формаций. Он закончился к концу силура формированием структур нижнего (геосинклинального) этажа. Второй этап — орогенный — начался в конце силура и продолжался до конца палеозоя. Оживление тектонических движений в конце силура и начале девона вызвало возрождение магматической деятельности, которая почти не проявлялась в Западном Саяне с середины кембрия.

Дордовикское развитие Ануйско-Чуйского синклинория, по всей вероятности, было сходным с развитием Западно-Саянского синклинория и Чулышманской зоны. В это время здесь образовывались туфогенно-терригенная и песчано-сланцевая флишоподная формации (см. рис. 72). Однако в ордовике Ануйско-Чуйский прогиб был отделен возникшим Чулышманским поднятием от главных источников сноса, по-видимому, располагавшихся на востоке (см. рис. 73, 74). В связи с этим в него стало меньше поступать терригенного материала, и уже в среднем ордовике песчано-сланцевая флишоподная формация здесь сменилась карбонатно-терригенной. Дальнейшее постепенное уменьшение обломочного материала привело к тому, что в конце силура образовалась мощная (до 900—1000 м) толща чистых известняков. Следовательно, в ордовике и силуре Ануйско-Чуйский геосинклинальный прогиб был окружен значительно менее расчлененными поднятиями, чем Западно-Саянский.

В нижнем девоне после перерыва, продолжавшегося в течение жединского века, в Ануйско-Чуйском синклинории произошла заметная структурная перестройка, особенно в его юго-восточной (чуйской) части¹. Возникшие прогибы имели отчетливо наложенный характер и не совпадали с прогибами более древнего возраста. Эти прогибы заполнялись главным образом породами орогенных формаций — пестроцветной терригенной, красноцветной вулканогенной (порфировой) и др.

В конце живецкого века трансгрессия, по-видимому, распространявшаяся с юго-востока, привела к отложению пород морской сероцветной

¹ Здесь описано развитие в основном юго-восточной (чуйской) части Ануйско-Чуйского синклинория.

песчано-алевролитовой (черносланцевой) формации, которая в пределах Ануйско-Чуйского синклинория сложена более грубозернистыми обломочными породами и содержит значительно больше известняков, чем на юго-востоке, в Юстыдском прогибе.

В конце девона, в фаменском веке, в Ануйско-Чуйском синклинории также накапливались морские осадки. Живетская и фаменская толщцы по типу строения не относятся к орогенным формациям, а стоят ближе к геосинклинальным, хотя и заполняют типичные наложенные структуры.

Позднее, в среднем карбоне, в Ануйско-Чуйском синклинории формировались приразломные шовные грабены, в которых накапливались угленосные отложения.

Первые проявления гранитоидного магматизма в пределах Ануйско-Чуйского синклинория относятся к последевонскому времени, когда образовались плутоны батолитового гранодиорит-тоналитового комплекса (см. рис. 29).

Таким образом, в развитии Ануйско-Чуйского синклинория не удается установить четкой границы между геосинклинальным и орогенным этапами, как в рассмотренных выше структурах. Кроме того, в развитии его северо-западной (ануйской) и юго-восточной (чуйской) частей существовали значительные различия. Несмотря на то, что в юго-восточной (чуйской) части синклинория перед девоном нижний структурный ярус был в главных чертах сформирован и возникшие в начале девона наложенные структуры начали заполняться орогенными формациями, позднее, в живетском и фаменском веках, здесь вновь накапливались отложения геосинклинального характера.

В северо-западной (ануйской) части синклинория формирование структуры и геосинклинальное развитие продолжались более однообразно до нижнего карбона включительно.

Значительная подвижность всего синклинория сохранялась, по-видимому, до среднего карбона, так как соответствующие толщцы интенсивно дислоцированы и нередко смяты в линейные складки. И, наконец, первые гранитоидные плутоны образовались здесь только после девона.

Важные особенности развития отличают Юстыдский прогиб от остальных структур. Его заложение происходило на соприкасающихся частях Катунско-Абаканской зоны и Холзунско-Чуйского антиклинория в начале девона после длительного перерыва (ордовик-силур).

В среднем девоне прогиб начал очень интенсивно погружаться. Непрерывное прогибание сопровождалось накоплением однообразных песчано-алевролитовых тонкозернистых и часто темноокрашенных (черносланцевых) пород в течение всего девона, включая фаменский век. По составу, строению (иногда флишоидному) и большой мощности эти отложения, вероятно, нужно считать геосинклинальными. Первое проявление гранитоидного магматизма в Юстыдском прогибе произошло только после девона (см. рис. 29).

Сравнивая особенности строения Юстыдского прогиба и Ануйско-Чуйского синклинория, легко заметить, что эти структуры имеют больше черт различия, чем сходства. Наиболее типичные песчано-алевролитовые (черносланцевые) отложения, образованные в период максимального опускания Юстыдского прогиба, в Ануйско-Чуйском прогибе отсутствуют. И в то же время характернейшие для последнего терригенно-карбонатные ордовикские и силурийские толщцы отсутствуют в Юстыдском прогибе. Поэтому, по мнению автора, нет достаточных оснований считать Юстыдский прогиб частью Ануйско-Чуйского синклинория, как это делали почти все предыдущие исследователи. Скорее всего он является северо-западным окончанием одного из геосинклинальных прогибов, расположенных непосредственно к юго-востоку, в пределах Монголии, и

названных К. Л. Волочковичем (Волочкович, Леонтьев, 1964) Цагапурской зоной геосинклинальных прогибов.

* * *

Таким образом, рассмотренные крупные тектонические структуры (зоны), входящие в зону сочленения Горного Алтая с Западным Саяном, развивались в течение докембрия и всей палеозойской эры и прошли последовательно геосинклинальный и орогенный этапы.

В геосинклинальном этапе эти зоны интенсивно погружались и заполнялись мощными осадочными и вулканическими отложениями. Накопившиеся толщи к концу геосинклинального этапа были дислоцированы, и создались основные черты складчатой структуры нижнего (геосинклинального) яруса каждой зоны.

В период окончания прогибания и начала поднятия в каждой из этих крупных структур проявлялись или прогрессивный метаморфизм и гранитоидный метасоматоз, или процессы магматического замещения. В результате этого соответственно образовались или локальные зоны кристаллических сланцев в совокупности с телами метасоматических гранитоидов (нижнеордовикский магматическо-метаморфический комплекс Чулышманской зоны), или гранитоидные батолитовые плутоны (верхнесилурийско-нижнедевонский гранитный батолитовый комплекс Западного Саяна и последевонский гранодиорит-топазитовый батолитовый комплекс Ануйско-Чуйского синклинория).

В орогенный этап на фоне общего поднятия каждой зоны происходили дифференцированные движения составляющих ее блоков, которые привели к возникновению межгорных впадин, заполнявшихся местным молассовым материалом. В это же время проявился интрузивный гранитоидный магматизм и образовались интрузивные диорит-гранодиорит-гранитные комплексы (ордовикский в Чулышманской зоне, ниже-среднедевонский в Западно-Саянском синклинории).

Продолжительность геосинклинального и орогенного этапов была различной в каждой из рассмотренных крупных структур. Временем смены одного этапа другим определяется их возраст. Эта смена произошла раньше других в верхнем кембрии в Катунско-Абаканской зоне, затем в нижнем ордовике в Чулышманской, в конце силура — начале девона — в Западно-Саянском синклинории и, наконец, в нижнем карбоне — в Ануйско-Чуйском синклинории.

Итак, структура зоны сочленения в целом формировалась длительно. Она образовалась путем последовательного причленения к ранее всех стабилизировавшейся Катунско-Абаканской глыбово-складчатой зоне более молодых тектонических зон, которые заканчивали формирование своей структуры и стабилизировались в разные отрезки палеозойского времени.

ВЫВОДЫ

Анализ тектонического строения рассмотренной в работе зоны сочленения позволяет сделать следующие выводы.

1. Зона сочленения представляет собой гетерогенную глыбово-складчатую структуру длительного развития. Она сложилась из двух частей Алтае-Саянской палеозойской складчатой области, существенно отличавшихся друг от друга тектонической дифференциацией уже на геосинклинальном этапе развития. Одна из них, описанная выше под названием Катунско-Абаканской зоны (собственно салаириды), уже на наиболее ранних из доступных нам этапах развития была резко тектонически дифференцирована. Это доказывается наличием в ее пределах нескольких геосинклинальных формационных рядов, прослеживающихся в соответствующих конседиментационных структурах этой зоны (в горст-антиклинориях, грабен-синклинориях и разделяющих их промежуточных зонах). Другая часть, обнимающая Западно-Саянский и Ануйско-Чуйский синклинории и Холзунско-Чуйский антиклинорий (собственно каледониды и герциниды), в тот же период была тектонически слабо дифференцирована. Все структуры этой части характеризуются одинаковым рядом геосинклинальных формаций — зеленокаменной сланцевой, песчано-сланцевой флишовой, только в наиболее длительно развивавшихся синклинориях этот ряд надстраивается карбонатно-терригенной формацией.

2. На границе этих частей Алтае-Саянской области, в районе торцового сочленения линейных структур Западного Саяна, с одной стороны, и Горного Алтая — с другой возникла ограниченная глубинными разломами широкая блоковая Чулышманская зона, отличающаяся некоторыми специфическими чертами строения и развития:

а) в геосинклинальный период Чулышманская зона была слабо тектонически дифференцирована и представляла собой центриклинальное замыкание Западно-Саянского геосинклинального прогиба; от последнего она была отчленена только в нижнем ордовике (арените) и перешла в это время от геосинклинального этапа развития к орогенному, т. е. значительно раньше, чем эта смена произошла в Западно-Саянском прогибе;

б) границей Чулышманской зоны с Западно-Саянским синклинорием служит Шапшальский глубинный разлом, вдоль которого в силуре накопчивалась характерная рифовая известняково-вулканогенная формация; складки в краевых частях Чулышманской зоны расположены параллельно границе с более древней Катунско-Абаканской зоной, но пересекают границу более молодого Западно-Саянского синклинория, уходя в его структуры; во внутренних частях Чулышманской зоны очень широко развиты крупные разломы, секущие складчатые формы;

в) Чулышманская зона выделяется среди других структур Алтае-Саянской области аномально широким развитием локального прогрессивного метаморфизма, гранитизации и своим отличным по возрасту от других зон — ордовикским — гранитоидным магматизмом.

Таким образом, можно заключить, что при торцовом сочленении структур образуются широкие блоковые зоны, отличающиеся от продольных зон сочленения относительно ранней стабилизацией, широким развитием метаморфизма, гранитизации и гранитоидного магматизма.

3. Вся совокупность этих явлений, т. е. наблюдающегося широкого проявления гранитоидного магматизма и метаморфизма, повышенной раздробленности делает Чулышманскую блоковую зону торцового сочленения перспективной в отношении поисков полезных ископаемых, в том числе редкометалльных, связанных с пегматитами, в зонах прогрессивного метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. В., Матросов П. С. 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. — Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, новая серия, 58.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 9, вып. 4.
- Баженов И. К. 1934. Западный Саян. Л., Изд-во АН СССР.
- Белостоцкий И. И. 1955. Основные черты стратиграфии и условия образования девонских отложений Уйменской депрессии на Северо-Восточном Алтае. — Сов. геол., сб. 45.
- Белостоцкий И. И. 1956. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая. — Труды ВАГТ, вып. 2.
- Белостоцкий И. И. 1960. Структура и история геологического развития Алтая в девонское время. В кн. «Каледонская орогенция». (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 19). М., Изд-во АН СССР.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. 1959. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 6.
- Белоусов А. Ф. 1956. К геологии Бийского выступа в северном Алтае. — Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 17.
- Белоусов А. Ф. 1958. О разрезе древнейших неметаморфических толщ и верхней границы докембрия Алтая. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 90.
- Белоусов А. Ф., Сенников В. М. 1960. Кембрий Северо-Восточного Алтая. — Труды СНИИГГИМС, вып. 13.
- Благонаправов В. А. 1959. Об аласугской и систихемской свитах бассейнов рек Систиг-Хем, Уза, Чаваш и Ала-Суг. — Труды ВАГТ, вып. 5.
- Благонаправов В. А. 1964. Ордовикские и силурийские отложения Тувы и особенности их формирования. Автореф. канд. дисс. М.
- Богданов А. А. 1958. О тектоническом районировании Урало-Саянской палеозойской складчатой области. — Науч. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, № 1.
- Богданов А. А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 1.
- Боровиков А. М. 1963. О торцовом сопряжении структур Западного Саяна, Западной Тувы и Горного Алтая. В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск.
- Варенцов И. М. 1959. Стратиграфия и фации отложений среднего и верхнего девона Тувинского прогиба. М., Изд-во АН СССР.
- Винкман М. К. 1948. Структура и стратиграфия древнейших толщ Катунского геосинклинального выступа на Северном Алтае. — Труды Горно-геол. ин-та Зап. Сиб. фил. АН СССР, вып. 2.
- Винкман М. К. 1959. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая. — Труды СНИИГГИМС, вып. 5.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б. 1962. К вопросу о корреляции кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области. — Труды СНИИГГИМС, вып. 24.
- Винкман М. К., Асташкин В. А., Краевский Б. Г. 1964. Схема расчленения докембрийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая. — Труды СНИИГГИМС, вып. 29.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Егорова Л. И. 1962. Опорные разрезы нижнего кембрия и синия Горной Шории и Горного Алтая. — Сов. геол., № 12.
- Владимирская Е. В. 1959. Ордовикские и силурийские отложения Центральной и Западной Тувы. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 21.
- Владимирский Г. М. 1959. Новые данные по стратиграфии палеозоя западной части южного склона Западного Саяна. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 21.
- Владимирский Г. М., Черноморский М. А. 1961. Складчатые структуры верхнекембрийских (?) отложений левобережья р. Хемчик в Западной Туве. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 58.

- Волков В. В. 1965. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая в позднем докембрии и нижнем палеозое. Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
- Волчкович К. Л., 1961. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии (район хр. Цаган-Шибету, Хархира-Нуру и Сайлюгем). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 1.
- Волчкович К. Л., Леонтьев А. Н. 1964. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., Изд-во «Наука».
- Гинцингер А. Б. 1959. Материалы по стратиграфии силурийских и девонских отложений Горного Алтая. — Труды СНИИГГИМС, вып. 5.
- Гинцингер А. Б. 1962. К стратиграфии ордовика Ануйско-Чуйского и Чарышско-Инского синклиналиев Горного Алтая. — Труды СНИИГГИМС, вып. 24.
- Гинцингер А. Б. 1964. Корреляционная стратиграфическая схема ордовика Алтая, Салаира и Горной Шории. — Труды СНИИГГИМС, вып. 29.
- Гинцингер А. Б., Винкман М. К. 1962. О стратиграфическом положении фосфоритосных и марганцевосных отложений Горной Шории и Кузнецкого Алатау. — Труды СНИИГГИМС, вып. 24.
- Горностаев Н. Н. 1937. Геология Горного Алтая. В кн. «Ойротия». (Труды сессии СОПС по изучению производительных сил Ойротской автономной области). М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Грайзер М. И. 1960. Нижний карбон Минусинской котловины. — Труды Томск. ун-та, 46.
- Грацианова П. Т. 1956. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения девона Горного Алтая. В кн. «Тезисы докладов на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л.
- Девяткин Е. В. 1965. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. — Труды ГИН АН СССР, вып. 26.
- Дергунов А. Б. 1962. Новые данные о вулканогенных породах в составе нижнего силура верховьев р. Большой Абакан. — Докл. АН СССР, 145, № 6.
- Дергунов А. Б. 1965. Особенности сочленения Горного Алтая с Западным Саяном и Тувы в нижнем силуре. — Геол. и геофиз., № 4.
- Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б. 1959. Близповерхностные интрузии и возраст гранитоидов Уйменской депрессии (Горный Алтай). — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б., Опарин О. М. 1961. Геологическое строение и возраст Саракокшинского массива гранитоидов (Горный Алтай). — Бюлл. ВСЕГЕИ, № 3.
- Зайцев Н. С. 1955. К стратиграфии и строению девонских отложений Тувинского прогиба. — Докл. АН СССР, 102, № 2.
- Зайцев Н. С. 1957. Основные черты тектоники Тувинского прогиба. — Докл. АН СССР, 117, № 4.
- Зайцев Н. С. 1960а. Кембрий Тувы. — Геол. и геофиз., № 7.
- Зайцев Н. С. 1960б. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии. В кн. «Каледонская орогенция». (Международн. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблемы 19). М., Изд-во АН СССР.
- Зайцев Н. С. 1963а. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области. В кн. «Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие». М., Изд-во АН СССР.
- Зайцев Н. С. 1963б. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое. — Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Зайцев Н. С. 1964. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской области. В кн. «Складчатые области Евразии». М., Изд-во «Наука».
- Зайцев Н. С., Покровская Н. В. 1950. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Зайцев Н. С., Покровская Н. В. 1958. К строению Кузнецкого Алатау. — Сов. геол., № 6.
- Зоненшайн Л. П. 1959. О сочленении Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива с Алтае-Саянской палеозойской геосинклинальной областью. — Труды ВАГТ, вып. 5.
- Зоненшайн Л. П. 1963. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А. 1960. Анализ палеозойских геологических формаций востока Алтае-Саянской области и некоторые особенности ее тектонического строения. — Геол. и геофиз., № 12.
- Иванова Т. Н., Полева Н. И., Владимирский Г. М. и др. 1961. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 58.
- Ившин Н. К. 1960. Новая биостратиграфическая шкала верхнего кембрия Алтае-Саянской геосинклинальной области. — Труды Ин-та геол. Казах. ССР, 3.
- Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилайрском синклиналии на Южном Урале и сходные с ней образования. — Труды ИГН АН СССР, вып. 104, серия геол., № 34.

- Клятин К. А. 1960. Тектоника центральной части Тувинского прогиба. — Труды ГИН АН СССР, вып. 36.
- Коновалов А. Н. 1961. Силлиманит Тонгулакского хребта. — Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., № 2.
- Кудрявцев Г. А. 1949. Область сопряжения Западного Саяна и Тувы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 24, вып. 6.
- Кузнецов В. А. 1934. Новые данные по геологии Западного Саяна. — Вестн. Зап.-Сиб. геол., гидрогеол. и геофиз. треста, вып. 2.
- Кузнецов В. А. 1948. Тектоника Западной Тувы на стыке ее с Горным Алтаем. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Кузнецов В. А. 1949. Схема тектоники Тувы и положение ее в структуре Алтае-Саянской горной системы. — Докл. АН СССР, 64, № 4.
- Кузнецов В. А. 1950. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Кузнецов В. А. 1952. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. — Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 12.
- Кузнецов В. А. 1954. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Кузнецов В. А. 1957. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая. — Изв. вост. фил.-ов АН СССР, № 2.
- Кузнецов В. А. 1958. О возрасте гипербазитовых интрузий Горного Алтая. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Кузнецов В. А. 1960. Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей (на примере Горного Алтая). В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». (Труды Второго Всес. петрограф. совещ.). М., Госгеолтехиздат.
- Кузнецов В. А. 1963. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. — Труды ИГИГ СО АН СССР, вып. 13.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. 1949. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности их проявления. — Докл. АН СССР, 65, № 1.
- Кузнецов Ю. А. 1937. Щелочные граниты Горного Алтая. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 4.
- Кузнецов Ю. А. 1955. Происхождение магматических пород. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». (Труды Первого Всес. петрограф. совещ.). М., Изд-во АН СССР.
- Кузнецов Ю. А. 1960а. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. — Геол. и геофиз., № 1.
- Кузнецов Ю. А. 1960б. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». (Труды Второго Всес. петрограф. совещ.). М., Госгеолтехиздат.
- Кузнецов Ю. А. 1963. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии. — Геол. и геофиз., № 5.
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., Изд-во «Недра».
- Кузьмин А. М. 1928. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Томск.
- Левенко А. И. 1960. Девон Центральной и Южной Тувы. М., Изд-во АН СССР.
- Лучицкий И. В. 1960. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР.
- Маймин Ю. С. 1959. Стратиграфия девона Уйменской впадины. — Докл. АН СССР, 127, № 3.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н., Казаров И. Н. 1960. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области. Мат.-лы ВСЕГЕИ, вып. 32.
- Моссаковский А. А. 1963а. Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской области и проблема связи вулканизма с тектоникой. — Труды Лабор. палеовулканол. Казах. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, вып. 2.
- Моссаковский А. А. 1963б. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат.
- Моссаковский А. А. 1964. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы. В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения полезных ископаемых». М., Изд-во «Наука».
- Наливкин Д. В. 1956. Учение о фациях. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Нехорошев В. П. 1930. О некоторых новых малоизвестных месторождениях полезных ископаемых в Горном Алтае. — Изв. Главн. геол.-развед. упр., 49, № 6.
- Нехорошев В. П. 1932. Материалы по геологии Горного Алтая. — Труды Всес. геол.-развед. объедин., вып. 177.

- Нехорошев В. П. 1938. Основные этапы в изучении тектоники Алтая. В кн. «Академику В. А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Нехорошев В. П. 1939. О «докембрии» Алтая и о возрасте Иртышского метаморфического комплекса. — Зап. Всеросс. минералог. об-ва, 69, вып. 3.
- Нехорошев В. П. 1958. Геология Алтая М., Госгеолтехиздат.
- Нехорошев В. П. 1963. Значение исследований В. А. Обручева по тектонике Алтая. В кн. «Идеи академика Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Обручев В. А. 1915. Алтайские этюды, ч. 2. О тектонике Русского Алтая. — Геол. вестн., 1, № 4.
- Обручев В. А. 1927. Геологический обзор Сибири. М., Госиздат.
- Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Пейве А. В. 1948. Типы и развитие палеозойских глубинных структур Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Пейве А. В. 1956а. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Пейве А. В. 1956б. Принцип унаследованности в тектонике. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Пейве А. В. 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18). М., Изд-во АН СССР.
- Пейве А. В., Синицин В. М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Перфильев Ю. С. 1959. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Горного Алтая. — Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, № 11.
- Перфильев Ю. С. 1960. О стратиграфии докембрийских отложений Горного Алтая. — Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, № 11.
- Перфильев Ю. С. 1964. Докембрий и нижний палеозой западной части Горного Алтая. (Стратиграфия и история геологического развития). Автореф. канд. дисс. М.
- Пинус Г. В. 1960. Магматизм начальных и ранних этапов развития каледонид Алтае-Саянской складчатой области. В кн. «Магматизм и связь с ними полезных ископаемых». (Труды Второго Всес. петрограф. совещ.). М., Госгеолтехиздат.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. 1958. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР.
- Пожарский И. Ф. 1960. Основные структурные элементы Горного Алтая. — Геол. и геофиз., № 8
- Пожарский И. Ф. 1963. О роли тангенциальных напряжений в формировании структур Горного Алтая. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Пожарский И. Ф. 1964. Тектоника Горного Алтая. Автореф. канд. дисс. М.
- Предтеченский А. А. 1960. Древнее поднятие Южной Сибири. (К вопросу о «древнем темені Азии»). — Труды СНИИГГИМС, вып. 13.
- Родыгин А. И. 1964. О метаморфических породах Курайского хребта. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири». Томск.
- Сенников В. М. 1958. Материалы к стратиграфии Уйменско-Лебедского синклинория Горного Алтая. Мат-лы по геол. Зап. Сибири, вып. 61.
- Сенников В. М. 1960. Стратиграфия девонских отложений и верхнедевонский вулканизм Уйменско-Лебедского синклинория (Горный Алтай). — Труды СНИИГГИМС, вып. 13.
- Сенников В. М. 1962а. Ордовик Уйменско-Лебедского синклинория Горного Алтая. — Труды СНИИГГИМС, вып. 24.
- Сенников В. М. 1962б. Стратиграфия палеозоя Уйменско-Лебедского синклинория (Алтай). Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
- Сенников В. М. 1964. Материалы по стратиграфии и схема корреляции ордовикских отложений Тувы, Западного Саяна и Северо-Восточного Алтая. — Труды СНИИГГИМС, вып. 29.
- Сенников В. М., Винкман М. К., Кононов А. Н. 1959. Кембро-ордовик и ордовик Горного Алтая. — Труды СНИИГГИМС, вып. 5.
- Сивов А. Г. 1953. Нижний кембрий Западного Саяна. — Изв. Томск. политех. ин-та, 74.
- Соколов Б. С., Алихова Т. Н., Келлер Б. М. и др. 1960. Стратиграфия, корреляция и палеогеография ордовика СССР. В кн. «Стратиграфия и корреляция ордовика и силура». (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7). Л., Гостоптехиздат.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. 1956. М., Госгеолтехиздат.
- Тихонов В. И. 1956. К стратиграфии Ануйско-Чуйской и «зелено-фиолетовой» формации Причарышского Алтая. — Труды ВАГТ, вып. 2.
- Унксов В. А. 1958. Тектоника Алтае-Саянской области. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат.

- Усов М. А. 1936. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск.
- Усов М. А. 1945. Фации и формации горных пород. В кн. «Вопросы геологии Сибири. Памяти М. А. Усова». т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Устиев Е. К. 1963. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э. 1961. Геологический очерк Салаира. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 63.
- Херасков Н. Н. 1958. Геологическое строение приенисейской части Западного Саяна. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 33, вып. 4.
- Херасков Н. П. 1948. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Херасков Н. П. 1952. Геологические формации (опыт определения). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 27, вып. 5.
- Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Хоментовский В. В. 1959. О структурно-фациальных зонах нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Хоментовский В. В. 1960. Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Хоментовский В. В., Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Розанов А. Ю. 1962. Нижний кембрий Горного Алтая. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Шатский Н. С. 1938. О тектонике Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6.
- Шатский Н. С. 1945. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шатский Н. С. 1960. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шатский Н. С. Избранные труды, т. III. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Щеглов А. П., Предтеченский А. А., Винкман М. К. и др. 1964. К унификации схем корреляции нижнекембрийских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. — Труды СНИИГГИМС, вып. 29.
- Яншин А. Л. 1965. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, № 5.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Краткий очерк истории изучения тектоники Горного Алтая	8
Основные черты тектоники и положение зоны сочленения в структуре Алтае-Саянской области	26
Стратиграфия	28
Рифей — средний кембрий	29
Верхний кембрий — нижний ордовик	52
Ордовик — силур	62
Девон	76
Карбон — пермь	85
Юра	90
Геологические формации	91
Формации Катунско-Абаканской глыбово-складчатой зоны	93
Формации Чулышманской глыбово-складчатой зоны	101
Формации Западно-Саянского синклинория	118
Формации Ануйско-Чуйского синклинория	118
Девонские и более молодые формации зоны сочленения	119
Интрузивные и метаморфические комплексы и положение их в структурах зоны сочленения	126
Нижне-среднекембрийский гипербазитовый комплекс	127
Интрузивные комплексы Катунско-Абаканской зоны	129
Средне-верхнекембрийский габбро-плагногранитный комплекс	129
Интрузивные и метаморфические комплексы Чулышманской зоны	130
Нижнеордовикский комплекс гранито-гнейсов и метаморфических кристаллических сланцев	130
Метасоматические гранитоиды в зонах метаморфизма	134
Ордовикский интрузивный гранитоидный комплекс	139
Интрузивные комплексы Западно-Саянского синклинория	142
Верхнесилурийско-нижнедевонский гранитный батолитовый комплекс	142
Девонские интрузивные гранитоидные комплексы	144
Интрузивные комплексы Ануйско-Чуйского синклинория	145
Последевонский гранодиорит-тоналитовый батолитовый комплекс Центрального Алтая	145
Поздне- и последевонские интрузивные гранитоидные комплексы зоны сочленения	146
Основные черты морфологии структур	150
Катунско-Абаканская глыбово-складчатая зона	150
Чулышманская глыбово-складчатая зона	160
Холзунско-Чуйский антиклинорий	173
Западно-Саянский синклинорий	174
Ануйско-Чуйский синклинорий	176
Разломы	179
История развития структур	191
Выводы	207
Литература	209

CONTENTS

Introduction	5
A short description of the history of the study of mountain Altai tectonics	8
The main tectonic features and the position of the zone of conjugation in the structure of Altai-Soyan region	26
Stratigraphy	28
Riphean — middle Cambrian	29
Upper Cambrian — Lower Ordovician	52
Ordovician — Silurian	62
Devonian	76
Carboniferous — Permian	85
Jurassic	90
Geological formations	91
Formations of Katun-Abakan block-folded zone	93
Formations of Chulyshman block-folded zone	101
Formations of West-Sayan sinclinorium	118
Formations of Anuy-Chuya sinclinorium	118
Devonian and younger formations of the zone of conjugation	119
Intrusive and metamorphic complexes and their position in the structures of the zone of conjugation	126
Lower and Middle Cambrian ultrabasite complex of the zone of conjugation	127
Intrusive complexes of Katun-Abakan zone	129
Middle and Upper Cambrian gabbro-plagiogranite complex	129
Intrusive and metamorphic complexes of the Chulyshman zone	130
Lower Ordovician complex of granite-gneisses and metamorphic crystalline schists	130
Ordovician intrusive granitoid complex	139
Intrusive complexes of the West-Sayan sinclinorium	142
Upper Silurian-Lower Devonian granite batholithic complex	142
Devonian intrusive granitoid complexes	144
Intrusive complexes of Anuy-Chuya sinclinorium	145
Post-Devonian granodiorite-tonalite batholithic complex of Central Altai	145
Late-Devonian and Post-Devonian intrusive granitoid complexes of the zone of conjugation	146
Main morphological features of the structures	150
Katun-Abakan block-folded zone	150
Chulyshman block-folded zone	160
Kholzun-Chuya anticlinorium	173
West-Sayan sinclinorium	174
Anuy-Chuya sinclinorium	176
Fractures	179
History of the structure development	191
Conclusions	207
Bibliography	209

Александр Борисович Дергунов

**Структуры зоны сочленения
Горного Алтая и Западного Саяна**

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *Журавлев В. С.*
Технический редактор *Ф. М. Хенов*

Сдано в набор 18/IV 1967 г. Подписано к печати 28/VIII 1967 г.
Формат 70×108^{1/16}. Усл. печ. л. 18,9 + 7 вклеек. Уч.-изд. л. 21,7.
Тираж 1000. Т-10670. Изд. № 1716/67. Тип. зак. 270. Бумага № 1.

Цена 1 р. 58 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я тип. издательства «Наука». Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
9	8—9 св. и 21 св.	Г. Н. Шуровский	Г. Н. Щуровский
19	14 св.	предаренгский	предаренигский
22	4 св.	синклинория	антиклинория

А. Б. Дергунов. Структуры зоны сочленения Горного Алтая.

1 р. 52 к.