

А. В. В. В.



ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ГОРНОГО АЛТАЯ

Путеводитель экскурсии
Всесоюзного совещания
„Геодинамика, структура и металлогения
складчатых сооружений Юга Сибири“

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
СОВЕТ ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ПГО „ЗАПСИБГЕОЛОГИЯ“

ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ГОРНОГО АЛТАЯ

Путеводитель экскурсии

Всесоюзного совещания
„Геодинамика, структура и металлогения
складчатых сооружений Юга Сибири“

НОВОСИБИРСК 1991

УДК 55(1) + 551.24(235.222)

Геология и тектоника Горного Алтая: Путеводитель экскурсии Всесоюз. совещ. "Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений Юга Сибири" / АН СССР, Межвед. тектон. ком.; Сиб. отд-ние, Совет по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Объедин-т геологии, геофизики и минералогии ИГО "Запсибгеология". [Редколлегия: Н.Л.Добрецов (отв.ред) и др.] - Новосибирск: Изд. СОИГТИ СО АН СССР, 1991. - 70 с.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Н.А.Берзин, В.В.Волков, Н.Л.Добрецов (Отв. редактор)

© Объединенный институт
геологии, геофизики
и минералогии СО АН СССР,
1991

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (Н.А.Берзин, Н.Л.Добрецов)	4
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ГОРНОГО АЛТАЯ (В.В.Волков)	7
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАРШРУТА (М.М.Буслов, В.В.Волков, В.И.Зиновьев, В.А.Зыбин)	17
ОБЪЕКТЫ ЭКСКУРСИИ	29
Основные стратиграфические подразделения Бийско- Катунской и Ануйско-Чуйской зон (В.А.Зыбин, А.А.Пузырев)	29
Манжерокский участок	30
Чепошский участок	33
Камлакский участок	37
Каракудюрский участок	40
Каракольский участок	43
Аккаинский участок	43
Герцинские гранитоиды Ануйско-Чуйской зоны (Яло- манская группа массивов) (С.П.Шокальский)	45
Чешуйчато-надвиговые дислокации Бийско-Катунской зоны (С.Ю.Беляев, В.А.Зыбин, В.С.Куртигешев, А.А.Терлеев)	48
Участок "Чешкиш"	49
Участок "Катунская ГЭС"	51
Обиолиты, покровно-чешуйчатые дислокации и оли- стостромы юго-востока Горного Алтая (Н.А.Берзин, М.М.Буслов)	54
Акташский участок	57
Актуринский участок	61
Кызылчинский участок	63
Чаганузунский участок	65
Тютетский участок	68
Балхашский участок	69

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние десятилетия отмечается большой прогресс в изучении тектоники складчатых областей разного возраста. Выяснилось, что практически все они представлены покровно-складчатыми сооружениями, возникшими в результате аккреции или коллизии различных палеогеодинамических элементов. Не является исключением и Горный Алтай, где в современной структуре на сравнительно площади можно видеть комплексы: палеоокеанические, островных дуг, междуговых бассейнов и другие при широком распространении покровно-надвиговых дислокаций и крупных шовных зон. Вместе с тем, ещё сохраняются прежние взгляды на структуру Горного Алтая, что нашло отражение и в данном путеводителе, хотя наблюдается определенное сближение точек зрения. В частности, в "Геологическом очерке", отражающем в целом традиционные представления о геологии Горного Алтая, признается большое значение горизонтальных тектонических движений и наличие чешуйчато-надвиговых зон. Но им придается в целом роль второстепенных факторов, осложняющих первичную блоковую структуру региона. Особое значение при такой трактовке отводится латеральным переходам и подводным магматическим каналам (дайковые серии и т.д.). Здесь действительно есть вопросы, требующие углубленного изучения с помощью геохимических, в том числе изотопных, методов.

Авторы предисловия, а также многие авторы, описавшие отдельные участки, считают, что объекты, демонстрирующиеся во время экскурсии в пределах Горного Алтая, позволяют не только делать какие-то новые палеотектонические или палеогеодинамические реконструкции, но и видеть качественно иной структуру этих регионов.

Большинство объектов находятся в пределах тектонических единиц, выделявшихся ранее как Бийско-Катунский антиклинорий (выступ), Ануйско-Чуйский и Уйменско-Лебедской синклинии. По

материалам экскурсии приходим к заключению, что такие названия, как "антиклинорий", "выступ" могут применяться только в том смысле, что они отражают выход на поверхность относительно более древних комплексов, независимо от того, чем они подстилаются. Со-
держание же этих понятий применительно к конкретным структурам кардинальным образом меняется. Поэтому при описании многих участков нами использован более нейтральный термин "зона", соответствующий, по существу, понятию "террейн".

На примере участков, отстоящих друг от друга на 200 и более километров, можно убедиться не в блоковой или складчато-блоковой, как это представлялось ранее, а в чешуйчато-надвиговой природе структуры Горного Алтая. Такая трактовка некоторым авторам путешественника представляется очевидной, несмотря на неоднозначность интерпретации соотношения частных структурных форм друг с другом. Например, карбонатный покров в пределах участков "Чешкиш" и "Катунская ГЭС" может быть не самостоятельным, а представлять собой один из элементов единой чешуйчато-надвиговой системы.

Эти же материалы показывают, что в "выступах" типа Баратальского под баратальской серией, считающейся многими геологами самой древней в пределах Бийско-Катунской зоны, тектонически залегают разные комплексы, в том числе и более молодые. Местами под покровами и пластинами баратальских пород и внутри нижележащего расчлененного комплекса имеются олистостромы. С карбонатными породами баратальской серии ассоциируются толеитовые базальты, что позволяет считать их образованиями единой палеотектонической зоны или террейна. Чем являлась эта зона в геологическом прошлом и какова её геодинамическая природа, можно предполагать на основании соотношения её со смежными террейнами.

Бийско-Катунская зона в целом представляет собой ассоциацию тектонических покровов и пластин, надвинутых друг на друга с запада на восток и дополнительно расчлененных. В нижней части этой ассоциации залегают пакеты офиолитовых пластин (Чаганузунский участок), в средней — преимущественно толеитовых базальтов и карбонатных пород, а в верхней — островодужных вулканитов и ассоциирующихся с ними терригенно-карбонатных отложений. Насколько такая структурная последовательность отражает стратиграфическую или первично-латеральную, сказать сейчас трудно. Ясно одно, в ней нет места комплексам, которые могли бы составлять "консолидиро-

ванный фундамент" для баратальской серии. Её пологое залегание на некоторых участках также не может быть сколько-нибудь весомым аргументом в пользу такого фундамента. В каждом конкретном случае это объясняется разной степенью деформированности слоев в подошве и в самом теле покрова.

Накопление баратальской серии происходило, скорее всего, в завершающие этапы формирования офиолитового разреза и либо предшествовало обособлению островных дуг и междуугового бассейна, либо шло одновременно с ними в пассивной окраине континента. Вулканические островные дуги в раннем кембрии заложались в стороне от области баратальского карбонатонакопления. В современной структуре комплексы междуугового бассейна, местами с офиолитами в основании, оказались надвинутыми на островодужные образования Уйменско-Лебедской зоны. На западе и северо-западе они тектонически перекрыты островодужными комплексами Горной Шории и юго-западной окраины Бийско-Катунской зоны.

Особое положение в покровно-чешуйчатой системе занимают структуры Телецко-Курайской зоны, которые шарьированы с востока навстречу движению пластин Бийско-Катунской зоны. Результатом таких встречных движений является почти полное перекрытие Уйменско-Лебедской зоны на юге и появление в районе Чаган-Узуна сутуры, в которой "сталкиваются" Бийско-Катунские и Телецко-Курайские покровы.

Иначе может быть проинтерпретирована и Яломанская группа гранитоидных массивов. Опыт нашего изучения полихронных гранитоидных массивов в Казахстане и Забайкалье показывает, что многие из них, трактовавшиеся как фазы единого сложного плутона, представляют самостоятельные интрузии, отделенные значительным промежутком времени, базитовыми дайками, фиксирующими исчезновение гранитоидного расплава на глубине, иногда даже эрозией ранее сформировавшихся массивов. Внедрение молодых гранитоидов в древние гранитные и гранитогнейсовые купола хорошо согласуется с физико-химическим моделированием.

Мы надеемся, что обсуждение фактического материала непосредственно на обнажениях поможет участникам экскурсии оценить предложенные интерпретации.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ГОРНОГО АЛТАЯ

Горный Алтай – это западная часть Алтае–Саянской складчатой области, сформировавшаяся в процессе длительного многоэтапного развития. В его составе выделяются раннекаледонские (салаирские), позднекаледонские и раннегерцинские складчатые сооружения, имеющие своеобразные осадочные и магматические формации и складчато–глыбовые дислокации (рис. I). Формирование тектонической структуры Горного Алтая, прослеживаемое с позднего докембрия, завершилось в основном в конце палеозоя внедрением гранитных батолитов. Предшествующая, довендская история региона не восстанавливается с необходимой достоверностью. Слабо проявленная в мезозое тектономагматическая активизация не усложнила палеозойские структуры и оставила лишь серию разобренных мелких интрузий щелочных базальтоидов. В неотектонический этап сформировался современный рельеф.

Одни из первых обобщающих тектонических схем Горного Алтая 40 и 50–х годов, сохранивших своё значение и до настоящего времени, принадлежат В.П. Нехорошеву и В.А. Кузнецову. На них выделены разновозрастные структурно–фациальные (структурно–формационные) зоны, определены составы осадочных и магматических образований, положение границ, имеющих, как правило, дизъюнктивный характер, показана унаследованность развития основных структурных элементов Горного Алтая. Данные о ведущей роли горизонтальных тектонических движений позволили внести существенные коррективы в традиционные представления о тектоническом строении Горного Алтая. Впрочем, основные дискуссионные вопросы, как, по–видимому, и по другим горно–складчатым регионам Советского Союза, относятся к проблеме палеотектонических реконструкций и к геолого–исторической интерпретации структурно–вещественных данных.

Во время экскурсии можно познакомиться с основными структурными элементами Горного Алтая – раннекаледонскими и раннегерцинскими складчатыми сооружениями. Состав и строение геологических комплексов, слагающих эти разнородные и разновозрастные тектонические структуры, их пространственные и возрастные отношения раскрывают особенности формирования сложного глыбово–складчатого сооружения Горного Алтая.

Раннекаледонская складчатая система Алтая включает в себя

Рис. 1. Тектоническая схема Горного Алтая (Составил В. В. Волков):

1 - кайнозойские впадины; 2-4 - герцинские складчатые сооружения; 2-3 - унаследованные синклинории, 2 - девонский структурный этаж, 3 - нижнепалеозойский структурный этаж, 4 - наложенные впадины; 5 - позднекаледонские складчатые сооружения; 6 - раннекаледонские (салаирские) складчатые сооружения; 7 - метаморфические комплексы позднего докембрия и нижнего палеозоя; 8 - грабен верхнего палеозоя и мезозоя; 9-12 - крупные гранитоидные массивы; 9 - верхнепалеозойские, 10 - ордовик-силурийские, 11 - кембрийские, 12 - полихронные массивы; 13 - гипербазиты; 14 - разломы; 15 - зона смятия (Северо-Восточная); 16 - геологические границы: а - обнаженные, б - под покровом кайнозойских отложений. Тектонические структуры: раннекаледонские выступы: Бс - Бийский, Кт - Катунский, Кд - Кадринский, Бр - Баратальский, Кр - Курайский; каледонские синклинории: Бд - Башкаусский, ЮА - Южно-Алтайский, Тл - Талцкий антиклинорий; герцинские синклинории: Чи - Чарышко-Инской, АЧ - Ануйско-Чуйский, Юс - Юстцский, УЛ - Уйменско-Лебедской; герцинские наложенные впадины: Кг - Коргонская, Кл - Калдугинская, Ут - Улаганская; герцинские Грабены: С - Сарасинский, А - Ануйский, Т - Терехтинский, Б - Бельгетобашский; массивы метаморфических пород: Тх - Терехтинский, Вк - Верхнекатунский; Бк - Башкаусский, Тц - Телецкий, Чл - Чулымский

несколько разобренных блоков, имеющих преимущественно дизъюнктивные ограничения. Это Бийский и Катунский выступы на севере, Кадринский, Баратальский и Курайский блоки на юго-востоке региона. Все они, за исключением первого, охвачены экскурсионным маршрутом. Указанные блоки ранних каледонид имеют черты стратиграфического разреза позднего докембрия – кембрия, что позволяет предполагать первоначальную территориальную общность этих блоков. Современная пространственная их разобренность является, по-видимому, следствием горизонтальных смещений, особенно сильно проявленных для юго-восточных блоков, где в зонах разломов широко развиты серпентинитовые меланжи и офиолитовые комплексы (см. участки – Чаганузузунский, Тютетский, Балхашский). Амплитуды этих смещений не определены. Вместе с тем, северные блоки – Бийский и Катунский – сохранили местами и латеральные связи с соседними структурами, выраженные фациальными изменениями одновозрастных толщ, что трудно увязать с предположением о возможных дифференцированных горизонтальных перемещениях этих блоков.

В основании стратиграфического
ских блоков

(R_3 -V) мраморизованных известняков, доломитов, силицилитов. Она согласно перекрывается фациально изменчивыми осадочно-вулканогенными образованиями венда – нижнего кембрия. В северных блоках, Катунском и Бийском, выделяются три подразделения: 1) манжерокская свита (венд – нижний кембрий, алданский ярус) – основные порфириты, их туфы, известняки, яшмы, мощностью 1500–3000 м; 2) массивные и слоистые известняки, мергели, сланцы, мощностью 200–1000 м; на отдельных участках эта известняковая толща (см. Чеповский участок) расчленена на три свиты (снизу): шашкунарскую – слоистых известняков с базальными конгломератами в основании, чеповскую – массивных известняков и барангольскую – переслаивающихся мергелей, слоистых известняков, сланцев, песчаников; во всех трех свитах Чеповского разреза собрана богатая и разнообразная фауна археоциат, трилобитов, брахиопод ленского яруса нижнего кембрия; 3) устьеминская свита (нижний кембрий, возможно низы амгинского яруса среднего кембрия) – основные порфириты, туфы, вулканомиктовые песчаники, конгломераты, сланцы, редко известняки, мощностью около 3500 м. Выше с резким несогласием в отдельных мелких впадинах и грабенах зале-

гают верхнекембрийские и нижнеордовикские (тремадокские) пестроцветные карбонатно-терригенные мелководно-морские отложения. На крыльях Катунского выступа отложения венда - кембрия несогласно перекрыты ордовико-силурийскими и девонскими толщами.

В южных блоках стратиграфическими эквивалентами манжерокской свиты являются арыджанская (1400 м) и сагалакская (1500 м) свиты, сложенные основными порфиритами, туфами, сланцами, песчаниками, известняками, кварцитами, которые, по-видимому, несогласно перекрываются известняками, граувакковыми песчаниками, алевролитами курайской свиты с фауной археоциат ленского яруса. В Курайском блоке, где основание разреза не вскрыто, манжерокскому уровню соответствует фациально изменчивая балхашская свита средних и основных эффузивов, туфов, известняков, сланцев мощностью до 1700 м, согласно перекрытая карбонатно-терригенной тыдтуярыкской свитой с фауной нижнего кембрия. Во всех южных блоках ранних каледонид не обнаружены вулканогенные образования более высокого, чем манжерокский, стратиграфического положения; вулканизм устьсеиминского времени проявился только на севере Алтая.

Рассматриваемые раннекаледонские блоки имеют складчато-глыбовую структуру, сочетающую сложные складчатые и дизъюнктивные дислокации. Большинство разломов субмеридиональной ориентировки, продольной по отношению к тектоническим блокам, имеет крутые падения в восточных румбах. Нередко они образуют тектонические чешуи, круто развернувшие слоистую структуру пород. Особенно сильно это проявлено в Курайском блоке, имеющем чешуйчато-надвиговое строение, а также в краевых частях Кадринского и Баратальского. В крайних северных и в центральных частях южных блоков, несмотря на сложную дизъюнктивную тектонику, сохранились простые складчатые формы и особенности первичных пространственных отношений фаций венда - нижнего кембрия.

В строении карбонатных толщ баратальской серии известны крупные брахиформные складки, осложненные мелкими пликативными дислокациями, что предполагает существование более древнего консолидированного фундамента. В баратальское время раннекаледонские блоки Алтая входили в состав обширного континентального шельфа, обрамлявшего с юга Сибирский континент. Вулканизм венда - нижнего кембрия на территории Алтая проявился в краевой части шельфа и на границе его с глубоководной областью.

В Катунском выступе максимальные мощности вулканогенных образований сосредоточены в узкой (15–20 км) и протяженной (более 100 км) субмеридиональной полосе, представлявшей, по-видимому, внутришельфовый рифтогенный трог. В нижних частях этой Катунской вулканической зоны дайки и силлы долеритов и диабазов густо пронизывают баратальские мраморы, выше располагаются лавы и небольшие штоки габброидов, характеризующие трещинный тип извержений манжерокского времени. Вулканизм устьсеминского времени проходил после некоторого перерыва и был связан в основном с вулканическими аппаратами центрального типа. На краю континентального шельфа, на опущенных его блоках, Каинском, Сосновском, Чергинском, наблюдается резкое сокращение объемов вулканогенных пород, приуроченных к разобленным вулканическим постройкам. Последние сложены в основном субвулканическими образованиями с маломощными покровными фациями, перекрытыми кремнисто-глинистыми осадками. В сторону внутренних частей шельфа вулканогенные образования Катунской зоны замещаются сложнопереослававшимися доломитами, известняками, сланцами, кремнистыми породами (едиганская свита). Ещё далее на восток, во внутренних районах Бийского выступа и в Мрасском выступе Горной Шории, весь разрез венда – нижнего кембрия сложен карбонатными породами.

По составу вулканиты Катунской зоны характеризуются низкими содержаниями щелочей, особенно калия, и в целом близки океаническим толеитовым базальтам. Развитие вулканического процесса сопровождается некоторым увеличением общей щелочности и калия и резким снижением двуокиси титана в устьсеминских породах, по сравнению с манжерокскими (см. таблицу).

В южных блоках морфоструктурные черты вулканогенных ареалов венда – кембрия практически не сохранились. Вулканогенные породы здесь находятся в зонах разломов и пространственно ассоциируются с гипербазитовыми телами. Базальтовые порфириты арыцманской и сагалакской свит близки к манжерокским (см. таблицу). Близки к ним и балхашские эффузивы Курайского блока, но здесь, наряду с толеитовыми базальтами, в последнее время (В.А.Симонов) обнаружены и бониниты

развития островных дуг. Это вполне соответствует и структурному положению балхашских вулкаников в чешуйчато-надвиговой зоне на границе шельфового Кадринско-Баратальского блока с глубоководной

Химические анализы вулканических пород
венда-кембрия Горного Алтая

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
I 15	<u>46.67</u> 2,35	<u>2.23</u> 0,42	<u>13.59</u> 1,83	<u>2.31</u> 0,54	<u>10.30</u> 1,18	<u>0.17</u> 0,02	<u>7.49</u> 2,25	<u>8.56</u> 2,43	<u>2.60</u> 0,83	<u>0.60</u> 0,52	<u>0.34</u> 0,20
2 30	<u>46.32</u> 2,49	<u>2.49</u> 0,73	<u>14.29</u> 1,77	<u>2.08</u> 0,90	<u>10.35</u> 1,71	<u>0.19</u> 0,04	<u>6.17</u> 1,90	<u>7.71</u> 2,49	<u>3.58</u> 0,66	<u>0.79</u> 0,62	<u>0.32</u> 0,20
3 13	<u>48.64</u> 1,95	<u>0.65</u> 0,14	<u>14.95</u> 2,51	<u>2.18</u> 2,03	<u>8.24</u> 1,55	<u>0.19</u> 0,03	<u>7.25</u> 2,22	<u>9.75</u> 1,41	<u>1.59</u> 0,78	<u>0.97</u> 0,67	<u>0.16</u> 0,09
4 28	<u>48.65</u> 2,52	<u>0.78</u> 0,19	<u>15.90</u> 2,16	<u>2.93</u> 1,75	<u>7.88</u> 1,85	<u>0.21</u> 0,06	<u>6.46</u> 2,03	<u>8.48</u> 1,91	<u>2.52</u> 1,02	<u>1.39</u> 0,85	<u>0.21</u> 0,13
5 20	<u>48.43</u> 2,06	<u>1.68</u> 0,21	<u>13.80</u> 1,09	<u>3.87</u> 1,14	<u>8.07</u> 1,22	<u>0.21</u> 0,02	<u>5.67</u> 0,97	<u>9.83</u> 1,96	<u>2.90</u> 0,84	<u>0.26</u> 0,14	<u>0.16</u> 0,06
6 7	48,58	2,00	13,79	3,55	6,95	0,17	5,61	8,74	3,41	0,93	0,29
7 12	49,26	0,67	16,47	3,81	6,88	0,17	5,62	7,91	3,67	0,34	0,13
8 3	54,64	0,27	10,63	10,81	0,23	10,22	8,35	1,73	0,37	0,03	
9 3	51,64	0,23	7,26	2,45	7,37	0,21	14,28	12,42	0,77	0,23	0,05

Примечание: 1 - манжерокская свита, с. Манжерок; 2 - то же, с. Челюш; 3 - углемеинская свита, с. Манжерок; 4 - то же, с. Челюш; 5 - ардыжанская свита; 6 - сагалакская свита; 7 - балхашская свита; 8-9 - бониниты балхашской свиты; 1-4 - по В.А.Зюбину, 1991; 5-7, 9 - по Н.И.Гусеву, 1991; 8 - по В.А.Симонову, 1991; над чертой средние значения окислов, под чертой - средние квадратичные отклонения; n - количество анализов.

территорией. В этой зоне широко распространены серпентинизированные гипербазиты, а на Чаганузунском участке имеются сохранившиеся фрагменты офиолитового разреза.

С конца среднего кембрия раннекаледонские структуры существуют в виде консолидированных складчатых сооружений, подверженных размыву и разрушению.

Вся остальная территория Алтая за пределами раннекаледонских структур уже в позднем докембрии представляла собой часть обширной глубоководной области, объединявшей также Западный Саян и Монгольский Алтай. Структурная неоднородность этой глубоководной области проявляется в некотором обособлении входящих в её состав бассейнов, из которых на территории Алтая выделяются Башкаусский, Южно-Алтайский, Чарышско-Инской и Ануйско-Чуйский. Все они отличаются мощными (до 10 тыс. м и более) терригенными разрезами нижнего палеозоя, имеющими некоторые общие черты.

В обобщенном разрезе нижнепалеозойских бассейнов Алтая, в составе горноалтайской серии, выделяются четыре формации:

1) нижняя, кремнисто-глинистая, глинисто-сланцевая, сложенная серыми, зеленовато-серыми глинистыми сланцами, алевролитами, местами с участием кремнистых сланцев и яшмоидов; 2) флишеидная, обычно наиболее мощная, сложенная часто переслаивающимися зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и сланцами в различных соотношениях; 3) флишевая, представленная ритмично переслаивающимися зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, сланцами с четкой градационной слоистостью; 4) нижнемолассовая пестроцветных полимиктовых песчаников, алевролитов, гравелитов и конгломератов.

Количественные соотношения и мощности упомянутых выше формаций в нижнепалеозойских бассейнах Алтая различны, но неизменна их возрастная последовательность, отражающая развитие от глубоководных обстановок с некомпенсированным осадконакоплением до относительно мелководных, интенсивно заполнявшихся грубообломочным материалом. Флишевая формация отражает, по-видимому, период компенсированного осадконакопления, характеризующийся высокой сейсмической активностью региона в процессе складчатости ранних каледонид, которые в дальнейшем служили источником сноса обломочного материала нижнемолассовой формации. Формирование описанного разреза горноалтайской серии происходило в течение длитель-

ного периода: с венда – нижнего кембрия до нижнего ордовика включительно. Она конформно, без заметного перерыва и несогласия перекрывается фаунистически охарактеризованными среднеордовикскими отложениями, а нижние части разреза серии имеют латеральные связи с венд-кембрийским вулканизмом.

Традиционной является проблема фундамента флишеидных прогибов Алтая, так как основание разреза горноалтайской серии не вскрыто. Наиболее вероятен субокеанический тип земной коры этих прогибов, являющихся частью обширной океанической акватории Центральной Азии в раннем палеозое (Л.П.Зоненшайн, М.И.Кузьмин, А.Б.Дергунов). Это объясняет и длительность существования морских глубоководных обстановок, и исключительно базальтовый состав вулканогенных толщ, и офиолитовые ассоциации по окраинам акваторий, а также отсутствие каких-либо кислых магматических образований.

Известные на площади флишеидных прогибов Алтая и Зап. Саяна метаморфические комплексы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций с возрастом от 900 до 600 и 400 млн лет образуют обособленные массивы, ограниченные разломами. Метаморфические комплексы располагаются вдоль границ разнородных тектонических блоков – раннекаледонских и позднекаледонских (Джебашский, Телецкий, Тонгулакский, Шашальский), каледонских и герцинских (Южно-Чуйский, Верхнекатунский, Терехтинский). В ряде случаев они маркируют пояса повышенных давлений, возникшие вследствие коллизионного взаимодействия крупных тектонических блоков, что объясняет наличие в ряде мест глаукофансодержащих сланцев среди метаморфических пород (Н.Л.Добрецов, Г.Г.Дук, Л.П.Зоненшайн). Коллизии тектонических блоков происходили неоднократно. В составе метаморфических комплексов имеются как докембрийские (рифейские), так и нижнепалеозойские породы, о чем свидетельствуют различные датировки абсолютного возраста, а также имеющиеся местами постепенные переходы метаморфических пород в слабометаморфизованные отложения горноалтайской серии. Судя по абсолютным датировкам и геологическим данным, коллизионные процессы и связанный с ними метаморфизм происходили в позднем рифее, середине кембрия и раннем ордовике.

В раннем ордовике завершилось формирование складчатых сооружений на большой территории терригенных прогибов Алтая (Южно-

Алтайский, Башкаусский). Площадь осадконакопления значительно сократилась. В Ануйско-Чуйском и Чарышско-Инском бассейнах в ордовике и силуре в мелководно-морских условиях сформировались карбонатно-терригенные разрезы, имеющие отчетливо регрессивное строение. Тектонические движения середины силура сформировали новые складчатые сооружения на площади бывших прогибов - Чарышско-Инского и значительной части Ануйско-Чуйского. Произошли общерегиональные поднятия территории Алтая, становление в новообразованных складчатых зонах гранитоидных плутонов. К началу девона морские условия сохранились лишь в северной части Ануйско-Чуйского прогиба.

С конца раннего девона начинается новый, герцинский, этап тектонической истории Горного Алтая, связанный с широко проявленной деструкцией земной коры, со значительным расширением площади седиментации за счет новообразованных впадин, прогибов и интенсивным вулканизмом.

Наиболее крупные из новообразованных структур - Уйменско-Лебедской и Остыдский прогибы, Коргонская и Калгутинская впадины, Сарасинский и Бельгабашский линейные прогибы, а также ряд более мелких. Произошло расширение площади седиментации и в Ануйско-Чуйском прогибе.

Перечисленные выше герцинские структуры пространственно разобщены, что, в известной мере, отражает их первоначальные отношения. Слагающие их осадочно-вулканогенные толщи довольно разнообразны, что определяется их расположением и размерами. Во многих наложенных впадинах в основании залегают грубообломочные, нередко пестроцветные отложения. В крупных прогибах широко развиты черносланцевые формации. И почти повсеместно значительные части разрезов сложены вулканогенными толщами контрастной базальт-риолитовой и андезит-дацит-риолитовой ассоциаций нормальной или слабо повышенной щелочности. В ряде вулканических районов хорошо сохранились стратовулканы, выявленные крупномасштабной геологической съемкой последних лет. Максимум вулканической активности падает на верхний эйфель - нижний живет.

Маршрут экскурсии пересекает стратотипический район осадочно-вулканогенной куратинской свиты среднего девона Ануйско-Чуйского синклиория близ сёл Каракол и Онгудай.

Во всех девонских впадинах в предверхнеживетское время ус-

тановлено проявление складчатости, обусловившей кратковременный перерыв и несогласие. С этого времени затухает вулканизм; мелкие впадины завершают свое развитие к началу верхнего девона, а более крупные - к началу карбона.

Герцинский этап тектонического развития Горного Алтая завершается формированием гранитных батолитов. Наиболее крупные массивы верхнепалеозойских гранитов сосредоточены в Яломанском районе Ануйско-Чуйского синклинория и в Талицком антиклинории Северо-Западного Алтая. Один из массивов Яломанской группы гранитных батолитов - Чикетаманский - является объектом экскурсии. Имеющиеся данные показывают длительный и многоступенчатый характер формирования гранитных батолитовых тел. Ранние фазы гранитов комагматичны девонским вулканогенным образованиям. С ними пространственно совмещены также пермско-карбоновые и пермские фазы, отражающие тектономагматическую активность соседних с Горным Алтаем герцинских зон Рудного Алтая. Фазы гранитов, близкие яломанским, входят также в состав полихронных плутонов ранних каледонид Катунского и Бийского выступов - Элекмонарского и Сарыкокшинско-Турочакского (О.А.Кононов, А.В.Кривчиков).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Чуйским трактом называется отрезок автодороги Новосибирск-Ташанта от Бийска (359-360 км) до пос.Ташанта у границы с Монгольской Народной Республикой. Маршрут экскурсии проходит по Чуйскому тракту вдоль Катуня и её притока Чуи до пос.Чаган-Узун (861 км) и составляет около 500 км (рис.2).

Бийск - ныне крупнейший (после Барнаула) промышленный, сельскохозяйственный и культурный центр Алтайского края, возник в 1709 г. как военная крепость, а с 1782 г. существует как город и речной порт. Здесь кончается южная ветка Западно-Сибирской железной дороги.

От Бийска Чуйский тракт проходит по правому борту долины Катуня, которая в окрестностях города покрыта ленточными сосновыми борами и березовыми колками. Тракт постепенно поднимается с первой террасы Катуня на четвертую.

В 30 км от Бийска, на 390 км тракта, расположено с.Сростки – родина В.М.Шукшина. Сейчас здесь Дом-музей писателя, где регулярно проводятся "Дни В.М.Шукшина".

Сразу же за с.Сростки тракт круто поднимается на уступ, сложенный ниже-среднечетвертичными лессовидными суглинками и супесями, с которого открывается вид на широкую пойму нижнего течения Катуня с её многочисленными протоками. Острова заросли ивой, калиной, черёмухой, вязолистой таволгой и серебристыми кустами облепихи, которые осенью усыпаны оранжево-жёлтыми ягодами – "сибирским ананасом".

Уступ высотой 300–600 м расположен на южной границе Бийско-Барнаульской впадины и протягивается на 200 км, отделяя Западно-Сибирскую равнину от Горного Алтая.

На 410 км слева от тракта, за д.Быстрянской, расположены обнажения доломитов, известняков, сланцев и базальтовых зеленокаменных порфиритов с горизонтами железистых кварцитов (эсконтинская свита венда – нижнего кембрия).

Одно из первых крупных скальных обнажений палеозоя по маршруту экскурсии можно наблюдать слева от тракта сразу же за пос. Суртайка, на интервале 416–418 км вплоть до моста через р.Иша. Здесь вскрываются зеленовато-серые пироксеновые и афировые базальтовые порфириты манжерокской свиты. Тракт проходит почти параллельно простиранию пород свиты. На некоторых участках видно подушечное строение эффузивов.

Далее, почти до пос.Майма, тракт проходит по простиранию манжерокской вулканогенной свиты, которая у въезда в посёлок по тектоническому контакту граничит с карбонатными, кремнистыми и вулканогенными породами верхней части баратальской серии.

С 429 км, в районе пос.Долина Свободы, открывается вид на гору Бобырган – самую высокую на юге Горного Алтая (абс. отметка 1008 км). Она видна справа на левобережье Катуня и сложена сиенитами девона. Её положение на границе горной и степной зон Алтая породило легенду о рождении Оби.

В нескольких километрах от Чуйского тракта, слева от пос. Майма, расположен Горно-Алтайск.

Горно-Алтайск (поселение возникло в начале XIX века, город – в 1928 г., до 1932 г. – Улала, с 1932 до 1948 гг. – Ойрот-Тура) – административный и культурный центр Горно-Алтайской автономной области, образованной 1 июня 1922 г.

Далее по Чуйскому тракту, за пос. Майма, на 453 км перед въездом в пос. Рыбалка, слева у тракта наблюдаются скальные выходы и глыбы серых роговообманковых кварцевых диоритов с многочисленными округлыми шпирами роговой обманки. Это Рыбалкинский массив средне-верхнедевонского возраста, который пересекается трактом в его краевой части до 456 км.

На 457 км, перед пос. Соузга, справа от тракта — подвесной мост через Катунь, ведущий в дом отдыха "Оя" ("Луна"), расположенный на берегу Айского озера. Это бессточное озеро глубиной около 20 м, по-видимому, карстового происхождения, по туристическим справочникам отличается "теплой" водой (очевидно, в сравнении со снеговыми водами Катунь) и несколько повышенной минерализацией. Его зеркало выше летнего уровня реки на 50 м.

В районе пос. Соузга с дороги видны мелкие обнажения черных мраморизованных известняков и силицилитов баратальской серии. Крупные скалы, сложенные этими породами, а также эффузивами манжерокской свиты, видны на противоположном берегу Катунь.

На 466–467 км, после выезда из пос. Черемшанка, открывается вид на крупные скальные гряды левого берега Катунь, сложенные известняками и кварцитами баратальской серии. Эти же породы обнажаются в русле реки.

На отрезке тракта 469 по 471 км можно наблюдать один из опорных стратиграфических разрезов Катунского антиклинория, детальное описание которого см. далее (Манжерокский участок). На 469 км, там, где сохранился участок старого тракта, слева от дороги в скальных и справа в береговых обнажениях Катунь наблюдаются вулканогенные породы устьеминской свиты (C_{1-2}), которые с юга подстилаются черными и серыми нижнекембрийскими известняками и известковистыми туффиитами. Близ подошвы в составе вулканогенной свиты отмечено много деформированных линз и прослоев черных известковистых туффиитов и известняков, а в верхах карбонатной свиты содержатся линзы, гнезда и включения черных базальтов. В карбонатных породах найдены нижнекембрийские археоциаты.

На 470 км тракта — крупные скалы вулканогенных пород более древней манжерокской свиты (венд — нижний кембрий), залегающей на расположенной южнее баратальской серии кремнисто-карбонатного состава, породы которой прослеживаются в обнажениях вдоль тракта до пос. Манжерок и немного дальше

Перед въездом в поселок (471 км), на одном из оживленных участков Чуйского тракта, воздвигнут памятник В.Я.Шишкову (1873-1945 гг.) - замечательному русскому писателю, искателю и инженеру. В качестве инженера Томского округа путей сообщения он работал в Горном Алтае в 1913-1914 гг., в течение которых под его руководством была разведена трасса и построен знаменитый Чуйский тракт - важная современная транспортная артерия Горного Алтая длиной 617 км. С той поры тракт значительно благоустроен, расширен, получил современное покрытие, но расположение трассы мало изменилось. Для В.Я.Шихова, уроженца Тверской губернии, Сибирь стала второй родиной, подарившей ему свои богатейшие просторы. Красавица Катунь, как и весь любимый им "Хан-Алтай", дали жизнь многим литературным образам и картинам его рассказов и повестей. Несомненно, что и серебристая, своенравная и неукротимая Катунь, явилась частично прообразом знаменитой Угрюм-реки.

На 476 км тракта влево уходит дорога на оз.Манжерок. От неё и несколько дальше продолжают выходы вдоль тракта кварцитов и мраморизованных известняков баратальской серии. На 481 км слева у тракта расположен источник с повышенным содержанием серебра и меди - Аржан-Су ("серебряная вода").

С 482 по 487 км тракта, в районе пос.Известковский, по обоим берегам Катунь обнажаются карбонатные породы калячинской свиты (венд?), стратиграфические соотношения которой с манжерокскими эффузивами и баратальскими известняками ещё недостаточно выяснены.

На 487 км у въезда в пос.Муны - выходы вулканогенных пород устьсеминской свиты. Здесь же установлен памятник А.М.Кочурникову - искателю железнодорожной трассы Абакан-Тайшет, погибшему во время экспедиционных работ в Саянах в 1942 г.

Крупные скалы и глыбы вулканогенно-осадочных пород устьсеминской свиты наблюдаются вдоль тракта от пос.Муны до пос.Баран-Гол. От моста через Катунь (500-й км) Чуйский тракт идёт вверх по левому борту р.Семы. Нижне- и среднекембрийские карбонатно-вулканогенные породы района с.Усть-Семы в 2 км по тракту от моста через Катунь контактируют по разлому с кремнисто-карбонатными отложениями баратальской серии, которые в виде отдельных обнажений на склоне справа от тракта протягиваются до 506 км.

На 500 км в с.Усть-Сема от Чуйского тракта ответвляется Чемальский тракт, идущий по правому берегу Катунь.

Чемальский тракт – это автодорога с гравийным покрытием, соединяющая курорт "Чемал" с Чуйским трактом. От пос.Чемала до сёл Едиган и Куюс до недавнего времени дорога была практически проселочной. Со времени изыскательских работ по проектированию Катунской ГЭС, участок дороги Чемал–Еланда значительно расширен и отсыпан гравием.

Маршрут начинается с Усть–Семинской палеовулканической постройки, находящейся почти в центральной части Катунского палеоофита (см.Чеповский участок).

На 9–II км (до русла р.Верх.Чепов) от с.Усть–Сема наблюдаются обнажения разнопорфировых плагиоклаз–пироксеновых и пироксеновых порфиритов устьсеминской свиты, представляющих трещинный тип вулканизма. Они закартированы в виде узкой (0,5–3 км) линзы субмеридиональной ориентировки, прослеживающейся на 25 км на юг до вулканической постройки района р.Аппияхта.

Выше устья р.Верх.Чепов по правому борту долины Катунь вскрываются афанитовые базальты манжерокского уровня, которые, как и предыдущие порфириты, образуют узкую (до 2 км) длинную линзу, простирающуюся субпараллельно первой. Их разделяет маломощная (125–500 м) пачка существенно карбонатных пород нижнего кембрия.

В районе 18 км, выше турбазы "Катунь", маршрут вновь пересекает линзу манжерокских базальтов. Далее, почти до правого борта р.Узнезя, вскрывается разрез эсконгинской свиты, представленной линзами и горизонтами доломитов, известняков, разнообразных сланцев, туфов, туфопесчаников, пронизанных силлами, дайками и телами базальтов, чаще всего манжерокского уровня.

На противоположном берегу Катунь находится с.Анос, в котором в начале нашего века и в 30–е годы жил и творил знаменитый алтайский пейзажист Г.И.Гуркин (1872–1937 гг.), ученик великого русского художника И.И.Шишкина. В своих широко известных картинах "Хан–Алтай", "Корона Катунь", "Озеро Горных духов", "Катунь весной", "Устье Чемала", "Каракол" и многих других Г.И.Гуркин с безграничной любовью передал могущество, величавость и красоту природы Горного Алтая.

От р.Узнезя и до р.Чемал по бортам Катунь наблюдаются обнажения в основном зеленоцветных, реже фиолетовых хлоритизированных песчаников, алевролитов, филлитов, реже гравелитов, туфов и порфиритоидов, разными исследователями относимых к различным свя-

там: куюмской (протерозой), каимской (венд-кембрий), горноалтайской (средний- или верхний кембрий - нижний ордовик) и др. Постепенные переходы этих отложений от пород эконгинской свиты позволяют датировать нам возраст нижним кембрием.

Пос.Чемал - горно-климатический курорт в Горном Алтае. Расположен в 186 км от г.Бийска. Характеризуется относительно тёплым и сухим (для Западной Сибири) микроклиматом: зима умеренно-холодная (средняя температура января - 13 °С), лето теплое (ср. температура +18 °С). Осадков около 500 мм в год. Лечат здесь активные формы туберкулёза.

С 9 км от пос.Чемал до с.Еланда на протяжении 15 км наблюдаются сплошные скальные выходы тектонических пластин, представленных известняками нижнего кембрия, порфиритами устьсеминской, афанитовыми базальтами манжерокской свит и пестрой по составу (доломитами, известняками, карбонатными брекчиями, кварцитами, порфиритоидами, туфами, туфопесчаниками, сланцами и др.) эконгинской свитой венда-нижнего кембрия.

Далее до русла Едитан обнажена палеовулканическая постройка центрального типа, структурно приуроченная к юго-восточной части Катунского палеорифта.

Продолжение маршрута по Чуйскому тракту. От 506 до 510 км тракт пересекает грабен, сложенный нижнеордовикской толщей конгломератов, песчаников, алевролитов с горизонтами часто слоистых известняков типа "слоёный пирог". В этих известняках найдена богатая фауна нижнего ордовика, а конгломераты характеризуются обилием галек и валунов гранитоидов. Хорошие обнажения этих пород имеются в километре от дороги за пос.Кашлак.

Далее до 514 км в виде отдельных коренных выходов обнажаются нижнекембрийские песчано-алевролитовые отложения с горизонтами известняков и вулканогенных пород андезитобазальтового состава. Здесь тракт пересекает небольшую мульду, сложенную нижнеордовикскими отложениями, аналогичными породам интервала 506-510км. На 514 км нижнекембрийские отложения по разлому северо-западного направления контактируют с вулканогенно-осадочными породами устьсеминской свиты, которые протягиваются по тракту до 516,5 км.

На 515,5 км перед пос.Черга тракт как бы разрезает скалу устьсеминских вулканогенных пород, образуя так называемые "чергинские ворота", которые здесь проходят по зоне разлома, справа хорошо видна плоскость скольжения, по ней левая от дороги часть

опущена. Спускаясь влево вниз к р.Семе, можно наблюдать покровную и субинтрузивную фации пироксеновых порфиров, разделенных пачкой ороговикованных алевролитов.

С 516,5 км тракт проходит в поле развития нижекембрийских вулканогенно-карбонатно-терригенных отложений, которые в виде отдельных коренных выходов обнажаются справа от тракта до 520 км, где по разлому северо-северо-западного направления они контактируют с терригенно-вулканогенными породами устьсеминской и улусчергинской свит. Эти породы слагают левый борт долины р.Семы и прослеживаются вдоль тракта до моста через неё. Наблюдаемые на этом участке существенно терригенные, песчано-алевролитовые отложения с прослоями известняков и вулканогенных пород (улусчергинская свита) являются промежуточным звеном между нижекембрийскими вулканогенными толщами Катунского антиклинория и терригенными флишеидными отложениями Ануйско-Чуйского синклинория.

После моста через р.Сему, описанные отложения по разлому, ориентированному вдоль речной долины, сменяются осадочно-вулканогенными породами среднего девона (куратинская свита). Среди вулканогенных пород свиты здесь, как и в большинстве других мест, преобладают риолиты и дациты, встречаются также андезиты и базальты. Эта толща слагает нижние части склонов обоих бортов долины р.Семы почти до пос.Шебалино (до 551 км.).

Далее куратинские эффузивы по разлому граничат с флишеидными песчано-алевролитосланцевыми отложениями горноалтайской серии большой мощности (до 7-10 км) и широкого возрастного диапазона - от кембрия (среднего, а местами и нижнего) до нижнего ордовика включительно. В нижней своей части разрез горноалтайской серии сопоставляется по возрасту с карбонатно-вулканогенными кембрийскими толщами Катунского антиклинория. Флишеидные отложения прослеживаются в скальных обнажениях левого берега р.Семы до 559 км. На участке 559-566 км тракт пересекает северо-западную краевую часть Шебалинского гранитоидного массива, представленную гранитоидами и кварцевыми диоритами. Обнажения наблюдаются по обоим бортам долины р.Семы. Толщами, вмещающими массив, являются алевролиты и песчаники горноалтайской серии, а также куратинские кислые эффузивы. На 561 км тракта, рядом с дорогой расположены крупные скалы серых биотитовых гранитов, рассеченных дайками микродиабазов и габбро-диоритов.

Вдоль тракта с 566 до 571,5 км обнажаются терригенные породы горноалтайской серии, далее до 576 км наблюдаются осадочно-вулканогенные породы курат нской свиты среднего девона, контактирующие с горноалтайскими по разлому. Хорошие обнажения подходят справа к тракту на 573 км; здесь вскрываются дациториолитовые порфиры, андезитовые порфириты, их туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты.

После пос. Топучая (с 575 км) начинается подъем на Семинский перевал (II км). Этот участок проходит через выходы терригенных пород горноалтайской серии, при подъеме на 577-578,3 км пересекает небольшое тело кварцевых диоритов - Семинский массив, являющийся сателлитом Шебалинского plutона.

На Семинском перевале (высота 2000 м) тракт проходит на уровне верхней границы леса. При подъеме на перевал можно заметить, как кедр постепенно вытесняет лиственницу и пихту. Чистые, "парковые" кедровые леса с высоким разнотравьем, обилием ярких цветов - характерная черта предгорных районов многих алтайских хребтов. С перевала хорошо видна гора Сарлык, кажущаяся невысокой, хотя абсолютная высота её 2506 м. На перевале воздвигнут обелиск в честь 200-летия вхождения Алтая (Ойрстии) в состав России.

Задолго до этого Алтай был в составе Золотой Орды и после её распада в начале XIV века алтайцы оказались в Сибирском улусе, последним ханом которого был Кучум. В 1598 г. русские разгромили его ставку и Сибирь была присоединена к Русскому государству. С этого времени алтайские племена существовали самостоятельно. Нападение Китая заставило алтайцев искать защиты у России, и 2 мая 1756 г. был подписан Указ о принятии алтайцами российского подданства.

С Семинского перевала (580-й км) тракт опускается (9 км) по левому берегу долины р. Туекта, которая до 594-го км сложена терригенными породами горноалтайской серии. Затем до 604 км дорога пересекает тектонический блок пород онгудайской свиты среднего девона, представленной зеленовато-серыми андезитовыми и андезитобазальтовыми порфиритами, туфами, туфопесчаниками, алевролитами.

С 604 по 617 км тракт вскрывает породы нижнефранской свиты: темно-серые алевролиты, песчаники с редкими горизонтами кислых

туфов и фельзитов. В интервале 617-621 км эти породы согласны подстилаются верхнеживетскими отложениями темно-серых алевролитов, песчаников, конгломератов с горизонтами (до 10 м мощностью) серых лито- и кристаллокластических туфов риолито-дацитового состава.

На 621,3 км слева от тракта, в средней и нижней частях склона, хорошо видно налегание вышеописанных сланцев на кислые вулканогенные породы курагинской свиты. Здесь, в районе пос. Курата (у пос. Шишикман) вплоть до 631 км по левому борту долины р. Урсул (левого притока Катуня) хорошо обнажены стратиграфические разрезы курагинской и онгудайской свит среднего девона. Среди риолито-дацитовых эффузивов курагинской свиты наблюдаются субвулканические близповерхностные интрузии. Типабиассальные их аналоги — щелочные рибекитовые граниты, известные в обнажениях р. Шибелик, впервые были выделены и изучены Ю.А. Кузнецовым (1937). Онгудайская, существенно андезитовая свита слагает окрестности пос. Онгудай — районного центра.

После пос. Онгудай тракт переходит на правый берег р. Урсул и с 653 км уходит от реки вправо по долине р. Мал. Ильгумень. От пос. Хабаровка начинается подъём на водораздел рек Мал. и Бол. Ильгумень. На перевал Чикетаман ("Плоская подошва") высотой более 1700 м ведёт живописный серпантин тракта, бывший некогда довольно крутым и сложным для автотранспорта. В последние годы в районе перевала построена широкая и удобная новая трасса дороги, рядом с которой сохранился и старый тракт.

В районе перевала Чикетаман дорога пересекает Чикетаманский многофазный плутон Яломанского комплекса (см. "Герцинские гранитоиды Ануйско-Чуйской зоны").

С 674 до 685 км тракт пересекает Кадринский массив, занимающий приустьевую часть р. Бол. Ильгумень и долину Катуня. В этом районе тракт вновь выходит в долину р. Катуня и проходит по высоким террасам и крутому левому скалистому берегу ("приторам") до пос. Иня. На этом пути дорога пересекает Яломанский массив (690-698 км), граничащий на юге с ордовикскими карбонатно-сланцевыми отложениями, которые в контакте с гранитами скарнированы и ороговикованы.

На 706 км — мост через Катунь — тракт переходит на правый берег Катуня у пос. Иня. На 709-714 км он пересекает Усть-Чуйский

тоналит-гранодиоритовый массив Яломанской группы, залегающий среди верхнеордовикских-нижнесилурийских карбонатных и песчано-сланцевых отложений.

В долине Катуня от р.Бол.Ильгумень до устья Чуи и далее обращают на себя внимание хорошо выраженные высокие речные террасы. Несмотря на широкую известность и многолетнюю историю их изучения, до сих пор нет единой точки зрения о их составе и строении. Одни исследователи предполагают наличие в разрезе террас двух горизонтов морен, при этом верхний из них (майминский) прослеживается до пос.Майма, где наблюдаются мощные накопления конечной морены. Другие считают, что эти террасы сложены только аллювиальными отложениями, выделяя до 16 надпойменных террас, каждая из которых знаменует определенный неотектонический этап и климатические изменения. С развитием метода радиоуглеродного датирования получена новая информация, указывающая на однородность и катастрофически быстрое заполнение долины Катуня флювиогляциальными отложениями. Это связано с деградацией последнего (сартанского) оледенения гор Алтая, прорывом ледниково-подпрудных озёр Чуйской и Курайской межгорных впадин.

На 716 км тракта с высокой террасы можно наблюдать, как овеянная легендами Чуя вливается в Катунь там, где эта великая алтайская река только что вырвалась из ущелий Теректинского хребта.

"Далеко стегнула по Алтаю Чуя, священная река!... Бурлит по крутому склону, вся седая, вся косматая, яро камни точит, грозит своим гневом человеку. Стой, Чуя, стой!... Еще немного - и твои волны запоят иные песни и будут сказывать новые были, светлые и радостные. Да не повторится прошлое, да не затмит оно грядущего дня. Эй, останови Чуя, гнев свой, не точи яро камни... Милости, Чуя, священная река, больше милости!" (Шилков В.Я. Тайга. Новосибирск; Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975, С.293).

Далее тракт проходит по правому берегу Чуи и до 770 км пересекает верхнеордовикские преимущественно терригенные породы (алевролиты, песчаники, мергели), содержащие маломощные прослои и линзы известняков, а также нижнесилурийские известняки и известковистые алевролиты, образующие многокилометровые скальные выходы.

В интервале 770-776 км находится тектонический клин, состо-

ящий из среднедевонских вулканогенных пород преимущественно андезитобазальтового состава, туфопесчаников и туфоалевролитов. После девонских образований на протяжении 5 км прослеживаются выходы песчаносланцевых пород горноалтайской серии, которые сменяются после разлома в районе 78I км среднедевонскими вулканогенными породами дацит-диаритового, реже андезитового состава, туфопесчаниками и туфоалевролитами.

Далее тракт по дну широкой троговой долины подходит к с. Чибит. Здесь расположен эпигенетический участок долины Чуи. Явление эпигенезиса заключается в том, что река оставляет древнюю, хорошо разработанную долину и вырабатывает новое русло в коренных породах. В долинах Алтая, подвергшихся древнему оледенению, эпигенетические участки встречаются довольно часто. В.А.Обручев объяснил это явление деятельностью боковых притоков древних ледников, перегораживающих долину главной реки. Л.Н.Ивановский считает, что наряду с ледниковыми подпрудами в развитии эпигенетических участков долин определенную роль следует отводить обвалам и новейшим тектоническим движениям. Ниже зимника Баратал, расположенного во временной меандре, долина Чуи раздваивается: русло уходит влево по ущелью длиной 17 км, а дорога идет по правой сухой ветви на протяжении 15 км. Во время последнего оледенения с Курайского хребта в долину Чуи по правым притокам (реки Чибитка, Белая, Ярлы-Амра) выходил ледник мощностью 450-500 м, что фиксируется мощной мореной вблизи пос.Чибит в виде изогнутых дугообразных морен, состоящих из гнейсов, гранитов, метаморфических сланцев Курайского хребта. Моренный вал преградил Чуе путь по правой ветви. В левой ветви до наступления ледника произошел перехват притоком Чуи реки Маша-Юл, участок долины нижнего течения которой оказался покинутым рекой. Во время оледенения ледник, выходивший по долине Маша-Юл с Северо-Чуйского хребта, раздваивался: одна часть продвигалась по новому участку долины, другая — по старой долине, в которой сохранились невысокие речные террасы. Образовавшийся в долине Чуи моренный вал преградил сток Чуи по старой долине, перед валом возникло озеро, осадки которого отмечаются Л.Н.Ивановским вблизи зимника Баратал. После ухода ледника из нижнего участка р.Маша-Юла Чуя использовала освободившуюся долину и изменила течение, оставив старую долину.

По брошенной Чуей долине протекает руч.Мён, подпруженный

конусом выноса, выдвинутым из ущелья р. Чибитки. Выше конуса выноса образовано небольшое кочковатое болото с озерком.

На 798 км тракт подходит к пос. Акташ, в районе которого и далее на юго-восток расположены участки Курайской группы, описание которых приводится ниже.

В районе пос. Акташ слева от тракта открывается вид на Курайский хребет, вершины которого достигают отметки 3838 м и сложены в большей мере метаморфическими породами Теленгой зоны. До 809 км тракт пересекает средне-верхнекембрийскую олистостромо-конгломератовую толщу краевой части Ануйско-Чуйского прогиба, хорошо обнаженную в скальных обрывах слева от дороги.

Далее тракт снова подходит к Чуе, протекающей в долине с плоским дном и крутыми скалистыми склонами, сложенными кремнисто-карбонатными образованиями баратальской серии.

В районе пограничного поста на 812 км тракт отклоняется от долины Чуи и поднимается на слаборасчлененный холмистый водораздел, сложенный венд-раннекембрийскими осадочно-вулканогенными образованиями. Дорога выходит в одну из внутренних котловин Алтая - Курайскую, ограниченную на севере Курайским, а на юге - Северо-Чуйским хребтами. Длина впадины - 25 км, ширина - 15 км. Массив Биш-Иирду Северо-Чуйского хребта представляет альпийский тип рельефа с широким распространением ледниковых форм: каров, цирков, трогов с ледниками. М. В. Тронов насчитывал около ста таких форм. На гребневой части Курайского хребта имеются остатки денудационной поверхности выравнивания донеогенового возраста, помятые новейшими тектоническими движениями до 3440 м. Подножия Курайского хребта закрыты мощными шлейфами конусов выноса. У подножия Северо-Чуйского и Курайского хребтов расположены две морены: более древняя имеет сглаженный рельеф, размыта и террасирована озерными уровнями до высоты 1900 м. Морены последнего оледенения вложены или надвинуты на древнюю морену и отличаются молодым бугристо-рядовым рельефом. В. А. Обручев такие подножия гор называл моренным пьедесталом. Дно Курайской впадины расположено на абсолютных отметках 1500-1650 м, высота озерных знаков колеблется от 1850-1900 м по южному борту котловины до 2000 м - по северному, что свидетельствует о ледниковом озере глубиной до 350-400 м. Небольшая ширина и многочисленность озерных террас свидетельствует о быстром снижении озерного уровня.

После пос.Курай тракт пересекает скальные выходы светло-серых девонских пород липарит-дацитового, реже андезитового состава, содержащих прослой туфопесчаников и туфоалевролитов. Затем резко поворачивает на юго-восток и идет вдоль тектонической линзы средне-верхнекарбонных песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов, которые после крупного лога сменяются девонскими породами. В районе 840 км тракт выходит за пределы Курайской степи и снова подходит к Чуе. Справа на вершине гор видны темно-серые выходы венд-раннекембрийских осадочно-вулканогенных пород, содержащих линзы и прослои светло-серых карбонатных образований. Слева от тракта продолжают коренные выходы девонских отложений.

В районе 851 км на левом берегу Чуи появляются первые выходы габбро- и гипербазитов Чаганузунского массива, которые тянутся вдоль тракта более, чем на 12 км до пос.Чаган-Узун. Слева от тракта обнажается полоса выходов желтовато-серого цвета раннекембрийских турбидитов курайской свиты, которые затем выходят из-под четвертичных отложений вблизи пос.Чаган-Узун (859 км). Большую часть южных склонов Курайского хребта вблизи тракта (на отрезке 851-859 км) и далее слагают венд-раннекембрийские лавы, дайки, силлы бонинитов и толеитовых базальтов, туфы (балхашская свита), а также раннекембрийские карбонатно-кремнисто-черносланцевые турбидиты.

Вблизи пос.Чаган-Узун тракт пересекает ультрабазиты, далее в районе "Красной горки" - красноцветные девонские отложения и выходит затем в Чуйскую котловину, абсолютные отметки дна которой составляют 1750-2000 м, длина до 80 км, ширина более 40 км. Хорошо просматриваемый с тракта северный борт котловины образует Курайский хребет, у подножия которого проходит Курайский разлом, подновленный в четвертичное время.

ОБЪЕКТЫ ЭКСКУРСИИ

Основные стратиграфические подразделения Бийско-Катунской и Ануйско-Чуйской зон

В путеводитель включены участки, расположенные по Чуйскому тракту или вблизи него, которые являются типовыми для ряда разновозрастных стратиграфических единиц Горного Алтая.

На Манжерокском и Чеповском участках распространены осадочно-вулканогенные толщи венда - нижнего кембрия. На Камлакском

участке представлен своеобразный разрез нижнего ордовика, пространственно тяготеющий к Катунскому "выступу". Каракудурский, Каракольский и Аккаинский участки знакомят нас с составом отложений, строением разрезов и характером взаимоотношений различных свит девонского орогенного комплекса. С толщами другого возраста или типа, отсутствующими в пределах перечисленных участков (ордовик-силур, горноалтайская и баратальская серии и др.) можно бегло ознакомиться при кратковременных остановках или во время демонстрации покровно-чешуйчатых дислокаций юго-востока Горного Алтая.

Манжерокский участок

Участок расположен вдоль Чуйского тракта (в интервале от 469 до 480 км), в районе пос. Манжерок. Известный здесь разрез издавна считается стратотипом манжерокской свиты, хотя, как выяснилось впоследствии, он является не самым представительным (рис.3). Тем не менее, здесь представлены все основные комплексы Катунской вулканической зоны, которая выделяется по распространению мощных вулканогенных толщ венда - кембрия. Катунская зона прослеживается на протяжении более 100 км в обнаженной части одноименного выступа в виде субмеридиональной полосы шириной 25-30 км. Вулканические комплексы Катунской зоны выполняют палеорифт, врезанный в ложе карбонатного шельфа. Манжерокский участок характеризует западную часть палеорифта, а центральная его часть представлена Чепошским участком, описанным ниже.

В основании разреза вскрываются темно-серые мраморизованные известняки и кварциты баратальской серии позднего докембрия с видимой мощностью около 500 м. Они слагают узкий (0,5-2 км) длинный (более 25 км) горст северо-восточной ориентировки, представляющий довулканическое ложе палеорифта. Внутренняя складчатость горста не совпадает с ориентировкой горста и палеорифта в целом.

Стратиграфически выше залегает существенно вулканогенная толща, которая первоначально была описана в качестве манжерокской свиты общей мощностью около 1300 м. Позднее верхняя часть разреза этой толщи была отнесена к устьеминской свите, которая отделена от нижней, манжерокской, горизонтом известняков с нижнекембрийскими археоциатами. Предполагается, что этот горизонт известняков соответствует барангольской свите описанного ниже Чепошского участка, а две нижние карбонатные свиты, чепошская и

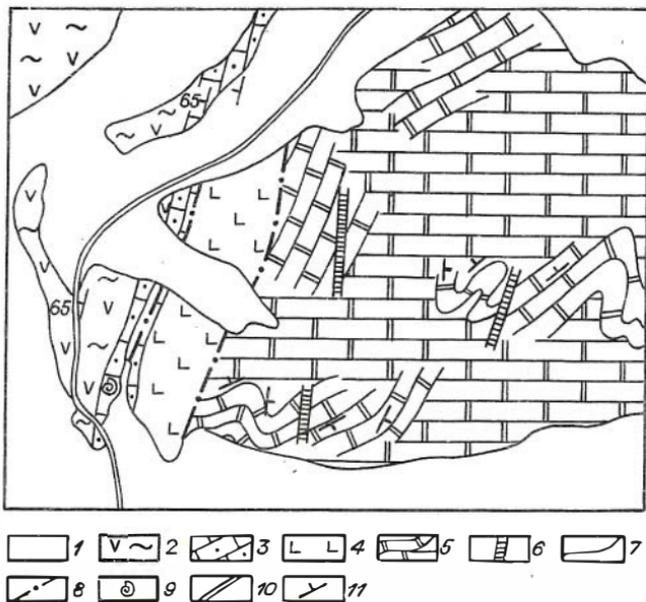


Рис.3. Схема геологического строения Манжерокского участка (Составил В.А.Зибин):

I - четвертичные и современные отложения; 2 - устьеминская свита (\mathcal{C}_{I-2}): лавобрекчии, туфы пироксеновых порфиритов, пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые порфириты; 3 - нижнекембрийские известняки, глинистые сланцы, туффиты; 4 - манжерокская свита ($v-\mathcal{C}_1$): спилиты, афировые базальтовые порфириты, их туфы, горизонты гравелистов и сланцев; 5 - баратальская серия ($R-v?$): чёрные мраморизованные известняки, горизонты и линзы силицилитов и кварцитов, метаморфические сланцы; 6 - дайки кварцевых порфиров, гранитпорфиров (D_2); 7 - геологические границы; 8 - разломы; 9 - места сбора фауны; 10 - Чуйский тракт; 11 - элементы залегания слоистости

шашкунарская, разделяющие там вулканогенные свиты, возможно, срезаны продольным разломом. Однако не исключено, что нижнекембрий-

ские карбонатные свиты Чеповского разреза на Манжерокском участке резко сокращены в мощности, и возрастные границы верхней, устьсеминской, и нижней, манжерокской, свит здесь сближены. Мало-мощный горизонт известняков участка мощностью от 50 до 150 м (в левобережье р.Катунь) — это все, что осталось от мощных рифогенных чеповских известняков.

Манжерокская свита у пос.Манжерок имеет совсем небольшую видимую мощность — 250–300 м. Вероятно нижняя часть разреза уничтожена разломом, отделяющим свиту от баратальских известняков, так как на противоположном левом берегу, ниже устья р.Устья, мощность её возрастает до 700 м. Свита представлена чередующимися покровами серо-зеленых и темно-серых афировых и мелкопорфировых базальтовых порфиритов, миндалекаменных базальтов (к северу нередко с шаровой отдельностью), кластолав с подчиненными горизонтами в верхах толщи псаммитовых туфов, туфопесчаников, кремнисто-глинистых сланцев, мраморизованных плитчатых известняков. Тип вулканизма трещинный.

Лавовые породы манжерокской свиты принадлежат к субщелочным базальтам с высоконагровым, высокотитанистым и весьма низкоглиноземистым уклонами. Возраст свиты условно определяется нижним кембрием на основании согласного залегания их с перекрывающими нижекембрийскими известняками и находок протоспонгий.

Верхняя вулканогенная свита (устьсеминская) залегает согласно на известняках (см. рис.3). В приустьевой части р.Манжерок наблюдается непосредственный контакт известняков с лавобрекчиями и туфами устьсеминской свиты. Известняки на контакте содержат включения базальтовых лав; здесь же отмечаются туфы с известковым цементом. В лавобрекчиях и туфах заключены деформированные линзы и глыбы известняков.

В составе устьсеминской свиты резко преобладают базальтовые порфириты и их лавобрекчии. Порфириты характеризуются средне- и крупнопорфировой структурой, редки миндалекаменные разности, пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые. Химические анализы вулканогенных пород устьсеминской свиты (см. таблицу) указывают на их принадлежность к субщелочным базальтам, которые отличаются от аналогичных пород манжерокской свиты низкой титанистостью, относительно повышенной глинозёмистостью, более низким содержанием суммарного железа. Эти петрохимические различия отложений усть-

семиной и манжерокской свит наблюдаются и на других участках их распространения в Катунском палеорифте.

Чепошский участок

Участок расположен вдоль Чемальского тракта между сёлами Усть-Сема и Чепош (рис.4). Здесь в склоновых и береговых обнажениях Катуня наблюдается один из самых представительных на Алтае разрезов нижнего-среднего кембрия. К тому же он характеризует вулканическую постройку центрального типа в пределах средней части Катунского палеорифта.

В основании разреза у с.Чепош вскрывается тектонический "осколок" ложа палеорифта субмеридиональной ориентировки размером 2-5 x 25 км. Он представлен кремнисто-карбонатными породами баратальской серии позднего докембрия. Отложения серии смяты в мелкие гофрированные складки с преобладающим северо-восточным простиранием и юго-восточным падением слоев. В разрезе выделяются две слабо отличающиеся друг от друга толщи. Нижняя - мощностью около 900 м представлена темно-серыми до черных мраморизованными известняками (мраморами), реже доломитами с тонкими линзовидными прослоями силицилитов. Здесь же широко развиты темные пятнистые метасоматические кварциты более крупных размеров. Верхняя - мощностью до 500 м отличается от нижней более частыми прослойками силицилитов, а также наличием горизонтов кремнисто-глинистых сланцев.

В левом борту Катуня (на правом берегу Шашкунара) вскрывается существенно известняково-доломитовая толща с подчиненными горизонтами кварцитов и базальтов (эсконгинская свита венда - нижнего кембрия). Базальты по составу очень близки эффузивам вышележащей манжерокской свиты и, возможно, частично они представляют силы. Мощность свиты не менее 1000 м.

Расположенная северозападнее более молодая вулканогенная манжерокская свита на правом берегу Катуня отделена от баратальской серии разломом. Разрез свиты обнажен на протяжении около 2 км, мощность её разными геологами определяется от 300 до 1800 м. Манжерокская свита представлена серо-зелеными и темно-серыми базальтовыми порфиритами, вулканическими брекчиями, конг-

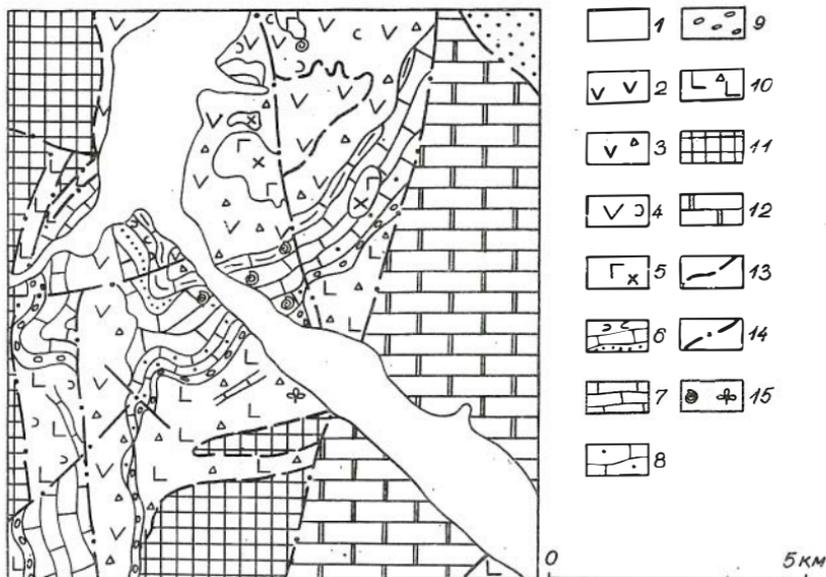


Рис.4. Схема геологического строения Чепшохского участка
(Составил В.А.Зыбин):

I - четвертичные и современные отложения; 2-5 - устьесминская свита (\mathcal{C}_{1-2}): 2 - порфириды докровой фации, 3 - лавобрекчи, кластолавы, 4 - агломератовые туфы основного состава, 5 - габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты субвулканической фации; 6-9 - нижний кембрий: 6 - темносерые мергели, зеленые песчаники, алевролиты, туфопесчаники (барангольская свита); 7 - массивные, реже грубополосчатые известняки (чепшохская свита), 8 - слоистые известняки (шашкунарская свита); 9 - конгломераты и песчаники (шашкунарская свита); 10-11 - венд - нижний кембрий: 10 - спилиты, афировые базальтовые порфириды, лавобрекчи, туфы, линзы известняков, доломитов, углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев (манжерокская свита), 11 - нерасчлененные эсконгинская и сосновская свиты: доломиты, известняки, кварциты, карбонатные брекчи, сланцы, порфириды; 12 - баратальская серия ($R_3-V?$); 13 - геологические границы; 14 - разломы; 15 - места сборов фауны и микрофитолитов

ломератами, гравелитами, песчаниками, алевропелитовыми кремнисто-глинистыми сланцами, горизонтами известняков и микрокварцитов. Здесь же нередко вскрываются небольшие блоки баратальской серии. Порфириды имеют преимущественно афанитовую структуру, реже мелкопорфировую; довольно часто встречаются миндалекаменные разности, отмечаются подушечные текстуры. Лавовые породы составляют около 40 % объема свиты. Широко развиты грубообломочные вулканогенно-осадочные породы, составляющие почти половину разреза. В их составе различаются литокластические туфы основного состава, а также породы с перемытым вулканомиктовым материалом. Вдоль западного контакта свиты отмечаются базальты диабазового облика, по петрохимическому составу аналогичные покровным образованиям свиты, но с "режущими" магматическими контактами с породами шашкунарской свиты. Вероятно они представляют субвулканические тела, комагматичные вулканитам манжерокской свиты.

По данным 30 химических анализов манжерокские порфириды Чеповского участка относятся к зубцелочным высоконатровым разновидностям с высокотитанистым, низкоглинозёмистым и умеренно-железистым уклонами химизма (см. таблицу).

Возраст свиты определяется нами нижним кембрием в основном по соотношению с вышележащими фаунистически охарактеризованными толщами. Находки микрофитолитов и спикул губок в породах манжерокской свиты не позволяют уточнить это заключение.

Вулканогенная манжерокская свита перекрывается терригенно-карбонатными отложениями, в составе которых выделены три свиты. Нижняя (ш а ш к у н а р с к а я) - свита тонкослоистых известняков, переслаивающихся местами с известково-глинистыми сланцами и песчаниками; в её основании - горизонт полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и, возможно, туфов, мощность её 400-500 м. Взаимоотношения шашкунарских отложений с подстилающими манжерокскими эффузивами на Чеповском участке, по мнению одних исследователей, несогласные, по мнению других - согласные. Вероятно, на решение данной проблемы оказывает влияние наличие субвулканических тел, которые микроскопически трудно отличимы от вулканических покровов. Средняя (ч е п о ш с к а я) свита представлена светло- и темно-серыми массивными, реже толстоплитчатыми мраморизованными известняками, содержащими довольно обильную фауну археоциат, трилобитов и реже брахиопод. Форма полей

распространения известняков неправильная и напоминает рифогенные линзы. Мощность линз 200–500 м. Верхняя (барангольская) свита мощностью от 150 до 400 м сложена серыми мергелями, переслаивающимися с известняками и отчетливо слоистыми зеленоцветными песчаниками, алевролитами и сланцами.

В отложениях всех свит собрана фауна трилобитов, археоциат и брахиопод, указывающая на нижнекембрийский (в основном ленский) возраст.

Все вышеописанные стратифицированные толщи (свиты) довольно густо рассеяны дайками плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов и диорит-порфиритов, по петрохимическому составу аналогичных вулканитам устьеминской свиты (см. таблицу).

На третьем километре Чемальского тракта отложения барангольской свиты перекрываются вулканогенными образованиями устьеминской свиты, которые по своим особенностям отвечают прижерловым фациям вулканических построек. В составе свиты здесь преобладают грубообломочные туфы, лавобрекчии и кластолиты с гигантскими глыбами известняков и мергелей, иногда содержащих нижнекембрийскую фауну. Ближе к с. Усть-Сема среди подобных пород отмечаются грубые граувакки и туффиты. Подчиненное значение имеют основные лавы (до 10–20 %), представленные разнопорфировыми пироксен-плагиоклазовыми, реже пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами и сосредоточенные в основном в нижней части разреза свиты. В борту Катуня над с. Усть-Сема закартирован ряд изометричных и неправильных по форме субвулканических тел габро-диоритового и диабаз-порфиритового состава. Вулканическая постройка имеет неправильно-изометричную форму диаметром 6–8 км.

Большинство порфиритов по структуре отчетливо средне-крупнопорфировые, редко афанитовые. Порфировые выделения составляют до 30–50 % объема породы. Пироксен представлен энстатитом, диопсидом, авгитом. По петрохимическим характеристикам вулканогенные породы устьеминской свиты близки к манжерокским эффузивам. Они также относятся к субщелочным натровым базальтам. Отличаются более низкой титанистостью, более высоким содержанием калия и глинозёма (см. таблицу).

Камлакский участок

На этом участке демонстрируются палеонтологически охарактеризованные тремадокские отложения, выделяемые в камлакскую свиту, которая вместе с её возрастным аналогом агайринской свитой имеет незначительное площадное развитие в пределах Катунского выступа и слагает грабены или тектонические пластины среди отложений конца докембрия – первой половины кембрия.

Камлакская структура размером 6 x 7 км расположена в бассейне руч. Камлак – левого притока Семь. Она сложена карбонатно-терригенными отложениями, смятыми в асимметричную складку, осложненную системой разрывных нарушений (рис.5). На основе смены литологического состава пород и палеонтологических комплексов в разрезе выделяются три неравные по мощности пачки.

Нижняя пачка обнажается в верховьях р. Малый Камлак по левому борту его долины. Низы разреза не наблюдаются, поскольку контакт с вулканогенными образованиями кембрийской устьсеминской свиты разрывной. Разрез имеет следующее строение (рис.6):

	Мощность, м
1. Известняки светло-серые, участками розовато- и буровато-серые, слабо слоистые	6
2. Алевролиты и аргиллиты лилово-серого и сургучно-красного цвета	17
3. Известняки криноидные, лилово-серые и розовато-серые, слабо полосчатые	6-8
4. Алевролиты лилово-серые, неясно слоистые, известковистые	18
5. Известняки розовато-серые, массивные, иногда тонкослоистые	6
6. Алевролиты и аргиллиты лиловые, сургучно-красные, слабо известковистые, с прослоями серых тонкозернистых массивных существенно кварц-полевешпатовых песчаников	60
7. Конгломераты мелкогалечные с хорошо и среднекатанной галькой черных и красных кварцитов и гранитов. Цемент песчано-глинисто-известковистый	более 2
Общая мощность нижней пачки	117

Из известняков нижней пачки собраны трилобиты[‡], характерные, по заключению З.Е.Петруниной, для нижнего тремадока.

Средняя пачка отделена от нижней разломом. Её разрез имеет следующее строение: Мощность, м

8. Алевролиты серые, лилово-серые с прослоями (до I-3 см) алевропесчаников более 20

9. Известняки светло-серые массивные кристаллические с прослоями и линзами лилово-красных известняков в основании пачки 34

10. Конгломераты мелко- и среднегалечные с хорошо окатанной, но плохо сортированной галькой разнообразных кварцитов, порфири- тов, реже кристаллических сланцев, гнейсов и известняков, сце- ментированной известково-песчаным материалом 30

11. Алевролиты лилово-серые, буровато-серые, зеленовато-се- рые 22

12. Конгломераты мелко-, среднегалечные, по составу анало- гичные описанным в пачке 10 31

13. Песчаники пестроцветные, разнотекстурные, существенно кварц-полевошпатового состава 12

14. Конгломераты мелко- и среднегалечные 8

15. Алевролиты лиловые и сургучно-красные 31

16. Известняки светло-серые, массивные, кристаллические, с линзами и прослоями красноватых известняков 250

Общая мощность средней пачки 438

Верхняя пачка отделена от средней разломом. Разрез имеет следующее строение:

17. Песчаники серые, красновато-серые, от крупно- до мелко- зернистых, с прослоями алевролитов 59

18. Конгломераты мелкогалечные, по простираению переходящие в песчаники 35

19. Песчаники серые, красновато-серые от мелко- до крупно- зернистых. В составе обломочного материала встречаются угловатые зерна сургучно-красных алевролитов 29

20. Алевролиты и аргиллиты сургучно-красные 170

21. Конгломераты мелко- и среднегалечные с хорошо и средне- окатанной, но плохо сортированной галькой кварцитов, кварца, гра-

[‡] Полные списки ископаемых палеонтологических остатков из разрезов Камлакского участка опубликованы в статье В.Д.Ермикова и др. (1979).

Мощность, м
нитов, эффузивов, известняков. По простиранию конгломераты переходят в гравелиты и песчаники. Среди конгломератов и гравелитов встречаются небольшие изометричные включения (линзы) светлосерых (без органических остатков) и буровато-серых (с трилобитами и брахиоподами) известняков, содержащих большое количество обломочного материала того же состава и степени окатанности, как и в цементе вмещающих пород. Примесь терригенного материала к центру линз уменьшается до поляго исчезновения. Микроскопический анализ подтвердил постепенный переход между цементом вмещающих пород и линзами известняков, что позволяет считать последние не экзотическими, а сингенетичными образованиями. Это важно, поскольку возраст конгломератов этого уровня по рекам Мал.Камлак и Камлак основывается на находках в линзах известняков палеонтологических остатков 115-170

22. Алевролиты и аргиллиты сургучно-красные с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами известняков	более 220
23. Алевролиты темно-серые и черные	более 20
24. Конгломераты мелко- и среднегалечные с линзами известняков	35
25. Алевролиты и аргиллиты сургучно-красные	165
26. Алевролиты сургучно-красные с линзами и прослоями краснокрасных "желваковых" известняков	130
27. Глинистые известняки черного и серого цвета с прослоями черных, серых и желтовато-серых алевролитов	8
28. Алевролиты сургучно-красные, переходящие к верхам пачки в серые и зеленовато-серые, с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами известняков	70
29. Конгломераты мелко- и среднегалечные с хорошо и среднеокатанной, но плохо сортированной галькой кварцитов, кварца, гранитов, эффузивов, песчаников, известняков	330
30. Песчаники полимиктовые, серые, темно-серые, зеленовато-серые, разнозернистые	более 20
Общая мощность верхней пачки	около 1400
Средняя и верхняя пачки описанного разреза общей мощностью более 1800 м относятся к верхнему тремадоку.	

На основании литологического состава, характера переслаивания, фациальной выдержанности и большой мощности тремадоксие

отложения Бийско-Катунской зоны соответствуют типу карбонатно-терригенных моласс.

Каракудюрский участок

На Каракудюрском участке, расположенном в центральной части Онгудайского поднятия, мы наблюдаем состав и взаимоотношения нижнедевонской каракудюрской и среднедевонской онгудайской свит между собой и с подстилающими образованиями горноалтайской серии (рис.7).

В типовом разрезе каракудюрской свиты по логу Каракудюр выделяются две пачки. Нижняя мощностью 600 м представлена конгломератами, песчаниками и алевролитами. Конгломераты образуют линзы и слои мощностью от нескольких до десятков метров. В составе гальки лиловые, красные, зеленые алевролиты, кварц, силицилиты, мраморизованные известняки, яшмы. В песчаниках и алевролитах встречаются ископаемые растительные остатки. Верхняя пачка каракудюрской свиты мощностью 900 м сложена песчаниками и алевролитами. Общая мощность свиты в описываемом разрезе 1500 м.

В южной части участка каракудюрская свита залегает относительно полого ($30-40^{\circ}$) и с угловым несогласием перекрывает кембро-ордовикскую горноалтайскую серию, слои которой наклонены обычно под углами $70-80^{\circ}$. В северной части участка породы этой серии надвинуты на каракудюрскую свиту, общее моноклинальное залегание которой осложнено здесь мелкими складками различного порядка с северо-западным простираем осей и углами падения на крыльях $70-80^{\circ}$, а вдоль зоны надвига широко развит кливаж.

Стратиграфически выше каракудюрской залегает с угловым несогласием онгудайская свита, обнажающаяся в западной части Каракудюрского опорного участка, на правом берегу Талды. Она представлена преимущественно диабазами, миндалекаменными диабазами и порфиритами основного и среднего состава. В основании разреза картируется пачка терригенных пород мощностью 40-120 м (рис.8).

Полный разрез онгудайской свиты мощностью 2500 м описан Б.Н.Лапиным (1963) по долине р.Урсул, где она представлена лавами (58-60 %) и туфами (38-40 %) преимущественно андезитового состава. Осадочные породы составляют около 2 % от мощности разреза.

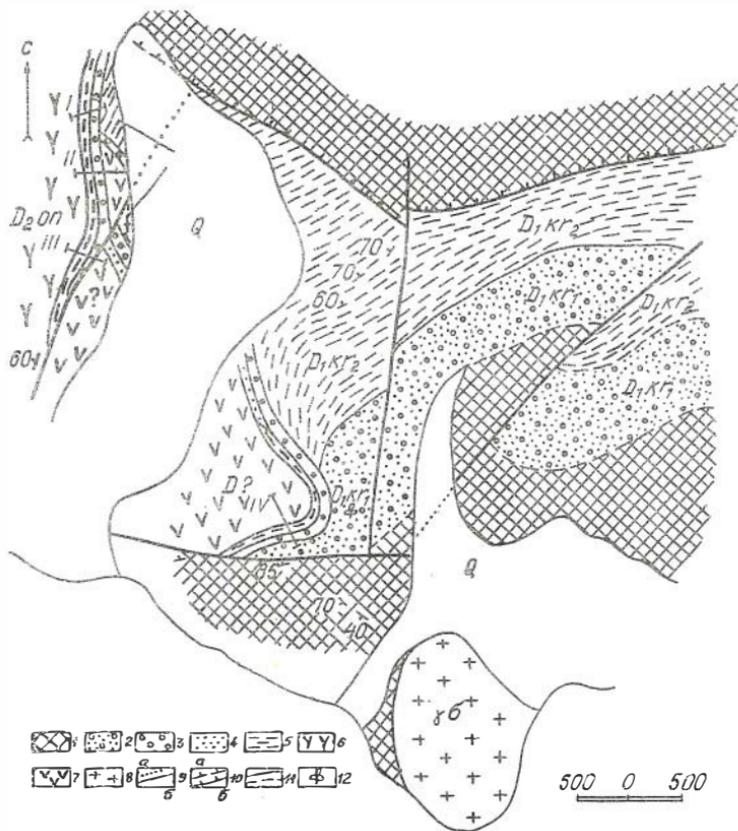


Рис.7. Геологическая схема Каракудорского участка (Составил А.А.Пузырёв):

I - горноалтайская серия; 2-7 - девон: 2 - конгломераты, песчаники и алевролиты нижней подсвиты каракудорской свиты, 3 - конгломераты, 4 - песчаники, 5 - алевролиты и аргиллиты, 6 - эффузивы андезитобазальтового состава, 7 - эффузивы среднего состава; 8 - гранодиориты яломанского комплекса; 9 - разломы: а - картируемые, б - предполагаемые под четвертичными отложениями; 10 - надвиги: а - предполагаемые под четвертичными отложениями, б - картируемые, II - стратиграфические границы; 12 - местонахождение ископаемых растительных остатков. Свиты: kr - каракудорская, on - онгудайская

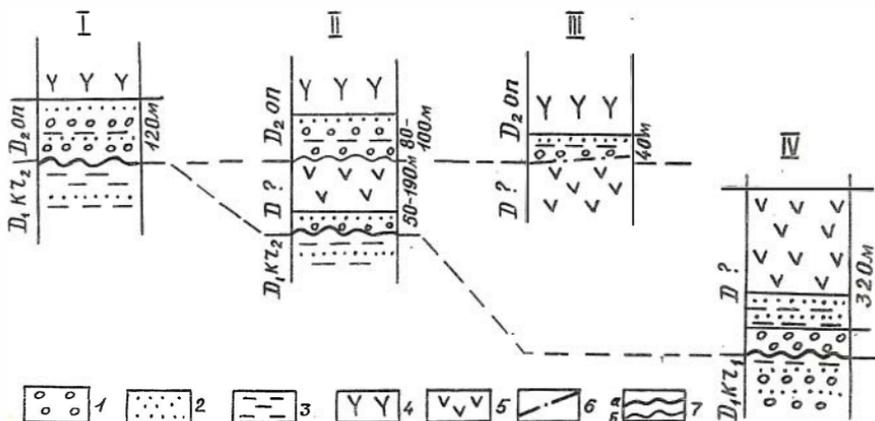


Рис.8. Взаимоотношения онгудайской и каракудурской свит в пределах Каракудурского опорного участка (Составил А.А.Пузырев): I - конгломераты; 2 - песчаники; 3 - алеволиты и аргиллиты; 4 - лавы андезитобазальтового состава; 5 - лавы среднего состава; 6 - разломы; 7 - несогласия: а - угловые, б - стратиграфические. Свиты: kr - каракудурская, •n - онгудайская.

Кроме каракудурской и онгудайской свит в пределах рассматриваемого участка выделяется толща, сложенная преимущественно эффузивами среднего состава, занимающая предположительно стратиграфическое положение между каракудурской и онгудайской свитами.

Стратиграфически выше онгудайской залегает куротинская свита среднего девона, обнажающаяся северо-западнее Каракудурского опорного участка и представленная существенно вулканогенными образованиями кислого состава, мощность которых в долине р.Урсул около 3000 м. В ее составе лавы (25-30 и 10-12 %) и туфы (40-50 и 6-8 %) кислого и среднего состава соответственно и осадочные породы (около 5 %). Вышележащие терригенные отложения с верхнеживетской фауной, ранее рассматривавшиеся в составе куротинской свиты, в настоящее время выделяются в бельгешашскую свиту, хорошо представленную в пределах Каракольского участка.

Каракольский участок

Находится в центральной части Ануйско-Чуйской зоны. Здесь по р.Каракол (правый приток р.Урсул) вскрывается разрез верхнеживетской бельгебашской и верхнедевонских бичектубомской и богучинской свит, слагающих крупную брахисинклинальную складку (Каракольская брахисинклиналь). В составе этих свит преобладают темно-серые и черные алевролиты, тонкозернистые песчаники. Для пород характерны оползневые текстуры и следы течений. В незначительных количествах (5-10 %) встречаются эффузивы и кремнистые алевролиты. При этом, если в бельгебашской свите эффузивы имеют кислый состав, то в богучинской - преобладают порфириты среднего состава. Общая мощность верхнеживетско-верхнедевонских отложений около 4000 м.

Взаимоотношения с подстилающей куротинской свитой можно наблюдать на левобережье р.Каракол северо-восточнее пос.Бичектубом. Отсутствие грубообломочных пород в основании разреза бельгебашской свиты, следов размыва куротинской и наличие в бельгебашской кремнистых алевролитов, являющихся, по-видимому, продуктами затухающей вулканической деятельности, свидетельствуют о согласном залегании вышеуказанных свит. Такие же взаимоотношения наблюдаются на левобережье р.Урсул, между поселками Усть-Каракол и Тузгита. Описанный разрез девона характерен для центральных частей девонских крупных межгорных прогибов. Иной тип разреза девона представлен на Аккаинском участке.

Аккаинский участок

По реке Ак-Кая, в легко доступном районе, можно наблюдать фрагмент разреза девонского орогенного комплекса, характерный для краевых частей межгорных прогибов и впадин. Здесь на юго-восточном окончании Бийско-Катунской зоны в составе девона выделяются среднедевонские талдылоргунская и аксайская свиты и средне-верхнедевонская кзылшинская свита (рис.9).

Талдылоргунская свита имеет мощность около 60-80 м и представлена андезитовыми порфиритами, а также лавобрекчиями и туфобрекчиями основного состава. Она несогласно, с конгломератами в

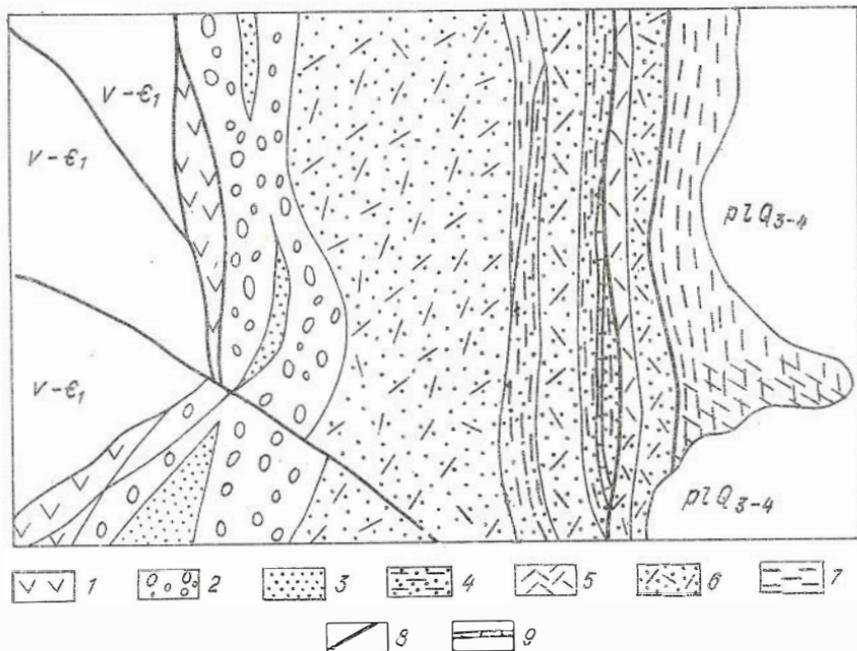


Рис.9. Схема геологического строения Аккаинского участка
(Составил А.А.Пузырев).

Девонские вулканогенно-осадочные отложения: 1 - талдыкоргунская свита; 2-7 - аксайская свита: 2 - конгломераты, 3 - песчаники, 4 - алевролиты, 5 - прослои известняков, 6 - фельзиты и кварцевые порфиры, 7 - туфы кварцевых порфиров; 8 - кызылшинская свита; 9 - разломы

основании, залегает на вулканогенно-осадочных образованиях венда - нижнего кембрия. В конгломератах базального горизонта талдыкоргунской свиты преобладают валуны известняков, аналогичных известнякам арыджанской свиты.

Аксайская свита с конгломератами в основании, но без видимого углового несогласия залегает на талдыкоргунской. В 1-3 км севернее р.Ак-Кая аксайская свита перекрывает уже непосредственно арыджанскую свиту.

Разрез аксайской свиты имеет следующее строение:

1. Базальные валунно-галечные конгломераты. В составе обломочного материала содержится большое количество гальки и валунов эффузивов талдыкорганской свиты, реже встречаются известняки аршаданской свиты и кварциты	около 50
2. Лавобрекчии	10-15
3. Валунно-галечные конгломераты, по составу аналогичные конгломератам слоя I	30
4. Средне-крупногалечные конгломераты с прослоями алевролитов и песчаников	200-220
5. Туфы кварцевых порфиров с редкими прослоями и линзами алевролитов и песчаников	300-350
6. Кварцевые порфиры	50
7. Алевролиты с отдельными прослоями туфов и известняков.	90
8. Фельзиты	30
9. Туфы кислого состава	40
Описанный разрез неполный, его видимая мощность	800-875.

Аксайская свита по разлому граничит с кызылшинской, представленной в разрезе по р. Ак-Кая фрагментарно. В целом в юго-восточной части Бийско-Катунской зоны кызылшинская свита имеет существенно терригенный состав и пестроцветную окраску. Она сложена песчаниками (до 35 %), алевролитами (до 50 %) и известняками (до 14 %). Мощность её 1000-2400 м.

Взаимоотношения кызылшинской свиты с подстилающей ее аксайской остаются неясными, поскольку наблюдаемые контакты между ними дизъюнктивные. Обе свиты смяты в конформные складки.

Герцинские гранитоиды Ануйско-Чуйской зоны (Яломанская группа массивов)

Основные объекты экскурсии - Чикетаманский, Кадринский, Яломанский и Усть-Чуйский массивы - пересекаются Чуйским трактом с севера на юг в указанном порядке (рис. 10). Они сложены среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранитоидами повышенной основности. В их составе выделяются кварцевые диориты (тоналиты) с 56-66 % кремнезема и меланократовостью $b' = 10-15$, гранодиориты

(63–68 % SiO_2 , $b_1 = 6,5-8,5$) и адамеллиты (68–72 % SiO_2 , $b_1 = 3,7-6,7$).

Эти массивы были детально описаны Ю.А.Кузнецовым в работах 1936–1939 гг., в составе выделенного им гранодиорит-тоналитового комплекса Центрального Алтая. Указанные гранитоиды ороговиковывают кембро-ордовикские, ордовик-силурийские и средне-девонские осадочные и вулканогенные толщи. Возраст условно определяется в интервале девон – карбон. Среди определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом ("Запсибгеология" и СНИИГиМС) наряду с верхнепалеозойскими есть и мезозойские датировки.

Самый северный массив – Чикетаманский – пересекается Чуйским трактом в районе одноименного перевала. Он сложен главным образом тоналитами (80 %) и диоритами (20 %), имеет резкие, рвущие контакты с терригенными отложениями горноалтайской серии, один из которых можно наблюдать на южном спуске с перевала на 667,5 км тракта.

Тоналиты рассечены зонами катаклаза, милонитизации и автометасоматических изменений – хлоритизации, эпидотизации, альбитизации, прожилковой микроклинизации. Измененные гранитоиды выделяются своей пестрой розовато-зеленой окраской. Повсеместно распространены округлые меланократовые шпирь, обычно мелкие (до 20 см). Вблизи вершины перевала можно видеть многочисленные дайки тоналит- и гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и редко жилы аплитов и пегматитов. На южном спуске с перевала в 70 м от вершины, слева по ходу движения скальные обнажения тоналитов содержат сложную вертикально ориентированную дайку мощностью около 4 м. По периферии она сложена темно-серыми тоналит-порфирами, а в центральной части более светлыми гранодиорит-порфирами. Здесь же рядом – дайки черных спессартитов, низкотитанистых, близких по щелочности вмещающим тоналитам.

На 667,5 км наблюдается юго-восточный контакт Чикетаманского массива. Морфология его довольно сложна. Наблюдаются параллельные основной границе массива перьевидные апофизы и жилы тоналитов, гранодиоритов, адамеллитов; отторженцы кордиерит-биотитовых роговиков, пронизанные гранитоидными и кварцевыми прожилками.

После поворота на 675 км трактом пересекается северо-западный контакт Кадринского массива. Этот контакт резкий, но без

зоны закалки. Меланократовые среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиориты эндоконтактной зоны массива в непосредственном контакте (в полосе 5-20 см) раскислены до адамеллитов, а иногда и отделены от роговиков I-3 сантиметровой аллит-пегматоидной зоной. Участками наблюдаются брекчии с остроугольными разноориентированными обломками полосчатых кордиерит-биотитовых роговиков, которые несут следы значительных пластических деформаций, одновременных с формированием гранитоидного массива, плейстатую мигматитоподобную полосчатость, птитматитовые жилки аллитов, будинированные эпидот-кварцевые прожилки.

Юго-западная часть Кадринского массива, пересекаемого на протяжении 3 км трактом, сложена гранодиоритами более меланократовыми в эндоконтактных зонах, в центре более лейкократовыми. Здесь также имеются меланократовые округлые шпиль, жилы аллитов и пегматоидов.

Яломанский массив, пересекаемый трактом только в краевой, северной, его части, сложен среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами, адамеллитами и, в меньшей мере, тоналитами. Эта часть Яломанского массива, довольно значительная по площади (250 км²), залегает в виде межформационного тела на контакте кембрийской терригенной и ордовик-силурийской терригенно-карбонатной толщ (см. рис.10). Южная часть Яломанского массива (не пересекаемая трактом) в отличие от северной части сложена гранитами - розовато-серыми, кремовыми, биотитовыми с незначительным содержанием роговой обманки. Имеются различия и в составе даек: в северной части - это обычный для данного типа интрузий набор тоналит-, гранодиорит-, адамеллит-порфиров, редко диабазов, слесартитов и гранит-порфиров. В южной части отмечаются лишь разнообразные гранит-порфиры, микрограниты, фельзиты и единичные тела диабазов.

Существенные различия северной и южной частей Яломанского массива позволяют сделать заключение о двух разновозрастных интрузиях, пространственно совмещенных в одном массиве.

По Ю.А.Кузнецову, а также по более поздним (60-70-е годы) исследованиям Р.М.Слободского и А.Н.Кононова массивы Яломанской группы являются многофазными плутонами, сформировавшимися *in situ*, что объясняет "проблему пространства" и отсутствие следов механического воздействия на вмещающие породы. А.Н.Кононов вы-

делает четыре фазы: I - диоритовая, 2 - гранодиоритовая, 3 - адамеллитовая и 4 - аляскитовая. По предварительным данным геологической съемки ЦГО "Запсибгеология", которая проводится в настоящее время, в составе Яломанских гранитоидов участвуют две интрузивные ассоциации: адамеллит-гранитовая и тоналит-гранодиоритовая. Они слагают как единый сложный массив (Яломанский), так и самостоятельные тела. Адамеллит-гранитные и гранит-лейкогранитовые массивы пространственно и генетически связаны с девонскими вулканогенными образованиями, локализованы в едином отрицательном гравитационном поле и имеют признаки малоглубинных субвулканических тел. Массивы тоналит-гранодиоритового состава структурно и пространственно разобщены с ареалами девонского вулканизма, характеризуются положительным гравитационным полем и являются более молодыми, карбоновыми или пермо-карбоновыми образованиями, аналогичными по составу верхнепалеозойским гранитоидам Северо-Западного и Рудного Алтая.

Чешуйчато-надвиговые дислокации Бийско-Катунской зоны

Описанные ниже участки находятся в южной, наиболее обнаженной части Катунского выступа Горного Алтая, протягивающегося на 150 км от г. Горно-Алтайска до с. Куус.

Катунский выступ сложен толщами, возраст которых, по данным разных исследователей, колеблется от раннего рифея до раннего кембрия включительно. В разрезе выделяется четыре толщи (рис. II): кремнисто-карбонатная (баратальская и эсконгинская свиты), вулканогенная (манжерокская свита), существенно карбонатная (каянчинская свита) и вулканогенная (каймская или устьсеминская свиты). Последовательность этих толщ в разрезе, возраст, взаимоотношения между ними в современной структуре дискуссионны, несмотря на высокую степень изученности территории.

Согласно традиционной точке зрения (Гинцингер, 1978) в центральной части выступа обнажаются кремнисто-карбонатные образования баратальской и эсконгинской свит. Южнее и ближе к периферии структуры распространены вулканогенные образования манжерокской свиты, далее карбонаты каянчинской, а затем вулканиты

устьсеминской. Такое распределение выходов вещественных комплексов на поверхности обусловило, вероятно, отнесение Катунской структуры к классу антиклинальных. Еландинская структура на геологических картах изображается обычно как субширотная синклиналиальная складка второго порядка (см. рис. II). Авторами данного раздела структура Катунского выступа интерпретируется как покровно-чешуйчатая.

Участок "Чешкиш"

На этом участке в точках I-4 (рис. I2) наблюдается крутопадающая на восток чешуйчатая структура, перекрытая останцами тектонического покрова.

На правом берегу Катуня, в приустьевой части руч. Чешкиш, вблизи дороги Усть-Сема - Чемал - Кююс обнажается эсконгинская свита, разрез которой расчленяется на две пачки: первая представлена чередованием черных, темно-серых слоистых, массивных и плитчатых, нередко углеродистых мраморизованных известняков с подчиненными им глинистыми сланцами и силицилитами, во второй прослеживаются серые и темно-серые часто строматолитовые доломиты (мощность горизонтов 5-50 м), известняки, силицилиты, туфосланцы, песчаники, реже основные вулканиты. Первую пачку, с некоторой долей условности, можно отождествлять с баратальской свитой, вторая является собственно эсконгинской свитой. Обнаженность не позволяет достоверно определить характер взаимоотношений между пачками, однако переход между ними (через переслаивание), совпадение элементов залегания слоев позволяет считать его согласным.

Южнее, в правом борту р. Едиган (см. рис. II), в этой толще обнаружены известковые водоросли и спиккулы губок, характерные для верхов венда - раннего кембрия.

Описанный разрез слагает более или менее однородную тектоническую пластину, лишь местами нарушенную малоамплитудными поперечными или послонными срываами.

Выше по склону в отдельной тектонической пластине залегают вулканиты манжерокской свиты. О тектонической природе контакта свидетельствует расщепление и брекчирование вблизи него, сре-

зание контактом отдельных горизонтов эсконгинской свиты. Эта толща однородна по составу: преобладают основные эффузивы темно-серого или грязно-зеленого, реже лилового цвета; в подчиненном количестве присутствуют тонкие, невыдержанные по простиранию горизонты и линзы доломитов, известняков, силицилитов. Ширина пластин - 150-300 м.

За манжерокскими эффузивами обнажается сложная по составу, но существенно карбонатная толща, на среднemasштабных геологических картах показанная как каянчинская свита (салахская свита по М.К.Винкман, 1969). Контакт её с вулканитами тектонический. В составе свиты здесь выделяются две пачки.

Первая - переслаивание темно-серых, черных, зеленовато-серых глинистых и кремнистых сланцев, алевропесчаников, гравелитов, серых слоистых известняков. Далее следует тонкое переслаивание слоистых темных и светлых известняков с глинистыми сланцами. Породы имеют характерный четко- или конгломератовидный облик.

Для второй пачки характерны светло-серые, серые массивные и слоистые известняки и доломиты видимой мощностью около 250 м. Эту пачку можно коррелировать с чепошской свитой, выделенной из состава каянчинской на севере Катунского выступа (Чепошский участок).

На Чепошском участке, а также в разрезе в правом борту р.Бийки (см. рис. II) эта толща датирована верхней половиной раннего кембрия по комплексу археоциат и трилобитов. Выделенные пачки также обособляются в виде самостоятельных тел. Вторая (карбонатная) пачка образует цепочку останцов тектонического покрова, залегающих на разных пластинах расчлененного комплекса. Видимая мощность останцов в вертикальном разрезе достигает 500-600 м. Форма карбонатных тел от угловатой до изометричной и овально-удлиненной в плане. Размеры колеблются от первых метров до километра и более.

О тектонической природе взаимоотношений этих тел с подстилающими толщами свидетельствуют следующие факты: линия контакта срезает как слои доломитов, так и окружающих пород; вблизи контакта почти всегда наблюдается брекчирование, тектоническое перемешивание разнородных блоков, зазубренная с "отщепами" форма контактов. Такие соотношения можно видеть в точках I-4 (см. рис. I2).

Выше по склону обнажается следующая тектоническая пластина,

Рис. 18. Схема геологического строения Чаганузунского участка
(Составили Н. Л. Добрецов и М. М. Буслов):

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — осадочно-вулканогенные девонские отложения; 3 — курайтская свита (турбидиты, известняки) нижнего кембрия; 4 — останец кремнисто-карбонатного Баратальского покрова; 5 — арыджанская осадочно-базальтовая свита венда-нижнего кембрия; 6-10 — чаганузунские офиолиты: верхняя пластина: слабоизмененные перидотиты (6а), массивные серпентиниты (6б), серпентинитовый меланж (7), пластины и блоки гранатовых амфиболитов и эклогитов (8); нижняя пластина: серпентиниты и серпентинитовый меланж с включениями габро-диабазов, рордигитов (9); амфиболиты по осадочно-базальтовой толще (10) в метаморфической подошве чаганузунских офиолитов; 11 — дайки девонских габро-диабазов; 12 — подошва останцов Баратальского покрова; 13 — подошва пластин чаганузунских офиолитов: нижней (а) и верхней (б); 14 — прогние надвиги; 15 — взбрососдвиги; 16 — линия разреза

В тектоническом разрезе по левому берегу Чуи выделяются следующие единицы (сверху вниз, см. рис. 18, разрез IV-IV):

1. Кремнисто-карбонатный Баратальский покров, образующий несколько деформированных останцов. Его видимая мощность до первых сотен метров, в основании развит бессерпентинитовый меланж, состоящий из зеленосланцевого матрикса, в котором заключены мелкие обломки и глыбы известняков и силицилитов. Ниже, как и на других участках, залегают пластины Арыджанской структуры.

2. Пластина вулканогенных пород интенсивно рассланцованных, будинированных и разлинзованных, мощность её составляет первые сотни метров.

3. Пластины Чаган-Узунского массива общей мощностью до 3 км. Верхняя представлена слабо серпентинизированными гарцбургитами, подстилающимися массивными серпентинитами. В основании пластины залегают серпентинитовый меланж с глыбами известняков, базальтов, силицилитов, амфиболитов, гранатовых амфиболитов, эклогитов и чешуями, состоящими из зонально метаморфизованных пород. Мощность чешуй достигает 300 м. В них наблюдаются постепенные переходы от эклогитов и гранатовых ам-

сложенная основными вулканитами каимской или устьеминской свиты.

Участок "Катунская ГЭС"

От устья руч.Чешкиш до створа Катунской ГЭС маршрут проходит вначале по выходам на поверхность кремнисто-карбонатного комплекса, а затем по вулканитам манжерокской свиты, перекрытым останцами карбонатного тектонического покрова.

Вулканогенные породы манжерокской свиты расчленяются на две толщи. Вблизи тракта они слагают вулканогенную постройку центрального типа, а юго-западнее и севернее обнажаются в структурах линейного (трещинного) типа. Нижняя толща сложена афировыми базальтами и редко плагиоклазовыми порфиритами, кластолавами, лавобрекчиями и горизонтами туфов. Это породы зеленоватой, темно-серой окраски. В верхней части разреза толщи имеются лавобрекчии с глыбами доломитов, известняков и силицилитов, аналогичных породам эсконгинской свиты.

Для верхней толщи характерно широкое распространение плагиоклазовых, реже пироксен-плагиоклазовых базальтовых порфиритов лиловой окраски. Взаимопереходы между верхней и нижней толщами постепенные, в нижних горизонтах верхней толщи в лавобрекчиях содержатся обломки доломитов и известняков. Вулканогенные образования верхней толщи слагают центральную часть вулканогенной постройки с падением к центру структуры под углами 20-60°.

По химическому составу вулканогенные породы манжерокской свиты соответствуют субщелочным пикрито-базальтам и базальтам, умеренно- и низкоглиноземистым, высокотитанистым. Сравнивая эти породы со стратотипом свиты (в районе пос.Манжерок) и подобными породами Чеповского участка, отмечаем их более высокую щелочность.

На правом берегу Катуня, напротив створа планировавшейся Катунской ГЭС, виден контакт вулканогенных пород с карбонатными (рис.13). Вулканогенная толща представлена переслаивающимися пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами и их туфами различной степени зернистости. Присутствуют отдельные, относительно маломощные горизонты силицилитов и грубообломочных образований - туфогравелитов и туфоконгломератов, линзы известняков. Слои прос-

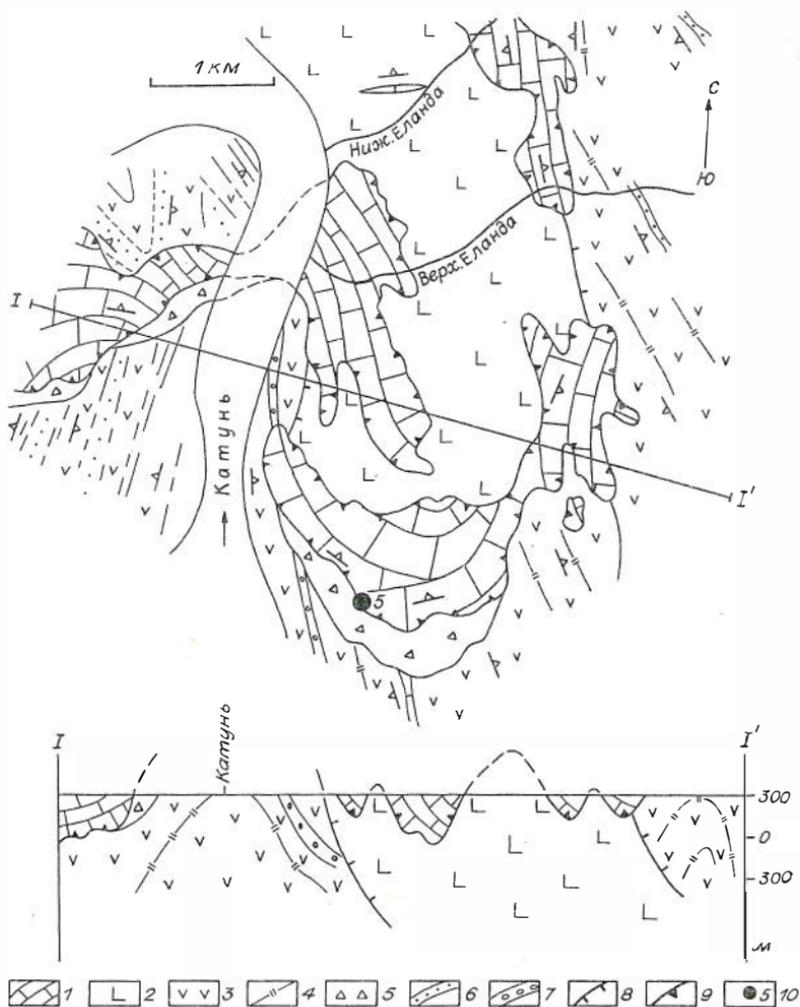


Рис. 13. Геологическая схема участка "Катунская ГЭС" (Составил С. Ю. Беляев):

I - известняки чепошской свиты, 2 - вулканиты манжерокской свиты, 3 - вулканиты устьеминской свиты, 4 - силицилиты, 5 - тектоническая брекчия, 6 - туфопесчаники, 7 - туфоконгломераты, 8 - границы тектонических чешуй, 9 - границы останцов тектонического покрова, 10 - точки наблюдения

тираются в субмеридиональном направлении и круто наклонены либо на восток, либо на запад. Толща смята в напряженные линейные, нередко изоклинные складки, иногда сорванные, превращенные в незначительно смещенные относительно друг друга тектонические чешуи.

В линзах известняков в нижней части разреза устьеминской свиты по правому борту р.Бийки (см. рис. II) обнаружены остатки трилобитов и брахиопод среднего кембрия.

Карбонатные породы слагают дугообразное тело с извилистыми границами. Карбонаты представлены светлыми, светло-серыми массивными, реже с элементами тонкой слоистости известняками. Слои имеют общее субмеридиональное простирание и крутые наклоны. Карбонатную толщу можно коррелировать с чепешскими известняками, выделенными из состава каянчинской свиты на севере Катунского выступа (Чепешский участок). Контакты карбонатных тел с подстилающими вулканогенными породами, как и на предыдущем участке, везде тектонические. Об этом свидетельствуют интенсивная тектоническая переработка пород вблизи контакта, срезание линией контакта разных горизонтов вулканогенной толщи, смятие их и брекчирование (точка наблюдения 5). Местами в тектонических брекчиях перемешаны обломки карбонатных и вулканогенных пород разной размерности. Зоны брекчирования нередко гидротермально проработаны. Поверхности контактов круто (до 85°) наклонены в сторону карбонатных пород.

Южнее предполагавшегося створа Катунской ГЭС, вдоль дороги Чемал - Куус обнажаются вулканогенные породы каимской или устьеминской свиты, слагающие вулканическую постройку центрального типа. Породы представлены пироксеновыми порфиритами, кластолавами, лавобрекчиями и туфами. По периферии постройки распространены синвулканические песчаники, туффиты и туфоалевролиты, охарактеризованные среднекембрийской фауной. По химическому составу вулканогенные породы свиты более лейкократовые, чем породы манжерокской свиты и соответствуют субщелочным лейкобазальтам, низкотитанистым, умеренно глиноземистым с калинатровым уклоном. Постройка осложнена молодыми субвертикальными разрывными нарушениями.

Ещё южнее распространены карбонатные породы чепешской свиты, слагающие останцы тектонического покрова. Контакт хорошо виден

на левобережье Катуня в устье р.Каспа (см. рис.II). Здесь чешошские известняки перекрывают терригенно-вулканогенные отложения, насыщенные обломками вышележащих карбонатов. Вероятно, их можно отнести к олистостромам, образовавшимся либо при разваливании рифогенных (чешошских) построек, либо при разрушении фронтальной части карбонатных тел при их горизонтальном перемещении в виде тектонических прогибов.

Офиолиты, покровно-чешуйчатые дислокации и олистостромы юго-востока Горного Алтая

Юго-восточная часть Горного Алтая сравнительно хорошо обнажена, легко доступна и характеризуется разнообразием структурно-вещественных комплексов. Здесь разрабатывались различные схемы тектонического районирования, в основе которых лежат представления о складчато-блоковом стиле деформаций и ограниченном развитии структурных форм, связанных с горизонтальными перемещениями.

В тектонических схемах в качестве наиболее крупных единиц выделялись, в частности, выступы, антиклинории, синклинории. К выступам обычно относились структуры, сложенные либо метаморфическими толщами (Телецкий, Курайский, Теректинский), либо карбонатными отложениями баратальской серии (Кадринский, Баратальский).

Исследования последнего десятилетия показали, что "выступы" и разделяющие их зоны характеризуются покровно-чешуйчатым строением, свидетельствующим о широком площадном распространении процессов покровообразования в прошлом. В этом можно было убедиться уже на севере Горного Алтая на примере строения участков "Чешкиш" и "Катунская ГЭС". Особенно отчетливо такая картина выражена на юго-востоке.

На рис. I^{4*} показаны главные структурные единицы юго-восточной части Горного Алтая и положение участков наблюдения.

В качестве основных тектонических единиц здесь выделяются Баратальский карбонатный покров, Телецкий и Курайский метаморфические покровы, Арыджанская и Балхашская чешуйчатые структуры.

Баратальский покров и Арыджанская чешуйчатая структура занимают юго-восточное окончание Бийско-Катунской зоны. Балхашская

* См. вклейку, с.46-47.

структура находится на юго-восточном продолжении Уйменско-Лебедской зоны и в прошлом была, по-видимому, ее составной частью. Телеский и Курайский покровы представляют собой основание аллотонных систем Западного Саяна и юго-востока Горного Алтая.

Баратальский покров вместе с Арыджанской чешуйчатой структурой являются элементами известного Баратальского выступа. Покров сложен кремнисто-карбонатными отложениями баратальской серии. Она состоит из серых, темно-серых и черных слоистых и массивных мраморизованных известняков и доломитов, содержащих линзы и прослои силицилитов, а также редкие прослои туфов основного состава. Среди известняков иногда встречаются послонные тела полнокристаллических пород основного состава. Слои кремнисто-карбонатных пород собраны преимущественно в крупные брахиформные складки субширотного простирания. Нижняя часть покрова местами расчешуена.

Арыджанская чешуйчатая структура сложена в основном венд-нижнекембрийскими, вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, описываемыми обычно в составе арыджанской, актуринской и сагалакской свит. В современной структуре эти свиты чаще всего разделены разломами, а породы интенсивно тектонизированы. В строении чешуйчатой структуры участвуют также раннекембрийские кремнисто-обломочные олистостромы, а местами - метаморфические породы и ультрабазиты.

Покровно-чешуйчатая структура на юго-востоке Бийско-Катунской зоны сформирована в основном в раннем-среднем кембрии. Об этом свидетельствуют разновозрастные олистостромовые образования, отличающиеся структурным положением и составом обломочного материала. С Арыджанской чешуйчатой структурой ассоциируются кремнисто-обломочные олистостромы второй половины нижнего кембрия. К подошве Баратальского покрова приурочены полимиктовые олистостромы первой половины среднего кембрия. Западнее Баратальского покрова в краевой части Ануйско-Чуйской зоны широко распространены олистостромо-конгломератовые образования среднего-верхнего кембрия. Они локализуются среди песчано-сланцевой флишоидной толщи горноалтайской серии, которая с конгломератами в основании перекрывает баратальскую серию. Грубообломочные образования содержат фрагменты пород как Баратальского покрова, так и Арыджанской чешуйчатой структуры.

Баратальский покров и Арыджанская чешуйчатая структура на северо-востоке граничат с Балхашской чешуйчатой структурой, принадлежащей Уйменско-Лебедской зоне.

Балхашская чешуйчатая структура сложена вендскими островодужными офиолитами, перекрытыми нижнекембрийскими карбонатно-туфогенно-черносланцевыми турбидитами. Офиолиты представлены расчлененными габбро-пироксенитами (мештуяркский комплекс), массивными габбро-диабазами, комплексом параллельных даек и силлов (таджилинский комплекс) и вендскими эффузивно-туфогенными образованиями (балхашская свита и нижняя подсвита каянчинской свиты). Лавы и породы дайкового комплекса по составу отвечают толеитовым базальтам и бонинитам (данные химических анализов бонинитов см. в таблице).

Офиолиты и нижнекембрийские турбидиты в Балхашской структуре чередуются с пластинами ниже-среднекембрийских турбидитов известняково-грауваккового (курайская свита) и туфогенно-терригенного или карбонатного (тыдтуяркская свита) состава.

Телецкий метаморфический покров расположен к северу от пос. Акташ, где этот покров надвинут на Балхашскую чешуйчатую структуру. В его основании залегают серпентинитовые сланцы, а телю сложено метаосадочно-вулканогенной кубадринской свитой, представленной разнообразными метаморфическими сланцами: биотит-кварцево-хлоритовыми, кварцево-амфиболовыми, кварцево-альбит-биотитовыми, эпидот-альбит-хлоритовыми, актинолит-эпидотовыми и другими, содержащими редкие маломощные горизонты биотитовых кварцитов, известняково-сланцевых пород и мраморов.

Среди метаморфических сланцев южной части Телецкого покрова встречаются гранитогнейсы, гнейсограниты, порфириовидные граниты, диориты и гранодиориты Кубадринского массива.

Курайский метаморфический покров занимает осевую часть Курайского хребта и сложен Курайским зонально-метаморфизованным комплексом пород эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Он представлен гранитогнейсами, мигматитами, различными по составу гнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами. Основание покрова расчлещено. Здесь пластины метаморфических пород чередуются с пластинами, сложенными вулканогенно-осадочными отложениями Уйменско-Лебедской зоны. Между пластинами часто залегает моно- и полимиктовый серпентинитовый меланж, а также листвиниты, тальк- и кварцкарбонатные породы.

Демонстрируемые во время экскурсии участки охватывают фрагменты практически всех выделенных тектонических элементов.

Акташский участок

Расположен на границе Бийско-Катунской и Ануйско-Чуйской зон (рис. 15). Здесь на отрезке от пос. Акташ вдоль Чуйского тракта до лога Бараташ можно видеть средне-верхнекембрийскую флишоподобную толщу (горноалтайскую серию) и взаимоотношение её с кремнисто-карбонатными отложениями Баратальского покрова. Толща состоит в основном из полимиктовых и кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов, а также аргиллитов, карбонатно-глинистых и кремнистых отложений. Породы нередко ритмичнослоистые. В песчано-сланцевой толще присутствуют грубообломочные образования, представленные олистостромами, конгломерато-брекчиями и песчано-гравелитовыми породами, слагающими невыдержанные по простиранию линзообразные тела и пачки мощностью до многих сотен метров. Олистоолиты и олистоплаки сложены известняками, доломитами и силицилитами баратальской серии. В валунах и гальках содержатся калиевые и натриевые гранитоиды, иногда превращенные в катаклазиты и милониты, габбро-, габбро-диориты, амфиболиты, серпентиниты, абуазиты разного состава, кварц, разноцветные силицилиты, доломиты, известняки, песчаники, сланцы, осадочные брекчии, конгломераты, гравелиты. Среди галек гравелито-брекчий встречаются разнокости, напоминающие матрикс кремнисто-обломочных олистостром Кызылчинского участка.

Обломочный материал олистостром и конгломератов по литолого-петрографическому составу соответствует верхнерифейско(?)—среднекембрийским породам, слагающим Баратальский и Телецкий покровы, Арылжанскую и Балхашскую чешуйчатые структуры.

В большинстве случаев взаимоотношения средне-верхнекембрийской толщи с породами Баратальского покрова разломные и лишь в нескольких местах наблюдается их стратиграфический контакт. Наиболее четко он выражен на северной окраине пос. Акташ. На склоне невысокой сопки средне-верхнекембрийская песчано-сланцевая толща, выделяемая здесь под названием чибитской свиты, полого, с пачкой грубообломочных пород в основании, налегает на образова-

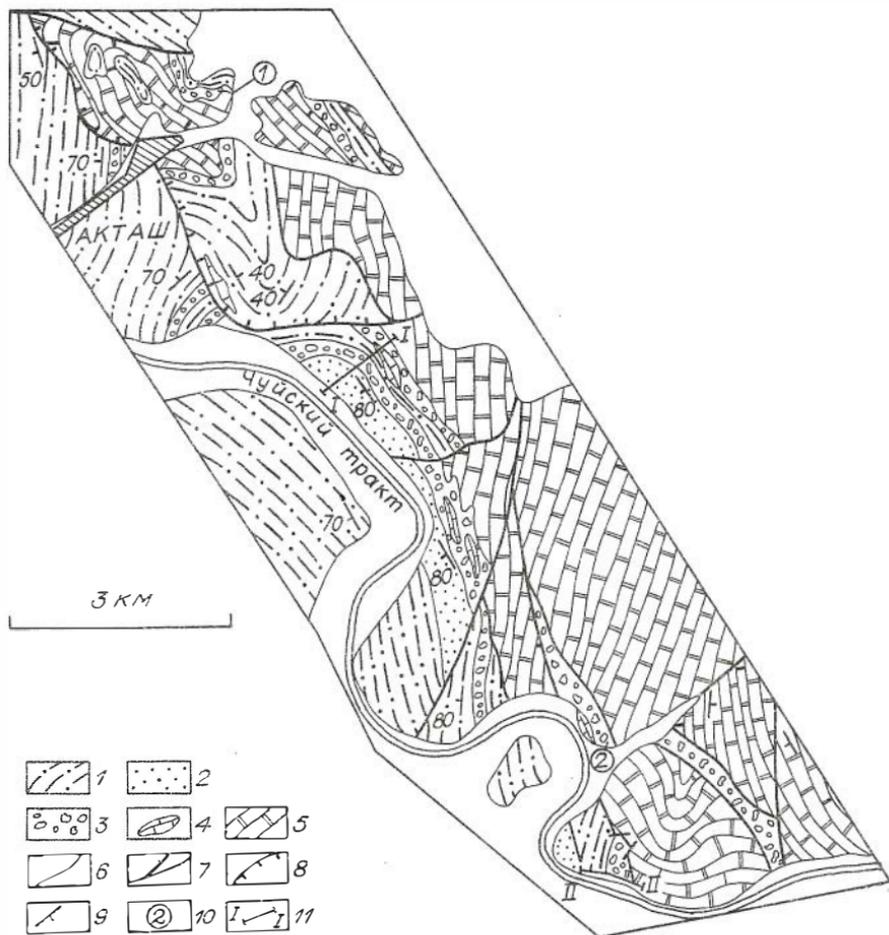


Рис.15. Схема геологического строения Акташского участка (Составил М.М.Буслов):

I-4 - средне-верхнекембрийские образования краевой части Ануйско-Чуйской зоны: I - песчано-сланцевые ритмично-слоистые, 2 - массивные песчаники, 3-4 - олистостромо-конгломераты (3) с телами кремнисто-карбонатных олистоплак (4); 5 - кремнисто-карбонатная баратальская серия; 6 - литологические границы; 7-8 - разломы: взбрососдвиги (7) и взбросонадвиги (8); 9 - элементы залегания слоистости; 10 - II - положение точек наблюдения (10) и разрезов (II).

ния баратальской серии (см. рис.15, т.н. 1). Мощность грубообломочной пачки в западном направлении в сторону Ануйско-Чуйской зоны на расстоянии 1 км меняется от 2 до 200 м. Поверхность баратальской серии, на которой залегают грубообломочный материал, неровная, на ней часто встречаются пикообразные по форме выступы силицилитов. Обломки обычно плохо окатаны и представлены в большинстве случаев мраморизованными серыми и черными известняками и доломитами (с желваками и прослоями силицилитов), черными, зелеными и красными силицилитами. Иногда встречаются пластинки песчаников и алевролитов, представляющие, вероятно, продукты внутриформационного перемыва. Выше конгломератобрекчий залегают песчаники и алевролиты, содержащие прослои и линзы грубообломочных пород.

Вблизи Чуйского тракта, в 3 км юго-восточнее пос.Акташ (см. рис.15, т.н.2), в верхней части скальных обрывов хорошо видно положение двух олистоплак кремнисто-карбонатного состава, расположенных среди песчано-алевролитовых отложений. Их мощность достигает первых десятков метров, длина превышает 200 м. В глыбах возле тракта, у подножия скальных обрывов, встречаются все разновидности пород нижних частей разреза (I-I) средне-верхнекембрийской толщи, который представлен здесь четырьмя крутозалегающими пачками (снизу вверх):

Мощность, м

1. В непосредственной близости к Чуйскому тракту выходят полимиктовые крупнозернистые песчаники 120

2. Полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами. Среди них, занимая около 50 % объема, встречаются обособления неправильной формы, ленты и линзы конгломерато-брекчий и олистостром. Их мощность составляет первые метры, протяженность - несколько десятков метров. Они сложены различной окатанности обломками мраморизованных, иногда онколитовых известняков, доломитов, силицилитов, редко известняков с археоциатами, хорошо окатанными эллипсоидными гальками плагиогранитов и полимиктовых гравелитов. В расположении обломков некоторых линз отмечена зональность: в центре находятся крупные блоки типа олистолитов, вокруг которых рассеяны более мелкие тела. Олистолиты, сложенные преимущественно известняками, имеют плоскую форму с расщепленными концами или представлены овальными образованиями длиной до 20 м.. 200

3. Серо- и темно-зеленые плохо сортированные полимиктовые песчаники и гравелиты. В них спорадически расположены различной окатанности обломки мраморизованных известняков, доломитов и силицилитов размером до нескольких сантиметров 35

4. Серые карбонатно-глинистые сланцы, содержащие беспорядочно рассеянные включения удлиненных олистолитов и более мелких обломков кремнисто-карбонатного состава, ориентированных согласно слоистости. Видимая ширина наиболее крупного олистолита достигает 8 м 50

Далее, после задернованного участка, выходят породы баратальской серии. В 2 км южнее, в верховьях водопада р. Менки по простиранию контакта наблюдается стратиграфическое налегание песчано-сланцевой толщи на кремнисто-карбонатную.

В правом борту устья лога Баратал, где описан стратотипический разрез баратальской свиты, между двумя блоками кремнисто-карбонатного состава зажато клинообразное тело олистостромо-конгломератов (см. рис. 15, т. н. 2). Грубообломочные породы местами сильно рассланцованы. Олистолиты представлены породами баратальской серии: силицилитами, мраморами и доломитами с включениями силицилитов. Их размеры по длине достигают нескольких метров.

По тракту в 1 км от устья лога Баратал, в скальных обрывах левого берега Чуи обнажаются флишеидные образования горноалтайской серии Ануйско-Чуйской зоны, содержащие грубообломочные породы. Фрагмент разреза II-II (см. рис. 15) состоит из следующих пачек, погружающихся на запад-северо-запад под углом 60-80° (сверху вниз):

1. Песчано-алевролитовая ритмично-слоистая. Мощностью ритмов до нескольких десятков сантиметров 250

2. Алевролитовая с редкими прослоями песчаников и гравелитов 250

3. Олистостромо-конгломератовая, состоящая из обломков силицилитов, доломитов и известняков баратальской серии. Обломочный материал представлен в различной степени окатанными гальками, валунами и олистолитами длиной до нескольких метров, хаотически расположенными среди гравелитов и крупнозернистых песчаников кремнисто-карбонатного и кварц-полевошпатового состава. Местами

встречаются прослои серо-зеленых мелкозернистых песчаников и алевролитов I80

Далее выходят кремнисто-карбонатные породы баратальской серии, взброшенные на образования горноалтайской серии под углом 60-70°.

Актуринский участок

Расположен в приустьевой части р.Актур (рис.16).Здесь демонстрируется взаимоотношение Баратальского покрова с Арыджанской чешуйчатой структурой.

На правом берегу р.Актур, на гребне невысокого хребта, кремнисто-карбонатная толща Баратальского покрова наклонена на северо-запад под углом 60-70°. В подошве покровы породы брекчированы или превращены в тонкополосчатые карбонатные сланцы с включениями раздробленных силицилитов. Мощность тектонизированных пород достигает первых десятков метров. Под Баратальским покровом залегает пакет чешуй, принадлежащий Арыджанской структуре. Чешуй, а также слои в них круто наклонены под покров, но простерание их местами отклоняется от простирания подошвы покрова до 30°.

Чешуйчатая структура под фронтальной частью надвига представлена следующими толщами, слагающими отдельные пластины (разрез III-III):

1. Вулканогенно-осадочная, представленная лавами и туфами базальтов с прослоями и линзами карбонатных пород и реже силицилитов. Ширина выхода по ходу маршрута около 700 м, мощность около 400 м.

2. Меланжированные карбонатные породы, мергели и олистостромоподобные образования (с обломками силицилитов, карбонатных пород и эффузивов). Мощность пластины до 50-60 м.

3. Вулканогенная толща (арыджанская свита), состоящая из лав и туфов базальтов. Ширина выхода около 100 м. Мощность пластины в направлении р.Актур увеличивается до 200 м.

4. Пластина диафторированных и меланжированных гранатовых амфиболитов, невыдержанная по мощности, с раздувами до 250 м.

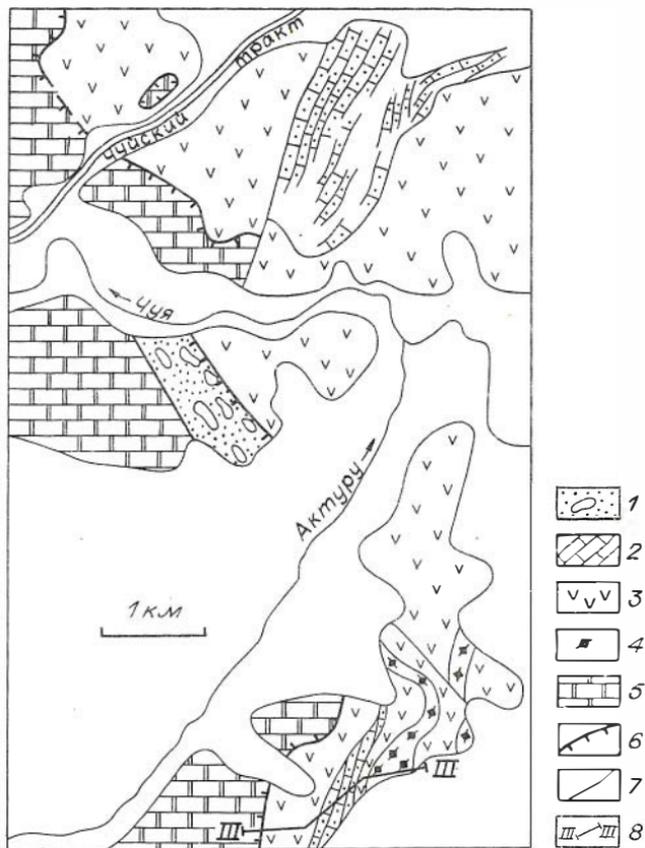


Рис.16. Схема геологического строения Актуринского участка (Составили Н.А.Берзин, М.М.Буслов, Ч.Б.Борукаев):

1 - среднекембрийская олистострома; 2 - кембрийская толща переслаивающихся олистостромоподобных образований, мергелей и карбонатных пород; 3 - нерасчлененные вулканогенные и вулканогенно-осадочные венд-кембрийские образования; 4 - диафторированные гранатые амфиболиты; 5 - верхнерифейско(?) - раннекембрийский кремнисто-карбонатный комплекс Баратальского покрова; 6 - фронтальный надвиг Баратальского покрова; 7 - прочие разломы; 8 - разрез на правом берегу р.Актурч

Местами блоки гранатовых амфиболитов погружены в зеленосланцевые диафториты. Для слабо измененных пород характерны гранаты зонального строения и пойкилитовая структура с включением кварца, амфибола, сфена. Среди амфиболитов встречаются будины силицилитов, что говорит об их вулканической природе.

5. Пластина, аналогичная по составу пластине 3.

На левом берегу р.Актур, в 2,5 км ниже её устья, на границе с Баратальским покровом залегает олистостромовая толща. Слои в покрове в одних местах простираются вдоль разделяющего их разлома, в других – срезаются им. Мощность олистостромы около 400 м.

В олистостроме преобладают крупные олистолиты длиной до первых десятков метров. Они образуют обычно плотные скопления с незначительной ролью тектонизированного матрикса. Олистолиты представлены в основном эффузивами, туфами, туфитами, силицилитами и разнообразными известняками (в том числе с водорослевой проблематикой). Встречаются также блоки карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений, сходных с баратальскими. Матрикс олистостромы песчано-глинистый, часто известковистый. В олистостромовой толще встречаются горизонты, слабо насыщенные крупноглыбовым материалом. Они сложены переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, карбонатно-глинистыми сланцами и известняками, образующими тонкие (несколько сантиметров) будинированные прослойки. В песчаниках и сланцах местами присутствуют сравнительно хорошо окатанные гальки мраморизованных известняков, доломитов, миндалекаменных андезитобазальтов и диабазов.

Под олистостромой, отделяясь от нее разломом, залегает вулканогенно-осадочная толща (арыджанская свита). В зоне разлома породы интенсивно рассланцованы, будинированы, а слои местами сложно деформированы.

Кызылчинский участок

Занимает левобережье р.Кызыл-Чин в районе её устья (рис.17). На этом участке также можно наблюдать взаимоотношения Баратальского покрова с Арыджанской чешуйчатой структурой. Основание покрова расчленено и представляет серию пластин и линз кремнисто-карбонатных пород, которые раздроблены, ожелезнены и пронизаны

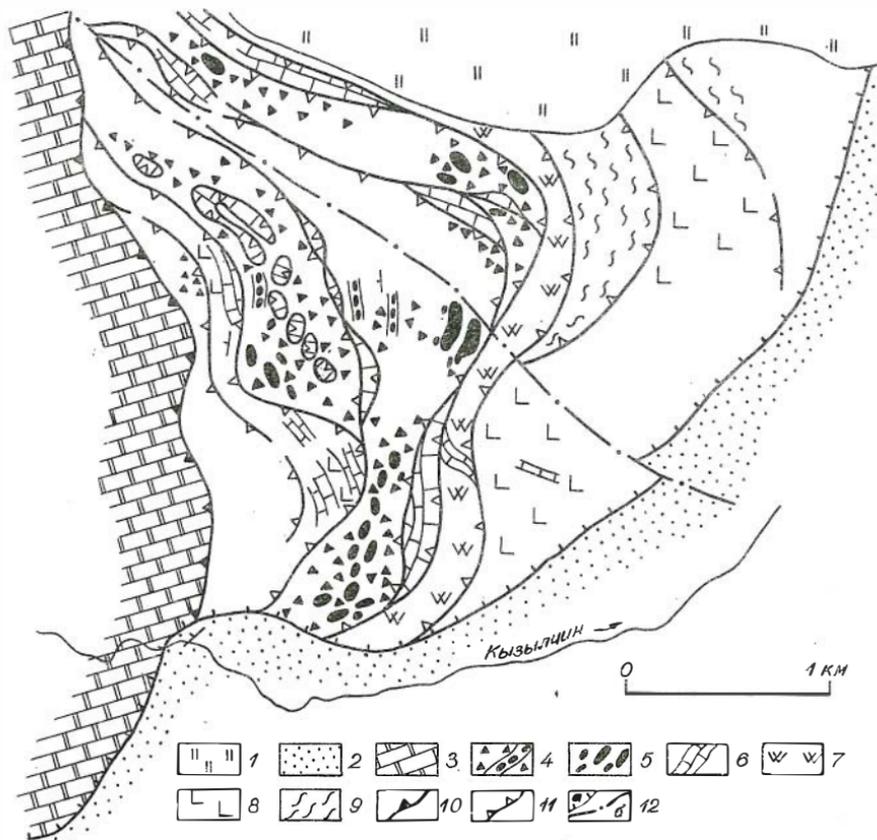


Рис. 17. Схема геологического строения Кызылчинского участка (Составили Н.А. Берзин, М.М. Буслов, Ч.Б. Борукаев):

I – четвертичные осадки; 2 – девонские отложения; 3 – верхнерифейско(?)–раннекембрийские кремнисто-карбонатные образования Баратальского покрова; 4–II – Арнджанская чешуйчатая структура: 4–5 – нижнекембрийская кремнисто-обломочная олистострома: гравелиты с горизонтами конгломератов (4), крупные олистолиты (5), 6 – пластины преимущественно карбонатных пород с редкими телами базальтов, 7 – пластины силицилитов, 8 – пластины базальтов, 9 – пластины зеленых сланцев, 10 – фронтальный надвиг Баратальского покрова, 11 – прочие надвиги; 12 – позднепалеозойско-мезозойские разломы: взбросы (а) и сдвиги (б)

жилами и прожилками кварца. Ограничивающие их надвиги полого (30–40°) погружаются на запад.

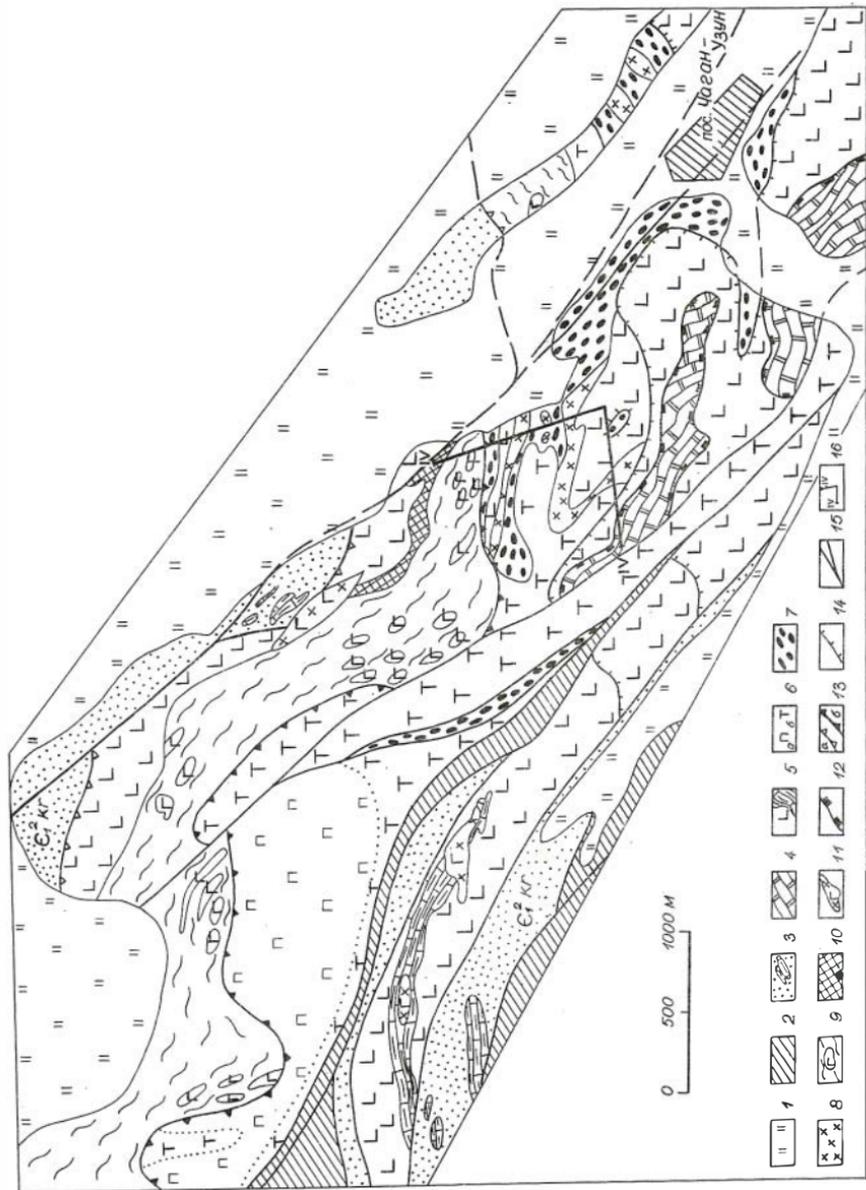
Баратальский покров налегает на пакет пластин, в котором набор пород отличается от того, что развит в районе р.Актурю. В верхней части пакета тектонически чередуются пластины и линзы, сложенные олистостромами, серыми известняками вместе с эффузивами основного состава, а также кремнистыми и другими сланцами.

Олистостромы, в отличие от актуринских, преимущественно миктоновые. Матрикс в них представлен брекчиями гравелитовой размерности, обломки которых состоят из разноцветных кремнистых пород, редко красных яшм. В небольшом количестве присутствуют фрагменты измененных эффузивов, карбонатных и тонкослоистых глинисто-карбонатных пород. Цемент брекчий кремнистый, глинисто-кремнистый и карбонатно-кремнистый.

В брекчиях заключены разрозненные олистолиты кремнистых, а в единичных случаях и карбонатных пород. Кремнистые олистолиты сложены в основном черными и серыми силицилитами, достигают в поперечнике нескольких десятков метров, четко выражены в рельефе в виде небольших бугров. Мощность олистостромовой толщи в одной из пластин составляет около 300 м. Эти олистостромы могли быть сформированы при разрушении покровов или пластин, сложенных в основном кремнистыми породами. Одна из таких пластин, состоящая из пестрых по окраске массивных и тонкополосчатых силицилитов, испытавших местами вторичную перекристаллизацию, залегает ниже олистостром. Среди силицилитов встречаются единичные линзы известняков. Ширина выхода пластины достигает 300 м и при пологом её залегании мощность, по-видимому, составляет не менее 100–150 м. Силицилиты подстилаются тектонически расчлененным вулканогенно-сланцевым комплексом (арыджанской свитой).

Чаганузунский участок

На Чаганузуном участке, расположенном вблизи одноименного поселка, в пластинах Арыджанской покровно-чешуйчатой структуры вскрываются нижние части офиолитового комплекса, ассоциирующиеся с высокобарическими породами (эклогитами, гранатовыми амфиболитами и др.).



фиболитов через гранатосодержащие metabазальты к базальтам зеленосланцевой фации метаморфизма, среди которых прослеживаются линзы и будины сидицилитов и прослой черных сланцев.

Нижняя пластина состоит из массивных и сланцеватых серпентинитов, которые содержат будинированные и деформированные дайки габбро, габбро-диабазов и диабазов. Кайма и выклинивающиеся зоны этих тел сложены родингитами. Восточнее, в правом борту Чуи, породы нижней пластины превращены в меланж, который перекрыт меланжем верхней пластины.

Нижняя пластина налегает на верхние члены офиолитового разреза: вулканогенные породы, пронизанные диабазами дайково-силлового комплекса. На контакте четко выражена метаморфическая подошва, сложенная безгранатовыми амфиболитами. Ее мощность достигает первых сотен метров.

Комплекс пород верхней пластины, включая эклогиты и гранатовые амфиболиты, соответствует высоким давлениям (7-9 кбар), а нижней, содержащей метагаббро, родингиты, безгранатовые амфиболиты, соответствует низким давлениям (2-3 кбар). Можно предполагать, что верхняя пластина с эклогитами в меланже представляет собой субдукционный комплекс (висячий блок зоны субдукции?), а амфиболиты в подошве нижней пластины были сформированы при наджигании горячих перидотитов на базальты океанического ложа.

Тютетский участок

Находится в 3,5 км южнее пос.Курай (см. рис.14). Здесь, на отдельно стоящей невысокой сопке, легко доступной для наблюдения, выходят породы, соответствующие по составу пластинам и чешуям Чаганузунского участка, но в большей мере меланжированных. В юго-западной части сопки распространен серпентинитовый меланж, отвечающий породам нижней пластины Чаган-Узуна. Он состоит из расслаиванных серпентинитов, в которые заключены глыбы размером до первых метров массивных серпентинитов (антигоритов) и светло-серых скрытокристаллических родингитов.

Восточнее и ниже по разрезу относительно родингит-серпентинитового меланжа залегает 30-метровый горизонт полимиктового меланжа. В нем содержатся блоки (до нескольких метров в поперечни-

ке) серпентинизированных пироксен-сливиновых порфиров, диафторированных гранатовых амфиболитов, амфиболитов, эглогитоподобных пород. В матриксе находятся серпентинитовые сланцы и милониты по метаморфическим породам и базальтам. Ниже полимиктового меланжа расположена пластина метаморфических пород видимой мощностью более 250 м. Амфиболиты повсеместно будинированы и меланжированы, по ним часто развиты многочисленные зеркала скольжения. С востока пластина амфиболитов ограничена меланжем мощностью около 80 м. Его матрикс состоит из хлорит-серицитовых диафторитов, содержащих мелкие обломки силицилитов и амфиболитов, а также крупные изометричные блоки амфиболитов размером до многих метров. За меланжем следуют массивные амфиболиты с будинами силицилитов.

Балхашский участок

Балхашский участок, расположенный в Курайском хребте севернее пос. Чаган-Узун, является примером чешуйчато-надвиговой структуры, в строении которой большую роль играют образования остро-воздушного этапа развития.

На этом участке картируется пакет пластин, смятый в синформную складку северо-западного простирания (см. рис. I4). Структура пакета наиболее четко выражена на замкании складки в бассейне рек Балхаш, Тьдтуярык, Янтерек. Здесь снизу вверх выделяются следующие тектонические единицы:

1. Нижняя пластина мощностью около 1,5 км, состоящая из нижне-среднекембрийских турбидитов. Она прослеживается лишь в юго-западном крыле синформы в основании Курайского хребта. В правом борту р. Балхаш слои турбидитов опрокинуты и под углом 40–50° срезаются поверхностью надвига, ограничивающей вышележащий пакет пластин.

2. Пакет пластин, сложенный массивными габбро-диабазами, комплексом параллельных даек, силлов и туфогенно-эффузивных образований. Мощность пакета до 1 км.

3. Туфогенно-терригенные турбидиты, разделенные пластиной карбонатных пород, мощность которой меняется от первых десятков метров до 1,5–2 км. Мощность пластин турбидитов составляет 1–1,5 км.

4. Пакет чешуй габбро-пироксенитов вместе с пластиной нижекембрийских черносланцевых турбидитов. Мощность чешуй магматических пород достигает 1 км. Габбро-пироксениты нижней чешуи перекрывают образования пакетов пластин 2 и 3.

5. Пакет мощных (до 1,5-2 км) пластин карбонатно-терригенно-черносланцевых турбидитов. Он налегает на различные структурные элементы пакетов пластин 2-4.

6. Верхняя пластина мощностью 0,5-1 км, аналогичная по составу пакету пластин 2.

Общая мощность пакета пластин Балхашской чешуйчатой структуры превышает 5-6 км. Некоторые поверхности надвигов этой структуры предыдущими исследователями принимались за стратиграфические или интрузивные контакты.

По руч. Янтерек наиболее доступны для наблюдения образования пакета пластин 2, описанного выше (см. рис. I.4, т.н.3). В районе первых скальных обнажений в левом борту ручья выходит вулканогенная толща, слои которой наклонены к северо-востоку под углом 45-60°. Разрез вверх по склону следующий:

1. Поток пиллоу-лав. Видна центральная часть потока мощностью до 25 м, состоящая из различных по форме подушек, а также кровля, сложенная мелкообломочной лавобрекчией. Встречаются подушки вытянутой формы с пережимами и утолщениями, концы часто закручены. Длина подушек достигает 5 м, мощность 1 м. Другие подушки имеют эллипсоидную и шаровидную форму размером до 2 м. Центральная часть подушек состоит из плагиоклаз-пироксеновых порфиритов, краевая представлена сантиметровыми зонами закалки. Межподушечное пространство выполнено пятнистой массой со следами струйчатости;

2. Турбидиты (2 м), обломки которых состоят в основном из плагиоклаза и пироксена;

3. Туфы (2 м);

4. Лавобрекчии (30 м);

5. Зона дробления и лиственитизации (1,5 м);

6. Силлы габбро (10 м);

7. Лавовый поток, в центре состоящий из массивных плагиоклаз-пироксеновых порфиритов (10 м), по краям - из лавобрекчий (20-25 м);

8. Выше по склону после разлома выходит комплекс даек и силлов (60 м).

В правом борту руч.Янтерек в комплексе "дайка в дайке"можно наблюдать несколько генераций даек, сложенных долеритовыми порфиритами и породами бонинитовой серии. Дайки бонинитов самые поздние. Мощность даек долеритовых порфиритов достигает 1,5м, бонинитов - 0,5. Последние отчетливо зональны, с четкими зонами закалки и крупными кристаллами пироксенов в центральной части.

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА ГОРНОГО АЛТАЯ

Путеводитель экскурсии

Ответственный редактор

Николай Леонтьевич ДОБРЕЦОВ

Утверждено к печати

Объединенным институтом геологии, геофизики
и минералогии СО АН СССР

Редактор Р.Н.Ильина

Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 28.06.91.

Бумага 60x84/16. Печ.л.4,5+3 вкл. Уч.-изд.л.5,2.

Тираж 250. Заказ 200. Цена 1 р.

Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии СО АН СССР

Новосибирск, 90. Ротапринт.

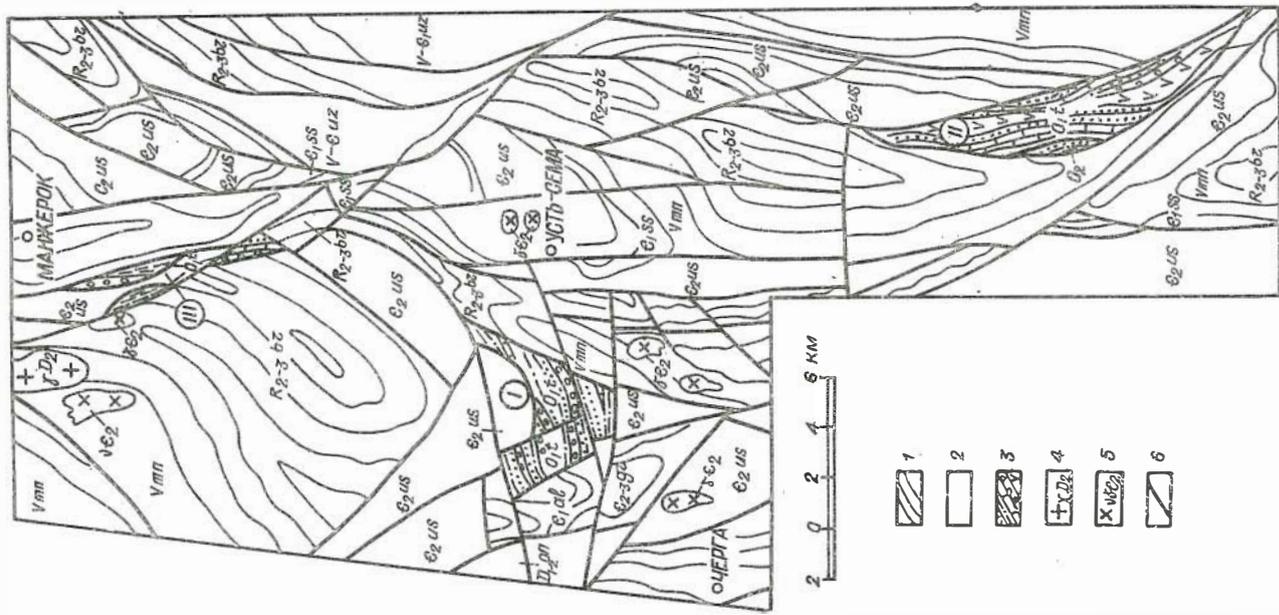


Рис.5. Схема распространения трамадока в западной части Катунского выступа (Составил А.А.Пузырёв):

I - терригенно-карбонатные породы рифея - среднего кембрия (R, V, C₁₋₂); 2 - вулканогенные породы устьсеминской (C₁₋₂ us) и онгудайской (D₁₋₂ on) свит; 3 - трамадокские карбонатно-терригенные и вулканогенные породы; 4 - девонские гранитоиды; 5 - среднекембрийские габбро-диориты; 6 - разломы. Цифры в кружках: I - Камлакская структура, II - Аносская структура, III - тектонические щели района "Золотого ключа"

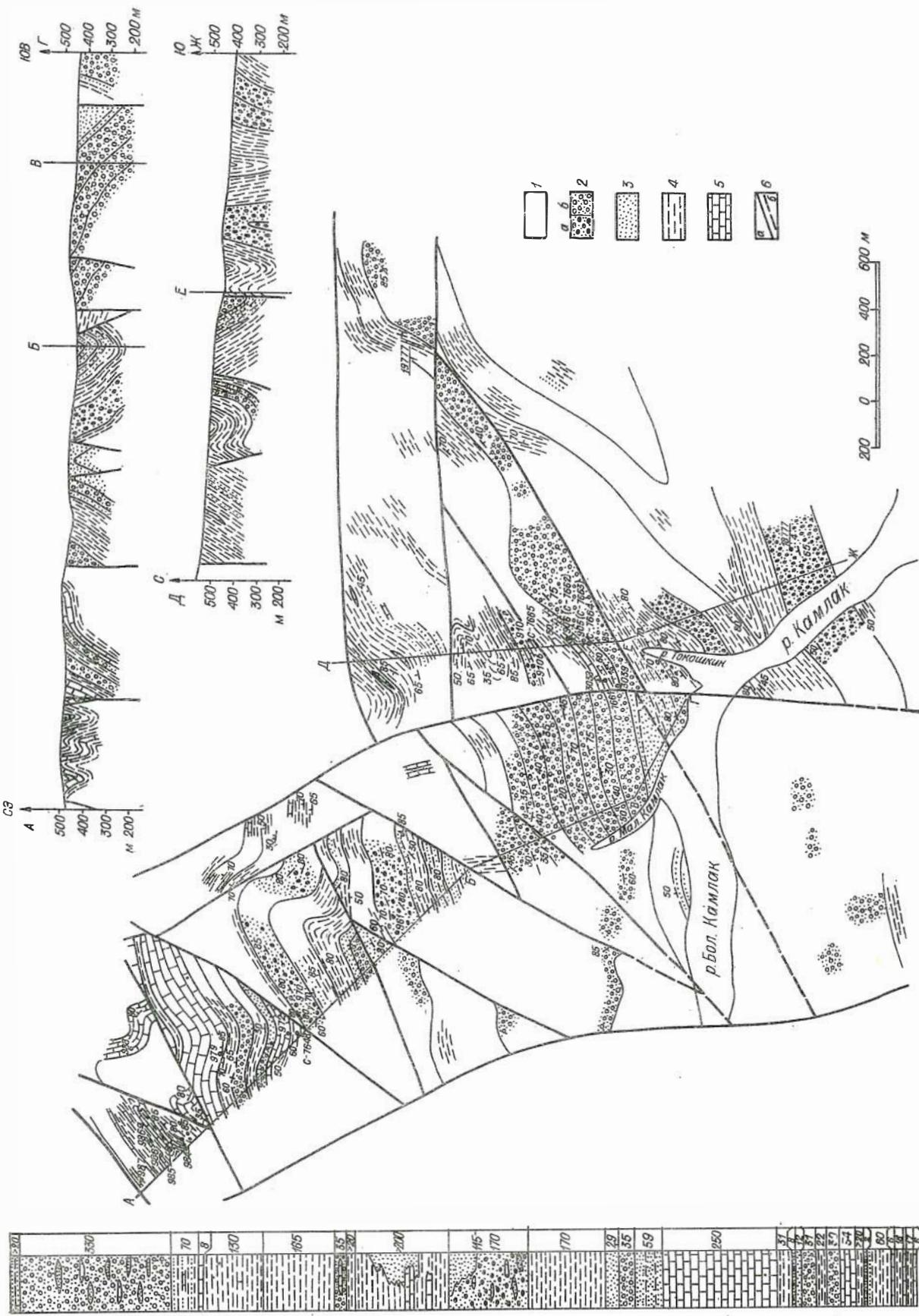


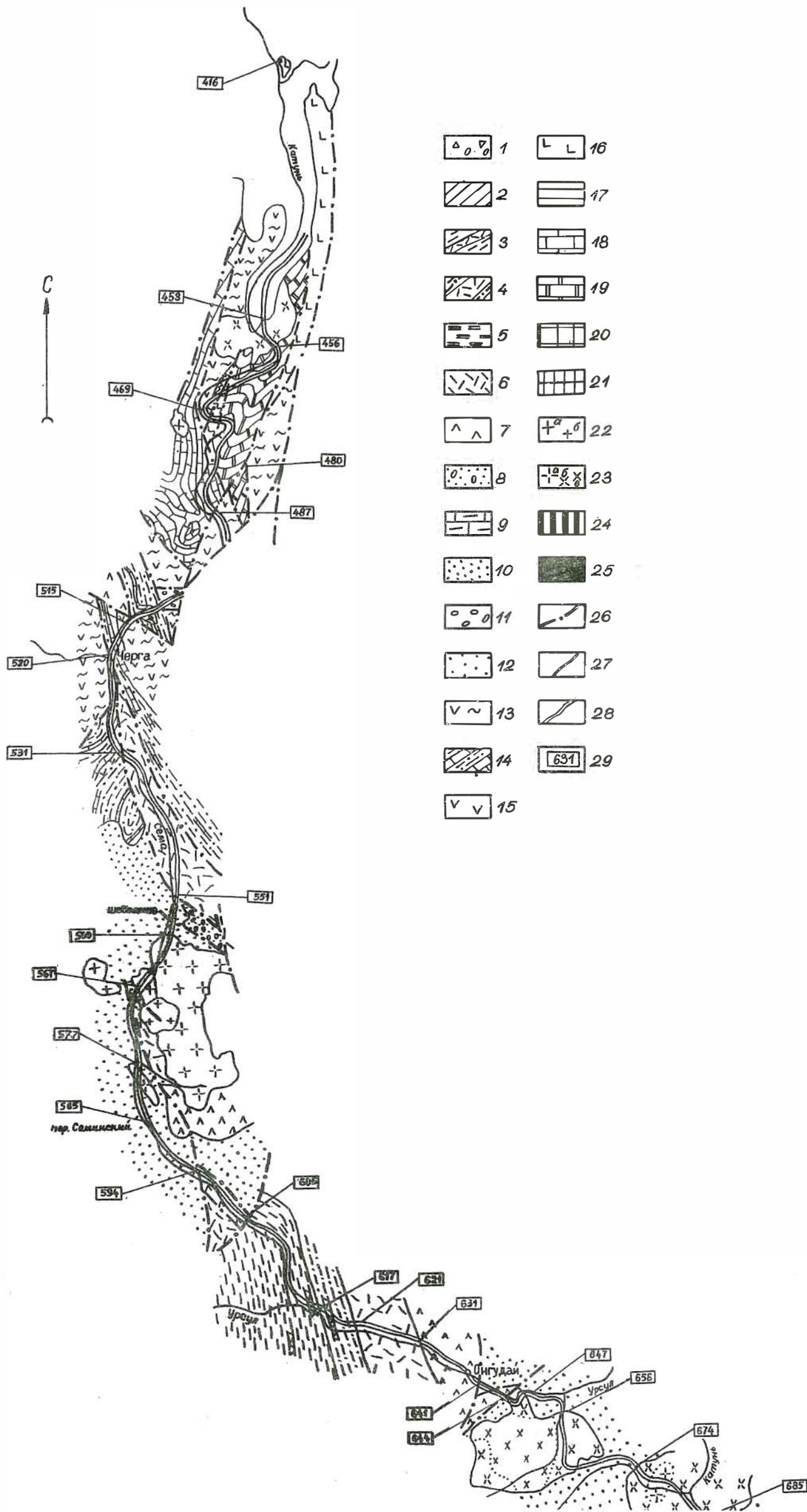
Рис.6. Геологическая схема Камлакского участка (Составил А.А.Пузырёв):

I - закрытые участки; выходы трамадокских отложений: 2 - конгломераты; а - с линзами известняков, содержащих фауну, б - прочие; 3 - песчаники; 4 - алевролиты и аргиллиты; 5 - известняки; 6 - разрывные нарушения: а - наблюдаемые, б - предполагаемые



Рис. 2. Схема геологического строения районов Чуйского и Чемальского трактов (Составил: М. М. Буслов, В. В. Волков, В. И. Зиновьев, В. А. Зыбин):

I - средне-верхнечетвертичные водно-ледниковые и элювиально-пролювиальные отложения (валунники, галечники, щебень, пески, супеси, суглинки) Курайской и Чуйской впадин; 2 - средне-верхнекарбонные песчаники, алевролиты, углстые аргиллиты, прослой и линзы известняков; 3 - нижнефранские алевролиты темно-серые, черные песчаники, горизонты вулканогенных пород кжского состава; 4-7 - средний дэвон: 4 - верхнежмевские песчаники серые до черных, алевролиты, конгломераты, горизонты вулканогенных пород кжского состава; 5 - алевролиты, известково-глинистые сланцы, песчаники темно-серые, черные, серо-зеленые, известняки, конгломераты; 6 - вулканогенные породы преимущественно Дашти-лишаритового, реже андезитового состава, туфопесчаники, туфоалевролиты (курайская свита); 7 - вулканогенные породы преимущественно андезитобазальтового состава, туфопесчаники, туфоалевролиты (онгудайская свита); 8 - нижнежевонские красноцветные песчаники, алевролиты, мергели, конгломераты (каракурдская свита); 9 - нижнесилдурийские известняки, известковистые алевролиты; 10 - верхнеордовикские алевролиты, песчаники, мергели, горизонты известняков; 11 - нижнеордовикские конгломераты, песчаники, алевролиты, горизонты известняков; 12 - нижнекембрийские-нижнеордовикские пестроцветные песчаники, алевролиты, сланцы (горноалтайская серия); 13 - нижне-среднекембрийские пироксеновые порфириты, туфы, лавобрекчии, кластолавы, алевролиты, сланцы, горизонты известняков (устьсеминская свита); 14 - нижнекембрийские известняки, сланцы, мергели, алевролиты, горизонты вулканогенных пород андезитобазальтового состава (шайкунарская, чепшская, барангольская, улустергинская свита); 15-17 - венд - нижний кембрий: 15 - лавы, дайки, силлы бонинитов и толеитовых базальтов, туфы (балхашская свита), карбонатно-кремнисто-терригенные турбидиты; 16 - джабазы, спилиты, афировые базальты, реже туфы, горизонты аспидных сланцев, известняков, доломитов (манжерокская свита); 17 - известняки, доломиты, кварциты, карбонатные конгломерато-брекчии, вулканиты, туфопесчаники, сланцы (эксонгинская свита); 18-19 - верхний рифей-венд: 18 - известняки серые и темно-серые, кварциты, кианитовые сланцы, гнейсы (каянчинская свита); 19 - известняки черные, кварциты (баратальская серия); 20 - метаморфические сланцы, кварциты, известняково-сланцевые породы и мраморы (кубадринская свита); 21 - гранитоиднейсы, мигматиты, амфиболиты и кристаллические сланцы (курайский метаморфический комплекс); 22 - нижнекаменноугольные интрузии: а) перфировидные крупнокристаллические граниты, б) микрограниты, аляскитовые и двуслодные граниты; 23 - средне-верхнепалеозойские интрузии: а) плагиограниты, адамеллиты, б) гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты, в) диориты; 24 - венд-нижнекембрийский комплекс расслоенных габбро-широксенитовых интрузий (мештуярская серия); 25 - ультраосновные породы; 26 - позднепалеозойско-мезозойские взбросоидеми, взбросы и надвиги; 27 - раннепалеозойские надвиги; 28 - линия тракта; 29 - километровые столбы



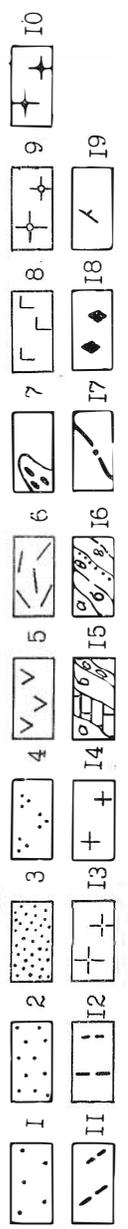
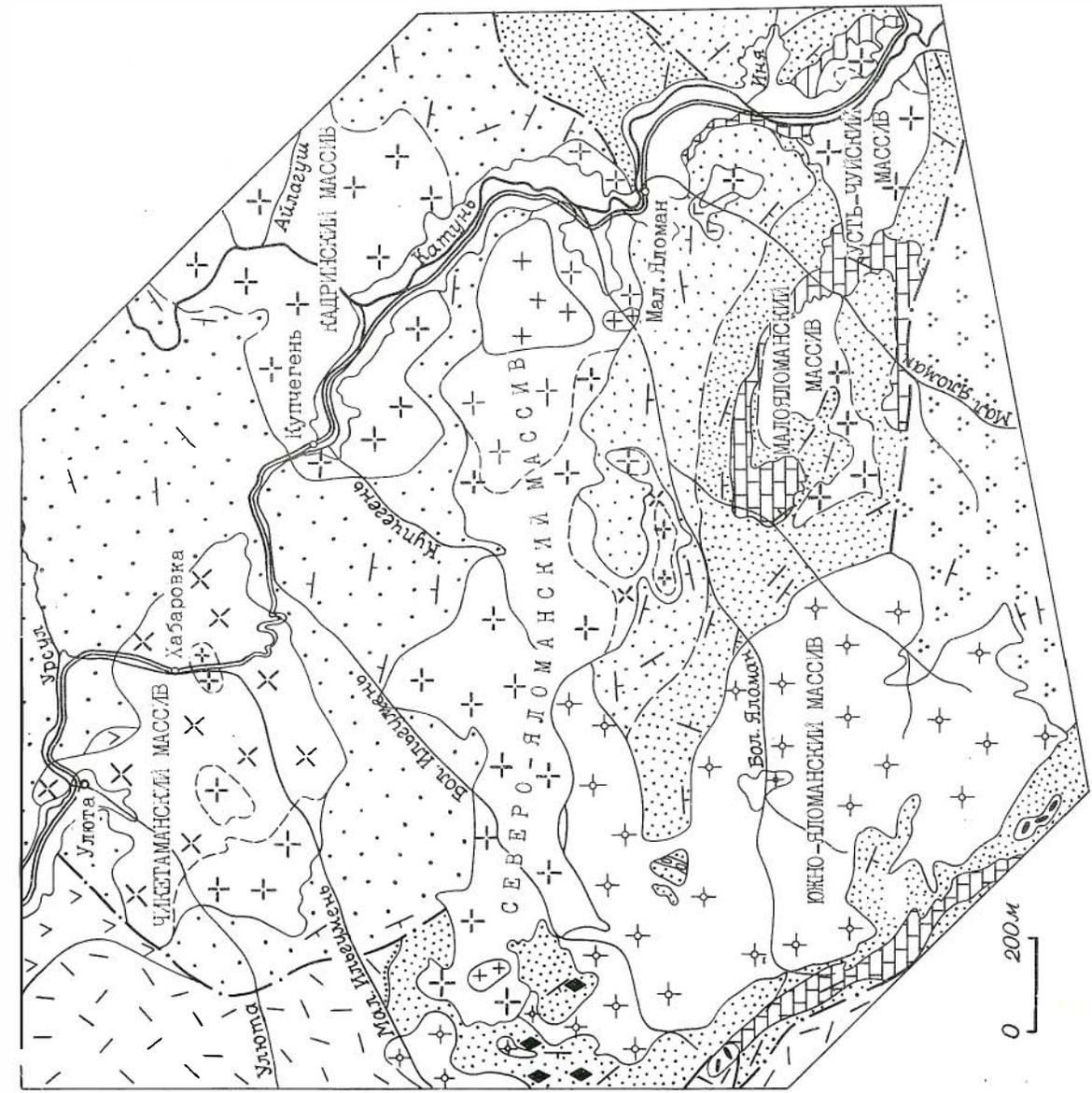


Рис. 10. Схема геологического строения Яломанского участка (Составил С. П. Шокальский):
 I - средне-верхнекембрийская пестроцветная флишомидная толща (горноалтайская серия); 2 - известняково-терригенные отложения среднего-верхнего ордовика; 3 - терригенно-известняковые отложения нижнего силура; 4 - красноцветные терригенные отложения нижнего девона; 5 - андезиты, базальты, их туфы, песчаники и алевролиты среднего девона (онгулдская свита); 6 - риолиты, дациты, их туфы, песчаники и алевролиты (куратинская свита); 7 - субвулканические риолиты и дациты среднего девонского куратинского комплекса; 8 - среднедевонские догранитные роговообманковые габбро; 9 - позднедевонские (?) средне- и мелкозернистые граниты и адамеллиты (I3); 10 - мусковитовые (9) и мусковитовые (10); II-I3 - каменноугольные средне- и мелкозернистые биотит-роговообманковые тоналиты (II), гранодиориты (I2) и адамеллиты (I3); 14 - каменноугольные лейкограниты средне- и мелкозернистые биотитовые; 15 - маркирующие пачки нижнесилурийских известняков (а) и горизонты конгломератов (б); 16 - геологические границы прослеженные (а), предполагаемые (б), несогласные (в), петрографические (г); 17 - разломы; 18 - магнетитосодержащие скарны; 19 - элементы залегания слоистости

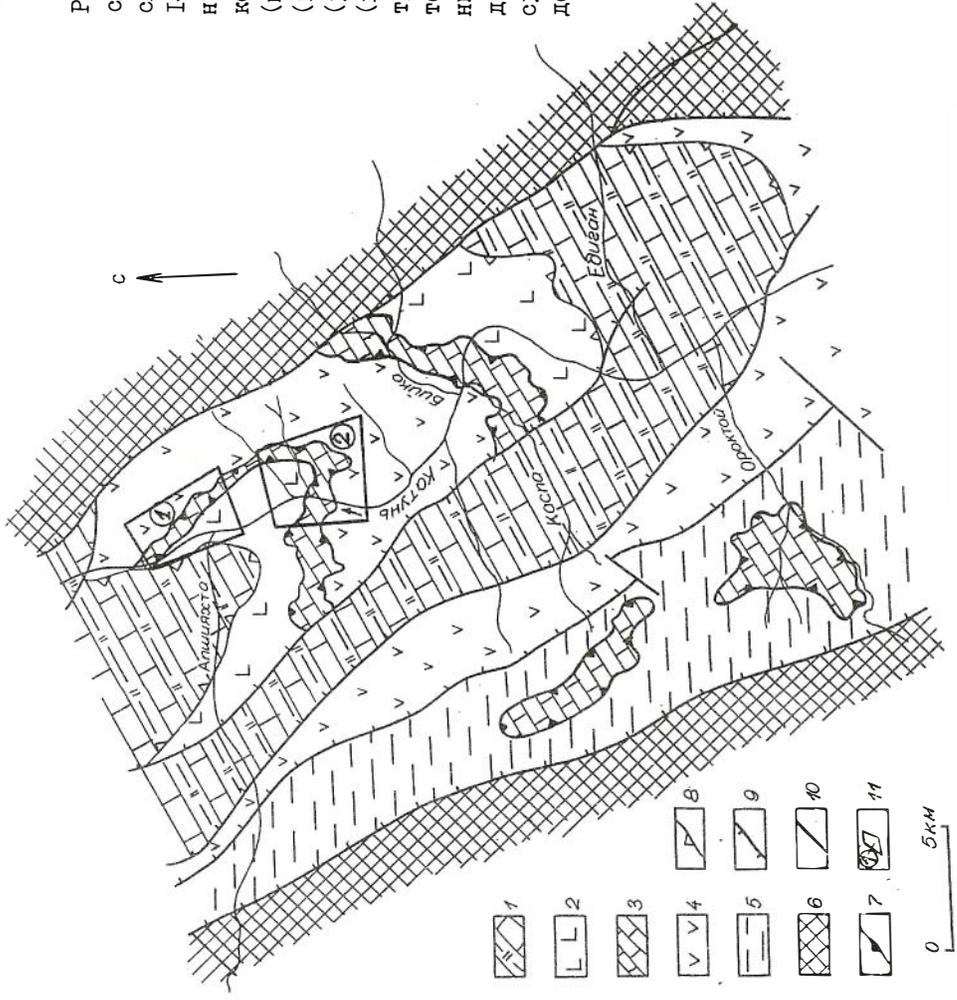


Рис. 11. Структурная схема юга Катунского выступа Горного Алтая (Еландаинская структура) (Составил С. Ю. Беллев):
 I-5 - вещественные комплексы: I - кремнисто-карбонатный (баратальская и эстонская свита), 2 - вулканогенный (манжерокская свита), 3 - карбонатный (кяичинокая свита), 4 - вулканогенный (устьсеминская свита), 5 - сланцевый (камская свита); 6 - обрамление Катунского выступа; 7-10 - границы: 7 - тектонических покровов, 8 - субширотных тектонических чешуй, 9 - субмеридиональных тектонических чешуй, 10 - субвертикальные разломы; II - участки детального осмотра: I - участок "Чешкиш", 2 - участок "Катунская ГЭС"

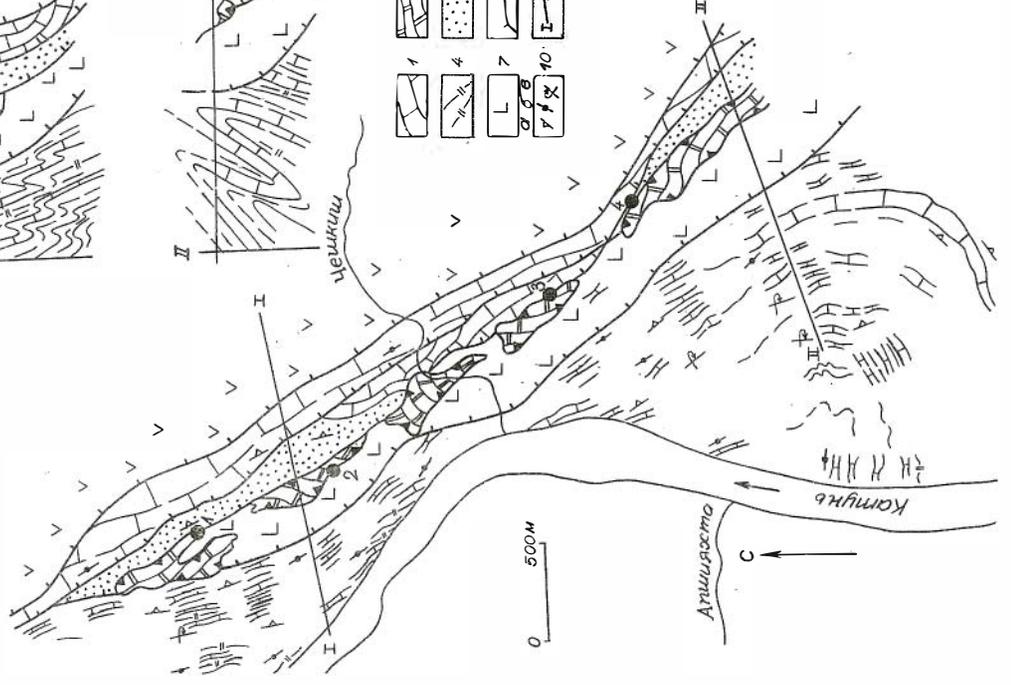
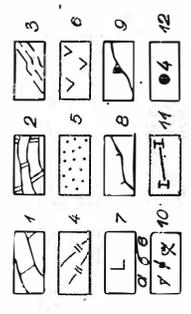
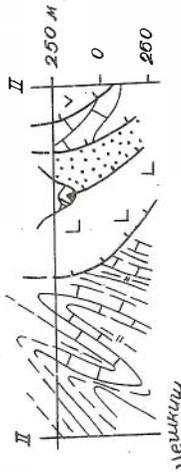
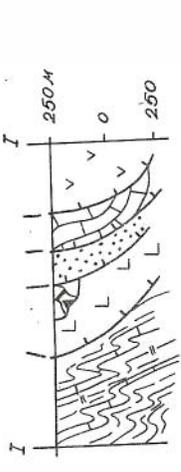


Рис. 12. Геологическая схема участка "Чешкиш" (Составил А. А. Терлеев)

I - карбонаты чеповской свиты, 2 - доломиты и известняки эксконгинской свиты, 3 - туфо-терригенные образования, 4 - силлициты, 5 - песчаники, 6 - вулканиты устьсеминской свиты, 7 - вулканиты манжерокской свиты, 8 - границы тектонических пластин, 9 - границы останцов тектонического покрова, 10 - элементы залегания: а - наклонные, б - вертикальные, в - опрокинутые; II - линии профилей, 12 - точки наблюдения

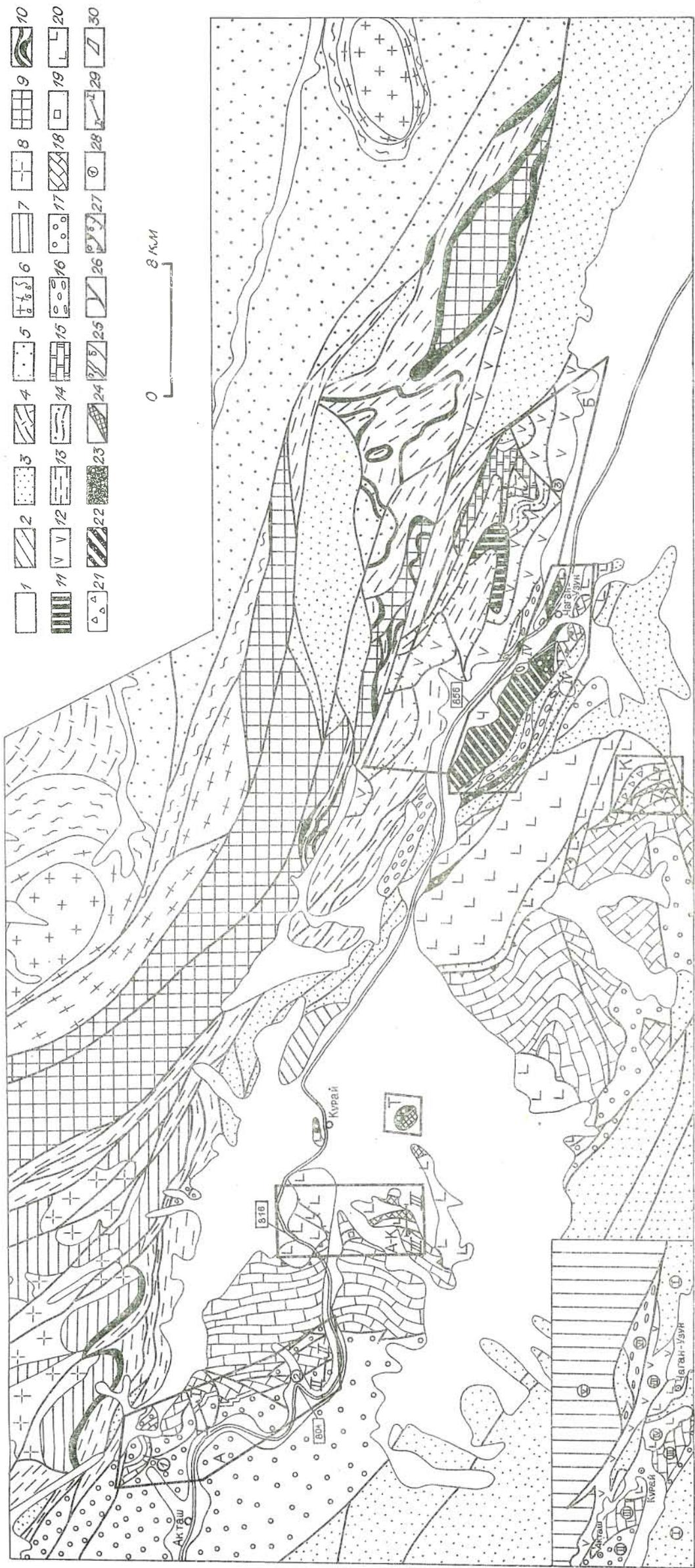


Рис. 14. Геологическая схема Курайского района Горного Алтая (Составил М.М.Буслов):
 I - неоген-четвертичные осадки; 2 - каменноугольные угленосные отложения; 3 - девонские осадочно-вулканогенные образования; 4-9 - структурно-вещественные комплексы Теллецкой зоны; 4-6 - Арташско-Балкауский покров; 4 - венд-нижнекембрийские вулканогенно-осадочные образования (башкауская свита), 5 - ниже-среднекембрийские туфогенно-песчано-сланцевые образования (арташская и кумурлинская свиты), 6 - среднекембрийские гранитоиды (а) с контактами ореолом эпидот-амфиболитовой (б) и зеленосланцевой (в) фаций; 7-8 - Теллецкий покров; 7 - кристаллические породы кубадринской свиты, 8 - среднекембрийские гранитоиды кубадринского комплекса; 9 - Курайский покров гранитоиднейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов; 10 - серпентинитовые сланцы и мелалж; 11-16 - структурно-вещественные комплексы Уйменско-Лебедской зоны, Балхашская чешуйчатая структура: 11 - ментуярский таборо-пироксенитовый комплекс расчлененных интрузий, 12 - нерасчлененные венд-среднекембрийские аффузивно-туфогенный и дайково-силловый комплексы, комплекс "дайка в дайке", 13 - нижекембрийские карбонатно-терригенно-черносланцевые турбидиты, 14 - ниже-среднекембрийские турбидиты туфогенно-терригенного состава, 15 - карбонатная толща, 16 - нижекембрийские турбидиты известняково-грауваккового состава; 17-24 - структурно-вещественные комплексы Бараташской зоны (Бараташско-Арыджанской покровно-чешуйчатой структуры): 17 -

средне-верхнекембрийские образования краевой части Ануйско-Чуйской зоны, 18 - Бараташский кремнисто-карбонатный покров, 19 - среднекембрийская полимиктовая олягострома, 20-24 - Арыджанская чешуйчатая структура; 20 - венд-нижнекембрийские нерасчлененные кремнисто-карбонатно-вулканогенные образования (арыджанская, сагалакская и актуринская свиты), 21 - нижекембрийская кремнисто-обломочная олягострома, 22 - пласты гипербазитов Чаган-Узунского массива, 23 - серпентинитовые сланцы и мелалж, 24 - пласты гранатовых амфиболитов и эклогитов; 25 - базальные конгломераты (а) и литологические нальги (б); 26 - поднепалеозойско-мезозойские взрососедрты; 27 - каледонские нальги в основании Бараташского покрова (а), прочие (б); 28 - местоположение точек наблюдений; 29 - местоположение разрезов; 30 - местоположение участков: А - Акташского, А-К - Актуринского, К - Кызылчинского, Ч - Чаганузунского, Т - Телецкого, Б - Балхашского. На врезке показаны основные структурные единицы: I - Телецкий покров, II - чешуйчатая структура с фрагментами ойлитов; III - Балхашская чешуйчатая структура Уйменско-Лебедской зоны; IV - Бараташский покров, V - Арыджанская чешуйчатая структура, VI - неавтохтон Бараташско-Арыджанской покровно-чешуйчатой структуры, состоящий из средне-верхнекембрийских отложений краевой части Ануйско-Чуйской зоны, VII - неавтохтон покровно-чешуйчатых структур Курайской зоны, VIII - сложенный осадочно-вулканогенными девонскими образованиями