

VII
ВСЕСОЮЗНОЕ
ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ
СОВЕЩАНИЕ

МАГМАТИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
ГОРНОГО
АЛТАЯ



ПУТЕВОДИТЕЛЬ
АЛТАЙСКОЙ
ЭКСКУРСИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ПГО „ЗАПСИБГЕОЛОГИЯ“

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Путеводитель Алтайской экскурсии
VII Всесоюзного петрографического совещания

НОВОСИБИРСК 1986

Магматические комплексы Горного Алтая: Путеводитель экскурсии УП Всесоюз. петрографич. совещания/ АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. Составители: В.В.Волков, А.Н.Дистанова, В.И.Зиновьев и др. Новосибирск: Изд. ИГиГ, 1986. 57 с.

Содержится краткий геологический очерк Горного Алтая, описание маршрута по Чуйскому тракту и отдельных участков, характеризующих магматические комплексы – основной объект экскурсии. В составе магматических комплексов выделены венд-кембрийские и девонские вулканогенные, а также средне-верхнепалеозойские гранитоидные плутонические ассоциации и раннемезозойские дайковые тела, описана их геологическая позиция, дана петрохимическая характеристика.

Для геологов и петрологов.

Составители:

В.В.Волков, А.Н.Дистанова, В.И.Зиновьев, В.А.Зыбин,
А.Н.Кононов, Б.Н.Лапин, О.И.Никонов, А.А.Оболеницкий

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР Г.В.Поляков

ВВЕДЕНИЕ

Алтайская экскурсия знакомит с магматическими образованиями центральной части Горного Алтая, систематическое изучение которых начал ещё в ранних исследованиях академик Ю.А.Кузнецов. Позднее он неоднократно обращался в своих трудах к геологии и магматизму этого региона, что нашло отражение в его широко известных работах по фациям и формациям магматических пород, где освещены также вопросы типизации алтайских гранитоидных ассоциаций и субвулканических комплексов. Маршрут алтайской экскурсии проходит по районам развития гранитоидов яломанского комплекса, в изучение которых решающий вклад внёс Ю.А.Кузнецов и его ученики.

Настоящий путеводитель составлен по материалам региональных исследований, проведённых организациями Мингео и АН СССР. Важную роль в геологическом изучении Алтая, бесспорно, сыграла среднemasштабная съёмка 50–60-х годов, проведённая Западно-Сибирским геологическим управлением (ныне ПГО "Запсибгеология") и Всесоюзным аэрогеологическим трестом (ныне ПГО "Аэрогеология"). В дальнейшем она была обобщена и дополнена тематическими исследованиями сотрудников Института геологии и геофизики СО АН СССР и Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья, а также крупномасштабными съёмками ПГО "Запсибгеология". Все эти материалы использовались при подготовке экскурсии и написании путеводителя.

Экскурсионные наблюдения проводятся по Чуйскому тракту, вдоль которого в хорошо доступных для осмотра скальных выходах обнажаются различные по формационной принадлежности, возрасту и составу магматические образования палеозоя. Они относятся к следующим четырём формационно-возрастным группам.

I. Венд-кембрийские андезито-базальтовые вулканогенные ассоциации.

2. Девонские базальт-андезитовые и риолито-дацитовые вулканогенные ассоциации и субвулканические образования.

3. Средне-верхнепалеозойские тоналит-гранодиоритовые и гранодиорит-гранитовые plutонические ассоциации батолитового типа.

4. Раннемезозойские дайковые тела основного и среднего состава.

Для Алтае-Саянской области вулканогенные ассоциации венда и кембрия являются типичными раннегеосинклинальными образованиями. Экскурсионный маршрут проходит по западному крылу Катунского антиклинория - раннекаледонской структуре Горного Алтая, где расположена линейная вулканическая зона, выполненная андезит-базальтовыми породами. Эта зона (Катунская) имеет продолжение как на севере (Салаирская зона), так и на юге (Юго-Восточный Алтай), где с вулканогенными породами пространственно ассоциируют гипербазиты. Общая протяжённость всей Алтае-Саянской вулканической зоны около 600 км при ширине не более 25-30 км.

Девонские вулканогенные образования, осмотр которых включён в план экскурсии, размещены в раннегерциновой структуре Горного Алтая - Ачуйско-Чуйском синклинории и характеризуют орогенный этап развития региона. Они отличаются разнообразием фациального и вещественного состава, имеют в ряде мест хорошо сохранившиеся жерловины и разнообразные по составу субвулканические тела.

Гранитоидные массивы средне-верхнепалеозойского возраста (яломанский комплекс) сочетают в себе многие типичные черты гранитоидных батолитов с характерными для них явлениями реакционного взаимодействия с породами рамы. Краевые части плутонов обнаруживают большое сходство по химизму с породами вмещающих терригенных толщ и представлены неоднородными, часто меланократовыми гранитоидами, содержащими многочисленные ксенолиты пород рамы. Характер структурных взаимоотношений плутонов с вмещающими толщами свидетельствует об отсутствии существенных перемещений расплава или активного внедрения и механического воздействия его на боковые породы. Показательны в этом отношении "структуры просвечивания", выраженные в наличии неперемещённых останцов пород рамы, сохраняющих ненарушенные структурные элементы.

Раннемезозойские дайковые пояса широко распространены в различных структурах Горного Алтая. В качестве объектов экскурсии они будут представлены в виде серии дайковых тел, пересекающих гранитоидные плутоны яломанского комплекса.

ГОРНЫЙ АЛТАЙ – ЖЕМЧУЖИНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

"Я люблю Алтай крепко, и с каждым годом любовь моя растёт, и не знаю, чем возмещу Алтаю ту радость и счастье, которым он наделяет меня каждый день, каждую минуту".

В.Я. Шипилов

Горный Алтай – это живописная горная страна на юге Западной Сибири общей площадью более 100 тыс. км², объединяющая сложно разветвлённую систему хребтов. Горные цепи Алтая расположены в плане веерообразно, расходясь на севере и северо-западе и резко стягиваясь на юге, где и находятся наиболее высокие вершины и горные узлы сопряжённых хребтов, увенчанные снегами, ледниками, изрезанные глубокими ущельями, долинами рек с крутыми склонами и характеризующиеся большими превышениями, достигающими 1000 м и более. Это хребты Катунские белки с самой высокой вершиной Западной Сибири – горой Белухой (4506 м), Сайлюгем (4029 м), Южно-Чуйские белки (3958 м), Северо-Чуйские белки (3899 м). Высота хребтов снижается к северу, достигая в районе экскурсии среднегорных значений. Расположенные здесь хребты – Семинский (2506 м), Чергинский (2010 м) и другие едва достигают верхней границы леса (1900–2000 м) и в основной своей части покрыты густыми хвойными и смешанными лесами, крутосклонны, труднопроходимы. Относительные превышения и здесь весьма значительны – достигают 500–1000 м и более. Вершины и склоны, особенно южной экспозиции, хорошо обнажены. Крупные скалы с вертикальными стенками протягиваются на многие километры.

На севере, примерно на 52⁰ с.ш., Горный Алтай по крутому эрозионно-тектоническому уступу высотой 300–500 м граничит со степной частью Алтая.

Все реки центральной части Горного Алтая принадлежат системам Катуня, Чуи, Бии. Из них самой протяжённой является Катунь,

истоки которой расположены на южных склонах горы Белухи. Её длина до слияния с Бией равна 665 км. В средней части справа в неё впадает Чуя, собравшая все водотоки Юго-Восточного Алтая. Реки Катунь и Бия (вытекающая из Телецкого озера, её длина 306 км), сливаясь у Бийска, дают начало Оби — величайшей реке Западной Сибири. Водный баланс Верхней Оби, включая район Обского водохранилища, в значительной мере определяется режимом Бии и Катуня, который отличается неустойчивостью и зависит от атмосферных осадков, интенсивности таяния снежников и ледников, служащих стабильным источником питания рек.

Южные высокогорные хребты Алтая являются крупным центром современного оледенения, включающим 754 ледника общей площадью около 600 км². Снеговая линия располагается на высоте 2300—3200 м. Однако летующие снежники в зависимости от климатических условий года наблюдаются в центральных и северных районах Горного Алтая и на более низких высотах — 1700—2000 м.

На климат горных районов Алтая большое влияние оказывает высота места над уровнем моря, простирание горных хребтов, экспозиция склонов, формы рельефа. Количество атмосферных осадков, температура воздуха и влажность значительно различаются даже в соседних долинах. Изменения погоды в течение дня могут быть быстрыми. В районе экскурсии ожидаемая температура на начало сентября днём — 10—15°С, ночью 0—5°С. В солнечную погоду в полдень температура может подниматься до 20—25°С. В бассейне Катуня, в районе сёл Манжерок, Усть-Сема осенью часты утренние (до 10—11 ч) туманы, которые могут сменяться затем великолепной солнечной погодой или же, напротив, перейти в моросящий дождь. Микроклимат этого района весьма благоприятен для садоводства, ставшего популярным среди жителей лишь в последние годы.

Красочные пейзажи Горного Алтая ежегодно привлекают около 15 тыс. плановых и почти столько же самостоятельных туристов. Особенно популярны верховой конный и водный туризм. Нужно проявить большое умение, чтобы пройти многочисленные реки Алтая, особенно в их верхней, высокогорной части, где они представляют собой бурлящий стремительный поток сплошной пены, окутанный туманом, со скалами и порогами в руслах.

Горные тропы, доступные лишь верховым лошадям, ведут в экзотические районы, природа которых ещё не затронута техническим

прогрессом. Привлекают туристов и необычные сочетания ярких природных красок. На сравнительно небольшом переходе можно наблюдать смену растительных зон, определяемых во многом гипсометрическими отметками. Богатая флора Горного Алтая насчитывает около 1800 видов. Роскошные субальпийские луга с высоким разнотравьем, обилием ярких цветов, чистые ("парковые") кедровые леса — верхняя растительная зона зелёного наряда высокогорных алтайских хребтов — не могут оставить равнодушным путешественника! Выше — своеобразная красота скалистых хребтов высокогорной тундры с густыми зарослями карликовой берёзы и наменными "реками"—россыпями ("курумами"). Густы и нередко труднопроходимы леса среднегорья с кустарниками и валежником, обилием ягод и лекарственных трав. Более 220 видов растений являются эндемичными.

Богат и разнообразен также и животный мир Горного Алтая, насчитывающий 62 вида млекопитающих, более 260 видов птиц, 20 видов рыб. Горный Алтай является основным природным ареалом обитания азиатского марала и алтайского горного козла (теке).

Для геологов этот регион по праву можно считать учебным полигоном, где в условиях хорошей обнажённости, резкой расчленённости рельефа можно наблюдать природные объекты в их сложных взаимоотношениях.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ГОРНОГО АЛТАЯ

Горный Алтай представляет собой сложное глыбово-складчатое палеозойское сооружение, являющееся западной частью Алтае-Саянской складчатой области. Как и вся область в целом, складчатые структуры Горного Алтая сформировались в процессе длительного многоэтапного геосинклинального развития, последовательного нарастания складчатых сооружений за счёт сокращения площади седиментационных прогибов. Проявления палеозойской складчатости на Алтае установлены в среднем кембрии, раннем ордовике, раннем и позднем силуре, среднем и верхнем девоне. В указанные тектонические фазы были образованы раннекаледонские (салаирские), позднекаледонские и раннегерцинские складчатые системы. Киммерийские глыбовые движения усложнили палеозойскую структуру, а альпийские создали современный Горный Алтай.

Возраст складчатости, особенности осадконакопления и магматизма положены в основу тектонического районирования Горного Алтая. Одна из наиболее детальных схем принадлежит академику В.А. Кузнецову (1963)^X, который ещё в начале 50-х годов предложил тектоническую схему, сохраняющую своё значение до настоящего времени (рис. I, вклейка). На ней выделены структурно-фациальные зоны различных этапов консолидации, глубинные разломы, гипербазитовые, гранитоидные и другие комплексы. В.А. Кузнецов — один из первых исследователей, выявивших большую роль глубинных разломов в развитии тектонической структуры Алтае-Саянской области, в размещении магматических и рудных формаций.

Маршрут экскурсии проходит по территории Катунского антиклинория (горст-антиклинория) и Ануйско-Чуйского синклинория. Эти характерные для Горного Алтая структурные элементы весьма различны по особенностям своего развития, осадконакоплению и магматизму.

Катунский антиклинорий — типичная раннекаледонская структура Алтае-Саянской области. До недавнего времени стратиграфический разрез Катунской структурно-фациальной зоны, а точнее — западной части антиклинория, считали типовым для кембрия всего Алтая. И действительно, здесь сосредоточены все основные местонахождения органических остатков этого возраста, практически отсутствующие в других районах Алтая. Необходимость сопоставления немых древних толщ Алтая с фаунистически охарактеризованными свитами долгое время позволяли унифицировать кембрийский разрез Катунского антиклинория для всего Горного Алтая. Однако при широких площадных исследованиях, в процессе среднемасштабного геологического картирования 50–60-х годов, выяснилась уникальность, неповторимость этого разреза. Более того, детальные исследования последних лет показывают, что и в пределах Катунского антиклинория стратиграфический разрез кембрия сильно меняется.

Древнейшими отложениями Катунского антиклинория являются кремнисто-карбонатные отложения баратальской свиты (серии) вскрытой мощности 2–3 км. В последнее время из её верхней части выделена пёстрая по составу толща часто переслаивающихся мраморизо-

^X Путеводитель экскурсии III Всесоюзного петрографического совещания. Горный Алтай. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 48 с.

ванных известняков, доломитов, кварцитов, железистых кварцитов, сланцев, песчаников и редких покровов порфиритов, спилитов и туфов. Эта толща (эskonгинская свита) характеризует центральные части Катунского антиклинория, а в западном крыле она замещается существенно вулканогенной манжерокской свитой изменчивой мощности от 1500 до 3000 м. В типичных осях разрезах манжерокская свита сложена преимущественно лавами базальтового состава, представленными зеленокаменно-изменёнными порфиритами с неясной порфировой, чаще афанитовой структурой. Породы массивные, местами обнаруживают подушечное сложение. Количество туфов непостоянно и меняется от места к месту. Типичны для свиты и обломочные породы, сложенные вулканогенным материалом, — это конгломераты, гравелиты, брекчи, песчаники, туффиты, составляющие местами до 50 % мощности. Известняки, доломиты, микрокварциты и филлитизированные глинистые сланцы образуют маломощные прослои среди вулканогенных пород. Участники экскурсии смогут ознакомиться с манжерокской свитой на двух участках — Манжерокском и Чепошском.

Стратиграфически выше залегает толща существенно карбонатных пород непостоянной мощности и состава. Местами её мощность значительна, и она расчленена на три свиты: пашкунарскую (яно-слоистых известняков с базальными конгломератами в основании), чепошскую (массивных известняков) и барангальскую (мергелей, сланцев, песчаников, известняков, туффитов). Общая мощность карбонатных свит достигает 1000—1100 м. Этот разрез характеризует Чепошский участок, где в районе тракта доступны наблюдениям две верхние свиты. В других районах Катунского антиклинория, особенно в западном направлении, мощность карбонатных толщ сильно сокращается — до первых сотен метров и менее. Эта толща содержит богатейшую фауну трилобитов, археоциат и брахиопод нижнего кембрия (ленский ярус) и является опорной при определении возраста вулканогенных пород Катунского антиклинория. В частности, манжерокская вулканогенная свита, подстилающая известняковую толщу, относится в основном к адьянскому ярусу нижнего кембрия и, возможно, к верхнему венду.

Выше карбонатной нижнекембрийской толщи согласно залегает вулканогенная усть-семиинская свита. По составу она близка к описанной выше манжерокской и представлена зеленокаменно-изменёнными порфиритами основного состава, грубообломочными туфами, вулкано-

мигтовыми песчаниками, конгломератами, сланцами, горизонтами известняков. Мощность её около 3500 м. В горизонтах известняков нижней половины разреза собрана фауна верхов нижнего-низов среднего кембрия. Лавы отличаются от манжерокских яснопорфировым обликом, по составу вкрапленников они платиовлаз-пироксеновые и пироксеновые. Как уоть-семинокие, так и манжерокские эффузивы принадлежат субщелочным высокощелочным породам. Первые отличаются повышенным содержанием двуоксида титана (см. табл. I и 2).

В западном крыле Катунского антиклинория, в зоне перехода его в Ануйско-Чуйский сингклинорий, геологический разрез, эквивалентный описанным выше нижнекембрийским свитам, существенно меняется. Здесь наблюдается резкое сокращение вулканогенных и карбонатных пород, которые замещаются терригенными песчано-сланцевыми отложениями, свойственными Ануйско-Чуйскому сингклинорию. Отмеченные фациальные изменения указывают на унаследованный характер рассматриваемых структур: Катунский антиклинорий сформировался на месте шельфового поднятия с мелководными карбонатными осадками, интенсивным вулканизмом на его оклоне, грубообломочным автохтонным шлейфом на склонах вулканических построек, а Ануйско-Чуйскому сингклинорию предшествовало развитие глубоководной впадины с олигомиктовыми аллохтонными флишевыми осадками, обеднёнными известковым материалом.

Отложения переходных фаций представлены по маршруту экскурсии улус-чергинской свитой вулканогенно-осадочного состава в районе 516-531 км.

Линейная вулканическая зона западного оклона Катунского поднятия прослеживается далеко на север, в район Салаира и Кузнецкого Алатау, и на юг, вдоль современного Кадринско-Баратальского горста. Её протяжённость превышает 600 км при ширине до нескольких десятков километров. Расположенная на континентальном оклоне, на краю глубоководной впадины, система вулканических хребтов, временами образующая цепи островов, обнаруживает большое морфологическое сходство с современными островными дугами. Однако по составу вулканическая ассоциация Катунской зоны близка континентальным базальтам рифтовых зон Восточной Африки.

Распространение венд-кембрийского вулканизма в Горном Алтае ограничено, по существу, территорией Бийско-Катунской структурно-фациальной зоны, а в других районах известны лишь слабые из-

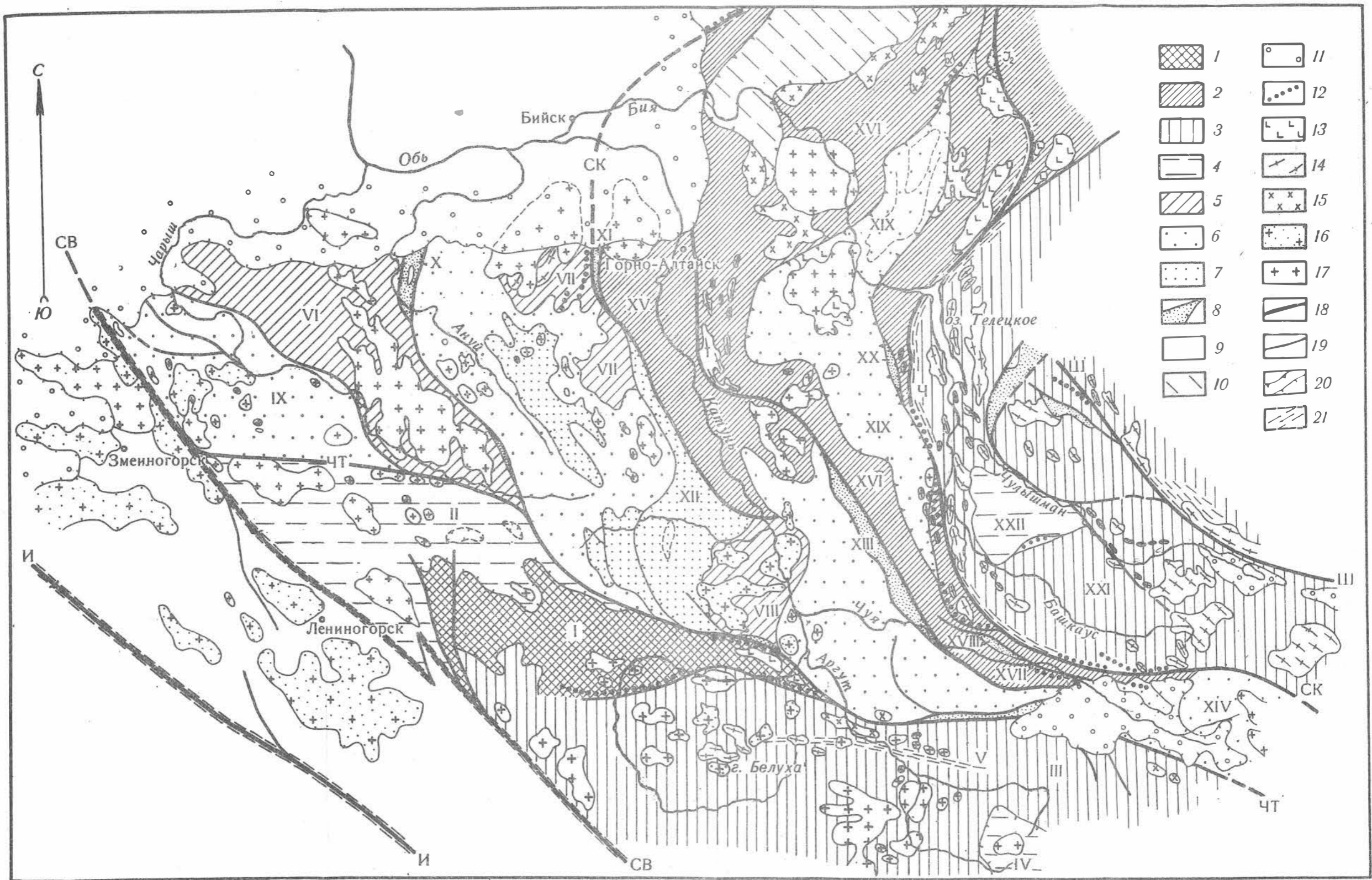


Рис. 1. Тектоническая схема Горного Алтая. (Составил В.А. Кузнецов)

I - Выступы (Теректинский) протерозоя синия (?); 2 - структурно-фациальная зона салаирского этапа консолидации (Бийско-Катунская); 3-4 - структурно-фациальные зоны каледонского этапа консолидации; 4 - наложенные прогибы в их пределах; 5-7 - структурно-фациальные зоны раннегерцинского этапа консолидации; 5 - горст-антиклинальные структуры; нижний структурный ярус герцинской (Ануйско-Чуйской) зоны; 6 - средний структурный ярус Ануйско-Чуйской зоны; 7 - синклинальные структуры, верхний структурный ярус этой зоны; 8 - приразломные прогибы; 9 - герцинская структурно-фациальная зона Рудного Алтая; 10 - герцино-мезозойский, Чуйско-Неинский прогиб (в окрестности Кузнецкого прогиба); II - кайнозойские прогибы; 12-17 - интрузивные комплексы; 12 - гипербазитовые покровы салаирского (кембрийского) этапа; 13 - салаирские граптоидные комплексы; 14 - каледонские граптоидные комплексы; 15 - раннегерцинские (девонские) граптоидные интрузии; 16 - гранитоиды Зmeinогорского типа (комплексы); 17 - герцинские граниты Калдунского типа (комплексы); 18 - региональные (глубинные) разломы; 19 - другие крупные разломы; 20 - границы прогибов; 21 - зоны смятия и метаморфизма пород.

Тектонические структуры, выделенные на схеме:

I-V - Чарыско-Теректинская структурно-фациальная зона; I - Теректинский горст; II - Коргоногий наложенный прогиб; III - Холзунско-Чуйский массив; IV - Калдунский наложенный прогиб; V - каледонская зона смятия Чуйских Альп; VI-IX - Ануйско-Чуйская структурно-фациальная зона; VI - Телицкий антиклинорий; VII - Белокуражковская и Чаргинская антиклинальные структуры; VIII - Олудайский горст; IX - Чарынский синклинорий СЗ Алтая; X - Ануйский приразломный прогиб; XI - Сараевский приразломный прогиб; XII - Куратинский прогиб; XIII - Бельгесенский приразломный прогиб; XIV - Чуйский прогиб; XV-XVII - Бийско-Катунская структурно-фациальная зона; XV - Катунский горстовый массив; XVI - Бийский массив; XVII - Баретальский горст; XVIII - Курайский приразломный прогиб; XIX - Ушениско-Лебедская структурно-фациальная зона (прогиб); XX - Шынкиский грабен; XXI - Телецкая (Саянская) структурно-фациальная зона; XXII - Улаганский наложенный прогиб.

Глубинные разломы: И - Иртышский; СВ - Северо-Восточная зона смятия; ЧТ - Чарыско-Теректинский; СК - Сарасинско-Курайская зона разломов; Ч - Чокракский; Ш - Шепиальский.



Рис. 2. Схема геологического строения района Чуйского тракта от пос. Майма до устья р. Чуи:

1 - нижнефранские (D_3fr_1) алевролиты тёмно-серые, чёрные, песчаники, горизонты вулканогенных пород кислого состава; 2 - верхнеживецкие (D_2gv_2) песчаники серые до чёрных, алевролиты, конгломераты, горизонты вулканогенных пород кислого состава; 3 - среднедевонские (D_2) вулканогенные породы преимущественно дацит-липаритового, реже андезитового состава, туфопесчаники, туфоалевролиты (куратайская свита); 4 - среднедевонские (D_2) вулканогенные породы преимущественно андезито-базальтового состава, туфопесчаники, туфоалевролиты (онгудайская свита); 5 - нижнедевонские (D_1) красноватые песчаники, алевролиты, конгломераты (каракудурская свита); 6 - нижнесилурийские (S_1) известняки, известковистые алевролиты; 7 - верхнеордовивские (O_3) алевролиты, песчаники, мергели, горизонты известняков; 8 - нижнеордовивские (O_1) конгломераты, песчаники, алевролиты, горизонты известняков; 9 - нижнекембрийские-нижнеордовивские (ϵ_1-O_1) пестроцветные песчаники, алевролиты, сланцы (горноалтайская серия); 10 - нижне-среднекембрийские (ϵ_{1-2}) широкозонные порфириты, туфы, лавобрекчии, кластолавы, алевролиты, сланцы, горизонты известняков (усть-семиинская свита); 11 - нижнекембрийские (ϵ_1) известняки, сланцы, мергели, алевролиты, горизонты вулканогенных пород андезито-базальтового состава (пашкунарская, чепомская, барангольская, улус-чергинская свиты); 12 - венд-нижнекембрийские ($v-\epsilon_1$) диабазы, спиллиты, афировые порфириты, реже туфы, горизонты аспидных сланцев, известняков, доломитов (манжерокская свита); 13 - верхнерифей-вендские (R_3-v) известняки серые и тёмно-серые, кварциты, кианитовые сланцы, гнейсы (каянчинская свита); 14 - верхнерифей-вендские ($R_3-v?$) известняки чёрные, кварциты (баратальская свита); 15 - верхнедевонские ($v\beta D_3$) массивы диабазов, габбро-диабазов; 16 - постнижнекаменноугольные ($\gamma p c_1$): а) порфиоровидные крупнокристаллические граниты, б) микрограниты, аляскитовые и двуслюдяные граниты; 17 - средневерхнепалеозойские ($q \delta Pz_{2-3}$): а) плагиограниты, адамеллиты, б) гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты, в) диориты; 18 - разрывные нарушения; 19 - Чуйский тракт; 20 - километровые столбы.

линия подводных базальтов на склонах Терехтинского, Талицкого и Чулымманского поднятий. С базальтами во многих местах пространственно ассоциируют гипабиссальные и субвулканические тела диабазов, габбро-диабазов, габбро-, габбро-диоритов. В ряде мест вдоль глубинных разломов, ограничивавших поднятия и контролировавших размещение кембрийского вулканизма, присутствуют гипербазиты в виде мелких линзовидных тел серпентинитов с реликтами дунитов, гардбургитов, лерцолитов и вебстеритов. Их размещение показано на схеме В.А.Кузнецова (см. рис. I) в качестве гипербазитовых поясов.

Начиная со второй половины кембрия и до конца палеозоя, вся территория Бийско-Катунской зоны, включая и Катунский антиклинорий, существовала как область размыва с ограниченной седиментацией. Позднее, с раннего ордовика, поднятия охватывали значительные части Телецкой зоны, а также Терехтинский и Талицкий массивы.

Развитие поднятий в указанных структурах сопровождалось становлением сложных по составу интрузий базит-гранитоидного ряда, среди которых выделены две возрастные группы: средне-верхнекембрийская и средне-верхнеордовикская. Первая имеет преимущественное развитие в Бийско-Катунской зоне, где в её состав входят базитовые (диорит-габбровые, габбро-норитовые, пироксенит-габбровые) и гранитоидные (диорит-тоналитовые, адамеллит-плагиогранитовые и др.) ассоциации. Вторая, распространённая в основном в Телецкой и Холзуно-Чуйской зонах, также характеризуется широкой вариацией состава от габбро-диоритов до адамеллитов, лейкократовых и аплитовидных гранитов, двуслюдяных гранитов. Ордовикские комплексы отличаются от кембрийских значительно меньшим участием базитов. Описанные интрузивные образования в районе экскурсионного маршрута не имеют выходов.

Непрерывное осадконакопление сохранилось в нижнепалеозойских бассейнах, из которых самым крупным и продолжительным по развитию является Ануйско-Чуйский. Здесь с кембрия до конца девона сформировался осадочный разрез, в котором можно выделить три серии. Нижняя, горноалтайская (нижний кембрий-нижний ордовик), свойственная всем прогибам Алтая, представлена песчано-сланцевыми флишеидными отложениями большой мощности - от 7-8 км в Ануйско-Чуйском, до 15 км в Холзуно-Чуйском прогибах. Средняя, ор-

довик-силурийская, серия, сложенная известняково-терригенными отложениями, в полной мере развита лишь в Ануйско-Чуйском и Чарышском прогибах, где их мощность достигает 2-3 км. На территории восточных и южных прогибов Алтая, расположенных вне района экскурсии, она представлена неполно или отсутствует совсем. Это время отмечено там становлением пёстрых по составу диорит-гранодиоритовых plutонов, включающих габбро, габбро-диориты, диориты, амаеллиты и граниты. Верхняя, ниже-верхнедевонская, серия отделена от подстилающих крупным несогласием и перерывом. Её формирование связано со значительным расширением площади седиментации не только в унаследованных прогибах типа Ануйско-Чуйского, но и во вновь образованных наложенных впадинах (Коргонская, Уйменско-Лебедская и др.). Эта серия, разрезы которой можно видеть по ходу экскурсионного маршрута, включает осадочные и вулканогенные породы наземного и морского облика. Осадочные отложения представлены преимущественно обломочными молласоидными толщами, нередко красноцветными. Вулканогенные образования преимущественно кислого состава по возрасту отвечают среднему девону (эйфель-нижний живет). В Ануйско-Чуйском прогибе среднедевонские вулканогенные породы объединены в две свиты: онгудайскую, существенно андезитовую (нижнюю) и куратинскую (верхнюю), сложенную риолито-дацитами. Эти свиты в лучших своих разрезах доступны наблюдениям вдоль Чуйского тракта и пересекаются маршрутом экскурсии (см. Урсульский участок). С девонскими эффузивами пространственно связаны дайки, sillons и мелкие штоки лейкогранитов, гранит-порфи́ров, кварцевых порфи́ров, в меньшей мере - гранодиорит- и граносиенит-порфи́ров, диабазов и габбро-диабазов. В среднем-верхнем девоне в структурах наибольшего прогибания Ануйско-Чуйской зоны в существенно осадочных толщах произошло внедрение субпослойных линзовидных тел пироксенит-габбро-диабазового и сиенит-диорит-габбрового комплексов.

С конца верхнего девона общие поднятия охватили всю территорию Горного Алтая, которая с этого времени существует как складчатая горная страна. Этому времени соответствует становление крупных гранитоидных массивов, которые приурочены к площадям среднедевонского вулканизма.

В Ануйско-Чуйской синклинии сформировались крупные массивы тоналит-гранодиорит-амаеллитового состава, впервые описанные

в 1939 г. Ю.А.Кузнецовым^Х. Эти массивы объединены теперь в Яломанский комплекс. Наиболее крупные его представители (Шебалинский, Чикетаманский, Кадринский, Яломанский массивы) пересекаются маршрутом экскурсии и будут удобными объектами для наблюдений (см. описание участков "Шебалинский массив" и Яломанская группа гранитоидных массивов).

Изучая эти массивы, Ю.А.Кузнецов (1939) отмечал широкое развитие в их апикальных частях ксенолитов вмещающих пород и образованных по ним шпир растворения, постепенные переходы между породами разного состава, тождество составов гранитоидов с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами. По его мнению, в формировании яломанских гранитоидов большую роль играли процессы магматического замещения.

Более молодые образования гранит-аляскитового состава распространены широко в западных районах Алтая и не попадают в район экскурсии. Они сложены преимущественно средне- и крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, в меньшей мере лейкогранитами и аляскитами.

Возраст описанных гранитоидных образований Алтая остается пока спорным. Одни исследователи сопоставляют яломанские граниты со змеиногорским комплексом Рудного Алтая и считают их пермокарбовыми, а более молодые гранит-аляскитовые интрузии - с калбинским пермским комплексом. Другие исследователи, учитывая пространственные связи и сходство состава яломанских гранитоидов с девонскими эффузивами, считают их средне-верхнедевонскими, а гранит-аляскитовые граниты соответственно - нижнекарбовыми.

Значительную роль в геологической истории формирования Горного Алтая сыграл мезозойский период, который проявился как тектономагматическая активизация (дейтероорогенез) в эпипалеозойской области завершённой складчатости в связи с образованием протяжённых зон континентальных рифтов. Он характеризовался высокоамплитудными глыбовыми тектоническими движениями по швам глубинных разломов, крупными расколами сводовых поднятий, формированием осадочных толщ молассовых и угленосных фаций в приразломных прогибах и впадинах (Курайская, Сайгоньшская и др.) в триасе-юре. Базальтовые конгломераты раннеюрской молассы везде ложатся с угловым несогласием на более древние породы. Мощность разреза мезо-

^Х Геологическое строение центральной части Горного Алтая. Томск: Зап.-Сиб. геол. упр., 1939. 92с.

зоя во впадинах превышает 1000 м.

Интенсивными четвертичными движениями на большей части территории Горного Алтая были сдвигнуты не только мезозойские, но и позднепалеозойские отложения (включая и карбоновые), которые также сохранились лишь в небольших приразломных грабенах в зонах глубинных разломов.

Мезозойский этап континентального рифтогенеза сопровождался соответственно своеобразным мантийным базальтоидным магматизмом субвулканической, дайковой и гипабиссальной фаций, четко контролируемых в своём размещении линейными тектоническими структурами — глубинными разломами. Начало активизации (пермо-триас) ознаменовалось внедрением дайковых поясов базальтоидов (диабазы, долериты, диабазовые порфириты). Средневерхнеюрско-нижнемеловой период активизации характеризовался внедрением протяжённых субвулканических дайковых поясов калиевых щелочных базальтоидов (минетты, керсантиты, камптониты, эпилейпитовые минетты, бостониты) и иногда тесно ассоциирующих с ними пространственно и генетически щелочных ультрабазитов и щелочных сиенитов с карбонатитами. Кроме того, сейчас дискутируется вопрос о выделении в Горном Алтае комплекса мезозойских щелочных гранитов (Айский и другие массивы), характеризующихся своеобразным химическим и минеральным составом и имеющих редкоземельно-редкометалльную металлогеническую специализацию.

Маршрут экскурсии в основном не пересекает мезозойских магматических образований, исключая дайки калиевых базальтоидов в районе Яломанского и других верхнепалеозойских гранитоидных массивов.

Зоны глубинных разломов Горного Алтая являются в то же время и крупными линейными металлогеническими зонами. В целом Горный Алтай рассматривался всегда как железорудный, редкометалльный и ртутный регион. Работы последних лет выявили новые перспективы его рудоносности: разведано крупное Холзунское железорудное месторождение, выявлена мезозойская эпитермальная флюоритовая, никель-кобальт-арсенидная, свинцово-цинковая и серебро-сульфосольная минерализация, парагенетически связанная со щелочными базальтоидами. Горный Алтай является также базой нерудного сырья (яшмы, мраморы, стройматериалы), здесь известны и источники термальных вод (курорт "Белокуриха" и др.). Развернувшееся строи-

тельство Катунской ГЭС положило начало освоению его богатейших гидроэнергоресурсов.

МАРШРУТ ПО ЧУЙСКОМУ ТРАКТУ

Чуйским трактом называется отрезок автодороги Новосибирск-Ташанта от Бийска (359-360 км) до пос. Ташанта у границы с Монгольской Народной Республикой. Экскурсия будет проходить по Чуйскому тракту вдоль Катуня и её притоков до устья Чуи (716 км тракта) т.е. всего около 320 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, перемежающимися с берёзовыми колками. Тракт постепенно поднимается с первой террасы Катуня на четвёртую.

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". (Посещение музея планируется на обратном пути).

Сразу же за с.Сростки тракт круто поднимается на увал, 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".

На 410 км слева от тракта, за д.Быстрянской, расположены обнажения доломитов, известняков, сланцев и базальтовых зеленокаменных порфиритов с горизонтами железистых кварцитов (эконгинская 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. Иш. Здесь вскрываются зеленовато-серые пироксеновые и афировые базальтовые порфириты манжерокской свиты. Тракт проходит почти па-

параллельно простиранию пород свиты. На некоторых участках видно полулунное сложение эффузивов типа "пиллоу-лава".

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 свиты.

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

От пос. Майма маршрут экскурсии в первый день свернёт с Чуйского тракта к областному центру - Горно-Алтайску, где экскурсанты будут размещены в гостинице.

Горно-Алтайск (поселение возникло в начале XIX века, город - в 1928 г, до 1932 г. - Улала, с 1932 до 1948 г. - Ойрот-Тура) - административный и культурный центр Горно-Алтайской автономной области, образованной 1 июня 1922 г. Население его составляет 35 тыс. человек (1971 г.).

По дороге от Маймы до Горно-Алтайска на речной террасе оудут видны крупные валуны верхнечетвертичной морены. 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 шширами роговой обманки. Это Рыбалкинский массив средне-верхнедевонского возраста, который пересекается трактом в его краевой части до 456 км.

На 457 км, перед пос. Союзга, 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 "тёплой" водой (очевидно, в сравнении со снеговыми водами Катуня) и несколько повышенной минерализацией. Его зеркало выше летнего уровня реки на 50 м.

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

На 466—467 км, после вьезда из пос.Черемшанка, открывается вид на крупные скальные гряды левого берега Катуня, сложенные известняками и кварцитами баратальской серии верхнего докембрия. Эти же породы обнажаются в русле реки.

С 469 по 471 км тракта 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 обнажениях и справа в береговых обнажениях Катуня наблюдаются вулканогенные породы усть-семиной свиты (ϵ_{1-2}), которые с юга подстилаются чёрными и серыми нижнекембрийскими известняками и известковистыми туффидами. Близ подошвы в составе вулканогенной свиты отмечено много деформированных линз и прослоев чёрных известковистых туффилов и известняков, а в верхах карбонатной свиты содержатся линзы, гнезда, включения чёрных 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 баратальской свиты прослеживаются в обнажениях вдоль тракта до пос.Манжерок и немного дальше.

Перед въездом в посёлок (471 км) на одном из оживлёнейших участков Чуйского тракта, воздвигнут памятник В.Я.Шихову (1873—1945) — 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 (от Бийска до пос.Ташанта на границе с МНР). 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 себистая, своенравная и неукротимая Катунь, явилась частично прообразом знаменитой Угрім-реки.

На 476 км влево от тракта уходит дорога на оз.Манжерок.Здесь

же и несколько дальше продолжают выходы вдоль тракта кварцитов и мраморизованных известняков баратальской свиты. 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. Известковий, по обоим берегам Катуня обнажаются карбонатные породы каянчинской 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 усть-семиной свиты. Здесь же установлен памятник А.М. Кошурникову – изыскателю железнодорожной трассы Абакан-Тайшет, погибшему во время экспедиционных работ в Саянах в 1942 году.

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

От 506 до 510 км тракт пересекает грабен, сложенный нижнеордовиковской 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 по ходу движения до 514 км в виде отдельных коренных выходов обнажаются нижнекембрийские песчано-алевролитовые отложения с горизонтами известняков и вулканогенных пород андезитобазальтового состава. Здесь тракт переокает небольшую мульду, сложенную нижнеордовиковскими отложениями, аналогичными породам интервала 506–510 км.

На 514 км нижнекембрийские отложения по разлому северо-западного направления контактируют с вулканогенно-осадочными породами усть-семиной свиты, которые протягиваются по тракту до 516,5 км.

На 500 км, в с.Усть-Сема от Чуйского тракта, переходящего по капитальному мосту на левый берег Катуня, ответвляется гравийная дорога; идущая вверх по правому борту реки до курортного посёлка Чемал. На расстоянии 5 км наблюдается знаменитый "Чеповский разрез", где можно проследить стратиграфическую последовательность толщ от позднего докембрия до низов среднего кембрия (детальное описание Чеповского участка см. ниже).

На 515,5 км перед пос.Черга тракт как бы разрезает скалу усть-семинских вулканогенных пород, образуя так называемые "чергинские ворота". Тракт здесь проходит по зоне разлома, справа хорошо видна плоскость скольжения, по которой левая от дороги часть опущена. Спускаясь влево вниз к р.Семе, можно наблюдать покровную и субинтрузивную фации пироксеновых порфиритов, разделённых пачкой ороговикованных алевролитов (детальное описание - см. участок "Чергинские ворота").

С 516,5 км тракт входит в поле развития нижнекембрийских 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 усть-семинской и улус-чергинской свит. Эти породы слагают левый борт долины р.Сема и прослеживаются вдоль тракта до моста через реку. Наблюдаемые на этом участке существенно терригенные, песчано-алевролитовые отложения с прослоями известняков и вулканогенных пород (улус-чергинская свита) являются промежуточным звеном между нижнекембрийскими вулканогенными толщами Катунского антиклинория и терригенными флишеидными отложениями Ануйско-Чуйского синклинория.

Далее, после моста через р.Сему, вышеописанные отложения по разлому, ориентированному вдоль речной долины, сменяются осадочно-вулканогенными породами среднего девона (журатинская 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). Ознакомиться с этой свитой удобнее всего на 546 км тракта в крупных скальных выходах, а также на 551 км перед въездом в посёлок Шебалино (после дорожного указателя), слева в 200 м от тракта.

Далее куратинские эффузивы по разлому граничат с флишоидными песчано-алевролито-сланцевыми 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. Флишоидные отложения прослеживаются в скальных обнажениях левого берега р.Семы до 559 км тракта. На участке 559-566 км тракт пересекает северо-западную краевую часть Шебалинского гранитоидного массива, представленную гранодиоритами 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. Наблюдать граниты удобно на 561 км тракта, где рядом с дорогой расположены крупные скалы серых биотитовых гранитов, рассечённых дайками микродиабазов и габбро-диоритов (см. описание участка - "Шебалинский массив").

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

После пос.Топучая, с 575 км, начинается подъём на Семинский перевал (II км). Этот участок пути пересекает выходы терригенных пород горноалтайской серии. При подъёме на 577-578,3 км тракт пересекает небольшое тело кварцевых диоритов - Семинский массив, являющийся сателлитом Шебалинского плутона.

На Семинском перевале (высота 2000 м) тракт проходит на уровне верхней границы леса. При подъёме на перевал можно заметить, как кедр постепенно вытесняет другие сорта деревьев (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 добровольного вхождения Алтая (Ойротии) в состав России.

С Семинского перевала (580-й км) тракт спускается (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. Это самая молодая толща Ануйско-Чуйского синклинория из тех, с которыми могут ознакомиться экскурсанты. В интервале 617-621 км эти породы согласно 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 вулканические породы куратинской свиты. Здесь, в районе пос. Курата (у пос. Шипикман) вплоть до 631 км по левому борту долины р. Урсул (левого притока Катуня) хорошо обнажены стратиграфические разрезы куратинской и онгудайской свит среднего девона (см. Урсульский участок). Среди риолито-дацитовых эффузивов куратинской свиты наблюдаются субвулканические близповерхностные интрузии. Гипабиссальные 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 посёлка Онгудай тракт переходит на правый берег р. Урсул и с 653 км уходит от реки вправо по долине р. Мал. Ильгумень. От пос. Кабаровка 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. На протяжении более 10 км в непрерывных искусственных обнажениях вдоль нового отрезка

тракта наблюдаются серые среднезернистые кварцевые диориты и гранодиориты первой фазы интрузии. Они содержат округлые и удлиненно-линзовые шпировые включения, обогащенные роговой обманкой, и многочисленные ксенолиты вмещающих пород. На отдельных участках (666 км) эти ксенолиты пород горноалтайской свиты имеют крупные размеры. Встречаются жилы аплитов. Характерной особенностью Чикетаманского массива является обилие в нём простых и сложных по строению субмеридиональных даек диабазовых и диоритовых порфиритов и спессартитов более молодого, предположительно раннемезозойского возраста. В зоне эндоконтакта интрузии есть зоны, обогащенные аксинитом. Ширина экзоконтактной зоны (ороговикованные песчано-сланцевые пестроцветные отложения горноалтайской серии) в этом пересечении более километра.

Чикетаманский массив является типичным представителем группы гранитоидных массивов Кадринского, Яломанского, Усть-Чуйского, образующих так называемый яломанский комплекс (см. описание участка "Яломанская группа гранитоидных массивов"). Все эти массивы доступны наблюдению с тракта в указанной последовательности.

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 тракт пересекает Усть-Чуйский товалит-гранодиоритовый массив Яломанской группы, залегающий среди верхнеордовикских-нижнесилурийских карбонатных и песчано-сланцевых отложений.

В долине Катуня от 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^х. Одни исследователи предполагают наличие в разрезе террас двух горизонтов морен, при этом верхний из них (майминский) прослежи-

^х Материал о террасах Катуня подготовлен В.А. Панычевым.

вается 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 определённый 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 прозёр Чуйской и Курайской межгорных впадин.

716 км тракта – конечный пункт экскурсии. Здесь с высокой террасы Катуня можно наблюдать, как овеянная легендами Чуя вливается в Катунь в том месте, где эта великая алтайская река только что вырвалась из ущелий Терехтинского 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!... Ещё немного – и твои волны запоют 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!" (Шипков В.Я. Тайга. Новосибирск. Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975, с. 293).

ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УЧАСТКОВ (объекты экскурсии)

Манжерокский участок

(Основные объекты экскурсии: осадочно-вулканогенные образования венда – нижнего кембрия)

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).

В основании разреза вскрываются тёмно-серые мраморизованные известняки и кварциты баратальской свиты позднего докембрия с видимой мощностью около 500 м.

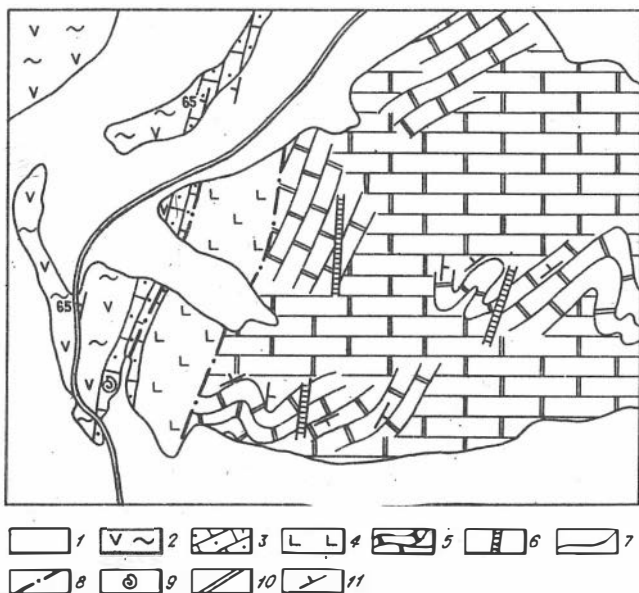


Рис. 3 Схема геологического строения Манжерокского участка:

I - четвертичные и современные отложения; 2 - усть-семинская свита (ϵ_{1-2} ус): лавобрекчии, туфы пироксеновых порфиритов, пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые порфириты; 3 - нижнекембрийские (ϵ_1) известняки, глинистые сланцы, туффиты; 4 - манжерокская свита ($v-c_1$ mn): спилиты, афировые базальтовые порфириты, их туфы, горизонты гравелитов и сланцев; 5 - баратальская серия ($R-v ? br$): чёрные мраморизованные известняки, горизонты и линзы олицитов и кварцитов, метаморфические сланцы; 6 - дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров ($\chi \mu D_2$); 7 - геологические границы; 8 - разломы; 9 - места сбора фауны; 10 - Чуйский тракт; II - элементы залегания слоистости

Стратиграфически выше залегает осадочно-вулканогенная толща, которая первоначально была описана в качестве манжерокской свиты общей мощностью около 1300 м. Позднее верхняя часть разреза этой толщи была отнесена к усть-семинской свите, которая отделена от нижней, манжерокской горизонтом известняков с нижнекемб-

рийскими археоциатами. Предполагается, что этот горизонт известняков соответствует барангальской свите описанного ниже Чеповского разреза, а две нижние карбонатные свиты, чеповская и шашкунарская, разделяющие там вулканогенные свиты, возможно, срезаны продольным разломом. Однако вполне возможно, что нижнекембрийские карбонатные свиты Чеповского разреза на Манжерокском участке резко сокращены в мощности, и возрастные границы верхней, усть-семиной, и нижней, манжерокской, свит здесь сближены. Маломощный горизонт известняков Манжерока мощностью около 150 м — это всё, что осталось от мощных рифогенных известняков Чепова.

Манжерокская свита у пос. Манжерок, по современным представлениям, имеет совсем небольшую мощность — до 250–300 м. Возможно, что нижняя часть её разреза уничтожена разломом, отделяющим её от барангальских известняков, так как на противоположном левом берегу Катуня, ниже устья Устьоби, мощность её возрастает до 700 м. Свита представлена чередующимися покровами серо-зелёных и тёмно-серых афировых и мелкопорфировых базальтовых порфиритов, миндалекаменных базальтов с горизонтами агломератовых и псаммитовых туфов, туфопесчаников, кремнисто-глинистых сланцев и мраморизованных плитчатых известняков.

Лавовые породы манжерокской свиты принадлежат к субщелочным базальтам с высоконатовым, высокотитанистым и весьма низкоглинозёмистым уклонами. Возраст свиты условно определяется в пределах венда-нижнего кембрия по фауне перекрывающих известняков (табл. I).

Верхняя вулканогенная свита, усть-семиная, залегает согласно на известняках. В приустьевой части р. Манжерок наблюдается непосредственный контакт известняков с лавобрекчиями и туфами усть-семиной свиты. Известняки на контакте содержат включения базальтовых лав; есть туфы с известковым цементом. В лавобрекчиях и туфах наблюдаются деформированные линзы и глыбы известняков.

В составе усть-семиной свиты Манжерока преобладают базальтовые порфириты и их лавобрекнии. Порфириты характеризуются средне- и крупнопорфировой отструктурой, редки миндалекаменные разности, широксеновые и платиоклаз-широксеновые. Химические анализы усть-семиных вулканогенных пород (табл. 2) указывают на их принадлежность к субщелочным базальтам, которые отличаются от аналогичных пород манжерокской свиты низкой титанистостью, относи-

Таблица I

Химический состав вулканогенных пород манжерокской свиты Катунского антиклинария

| Порода | 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 | П.п.п. | Сумма |
|-----------------------------|----------------------|---------------------|--------------------------------|--------------------------------|----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|-------------------------------|--------|--------|
| Манжерокский участок | | | | | | | | | | | | | |
| Диабазовый порфирит | 47,00 | 2,16 | 15,00 | 2,54 | 10,14 | 0,16 | 8,23 | 7,26 | 2,56 | 0,56 | 0,22 | 3,65 | 99,62 |
| Миндалекаменный порфирит | 50,00 | 2,00 | 11,40 | 1,73 | 8,89 | 0,16 | 8,83 | 10,89 | 3,42 | 0,19 | 0,22 | 3,49 | 101,12 |
| Спидит | 47,40 | 2,36 | 14,30 | 1,99 | 10,72 | 0,17 | 7,38 | 6,70 | 3,00 | 0,23 | 0,24 | 4,54 | 99,44 |
| Диабазовый порфирит | 48,80 | 2,76 | 13,60 | 2,31 | 10,43 | 0,19 | 6,10 | 9,78 | 2,34 | 0,54 | 0,27 | 2,28 | 99,34 |
| Среднее (n = 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 | | |
| Чеповский участок | | | | | | | | | | | | | |
| Афировый порфирит | 50,57 | 1,88 | 14,39 | 1,87 | 11,05 | 0,17 | 6,25 | 4,07 | 2,60 | 0,23 | 0,19 | 6,81 | 100,03 |
| Спидит | 47,38 | 1,55 | 15,51 | 1,97 | 8,96 | 0,18 | 7,16 | 5,89 | 3,82 | 0,77 | 0,16 | 6,78 | 100,13 |
| Спидит | 46,59 | 2,24 | 14,19 | 2,33 | 9,58 | 0,19 | 6,38 | 7,28 | 3,32 | 0,85 | 0,31 | 6,80 | 100,06 |
| Диабазовый порфирит | 44,30 | 3,52 | 14,30 | 2,73 | 11,68 | 0,25 | 4,65 | 6,84 | 3,34 | 1,45 | 0,82 | 5,71 | 99,59 |
| Среднее (n = 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 | | |

Примечание. В таблицах I-2 в строке "Среднее": в числителе - средние значения окислов, в знаменателе - среднеквадратичные отклонения; n - количество анализов.

Таблица 2

Химический состав вулканогенных пород усть-семиной свиты Катунского антиклинария

| Порода | 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 | П.п.п. | Сумма |
|---------------------------------------|----------------------|---------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|-------------------------------|--------|--------|
| Манжеровский участок | | | | | | | | | | | | | |
| Пироксеновый порфирит | 47,76 | 0,81 | 14,88 | 1,90 | 11,10 | 0,24 | 7,16 | 9,81 | 2,00 | 0,62 | 0,03 | 3,73 | 100,04 |
| Пироксеновый порфирит | 49,20 | 0,76 | 13,60 | 1,40 | 8,82 | 0,18 | 8,53 | 11,31 | 1,29 | 0,39 | 0,24 | 3,40 | 99,12 |
| Плагноклаз-пироксено- вый порфирит | 50,60 | 0,66 | 14,90 | 1,25 | 8,96 | 0,19 | 6,89 | 9,78 | 2,00 | 1,36 | 0,21 | 2,58 | 99,38 |
| Пироксеновый порфирит | 48,40 | 0,76 | 16,00 | 1,99 | 8,29 | 0,18 | 6,83 | 11,31 | 1,47 | 1,00 | 0,25 | 3,10 | 99,58 |
| Среднее (n = 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 | | |
| Чепомский участок | | | | | | | | | | | | | |
| Пироксен-плагноклазо- вый порфирит | 47,42 | 0,81 | 16,10 | 5,69 | 6,25 | 0,16 | 5,41 | 10,52 | 3,37 | 0,48 | 0,29 | 3,41 | 100,20 |
| Пироксен-плагноклазо- вый порфирит | 49,71 | 0,64 | 17,27 | 1,00 | 9,33 | 0,18 | 4,96 | 7,46 | 3,23 | 1,54 | 0,13 | 3,65 | 99,26 |
| Пироксеновый порфирит | 48,51 | 1,01 | 16,16 | 1,04 | 8,46 | 0,15 | 6,08 | 11,00 | 2,64 | 1,40 | 0,12 | 2,69 | 99,26 |
| Пироксеновый порфирит | 47,53 | 0,66 | 14,89 | 4,13 | 7,10 | 0,19 | 7,30 | 9,21 | 3,10 | 0,38 | 0,25 | 6,06 | 100,79 |
| Среднее (n = 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 | | |

тельно повышенной глинозёмистостью, более низким содержанием суммарного железа. Эти петрохимические различия усть-семинской и манжерокской свит наблюдаются и на других участках их распространения в бассейне Катуня.

Наблюдаемые в районе пос. Манжерок осадочно-вулканогенные толщи венда-нижнего кембрия являются типичными для Горного Алтая раннегеосинклинальными вулканогенными комплексами.

Чеповский участок

(Основные объекты экскурсии: геологический разрез верхнего докембрия-нижнего кембрия; вулканогенные комплексы)

Участок расположен вдоль Чемальского тракта между сёлами Усть-Сема и Чепов. Здесь в склоновых и береговых обнажениях Катуня наблюдается один из самых представительных на Алтае разрезов нижнего-среднего кембрия в контакте с позднекембрийскими отложениями (рис. 4).

В основании разреза у с. Чепов и несколько выше по Катуня вскрываются кремнисто-карбонатные породы баратальской свиты позднего докембрия, которые слагают здесь антиклинальную структуру, осложнённую разломами. Отложения свиты смяты в мелкие гофрированные складки с преобладающим северо-восточным простиранием и юго-восточным падением слоёв. В разрезе свиты выделяются две слабо отличающиеся друг от друга толщи. Нижняя - мощностью около 900 м представлена тёмно-серыми до чёрных мраморизованными известняками, реже доломитами с тонкими линзовидными прослоями чёрных силицилитов (микрокварцитов). Здесь же широко развиты тёмноцветные пятнистые вторичные кварциты. Верхняя - мощностью до 500 м отличается более частыми прослойками силицилитов, а также наличием горизонтов кремнисто-глинистых сланцев.

Расположенная северо-западнее более молодая вулканогенная манжерокская свита отделена от баратальских известняков разломом. На других участках Катунского антиклинория установлены их согласные взаимоотношения. Вскрытая мощность по Чемальскому тракту около 1800 м. Свита представлена серо-зелёными и тёмно-серыми базальтовыми порфиритами, вулканическими брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевропелитовыми сланцами, горизон-

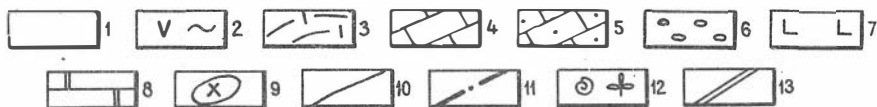
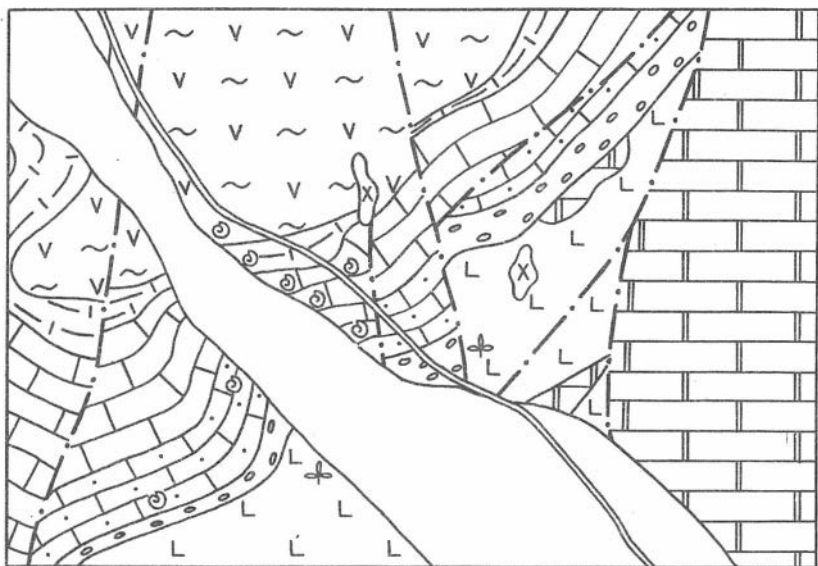


Рис. 4. Схема геологического строения Чеповского участка:

I - четвертичные и современные отложения; 2 - усть-семинская свита (ϵ_1 us): лавобрекчии, пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые порфириты, агломератовые туфы пироксеновых порфиритов, линзы песчаников, мергелей; 3 - барангольская свита (ϵ_1 br): тёмно-серые мергели; 4 - чеповская свита (ϵ_1 чр): массивные, реже грубополосчатые известняки. Шашкунарская свита (ϵ_1 шш): 5 - слоистые известняки, 6 - конгломераты и песчаники; 7 - манжерокская свита (V- ϵ_1 mn): сплиты, афировые базальтовые порфириты, их туфы, линзы известняков и доломитов; 8 - баратальская серия (R-V (?) br): чёрные массивные мраморизованные известняки, линзы силицилитов и углисто-глинистых сланцев; 9 - тела диоритов и габбро-диоритов; 10 - геологические границы; 11 - разломы; 12 - места находок фауны и микрофитоцитов; 13 - тракт Усть-Сема - Чемал

тами известняков и микрокварцитов. Порфириты имеют преимущественно афанитовую структуру, реже мелкопорфировую; довольно часто встречаются миндалекаменные разности, отмечаются подушечные текстуры. Лавовые породы составляют около 40 % объёма свиты. Широко развиты здесь грубообломочные вулканогенно-осадочные породы, составляющие почти половину разреза. В их составе различаются грубообломочные литокластические туфы основного состава, а также породы с перемытым вулканомиктовым материалом.

По данным 30 химических анализов манжерокские порфириты Чепоша относятся к субщелочным высокощелочным разновидностям с высокотитанистым, низкоглинозёмистым и умеренно железистым уклонами химизма (см. табл. 2).

Возраст манжерокской свиты как переходной от позднего докембрия (верхнего венда) к нижнему кембрию определяется в основном по соотношению с вышележащими фаунистически охарактеризованными толщами. Находки микрофитоцитов и спикул губок в породах манжерокской свиты не позволяют уточнить это заключение.

Вулканогенная манжерокская свита перекрывается сланцево-карбонатными отложениями, в составе которых выделены три свиты. Нижняя (шапкунарская) – свита тонкослоистых известняков, переслаивающихся местами с известково-глинистыми сланцами; в её основании – горизонт полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников. Мощность свиты 400–500 м. Взаимоотношения шапкунарских известняков с подстилающими манжерокскими эффузивами на Чепошском участке, по мнению одних исследователей, несогласные, по мнению других – согласные. Если такое несогласие и существует, то оно имеет характер местного размыва, так как в западном направлении одновременно с уменьшением мощностей карбонатных нижнекембрийских свит и базальных конгломератов все сомнения о согласном соотношении свит исчезают. Средняя (чепошская) свита представлена светло- и тёмно-серыми массивными, реже толстоплитчатыми мраморизованными известняками. Мощность её от 250 до 500 м. Верхняя (барангольская) свита мощностью от 150 до 400 м сложена серыми мергелями, переслаивающимися с известняками, алевролитами и сланцами.

В отложениях всех трёх описанных выше карбонатных свит собрана богатая фауна трилобитов, археоциат и брахиопод, указывающая на нижнекембрийский (ленский ярус) возраст.

На 3 км Чемальского тракта барангольские мергели и известняки согласно перекрываются вулканогенными образованиями усть-сеиминской свиты, которые слагают в районе с.Усть-Сема ядро крупной синклинали. В составе свиты здесь преобладают грубообломочные туфы и туфобрекчи основного состава, а также грубые граувакки, туффиты. Подчинённое значение имеют основные лавы (до 10-20 %), представленные пироксен-плагиоклазовыми, реже пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами и сосредоточенные в основном в нижней части разреза свиты. Большинство порфиритов по структуре отчетливо средне-крупнопорфировые, редко афанитовые. Порфировые выделения составляют до 30-50 % объема породы. Пироксен представлен энстатитом, диопсидом, авгитом.

В нижней части свиты наблюдаются горизонты чёрных известняков, которые в случае небольшой мощности бывают разорваны, закручены среди вулканогенных пород. Они содержат остатки нижекембрийских археоциат, для верхних горизонтов свиты не исключён среднекембрийский возраст.

По петрохимическим характеристикам вулканогенные породы усть-сеиминской свиты близки к манжерокским эффузивам. Они также относятся к субщелочным натровым базальтам. Отличаются более низкой титанистостью, более высокими содержаниями калия, глинозёма (см. табл. 2).

Участок "Чергинские ворота"

(Основной объект экскурсии: вулканогенные породы
нижнего-среднего кембрия)

Участок расположен в западной части Катунского антиклинория вблизи зоны сочленения его с Ануйско-Чуйским синклинорием. Уникальное обнажение расположено на 515,5 км тракта; там он по зоне разлома как бы разрезает усть-сеиминские вулканогенные породы, образуя так называемые "Чергинские ворота". В этом месте левая часть "ворот" сбросена по плоскости скольжения, которая хорошо видна справа от дороги. Уникальность этого обнажения заключается в том, что, спускаясь влево вниз к р.Семе, можно наблюдать в одном обнажении покровную и субвулканическую фации пироксеновых порфиритов усть-сеиминской свиты, разделённых 2 - 3 - километровой

пачкой тонкослойных зелёных и светло-зелёных алевролитов, превращённых почти в роговики (рис. 5).

Субинтрузивная фация порфириров под алевролитами представлена зелёными плотными, массивными пироксеновыми порфиритами с плотной зелёной слабо раскристаллизованной основной массой интерсертальной или гялопелитовой микроструктуры. Вкрапленники размером в 3-5 мм представлены бутылочно-зелёным пироксеном (авгитом) таблитчатой, часто изометричной формы.

Покровная фация представлена туфолавами и лавобрекчиями тех же пироксеновых (авгитовых) порфириров. Встречаются "прослои", обогащённые угловатыми и округлыми обломками плотных светло-зеленовато-лиловых пироксеновых порфириров с мелкими (до 1-2 мм в поперечнике) кристаллами пироксена и миндалинами того же размера эпидота и хлорита. Миндалины эпидота имеют полосовидное, часто концентрическое распределение. Породы пронизаны многочисленными прожилками, выполненными белесо-лиловым материалом, по-видимому, являющимся следствием фумарольно-сульфатарной деятельности.

Участок "Шебалинский массив"

(Основной объект экскурсии: гранитоидный массив)

Массив расположен в восточной части Ануйско-Чуйского синклинория (в 4 км южнее районного центра с. Шебадино), несколько обособленно от главной Яломанской группы плутонов. Это довольно крупное (около 150 км²) межформационное тело, залегающее в зоне сопряжения кембро-ордовикской терригенной и девонской вулканогенно-осадочной толщ (рис. 6).

Большую часть Шебалинского массива составляют среднезернистые, иногда порфирировидные двуполевошатовые и существенно плагиоклазовые граниты и количественно подчинённые им гранодиориты. Гранит пересекает краевую часть плутона, где присутствуют также кварцевые диориты и тоналиты.

Выделяются три фазы становления плутона. Первая ("гранодиоритовая") представлена диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами. Вторая (главная, "адамеллитовая") - это варьирующие по составу граниты и гранодиориты. Третья ("алюскитовая") включает аляскиты, гранит-порфиры и графиты. Для пород первой и второй фаз характерны постепенные взаимопереходы. На долю пород

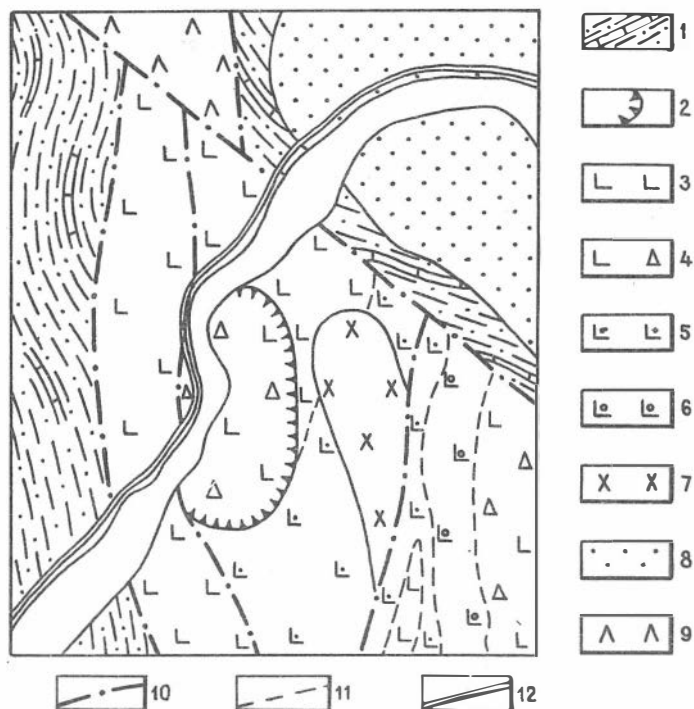


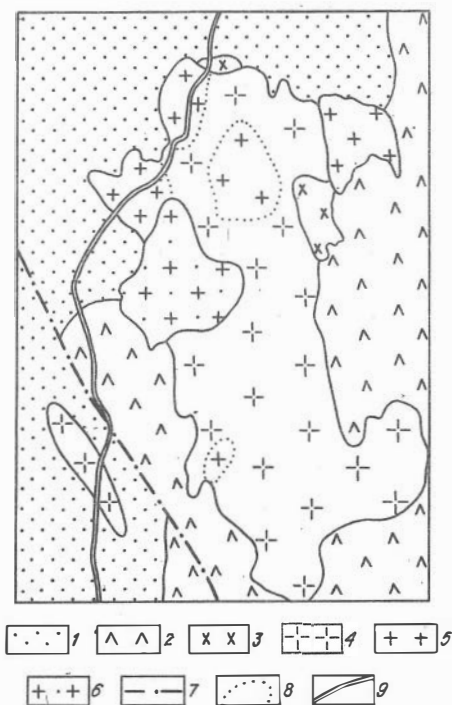
Рис.5.Схема геологического строения участка "Чергинские ворота":

I - нижнекембрийские алевролиты, песчаники, горизонты известняков и вулканогенных пород андезито-базальтового состава (удусчергинская свита); 2 - жерло Чергинского вулкана. Нижне-среднекембрийские вулканогенные породы (усть-семинская свита): 3 - лавы пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов, 4 - туфолавы, лавобрекчия, 5 - литокристаллокластические туфы, 6 - миндалекаменные порфириты; 7 - ниже-среднекембрийские габбро-диориты, диориты субвулканические; 8 - нижекембрийские-нижеордовинские песчаники, алевролиты, сланцы, конгломераты пестроцветные (горноалтайская серия); 9 - среднедевонские андезитовые, андезито-базальтовые порфириты, их туфы, песчаники, алевролиты (онгудайская свита); 10 - разломы; 11 - петрографические границы; 12 - Чуйский тракт

Рис. 6. Схема геологического строения Шебалинского массива

массива

I - нижнекембрийские-нижнеордовиковские песчаники, алевролиты, сланцы (горноалтайская серия); 2 - среднедевонские андезитовые, андезито-базальтовые порфириды, реже дацитовые порфиры, их туфы, песчаники, алевролиты (онгудайская свита). Гранитоиды Шебалинского плутона (яломанский комплекс): 3 - фаза гранодиоритов (гранодиориты, кварцевые диориты); фаза адамеллитов: 4 - адамеллиты и гранодиориты, 5 - граниты и адамеллиты, 6 - фаза аляскитов (аляскиты и лейкограниты); 7 - разломы; 8 - петрографические границы; 9 - Чуйский тракт.



первой фазы приходится 13 % площади плутона, на долю второй - 75 %; более поздние аляскиты занимают около 12 % площади массива. В полях развития пород каждой фазы обособляются небольшие дайкообразные и неправильной формы тела порфиридных пород, аналогичных или весьма близких по составу вмещающим гранитоидам: в гранитоидах ранней фазы - это гранодиорит-порфиры; в породах главной второй фазы - адамеллит-порфиры, гранит-порфиры, гранит-аплиты и пегматиты; в поздних гранитоидах те же образования представлены гранит-порфирами и аляскит-аплитами. Такие тела составляют соответственно 10, 15 и 50 % площади вмещающих их гранитоидов. Наибольшее (50 %) развитие они имеют в полях аляскитов третьей завершающей фазы формирования плутона. Широко распространены также серии секущих более молодых даек основного и среднего состава.

Породы первой фазы сложены зональным плагиоклазом (лабрадором и андезином) — 20-50 %, роговой обманкой ($f=39-40$ %) — 25-45 %, кварцем — 5-15 %. В наиболее меланократовых разновидностях встречается пироксен. В породах второй фазы соотношения плагиоклаза и калинатрового (часто пертитового) полевого шпата, так же как и содержания биотита ($f=70-78$ %) и роговой обманки ($f=50-62$ %), варьируют от участка к участку, отвечая соответственно гранодиоритам, нормальным и плагиоклазовым гранитам. Лейкограниты и другие породы третьей фазы состоят (в %) из 45-60 калинатрового полевого шпата, 30-35 кварца, 10-15 олигоклаза, 3-5 биотита ($f=67-70$ %).

По петрохимическим особенностям главные группы пород плутона относятся к высококремнеземистым умеренно щелочным гранитоидам калинатрового типа (вторая фаза) либо к высококремнеземистым гранитоидам повышенной щёлочности с преобладанием калия (третья фаза). Гранитоиды повышенной основности играют в Шебалинском плутоне меньшую роль, чем в других плутонах этого комплекса (табл. 4).

Нижний предел геологического возраста плутона определяется прорывом отложений среднего девона. Верхний — по-разному: по одним данным он соответствует карбону-перми, по другим — среднему-верхнему девону. Радиологические даты разноречивы — многие из полученных цифр отражают влияние мезозойских процессов тектономагматической активизации.

В экзо- и эндоконтактных зонах Шебалинского плутона встречаются связанные с ними рудопроявления железа и олова.

Разрез Шебалинского плутона даёт возможность познакомиться с довольно типичным представителем яломанского комплекса. В непосредственном контакте с породами кембро-ордовика, превращёнными в актинолитовые, биотитовые и актинолит-биотитовые роговики, граниты сменяются такситовыми неоднородными гранодиоритами, кварцевыми и кварцсодержащими диоритами с многочисленными ксенолитами ороговикованных песчаников и сланцев. Эти породы хорошо обнажены по обоим бортам р. Семь. Далее по тракту граниты пересечены дайками аплитов (иногда переходящих в турмалинсодержащие пегматиты) микрогранитов, жилами кварца и регионально развитыми дайками основного состава. Последние весьма широко распространены как внутри плутона, так и за его пределами. Они образуют пучки и субме-

радиональные пояса и представлены микродиабазами, диорит-порфиритами и другими породами, принадлежащими к теректинскому ранне-мезозойскому комплексу малых интрузий.

Урсульский участок

(Основной объект экскурсии: девонский вулканогенный комплекс, тела жерловой фации, субвулканические интрузии)

Состав и строение девонского вулканогенного комплекса можно хорошо наблюдать по левому борту р. Урсул от д. Тузакта до с. Онгудай. На этом интервале Чуйского тракта обнажаются эффузивы, туфы, осадочные отложения и породы тел жерловой фации девонских вулканических аппаратов. Они слагают здесь восточную часть крупной синклинальной складки Куратинского грабена, осложненную складками второго порядка и дизъюнктивными нарушениями (рис. 7).

Продукты девонского вулканизма в Куратинском прогибе относятся к двум разновозрастным комплексам: онгудайскому – андезитовому и куратинскому – риолито-дацитовому. Породы нижележащего онгудайского комплекса широко развиты вдоль тракта от д. Шишикман до с. Онгудай. На этом отрезке тракта лавы пироксеновых, роговообманковых и кварцевых андезитовых порфиритов совместно с пирокластическими образованиями среднего состава слагают онгудайскую свиту. Породы онгудайской свиты собраны в асимметричную складку, ось которой круто погружается в юго-западном направлении. Крылья этой широкой складки сложены фашиально различными породами: в северо-западном крыле преобладают пирокластические образования – крупнообломочные туфы и туфобрекчии андезитового состава, в юго-восточном более развиты лавовые потоки. Мощность свиты оценивается в 2500 м.

Куратинский комплекс слагается породами куратинской свиты и телами субвулканических интрузий, которые представляют особый интерес и подразделяются на жерловые массивы и близповерхностные интрузии. Вулканические породы куратинской свиты подразделяются на три подсвиты, в которых вулканогенные породы развиты неравномерно: они почти полностью слагают нижнюю подсвиту, преобладают в средней и незначительно распространены в верхней. Из

4500 м общего разреза свиты на долю вулканогенных образований приходится около 70 % объема всех пород. Различен и состав пород по разрезу. Снизу вверх наблюдается смена средних по составу эффузивов и туфов кислыми, которые в верхних частях разреза занимают господствующее положение при полном отсутствии андезитовых порфиритов. В средней части свиты широко развиты пирокластические отложения кислого состава.

Породы куратинской свиты собраны в большое количество сложных крутых и пережатых дополнительных складок, создавших впечатление о громадной мощности всей свиты.

Корневые части вулканического аппарата среди пород куратинской свиты были установлены в 1960 г. На левом склоне долины р.Урсул против д.Каракол обнажено несколько таких тел жерловой фации девонских эффузивов. Они прорывают пирокластические отложения средней части свиты и контролируются меридиональной зоной нарушения. Главное тело образует неск, достигающий в поперечнике 300-500 м, западнее расположены более мелкие линзовидные тела. Все они представлены эффузивного облика породами, структуры которых меняются в зависимости от глубины их залегания: вершины нескков представлены фельзитовыми и сферолитовыми разностями риолито-дацитовых порфиритов, а нижние части этих же массивов - полнокристаллическими микрогранит-порфиритами, гранофирами. В плане наблюдается зональное строение, центральные части сложены риолитовыми порфиритами, периферические - сферолитовыми и кварц-полевошпатовыми дацитовыми порфиритами. По периферии массивов, кроме того, встречаются сложно флюидальные и брекчиевидные сферолитовые порфириты и щелочные кварцевые риолито-дацитовые порфириты.

Субвулканические интрузии расположены как вблизи тел жерловой фации (р.Туэкта), так и на некотором удалении (р.Каерлык). Все они имеют небольшие размеры, измеряемые первыми метрами и первыми сотнями метров. Весьма своеобразна и форма некоторых тел. По левому борту р.Туэкта субвулканическое интрузивное тело в разрезе имеет вид неправильно скошенного гриба и согласные или рвущие контакты с вмещающими породами. Внизу - это 5-7-метровая пластовая дайка, раздувающаяся кверху до 150 м. В стороне от тракта по р.Караколу ниже д.Богучи расположена другая группа субвулканических тел в виде тупо выклинивающихся неправильных даек, подчинённых общей структуре толщи. По сравнению с телами

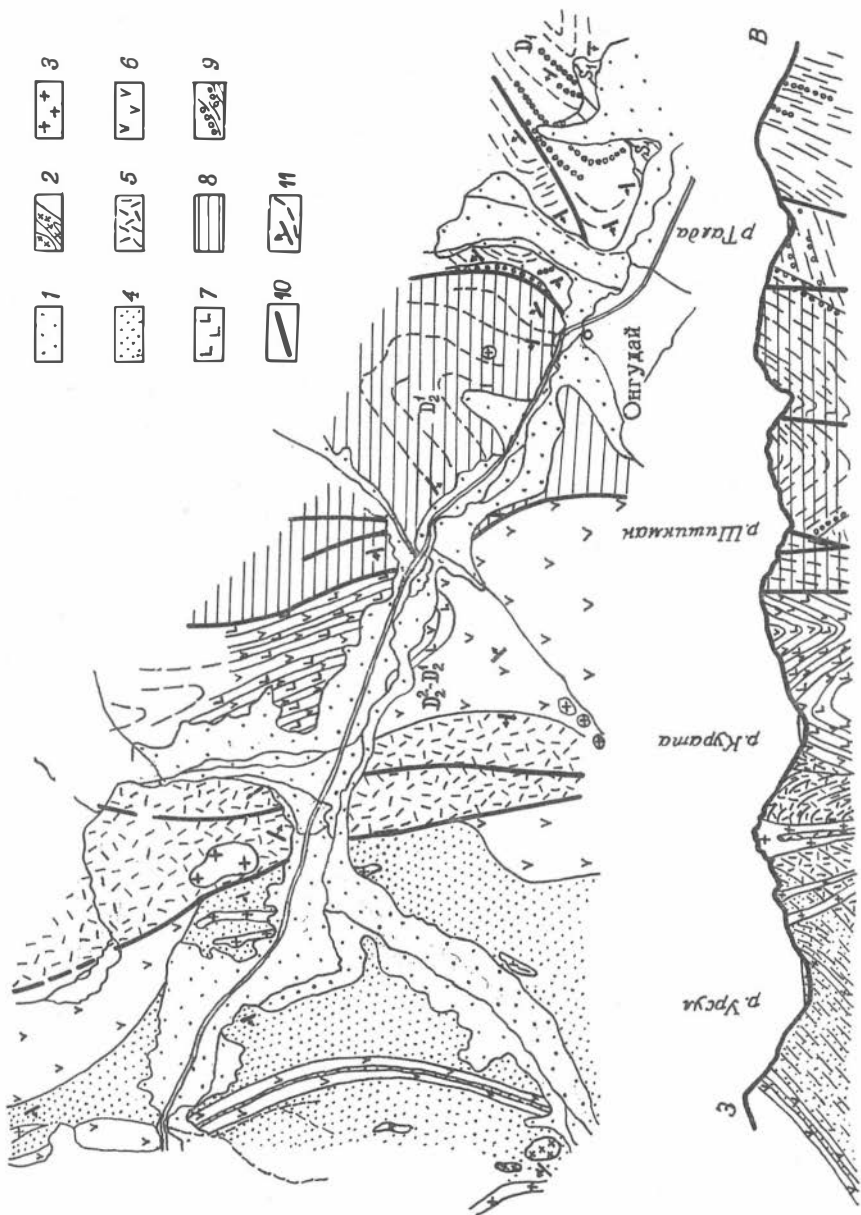


Рис. 7. Схема геологического строения Уркульского участка:

1 - четвертичные отложения; 2 - габро-диабазы Чарышского интрузивного комплекса. Куратинский вулканогенный комплекс: 3 - дацитовые порфиры, сферениты, микрограниты (тела жерловой и субвулканической фации); куратинская свита: 4 - песчаники, алевролиты, 5 - туфы, туфобрекчи, 6 - риолито-дацитовые порфиры, 7 - андезитовый порфирит; онгудайская свита: 8 - андезитобазальтовые и андезитовые порфириты; каракулурская свита: 9 - песчаники, конгломераты, алевролиты пестроцветные; 10 - разломы; II - элементы залегания слоистости.

жерловой фации массивы субвулканических интрузий обладают более однородным строением и составом пород, не обнаруживающих ни зонального распределения, ни флюиальности, ни такситового сложения. Распространены главным образом порфиры дацитового состава или микрогранодиорит-порфиры.

Гипабиссальные интрузии - комагматы девонских эффузивов известны по р.Шибелику, правому притоку р.Урсул. Они впервые были изучены и описаны Ю.А.Кузнецовым (1937)^X. Массивы прорывают контактово-метаморфизованные кислые эффузивы куратинской свиты и слагаются щелочными рибекитовыми гранитами, изредка смещающимися более меланократовыми разновидностями. В краевых частях интрузивов распространены мелкозернистые граниты, имеющие микропегматитовую структуру.

Химические анализы пород Куратинского прогиба свидетельствуют о распространении здесь трёх групп вулканогенных пород, связанных между собой общими петрохимическими особенностями (табл. 3). Наиболее ранние лавы, участвующие в сложении онгудайской свиты, относятся к андезито-базальтам, в которых содержание темнопетельных минералов выражается числовой характеристикой $b = 20,5$; средняя по составу группа эффузивов, целиком слагающая онгудайскую свиту, отвечает составу основных андезитов, характеристика которых $b = 13,5$ и, наконец, кислая, наиболее обширная группа вулканогенных пород (куратинская свита) имеет в среднем риолито-дацитовый состав.

Согласно пересчётам и графическим построениям, по данным химических анализов

^X Щелочные граниты Горного Алтая. - Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, вып. 4, с.52-66.

Химический состав среднепалеозойских вулканоген.

| Порода | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ |
|-----------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| | | | Куратинская | |
| Риолитовый порфир | 73,18 | 0,22 | 12,96 | 1,27 |
| Кварцевый риолитовый порфир | 74,50 | 0,25 | 12,04 | 0,64 |
| Риолитовый фельзит-порфир | 72,43 | 0,17 | 14,93 | 1,42 |
| Плагиоклазовый риолитовый порфир | 73,36 | 0,20 | 13,07 | 0,76 |
| Дацитовый порфир | 68,32 | 0,34 | 16,16 | 1,50 |
| Кварцевый дацитовый порфир | 73,22 | 0,12 | 13,48 | 1,17 |
| Плагиоклазовый дацитовый порфир | 66,71 | 0,53 | 15,17 | 1,54 |
| Дацитовый порфир | 64,66 | 0,83 | 15,67 | 2,01 |
| Андезитовый порфирит | 57,82 | 0,57 | 18,11 | 4,78 |
| | | | Онгудайская | |
| Андезитовый порфирит | 65,18 | 0,66 | 16,74 | 1,70 |
| То же | 59,65 | 0,50 | 17,08 | 1,83 |
| - " - | 58,87 | 0,78 | 16,09 | 2,45 |
| Пироксеновый андезитовый порфирит | 57,35 | 0,80 | 16,75 | 3,37 |
| Андезито-базальтовый порфирит | 57,10 | 0,82 | 14,32 | 2,96 |
| Базальтовый порфирит | 52,35 | 0,77 | 16,25 | 2,26 |
| Базальтовый порфирит | 53,53 | 0,80 | 15,56 | 2,37 |

Таблица 3

ных пород (Куратинского прогиба) по р.Урсул

| FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|-------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|--------|--------|
| СВИТА | | | | | | | | | |
| 1,93 | 0,06 | 0,53 | 0,28 | 4,77 | 3,59 | 0,06 | 0,25 | 1,21 | 100,30 |
| 2,87 | 0,06 | 0,48 | 0,11 | 5,32 | 2,60 | 0,03 | 0,13 | 1,19 | 100,20 |
| 2,88 | - | 0,26 | 1,33 | 4,67 | 1,36 | - | - | 1,21 | 100,63 |
| 3,59 | 0,04 | 0,32 | 0,17 | 3,34 | 5,58 | 0,03 | 0,50 | - | 99,96 |
| 1,82 | - | 1,05 | 3,94 | 2,30 | 2,90 | - | - | 1,16 | 99,49 |
| 1,21 | - | 2,10 | 3,01 | 3,85 | 1,45 | - | - | 0,56 | 100,17 |
| 2,24 | - | 1,50 | 5,70 | 2,36 | 2,41 | - | - | 1,72 | 99,87 |
| 3,64 | - | 1,93 | 4,60 | 2,58 | 1,92 | - | - | 1,66 | 99,50 |
| 1,67 | - | 4,70 | 8,30 | 1,13 | 0,62 | - | - | 2,09 | 99,80 |
| СВИТА | | | | | | | | | |
| 4,39 | 0,10 | 1,62 | 3,21 | 2,48 | 1,64 | 0,11 | 0,35 | 3,50 | 99,60 |
| 4,67 | 0,07 | 2,43 | 5,06 | 4,26 | 0,89 | - | - | 4,09 | 100,53 |
| 4,19 | 0,14 | 2,69 | 5,99 | 2,16 | 1,59 | 0,14 | 0,20 | 4,08 | 99,40 |
| 4,53 | 0,18 | 2,52 | 5,50 | 2,97 | 1,70 | 0,16 | 0,13 | 2,91 | 99,02 |
| 8,87 | 0,30 | 3,90 | 5,08 | 2,34 | 1,02 | 0,16 | 0,24 | 2,54 | 99,62 |
| 6,58 | 0,15 | 5,53 | 8,01 | 1,68 | 0,33 | 0,16 | 0,19 | 5,12 | 99,40 |
| 7,29 | 0,10 | 5,76 | 7,46 | 1,60 | 0,29 | - | 0,15 | 5,63 | 100,54 |

пород, наблюдается недостаток щелочей в риолитах и дацитах - 10 %, андезитах - 27 % и в андезито-базальтах до 40 %. Полевошпатовая известь по тем же данным на всех уровнях состава повторяет нормальный ряд и лишь только у андезито-базальтов завышена примерно на 12 %.

Все разновидности эффузивов Куратинского прогиба, в том числе основного и среднего состава, пересыщены кремнеислотой и многие из них глинозёмом. Характеристика Q для всех излившихся пород положительна и варьирует от +17,6 в андезито-базальтах до +33,3 в риолито-дацитах. Соотношение щелочей высокое, показывающее преобладание натрия, в кислых лавах среднее значение $n = 60$, в средних и основных $n = 82$. По существу, все они относятся к нормальным щелочноземельным лавам с натровой специализацией. Известен лишь один район развития калиевых риолитовых порфиров в бассейне р. Бураты, где значение n в породах опускается до 8 или 14.

Для девонских эффузивов всего региона Горного Алтая показателен коэффициент отношения железа к магнию. Этот коэффициент r'/m' для кислых эффузивов составляет 3,2, а для средних и основных - 1,2. Содержание титана равно 0,3 и не превышает средних значений, выявленных по другим прогибам и зонам.

Яломанская группа гранитоидных массивов

(Основной объект экскурсии: Чикетаманский, Кадринский и Яломанский гранитоидные массивы)

В эту группу объединяются послесреднедевонские плутоны яломанского комплекса, приуроченные к Онгудайскому горсту - структуре второго порядка, осложняющей Ануйско-Чуйский синклинорий. Наиболее крупные из них - Чикетаманский (150 км²), Кадринский (250 км²), Яломанский (500 км²) и др. (рис. 8,9). Все эти плутоны составляют единый ареал, пересекаются Чуйским трактом и хорошо доступны. Они прорывают терригенные отложения кембро-ордовика, ордовика, нижнего силура и осадочно-вулканогенные образования среднего девона и часто носят ярко выраженные черты метаморфизмических тел.

Первые наиболее обстоятельные исследования плутонов этой

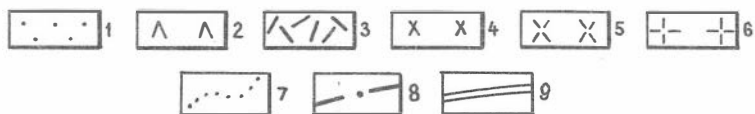
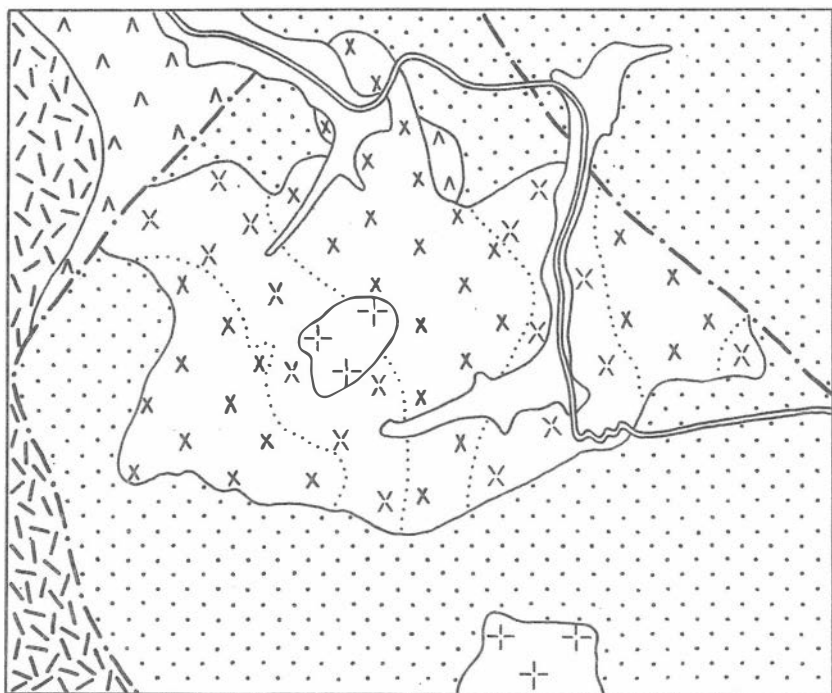


Рис.8. Схема геологического строения Чикетаиманского массива:
 1 - нижнекембрийские-нижнеордовикские песчаники, алевролиты, сланцы (горносалтайская серия); 2 - среднедевонские андезитовые, андезито-базальтовые порфириды, их туфы, песчаники, алевролиты (онгудайская свита); 3 - среднедевонские липаритовые, дацитовые порфириды, их туфы, песчаники, алевролиты (курятинская свита). Средне-верхнедевонские гранитоиды Чикетаиманского массива (аломанский комплекс), фазы диоритов: 4 - диориты, кварцсодержащие диориты, 5 - тоналиты и кварцевые диориты, 6 - фаза гранодиоритов (гранодиориты, тоналиты, адамеллиты, кварцевые монзониты); 7 - петрографические границы; 8 - разломы; 9 - Чуйский тракт.

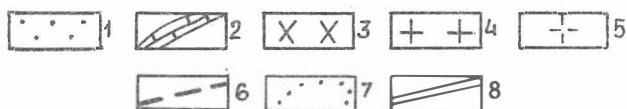
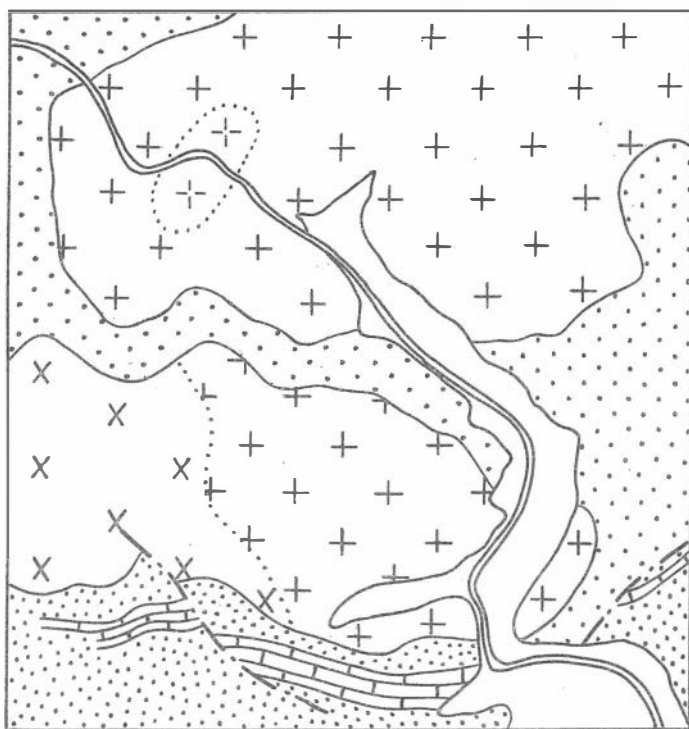


Рис.9. Схема геологического строения Кадринского и Яломанского массивов:

I - нижнекембрийские-нижнеордовикские пеочаники, алевролиты, оланцы (горносалтайская серия); 2 - верхнеордовикские алевролиты, песчаники, мергели, извеотняки. Гранитоиды Кадринского и Яломанского плутонов (яломанский комплекс): 3 - фаза гранодиоритов (гранодиориты, тоналиты, кварцевне диориты), 4 - фаза адамеллитов (адамеллиты, граниты, гранодиориты, кварцевне и кварцсодержащие монзониты), 5 - фаза аляскитов (аляскиты, лейкограниты, лейкоадамеллиты); 6 - разломы; 7 - петрографические границы; 8 - Чуйский тракт.

группы принадлежат Ю.А.Кузнецову (1936,1939)^X. Им были выполнены геолого-петрографические описания Чикетаманского, Кадринского и Яломанского массивов, где они объединены в гранодиорит-тоналитовый комплекс, отнесённый (по аналогии со сходными по составу змеиногорским комплексом Рудного Алтая) к карбоновым образованиям. Эти описания не потеряли своего значения и по сей день. Ю.А.Кузнецовым было обращено внимание на широкое развитие в плутонах яломанской группы явлений переработки вмещающих пород и на близость химических составов гранитоидов и вмещающих их пород песчанико-алевролитовых толщ. Было установлено большое количество разнообразных "гибридных" кварцевых диоритов, тоналитов и других гранитоидов эндоконтактовой фации, представляющих собой своеобразную ассоциацию пород, отличавшихся необычным сочетанием основных по составу зональных плагиоклазов с обильным кварцем (лабрадоровые тоналиты, лабрадоровые кварцевые монцониты и другие разновидности гранитоидов повышенной основности). Позднее Ю.А.Кузнецов (1964)^{XX} рассматривал гранодиорит-тоналитовый комплекс Центрального Алтая как пример батолитовых формаций, высказав предположение о формировании этих плутонов путём магматического замещения вмещающих толщ.

В настоящее время плутоны яломанской группы рассматриваются как многофазные образования. В их строении принимают участие породы следующих четырёх фаз: 1) диоритовая (кварцевые, кварцсодержащие и бескварцевые диориты, тоналиты), 2) гранодиоритовая (гранодиориты и тоналиты), 3) адалелитовая (адалелиты, переходящие в существенно плагиоклазовые граниты, гранодиориты, кварцсодержащие и кварцевые монцониты), 4) аляскитовая (аляскиты, лейкоадалелиты).

Породы диоритовой фазы Чикетаманского, Кадринского и Яломанского плутонов (вместе взятых) занимают около 12 % их суммарной площади, породы гранодиоритовой группы - 25 %, адалелиты и аляскиты - соответственно около 60 и 3 %. В Чикетаманском плутоне, сложенном главным образом тоналитами, кварцевыми диоритами и

^X Некоторые новые данные по геологии Горного Алтая. - Вестн. Зап.-Сиб. геол.треста, 1936, вып. I, с. 51-59; Геологическое строение центральной части Горного Алтая. Томск: Зап.-Сиб. геол. упр., 1939. 92 с. (Мат. по геол. Зап. Сибири, № 41).

^{XX} Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

гранодиоритами, на долю пород первой фазы приходится до 23, второй - 77 % площади. В Кадринском плутоне, строение которого близко к строению Шебалинского и в котором породы ранней фазы не проявлены, гранитоиды второй (гранодиоритовой) фазы составляют около 32 % площади плутона, а третьей (адамеллитовой) и четвертой соответственно около 56 и 12 %. В Яломанском плутоне, близком по парагенезису пород к Кадринскому, соотношения различных групп пород следующие (в %): диоритоиды - 4, гранодиориты - 23, адамеллиты - 70, аляскиты - 3.

Как и в Шебалинском плутоне, в полях развития каждой фазы имеются дайкообразные и другие по форме мелкие тела, сложенные мелкозернистыми и порфиroidными разновидностями. В диоритоидах - это кварцевые диорит-порфиры, микродиориты, диорит-аплиты; в гранодиоритах - гранодиорит-порфиры, микрогранодиориты, гранодиорит-аплиты; в адамеллитах - адамеллит-порфиры, плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, гранит-аплиты и пегматиты и, наконец, в аляскитах - тела гранит-порфиров, кварцевых порфиров и аляскит-аплитов. Количество таких тел увеличивается к более поздним фазам, достигая в аляскитовых телах почти 50 % их площади.

Кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты первой и второй фаз Яломанского ареал-плутона тяготеют к эндоконтактам. Они содержат до 25-40 % биотита ($f = 49-57\%$) и роговой обманки ($f = 35-39\%$), до 50-55 % зонального плагиоклаза (лабрадора или андезина), образующего иногда крупные вкрапленники, и 10-28 % кварца. Изредка в роговой обманке присутствуют реликты моноклинного пироксена. Встречающийся в небольшом (до 13-17 %) количестве калинатовый полевой шпат образует ксеноморфные зёрна.

Характеристика пород третьей фазы, объединяющей существенно плагиоклазовые и двуполевошпатовые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты (адамеллиты) и связанные с ними постепенными взаимопереходами гранодиориты и кварцевые монцониты, повторяет характеристику аналогичных пород Шебалинского плутона. Минеральный состав их представлен зональным олигоклазом или андезином, кварцем, микроклин- или ортоклаз-пертитом, биотитом, роговой обманкой. Лейкограниты и аляскиты четвертой фазы, образующие отдельные мелкие тела, обычно сопровождаются дайками аплитов и представлены микроклин-пертит-кварцевыми разновидностями с незначительной (0-5-10 %) примесью биотита (f до 70 %) и олигоклаза (5-20 %).

Петрохимические особенности кварцевых диоритов, тоналитов и меланократовых гранодиоритов ранних фаз яломанского комплекса свидетельствуют о несколько повышенной глинозёмистости и сравнительно высокой натровой щёлочности. Для гранодиоритов и гранитов второй и третьей фаз характерна весьма повышенная глинозёмистость и калинатровый уклон щёлочности. Лейкограниты и аляскиты отличаются повышенной щёлочностью и отчётливо выраженным преобладанием калия над натрием (табл. 4).

Возрастное положение плутонов яломанской группы, прорывающих отложения среднего девона, окончательно не установлено. Многие исследователи продолжают относить их к пермо-карбоновым образованиям. В то же время существуют представления о средне-верхне-девонском времени становления комплекса. Данные радиологических определений противоречивы; преобладают даты, соответствующие карбоново-пермскому времени.

С яломанским комплексом связана полиметаллическая минерализация в скарнах и кварц-молибденит-шеелитовые рудопоявления.

Широко распространены на площади плутонов и во вмещающих их толщах среднеосновные по составу дайки теректинского ранне-мезозойского комплекса.

Первым из массивов яломанского комплекса по ходу маршрута пересекается Чуйским трактом Чикетаманский плутон. На отрезке пути от с. Онгудай (632 км) до пос. Улота (641-642 км) в левом борту р. Урсул, по которому проходит тракт, обнажаются тоналиты и биотит-роговообманковые гранодиориты эндоконтактной зоны плутона. Контакт с ороговикованными породами кембро-ордовика можно видеть на правом берегу р. Мал. Ильгумень. Здесь вскрываются ороговикованные песчаники и сланцы, прорванные кварцевыми диоритами, монцонитами и гранодиоритами. Далее выходы этих пород продолжают непрерывно от д. Хабаровка до начала подъёма на Чикетаманский перевал.

Весь отрезок нового (и старого) тракта, начиная от подъёма на перевал и до спуска с него, проходит по тоналитам и количественно подчинённым им кварцевым диоритам и гранодиоритам меняющейся меланократовости. Они переполнены многочисленными ксенолитами в различной степени преобразованных пород и обильными, нередко весьма крупнозернистыми пегматоидными биотит-роговооб-

Таблица 4

Средний химический состав пород яломанского комплекса (Чикетаманский, Шебалинский, Кадринский и Яломанский массивы)

| Порода | 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 | Кол-во анализов |
|----------------------------------|----------------------|---------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|-------------------------------|--------------------|
| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| Гранитоиды яломанского комплекса | | | | | | | | | | | | |
| Диорит | <u>54,47</u> 1,76 | <u>0,77</u> 0,10 | <u>17,01</u> 1,61 | <u>2,66</u> 0,75 | <u>5,74</u> 1,34 | <u>0,14</u> 0,10 | <u>4,64</u> 1,65 | <u>7,72</u> 1,73 | <u>2,87</u> 0,61 | <u>1,01</u> 0,35 | <u>0,16</u> 0,10 | 9 |
| Кварцевый диорит | <u>60,74</u> 1,45 | <u>0,71</u> 0,10 | <u>15,61</u> 0,79 | <u>2,34</u> 0,37 | <u>4,87</u> 1,01 | <u>0,12</u> 0,10 | <u>3,03</u> 0,94 | <u>5,19</u> 0,95 | <u>3,13</u> 0,73 | <u>1,91</u> 0,78 | <u>0,14</u> 0,10 | 21 |
| Тоналит | <u>65,15</u> 2,18 | <u>0,54</u> 0,10 | <u>15,58</u> 0,50 | <u>2,64</u> 1,07 | <u>3,33</u> 0,88 | <u>0,12</u> 0,10 | <u>1,92</u> 1,02 | <u>4,09</u> 1,04 | <u>3,21</u> 0,75 | <u>2,01</u> 0,72 | <u>0,12</u> 0,10 | 11 |
| Гранодиорит | <u>66,08</u> 1,90 | <u>0,52</u> 0,10 | <u>14,99</u> 0,81 | <u>1,81</u> 0,54 | <u>3,41</u> 0,36 | <u>0,08</u> 0,10 | <u>1,67</u> 0,62 | <u>3,94</u> 0,51 | <u>3,31</u> 0,33 | <u>2,76</u> 0,41 | <u>0,13</u> 0,10 | 25 |
| Плагиогранит | <u>70,15</u> 0,97 | <u>0,34</u> 0,14 | <u>13,89</u> 0,81 | <u>1,56</u> 0,75 | <u>2,07</u> 0,64 | <u>0,09</u> 0,10 | <u>0,63</u> 0,33 | <u>2,09</u> 0,65 | <u>4,44</u> 0,56 | <u>2,95</u> 0,88 | <u>0,07</u> 0,10 | 6 |
| Адамеллит | <u>70,94</u> 1,42 | <u>0,34</u> 0,10 | <u>13,89</u> 0,58 | <u>1,55</u> 0,47 | <u>2,09</u> 0,61 | <u>0,06</u> 0,10 | <u>0,78</u> 0,41 | <u>2,16</u> 0,87 | <u>3,51</u> 0,61 | <u>3,21</u> 0,82 | <u>0,11</u> 0,10 | 32 |
| Гранит | <u>70,97</u> 1,32 | <u>0,21</u> 0,10 | <u>13,44</u> 0,48 | <u>0,44</u> 0,35 | <u>2,29</u> 0,70 | <u>0,08</u> 0,10 | <u>0,68</u> 0,22 | <u>2,95</u> 0,36 | <u>3,78</u> 0,33 | <u>4,46</u> 0,47 | <u>0,11</u> 0,20 | 6 |
| Аляскит | <u>75,23</u> 1,07 | <u>0,19</u> 0,10 | <u>12,57</u> 0,69 | <u>0,79</u> 0,30 | <u>1,43</u> 0,44 | <u>0,06</u> 0,10 | <u>0,21</u> 0,14 | <u>0,78</u> 0,36 | <u>3,41</u> 0,30 | <u>4,48</u> 0,47 | <u>0,08</u> 0,10 | 17 |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|-----------------------------------|----------------------|---------------------|----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|----|
| Гранитоиды Чикетаманского массива | | | | | | | | | | | | |
| Диорит | <u>55,89</u> 2,08 | <u>0,82</u> 0,10 | <u>15,98</u> 0,80 | <u>3,09</u> 0,64 | <u>5,85</u> 0,98 | <u>0,15</u> 0,10 | <u>4,36</u> 1,60 | <u>7,56</u> 1,49 | <u>2,99</u> 0,57 | <u>1,36</u> 0,41 | <u>0,14</u> 0,10 | 6 |
| Кварцевый диорит | <u>60,72</u> 1,01 | <u>0,73</u> 0,10 | <u>15,38</u> 0,85 | <u>2,27</u> 0,30 | <u>5,03</u> 0,54 | <u>0,11</u> 0,10 | <u>2,97</u> 0,42 | <u>5,47</u> 0,50 | <u>3,07</u> 0,60 | <u>1,91</u> 0,41 | <u>0,13</u> 0,10 | 9 |
| Тоналит | <u>63,73</u> 0,81 | <u>0,59</u> 0,10 | <u>15,68</u> 0,59 | <u>1,87</u> 0,33 | <u>3,96</u> 0,40 | <u>0,09</u> 0,10 | <u>2,91</u> 0,14 | <u>4,87</u> 0,20 | <u>2,76</u> 0,62 | <u>2,29</u> 0,47 | <u>0,12</u> 0,10 | 4 |
| Гранодиорит | <u>64,79</u> 2,74 | <u>0,52</u> 0,10 | <u>14,14</u> 0,60 | <u>2,11</u> 0,28 | <u>4,01</u> 1,12 | <u>0,11</u> 0,10 | <u>2,51</u> 0,36 | <u>4,09</u> 0,86 | <u>3,44</u> 0,22 | <u>2,51</u> 0,68 | <u>0,11</u> 0,10 | 5 |
| Гранитоиды Шебалинского массива | | | | | | | | | | | | |
| Гранодиорит | <u>68,48</u> 0,46 | <u>0,37</u> 0,10 | <u>15,16</u> 0,70 | <u>3,12</u> 0,22 | <u>2,22</u> 0,10 | <u>0,15</u> 0,10 | <u>0,53</u> 0,10 | <u>2,55</u> 0,17 | <u>4,35</u> 0,46 | <u>2,48</u> 0,33 | <u>0,08</u> 0,10 | 3 |
| Плагиогранит | <u>70,49</u> 0,66 | <u>0,32</u> 0,20 | <u>14,39</u> 0,48 | <u>1,98</u> 0,68 | <u>1,94</u> 0,37 | <u>0,14</u> 0,10 | <u>0,41</u> 0,17 | <u>1,76</u> 0,65 | <u>4,77</u> 0,20 | <u>2,76</u> 1,16 | <u>0,04</u> 0,10 | 3 |
| Адамеллит | <u>72,31</u> 0,54 | <u>0,25</u> 0,17 | <u>14,01</u> 0,20 | <u>1,78</u> 0,67 | <u>1,58</u> 0,50 | <u>0,04</u> 0,10 | <u>0,61</u> 0,44 | <u>1,33</u> 0,50 | <u>3,58</u> 0,99 | <u>3,75</u> 0,68 | <u>0,09</u> 0,10 | 3 |
| Лейкогранит | <u>74,86</u> 0,42 | <u>0,13</u> 0,10 | <u>12,93</u> 0,40 | <u>0,71</u> 0,24 | <u>1,59</u> 0,24 | <u>0,07</u> 0,10 | <u>0,32</u> 0,10 | <u>0,93</u> 0,14 | <u>3,68</u> 0,14 | <u>4,28</u> 0,17 | <u>0,11</u> 0,10 | 5 |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|--------------------------------|----------------------|---------------------|----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|----|
| Гранитоиды Кадринского массива | | | | | | | | | | | | |
| Гранодиорит | <u>66,83</u> 1,13 | <u>0,46</u> 0,10 | <u>15,47</u> 0,70 | <u>1,33</u> 0,10 | <u>3,05</u> 0,69 | <u>0,06</u> 0,10 | <u>1,25</u> 0,28 | <u>4,01</u> 0,24 | <u>3,42</u> 0,37 | <u>2,71</u> 0,49 | <u>0,14</u> 0,10 | 8 |
| Адамеллит | <u>68,72</u> 1,21 | <u>0,39</u> 0,10 | <u>14,28</u> 0,94 | <u>1,17</u> 0,52 | <u>2,93</u> 0,46 | <u>0,08</u> 0,10 | <u>0,68</u> 0,33 | <u>3,58</u> 0,20 | <u>3,21</u> 0,20 | <u>2,53</u> 0,10 | <u>0,08</u> 0,10 | 3 |
| Гранит | <u>69,97</u> 0,69 | <u>0,21</u> 0,17 | <u>13,44</u> 0,56 | <u>0,44</u> 0,40 | <u>2,29</u> 0,33 | <u>0,18</u> 0,10 | <u>0,68</u> 0,17 | <u>2,95</u> 0,46 | <u>3,78</u> 0,41 | <u>4,48</u> 0,59 | <u>0,11</u> 0,10 | 3 |
| Аляскит | <u>76,41</u> 0,44 | <u>0,06</u> 0,10 | <u>13,21</u> 0,42 | <u>0,51</u> 0,10 | <u>0,61</u> 0,20 | <u>0,02</u> 0,10 | <u>0,14</u> 0,10 | <u>0,68</u> 0,10 | <u>3,42</u> 0,10 | <u>4,41</u> 0,73 | <u>0,01</u> 0,10 | 5 |
| Гранитоиды Яломанского массива | | | | | | | | | | | | |
| Диорит | <u>53,73</u> 2,00 | <u>0,79</u> 0,10 | <u>16,51</u> 0,89 | <u>2,51</u> 0,88 | <u>6,39</u> 0,93 | <u>0,12</u> 0,10 | <u>5,65</u> 0,47 | <u>7,68</u> 1,71 | <u>2,94</u> 0,82 | <u>0,82</u> 0,35 | <u>0,17</u> 0,10 | 3 |
| Кварцевый диорит | <u>61,12</u> 2,09 | <u>0,69</u> 0,10 | <u>16,21</u> 0,62 | <u>2,32</u> 0,33 | <u>4,09</u> 0,95 | <u>0,11</u> 0,10 | <u>2,92</u> 1,31 | <u>5,47</u> 0,56 | <u>3,33</u> 1,19 | <u>1,33</u> 1,33 | <u>0,12</u> 0,10 | 6 |
| Тоналит | <u>64,91</u> 1,84 | <u>0,58</u> 0,10 | <u>15,69</u> 0,28 | <u>3,11</u> 1,01 | <u>3,23</u> 0,90 | <u>0,13</u> 0,10 | <u>1,63</u> 0,66 | <u>4,22</u> 0,94 | <u>3,09</u> 0,36 | <u>2,01</u> 0,50 | <u>0,12</u> 0,10 | 4 |
| Гранодиорит | <u>66,15</u> 1,88 | <u>0,53</u> 0,10 | <u>15,31</u> 0,42 | <u>1,94</u> 0,61 | <u>3,12</u> 0,49 | <u>0,08</u> 0,10 | <u>1,63</u> 0,57 | <u>3,89</u> 0,49 | <u>2,98</u> 0,26 | <u>2,82</u> 0,24 | <u>0,09</u> 0,10 | 9 |
| Адамеллит | <u>70,56</u> 0,78 | <u>0,32</u> 0,10 | <u>13,93</u> 0,46 | <u>1,55</u> 0,44 | <u>2,25</u> 0,42 | <u>0,06</u> 0,10 | <u>0,98</u> 0,51 | <u>2,29</u> 0,42 | <u>3,59</u> 0,62 | <u>3,22</u> 1,01 | <u>0,09</u> 0,10 | 9 |

| | I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---------|---|----------------------|---------------------|----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|----|
| Гранит | | $\frac{71,88}{0,56}$ | $\frac{0,26}{0,10}$ | $\frac{13,12}{0,41}$ | $\frac{0,94}{0,14}$ | $\frac{2,28}{1,09}$ | $\frac{0,06}{0,13}$ | $\frac{0,96}{0,17}$ | $\frac{1,16}{0,78}$ | $\frac{3,95}{0,61}$ | $\frac{4,29}{0,80}$ | $\frac{0,09}{0,10}$ | 3 |
| Альозит | | $\frac{76,38}{0,57}$ | $\frac{0,25}{0,14}$ | $\frac{12,34}{0,17}$ | $\frac{0,55}{0,17}$ | $\frac{0,74}{0,33}$ | $\frac{0,02}{0,10}$ | $\frac{0,21}{0,14}$ | $\frac{0,71}{0,33}$ | $\frac{3,91}{0,24}$ | $\frac{4,57}{0,37}$ | $\frac{0,06}{0,10}$ | 4 |

Примечание: В числителе - средние значения окислов, в знаменателе - среднеквадратичные отклонения.

манковыми шширами растворения. Состав, текстура и структура гранитоидов, как и степень их меланократовости, здесь очень непостоянные. Переходы между отдельными разновидностями пород часто постепенные. Преобладающие в этих обнажениях лабродоровые тоналиты и другие породы плутона пересечены дайками аплитов поздней фазы, которые в свою очередь вместе с вмещающими их гранитоидами рассекаются многочисленными простыми и сложными по строению и составу субмеридиональными дайками диабазов, диабазовых порфиритов, спессартитов и других пород ранне-мезозойского теректинского комплекса.

На вершине Чикетаманского перевала (абс. отметка 1800 м) тоналиты пересекаются серией даек диабазов, спессартитов, диорит-порфиритов. Несколько севернее верхней отметки перевала тоналиты разрезает сложная меридионального направления дайка (мощность - 2 м). В краевой части она сложена диорит-порфиритами, а в центральной - гранит-порфирами, переходящими в гранодиорит-порфиры. В последних обнаружены ксенолиты габбро-диабазов и диабазовых порфиритов. При спуске с перевала подобные дайки встречаются через каждые 5-30 м. Близ южного контакта плутона в кварцевых диоритах можно наблюдать зону жильных образований (мощностью до 1 м), сложенную кварцево-аксинитовым агрегатом.

Далее по тракту на 666 км вскрыт контакт тоналитов и кварцевых диоритов Чикетаманского плутона с биотитовыми роговиками, образованными по песчаникам и сланцам горноалтайской серии кембро-ордовика. Роговики сменяются затем менее метаморфизованными терригенными породами этой серии.

После перевала дорога идёт по левому берегу долины р. Бол. Ильгумень. У мельницы с. Купчегень вскрывается юго-западный контакт гранитоидов другого плутона Яломанской группы - Кадриинского, который выполнен главным образом различными по составу гранитами, чаще всего отвечающими адамеллитам. Эндоконтактовая зона его взаимодействия с вмещающими флишеидными отложениями кембро-ордовика сложена кварцевыми диоритами и биотит-роговообманковыми гранодиоритами, содержащими обильные ксенолиты изменённых вмещающих пород и образованные на месте этих ксенолитов биотитовые и биотит-роговообманковые шпирь. Далее по тракту гранодиориты постепенно сменяются биотит-роговообманковыми гранитами, пересечёнными дайками аплитов, мелкозернистых гранитов и микрогранитов и более поздним комплексом даек основного состава: диабазов и диабазовых порфиритов.

От 679 км (место впадения р. Бол. Ильгумень в Катунь) Чуйский тракт поднимается по левому берегу Катуни, огибая многочисленные отвесные скалы, носящие названия "бомов". Здесь вскрывается северо-восточная краевая часть Яломанского плутона и вмещающие его толщи. "Бомы" Коркечу и Уркош сложены песчанико-сланцевыми отложениями кембро-ордовика и образованными по ним биотитовыми роговиками. Всё это пересекается самостоятельными, регионального распространения дайками основного состава. В "бомах" Купчегень, Бичекту-Кая обнажены кварцевые диориты, прорывающие ороговокованные, а иногда и скарнированные породы кембро-ордовика и верхнего ордовика.

"Бом" Яломан (692-694 км) сложен существенно плагиоклазовыми гранитами и гранодиоритами Яломанского плутона, которые прорваны меридиональными и субмеридиональными дайками гранит-порфиров, диабазов и диорит-порфиритов мощностью от 0,25 до 3 м. Гранитоиды в контактах с этими дайками милонитизированы.

"Бом" Айры-Таш (695 км) слагается биотит-роговообманковыми гранодиоритами, переходящими в монзониты, которые рассекаются маломощными дайками аплитов. В гранодиоритах видны роговообман-

ковые и биотит-роговообманковые шпирь и изменённые, представленные диоритоподобными породами, ксенолиты рамы. Встречаются также более поздние дайки фельзитовых и сферолитовых порфиритов, диорит-порфиритов и диабазов. В дайке плагиогранит-порфира обнаружены ксенолиты диорит-порфиритов и катаклазированных вмещающих гранодиоритов.

В обнажениях "бома" Кынгырап (696-697 км) вскрывается северо-восточный контакт Яломанского плутона с отложениями верхнего ордовика. В эндоконтактной зоне представлены лейкократовые биотитовые граниты, содержащие ксенолиты изменённых вмещающих известняков, сланцев, песчаников и пересечённые меридиональными и субмеридиональными дайками диабазов, диабазовых порфиритов, спескартитов, диоритовых порфиритов. Граниты, прорванные дайками, катаклазированы и грубо рассланцованы. Дайки пересекают и вмещающие породы, превращённые в пятнистые полевошпатовые роговики.

У пос. Иня Чуйский тракт переходит на правый борт Катунь. В 3 км от посёлка, у впадения Чуи в Катунь, находится конечный объект экскурсии - Усть-Чуйский тоналит-гранодиоритовый плутон (площадь около 40 км²), который образует вместе с другими сопровождающими его ещё более мелкими гранитоидными телами (Инским, Малояломанским и др.) юго-восточную часть Яломанского ареал-плутона. В строении Усть-Чуйского плутона участвуют тоналиты, кварцевые диориты, гранодиориты, монцониты, связанные между собой постепенными переходами. Они пересекаются маломощными неправильной формы телами и дайками изменчивых по составу мелкозернистых пород второй фазы, варьирующих по составу от гранитов до гранодиоритов.

Структурные взаимоотношения гранитоидов Усть-Чуйской группы тел с вмещающими породами привели некоторых исследователей к заключению об отсутствии в данном случае явлений механического воздействия гранитов на породы рамы и каких-либо других признаков активного внедрения гранитной магмы. Эти факты, наряду с другими особенностями строения гранитоидных плутонов "пёстро-го состава" Центрального Алтая, позволяют предполагать возможность автохтонного либо параавтохтонного способа образования значительной части этих плутонов при активной роли в их становлении процессов магматического замещения.

В связи с этим, заключая характеристику гранитоидных плу-

тонов яломанской группы, следует подчеркнуть их примечательную особенность, неоднократно отмечавшуюся многими исследователями, а именно: наличие в них так называемых "структур просвечивания", т.е. крупных ксенолитов и останцов кровли, несущих следы незавершенных процессов гранитизации и сохраняющих при этом черты первичных структур.

ПРОГРАММА ЭКСКУРСИИ

1-й день

ПЕРЕЕЗД ИЗ НОВОСИБИРСКА В ГОРНО-АЛТАЙСК (440 км)

| | |
|---|------|
| Выезд из Новосибирска | 9 ч |
| Обед в с. Алтайка (г. Бийске) | 14 ч |
| Прибытие в Горно-Алтайск, размещение в гостинице | 20 ч |

2-й день

ОСМОТР ОБЪЕКТОВ ПО ЧУЙСКОМУ ТРАКТУ ОТ с. МАЙМА до с. УСТЬ-СЕМА

| | |
|-----------------------------|------|
| Выезд из Горно-Алтайска | 9 ч |
| Обед в с. Усть-Сема | 14 ч |
| Возвращение в Горно-Алтайск | 20 ч |

3-й день

ОСМОТР ОБЪЕКТОВ ПО ЧУЙСКОМУ ТРАКТУ ОТ с. ЧЕРГА до с. ОНГУДАЙ

| | |
|---|------|
| Выезд из Горно-Алтайска | 9 ч |
| Обед в с. Шебалино | 14 ч |
| Прибытие в Онгудай, размещение в гостинице | 20 ч |

4-й день

ОСМОТР ОБЪЕКТОВ ПО ЧУЙСКОМУ ТРАКТУ В РАЙОНЕ ПЕРЕВАЛА ЧИКЕТАМАН, В БАССЕЙНЕ КАТУНИ В РАЙОНЕ УСТЬЕВ РЕК БОЛ. ИЛГУМЕНЬ, ЯЛОМАН, ЧУЯ

| | |
|---------------------------|------|
| Выезд из Онгудая | 9 ч |
| Чаепитие на берегу Катуня | 14 ч |
| Возвращение в Онгудай | 20 ч |

5-й день

ПЕРЕЕЗД ИЗ ОНГУДАЯ В ГОРНО-АЛТАЙСК

| | |
|---|------|
| Выезд из Онгудая | 9 ч |
| Обед в с. Шебалино | 13 ч |
| Посещение маралосовхоза | 14 ч |
| Прибытие в Горно-Алтайск, размещение в гостинице | 20 ч |

6-й день

ПЕРЕЕЗД ИЗ ГОРНО-АЛТАЙСКА В НОВОСИБИРСК

| | |
|----------------------------------|------|
| Выезд из Горно-Алтайска | 9 ч |
| Посещение Дома-музея В.М.Шукшина | 11 ч |
| Обед в Бийске | 13 ч |
| Прибытие в Новосибирск | 22 ч |

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | стр. |
|---|------|
| Введение | 3 |
| Горный Алтай – жемчужина Западной Сибири | 5 |
| Краткий геологический очерк Горного Алтая | 7 |
| Маршрут по Чуйскому тракту | 15 |
| Описание геологических участков (объекты экскурсии) . . . | 23 |
| Манжерокский участок | 23 |
| Чепешский участок | 28 |
| Участок "Чергинские ворота" | 31 |
| Участок "Шебалинский массив" | 32 |
| Урсульский участок | 36 |
| Яломанская группа гранитоидных массивов | 42 |
| Программа экскурсии | 55 |

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Путеводитель экскурсии

Ответственный редактор

чл.-кор. АН СССР Глеб Владимирович Поляков

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Р.Н. Ильина
Младший редактор М.И. Чиркова
Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 07.05.86. МН 12110.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 3,75+1вкл. Уч.-изд.л. 3,4.
Тираж 600. Заказ 193. Цена 25 коп.

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