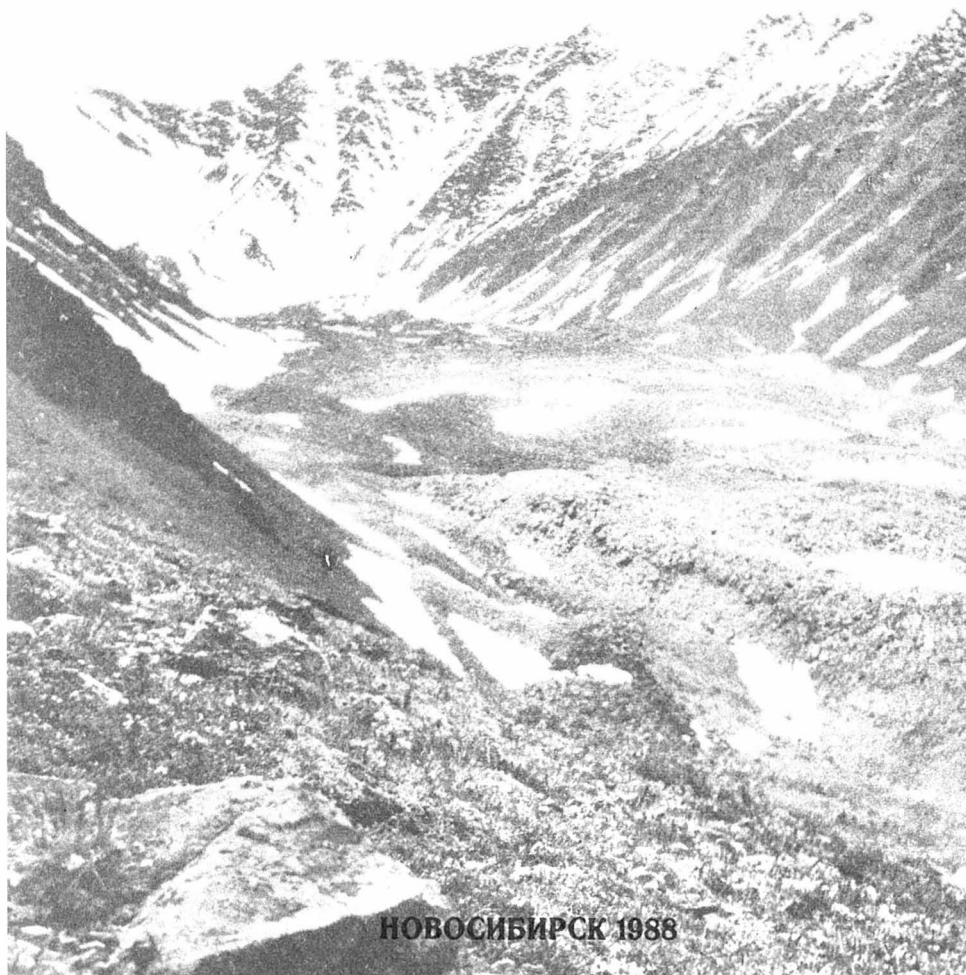


5

ПОЛЕВАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА В ГОРНОМ АЛТАЕ



НОВОСИБИРСК 1988

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР
НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ПОЛЕВАЯ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА
В ГОРНОМ АЛТАЕ

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

НОВОСИБИРСК 1988

Полевая геоморфологическая школа в Горном Алтае: Метод. рекомендации / Составители: Э.Л.Якименко, Л.Н.Ивановский / Новосибирский гос. ун-т. Новосибирск, 1988. 35 с.

Описаны геоморфология, экзогенные геологические процессы, четвертичные отложения вдоль автодороги Бийск-Ташанта. Приведен краткий физико-географический очерк и сведения об истории освоения этого края. Анализ изменений климата и интенсивности новейших тектонических движений позволили выделить основные черты истории развития рельефа и отложений Горного Алтая в кайнозое.

Для студентов геологов, геоморфологов, географов.

Рекомендовано редакционно-издательским советом Новосибирского университета для специальности "геология" № 0101

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР,
1988

Горный Алтай является уникальным геологическим музеем, созданным самой природой. В его формах рельефа и рыхлых отложениях отражена миллионная история четвертичного периода, а в горных породах и геологической структуре – миллиардная геологическая история.

Основная цель проведения полевой геоморфологической школы в Горном Алтае состоит в совместном рассмотрении элементов и форм рельефа, современных экзогенных геологических процессов, определяющих пути и виды перемещения минеральных масс по земной поверхности и рыхлых отложений вдоль автодороги Бийск–Ташанта. Выбор маршрута продиктован редкой возможностью продемонстрировать все морфологические типы рельефа от равнины до высокогорья. Хотелось не только описать формы рельефа, но и показать как они развиваются и преобразуются во времени, а также проследить всю кайнозойскую историю развития рельефа Горного Алтая. С этой целью привлечены литературные источники, список которых приведен в конце издания.

Школа рассчитана прежде всего на студентов геологов, географов, геоморфологов. Но рельеф в последнее время привлекает широкое внимание в связи с интенсивной хозяйственной и инженерно-технической деятельностью человека на земной поверхности. Это обстоятельство позволяет надеяться на расширение круга читателей.

Алтай протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 1000 км. Значительная часть этого горного сооружения – Гобийский Алтай относится к территории Монголии и Китая. В СССР находится лишь северо-западная его часть, представленная низкогорным Рудным Алтаем, расположенным в бассейне р.Иртыша, и Горным Алтаем, лежащим в бассейне верховьев р.Оби – рек Би, Катунь и Чарыша.

По административному положению территория Горного Алтая занята Горно-Алтайской автономной областью (до 1948г. Ойротской АО, образованной в 1922г.) с центром – г.Горно-Алтайском. Насе-

ление её по переписи 1984 г. составило 178 тыс. человек. В области проживают алтайцы, русские, казахи, украинцы.

ИСТОРИЯ ОСВОЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

Эпические памятники народов Южной Сибири и археологические находки свидетельствуют о том, что заселение Горного Алтая первобытным человеком началось более 100 тыс. лет назад. Каменный век в III тысячелетии до н.э. сменился эпохой бронзы, широко представленной в Пазырыкских курганах (с.Балыктууль Улаганского района), относящихся к VI-III вв. до н.э. В курганах найдены ковры, ткани, произведения изобразительного искусства в виде резьбы по рогу, дереву, а также изделия из кожи, золотые украшения, каменные и медные орудия для добычи руды. Чистота медных изделий бронзового века свидетельствует о высоком уровне металлургии.

Начало века железа связано с появлением первых государственных образований в Центральной Азии: гуннского - в III в. до н.э., тюркского - в I в. н.э., уйгурского и кыргызского каганатов. В это время складывается этногенез алтайцев, в котором кжные алтайцы образовались на древнетюркской этнической базе, дополненной в XIII-XIV вв. тюркскими и монгольскими элементами, а северные - из угорских, самодийских и кетских племен, ассимилированных тюрками. Господство кыргызского каганата продолжалось до X века, его сменили новые феодалы-монголоязычные племена киданей и найманов, правившие до прихода войск Чингиз-Хана в 1199 г. В 1207 г. Алтай завоевал старший сын Чингиз-Хана - Джучи. Захоронения курганов этого периода свидетельствуют об общем упадке культуры и разорении алтайских племен. После смерти Чингиз-Хана его обширная империя разделилась на ханства, и Алтай вошел в состав Золотой Орды. После её распада в начале XIV века алтайцы оказались в Сибирском улусе, последним ханом которого был Кучум. В 1598 г. русские разгромили его последнюю ставку, Сибирское ханство перестало существовать и Сибирь была присоединена к Русскому государству. С этого периода алтайские племена существовали самостоятельно и местные феодалы не раз предпринимали попытку нападения на русские поселения. С середины и до конца XVII века

сибирские местные власти организуют ряд посольств к алтайским князьям с предложением войти в состав Русского государства. Но столкновения на юге Сибири продолжались, грабительские набеги в начале XVIII века поддерживались джунгарскими феодалами. В середине XVIII столетия на Джунгарское ханство напал Китай. Эта война (1755–1758 гг.) явилась трагической для алтайцев и грозила им полным физическим истреблением. Алтайский народ был вынужден искать защиты от китайских завоевателей у России, и 2 мая 1756 г. был подписан указ о принятии алтайцами российского подданства. В честь 200-летия добровольного вхождения Алтая в состав России на Семинском перевале воздвигнут обелиск.

С этого времени началось переселение русских крестьян в Горный Алтай: в 1796 г. было основано с.Черги, в 1801 г. – с.Чибита, в 1802 г. – с.Сростки. К началу XIX века в предгорьях Алтая насчитывалось уже более 50 русских поселений. Китайские войска еще не раз предпринимали попытки захвата алтайского населения. До второй половины XIX века население, проживающее в долине р.Чуи, платило дань Китаю (по два соболя и 60 белок с каждого мужчины) и ясак царю. Только в 1865 г. двоеданничество по договоренности России с Китаем было устранено. О бывшей родоплеменной и территориальной разобщенности коренного населения говорят сохранившиеся диалекты в алтайском языке.

Советская власть устанавливалась на Алтае с жестокими боями в горах. Борцам за неё в с.Белый Бом установлен памятник. После окончания гражданской войны на Алтае возникло сепаратистское движение. Одним из его представителей являлась Каракорумская управа, программа которой включала отделение Горного Алтая от России. Исключительно жестоко велись последние военные действия по уничтожению атаманских банд белых, существовавших еще долгое время.

ЭКОНОМИКА ГОРНОГО АЛТАЯ

В области интенсивно развивается горнорудная, лесная, легкая, пищевая промышленность. Горный Алтай известен месторождениями рудных полезных ископаемых: ртути, железной руды, редких металлов. В последнее время обнаружены рудопроявления серебряно-

сульфидной и свинцово-цинковой минерализации. Нерудное сырье Горного Алтая (яшма, мрамор) издавна служило базой для развития камнерезного и гранильного дела в России. Богат край и гидроэнергоресурсами.

В сельском хозяйстве преимущественное развитие получило животноводство, в основном овцеводство и козоводство. Около двух десятков совхозных ферм занимаются мараловодством и оленеводством. Исключительно ценной продукцией этого вида животноводства являются панты — мягкие, покрытые кожей рога. Земледелие не только обеспечивает кормовую базу животноводства, но и включает зерновые культуры: ячмень, овес, пшеницу. В области занимаются возделыванием хмеля.

Основная дорога Горного Алтая — Бийск—Ташанта. Горная тропа в долине Чуи была известна давно, она являлась колесным, а местами караванным путем для торговли с Монголией и Китаем. В 1913г. начинаются изыскательские работы под руководством техника-путейца Вячеслава Шишкова, впоследствии известного писателя, автора романа "Угрюм-река". Памятник В.А.Шишкову воздвигнут при въезде в пос.Манжерок. В 1923 г. приступают к строительству дороги. Она начинается от г.Бийска (в 355 км от г.Новосибирска), пересекает предгорья и горы Алтая с севера на юг до границы с Монголией и имеет общую протяженность 626 км. В Монголии она продолжается Западно-Монгольским трактом.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОРОГРАФИИ

Орографические особенности Горного Алтая сводятся к следующему (рис.1).

1. Хребты приурочены к двум направлениям: субширотному и северо-западному.

2. Абсолютные высоты постепенно увеличиваются с северо-запада на юго-восток.

3. Сводный характер всей горной страны подчеркнут сменой низкогорья, среднегорьем, не достигающим по абсолютной высоте снеговой линии, и высокогорьем, представленным интенсивно расчлененным (до 2000 м) альпийским рельефом (рис.2)*. Этот тип рельефа можно наблюдать в Северо-Чуйском хребте и хребте Чихачева. Такой же тип, но менее расчлененный (до 1000 м), развит в Ку-

* См. вклейку.

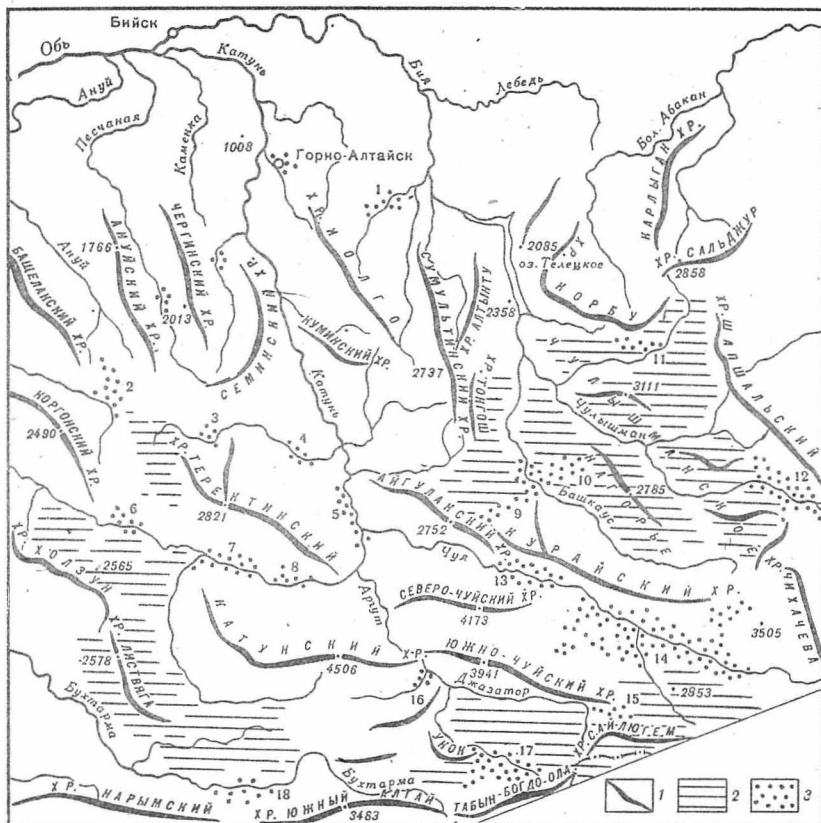


Рис.1. Орографическая схема Алтая /по Б.М.Богачкину, 1981/.
 I - горные хребты; 2 - плоскогорья; 3 - межгорные впадины: I -
 Ыныргинская, 2 - Канская, 3 - Еловская, 4 - Урскульская, 5 -
 Яломанская, 6 - Абайская, 7 - Уймонская, 8 - Катандинская,
 9 - Сарулукольская, 10 - Улаганская, 11 - Сайгоньшкая, 12 -
 Джулукульская, 13 - Курайская, 14 - Чуйская, 15 - Тархатинс-
 кая, 16 - Самахинская, 17 - Бертекская, 18 - Чингистайская.

райском и Айгулакском хребтах. Среднегорный рельеф представлен вдоль дороги Семирским, Иолго, Чергинским и Сальджарским хребтами. Абсолютные отметки в пределах от 1000 до 2000 м, относитель-

ные - от 400 до 600 м; несмотря на интенсивное эрозийное расчленение и крутые склоны, среднегорный рельеф не несет следов древнего оледенения. Низкогорье развито по северному фасу Алтая на границе с предгорной равниной и характеризуется абсолютными высотами в пределах от 500 до 1000 м, относительными - от 150 до 300 м. Равнинный рельеф межгорных котловин и крупных речных долин, приуроченных к грабенам, широко развит в Курайской и Чуйской котловинах, а также в долинах Катуня и Чуи.

4. Около одной трети территории занято высокими выровненными междуречными пространствами, представленными плоскогорьями с абсолютными отметками 2000-3000 м и внутригорными котловинами (см. рис. I). Еще В.А.Обручев считал выровненный рельеф междуречий остатками древней мел-палеогеновой поверхности выравнивания.

5. Распространение современных экзогенных процессов в Горном Алтае контролируется географической зональностью, высотной поясностью и осложняется современными и неотектоническими движениями.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

К л и м а т тесно связан с орографией, определяющей характер переноса тепла в процессе общей циркуляции атмосферы. Горный Алтай относится к поясу западного переноса атмосферной циркуляции. С севера в низкогорье проникает холодный арктический воздух, а в центральные части с юго-запада поступает теплый. Кроме континентальных воздушных масс нередки и морские, поступающие с Атлантики и Арктики. Oroграфией они во многом трансформируются, и формируется довольно изменчивая погода. Континентальность климата объясняется большой разницей зимних и летних температур и малым количеством осадков. Максимальные колебания температуры поверхности почвы в течение года составляют 121° (от -63° зимой до $+58^{\circ}$ - летом). Для северных районов среднегодовая температура положительная - $1,5-2^{\circ}$, для остальных - отрицательная (для Кош-Агача до -7°). Наблюдаются большие колебания температуры и в течение суток, составляющие более 50° (особенно в замкнутых котловинах Курайской, Чуйской и в глубоковрезанных долинах рек). Отрицательную среднесуточную температуру имеют 300 дней в году плоскогорья Юго-Восточного Алтая, в Кош-Агаче безморозный период продолжается всего 68 дней.

Орография влияет и на характер распределения осадков. В Курайской и Чуйской впадинах их выпадает в среднем не более 110 мм в год, причем основная масса в осенне-летний период (до 70 %). К периферии впадин количество осадков увеличивается и составляет в среднем в Курае 240, в Чаган-Узуне - 200, в долине Актру - 700, на Курайском хребте - 1500, на Северо-Чуйском - 2500 мм в год. Снежный покров маломощен, высота его, наименьшая во впадинах, - 10-15 см, в долинах 30-40 см, постепенно увеличивается с высотой. На склонах хребтов в карах и живальных нишах накапливается до 10 м снега, с запада на восток снежность уменьшается.

Ветровой режим очень неустойчив, преобладают ветры восток-северо-восточного и запад-северо-западного направлений. Характерны горно-долинные ветры, которые дуют ночью с гор, а днем - вверх по долинам, и фёны - теплые сухие ветры в долинах. Суровый климат создает условия для существования многолетней мерзлоты, глубина летнего оттаивания колеблется от 0,5-1,0 м. Распространение многолетнемерзлых пород тесно связано с рельефом. В Горном Алтае, по данным М.М.Шаца, выделяются пояса сплошной, прерывистой и островной мерзлоты. В высокогорье наблюдается сплошное распространение мерзлых пород. Прерывистая мерзлота характерна для склонов северной экспозиции и днщ межгорных впадин, нижние границы этого пояса с запада на восток изменяются от 2200-2000 до 1600-1900 м. Нижняя граница островной мерзлоты снижается в том же направлении с 1200-1600 до 500 м. Наличие мерзлоты находит отражение в характерных формах микрорельефа: каменных полигонов, полос, колец как результата морозного выветривания. Мощность мерзлой толщи колеблется от 6-7 до 90 м в с.Кокорю на востоке Чуйской впадины. На высоте более 2500 м у пос.Акташ мощность мерзлых пород увеличивается до 150 м.

Речная сеть образована бассейнами Катуня, стекающей с Катунского хребта, с южных склонов самой высокой вершины Горного Алтая - горы Белухи (4506 м) и Бии, вытекающей из Телецкого озера. Длина Катуня до слияния с Бией - 665 км, Бии - 306 км. Уклоны рек колеблются в больших пределах от 1-2 м/км во впадинах до 100 м/км - в верховьях рек. Питание рек снеговое, дождевое и за счет таяния ледников. Доля грунтового питания уменьшается с высотой, как и дождевого. Основное количество годового стока падает на весенне-летнее половодье, чему во многом

способствуют значительные уклоны и водоупорный слой многолетней мерзлоты в высокогорье. Удельная водоносность изменяется от 20 л/с – на р.Актру до 5 л/с и меньше – на р.Чуе. Минимальные расходы воды приурочены к концу зимы. В зависимости от типа питания и абсолютной высоты водосбора изменяется температура и глубина промерзания воды в русле. Река Чуя у Кош-Агача промерзает более чем на 2 м. К местам выхода грунтовых вод на поверхность приурочены наледи.

Р а с т и т е л ь н о с т ь определяется высотной поясностью, верхняя граница леса располагается в интервале высот от 1700 до 2200 м, а нижняя (на севере Алтая) – 300–500 м. На северном Алтае вершины хребтов заняты высокогорной тундрой и альпийскими лугами. В интервале высот от 1500 до 1700 м располагается кедровник, ниже ель, осина и березово-лиственничные леса; береза и тополь растут в долинах рек. На границе с Монголией преимущественно развита степная и полупустынная растительность, по долинам рек – редкая золотая ива и тополя. Алтайская флора насчитывает большое число эндемиков, среди которых альпийский эдельвейс, декоративный лук, альпийская фиалка и другие. Встречаются разнообразные лекарственные растения, обилие ягод.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Путь от Новосибирска до Бийска проходит по юго-восточной окраине Западно-Сибирской равнины в пределах Бийско-Барнаульской впадины, расположенной на правом берегу рек Оби и Бии и левобережье Чумыша. Это зона равнинного рельефа с абсолютными отметками от 112 до 300 м. На северо-западе впадина граничит с Каменским поднятием, об амплитудах которого можно судить по различному высотному положению неогеновых и эоценовых отложений: на севере они залегают на 50 м ниже, а на юге – на 20 м выше уровня р.Оби. Бийско-Барнаульская впадина является зоной интенсивных неотектонических прогибаний, в центральной её части палеозойские породы залегают на 300 м ниже уровня р.Оби. Впадина заложилась еще в палеозое и окончательно оформилась в кайнозое, общая мощность четвертичных отложений в центральной части впадины составляет 150–200 м.

Основная часть г.Бийска расположена на невысокой скульптурной террасе правобережья Бии, вырезанной в 60-метровой аккумулятивной толще, сложенной среднечетвертичными аллювиальными осадками. От Новосибирска к Бийску и южнее к полосе предгорий почти повсеместно развиваются эрозионно-аккумулятивные процессы. Площадная эрозия в степях распространена на уклонах уже в несколько градусов. Интенсивнее она развивается вблизи долин рек, где больше уклоны, а поверхность слабо задернована. В засушливые годы площадная эрозия заменяется ветровой, линейная - выражается формированием эрозионных борозд, промоин, донными и склоновыми оврагами, широко распространенными по долинам. Местами овраги разрушают дороги и линии связи.

По выезде из г.Бийска дорога пересекает сосновый лес, растущий на древних песчаных грядках. Местами, где лесная растительность сведена, ветер раздувает песок и формирует небольшие бугры и блюдца. За с.Сростки, на 393 км, открывается вид на долину р.Катуни. Здесь расположена южная граница Бийско-Барнаульской впадины, которая четко ограничена уступом протяженностью 200 км, отделяющим Западно-Сибирскую равнину от Горного Алтая. Между долинами рек Ануй и Песчаная высота уступа свыше 300 м. Вблизи с.Белокурихи перепад высот превосходит 600 м. В целом это зона низкогорного рельефа Алтая, которая вдоль его северного флеса представляет собой чередование асимметричных, широтно ориентированных увалов с высотами 200-250 м, разделенных впадинами.

По выходе из гор р.Катунь разбивается на рукава, пойма широкая, течение ослабевает, и обломочный материал, переносимый в горах, формирует конус выноса, протягивающийся на десятки километров. Вблизи с.Долина Свободы у дороги поднимаются холмы с выходами коренных пород. На подрезанных склонах холмов развиваются небольшие лавинные и осыпные конусы со следами площадного смыва.

В направлении на восток по левобережью Оби от долины р.Песчаной постепенно исчезает морфологическая выраженность орографического уступа, а ориентировка увалов меняется на субмеридиональную с асимметричным строением. Мощность четвертичных отложений на увалах 50, реже 100 м, более древние эоплейстоценовые отложения залегают на палеогеновых пестроцветных глинах мощностью 10-15 м либо на коре выветривания палеозоя мощностью до 20 м, или на железенной коре выветривания палеозойских гранитов, иногда

на резко размытых дислоцированных палеозойских породах. Река Катунь в устье вскрывает гранитоиды со следами древней коры химического выветривания, крутой берег бывшей излучины р.Катуни нарушен оползневыми террасами. В 50 км видна сложенная гранитоидами господствующая вершина горы Бабырган – 1008 м, горная группа её состоит из трех вершин, на самой высокой находится озеро, с которым связано много легенд.

От с.Березовка дорога проходит по низким террасам Катуни. За с.Суртайка (на 415 км) она спускается на первую террасу и пересекает равнинную долину р.Иши. От с.Майма (440 км) повышается уклон дна долины Катуни, река ведет интенсивный донный размыв, вскрывая цоколи речных террас и поймы, формируя пороги. Стелные склоны гор вблизи с.Майма сопровождаются педиментами, на которых развивается делювиальный снос. На заветренных склонах северной экспозиции врезаны нивальные ниши с типичными для них процессами нивации и солифлюкции. По склонам, занятым лесом, наблюдается дефлюкция, перемещающая продукты выветривания ниже корневой системы растительности.

У с.Майма расположен вал высотой 60–80 м и шириной 3 км. Его поверхность усеяна валунами и глыбами. Рядом исследователи вал принимается за конечную майминскую морену ледников, которые спускались сюда по долине Катуни. Разрезы в карьерах позволили С.Ф.Дубинкину считать этот вал остатком высокой террасы Катуни, а валуны на его поверхности – продуктом выносной деятельности реки. Майминская 80-метровая терраса прослеживается от с.Майма вверх по Катуни до Карлушки, далее до Дубровки дорога проходит по открытой долине, на правом склоне которой наблюдаются выходы верхнепалеозойских гранитоидов с остатками древней коры химического выветривания, представленной яркоокрашенными пестроцветными глинами, к которым иногда приурочено образование оползневых цирков. Левый склон долины усложнен валунно-галечным аллювием, четко выраженным в рельефе 30-метровой и 80-метровой террас. Здесь расположены две крупные суффозионно-карстовые воронки, одну из которых занимает Айское озеро. Сторонники ледниковой гипотезы принимают холмисто-карстовый рельеф за ледниковый со следами экзарации. На участке сёл Рыбалка-Союзга находится покинутая излучина Катуни, новое русло прорезано в известняках. Выше по течению Катуни развит аллювий только низких террас, а высокие и

средние сохранились небольшими участками в устьях крупных логов. От Сузги до Усть-Убы русло Катуня прорезает толщу известняков, обнажаясь в правом и левом ее склонах. В 5 км выше устья Убы на левом берегу Катуня отчетливо видна покинутая открытая долина р.Усть-Убы. Напротив Тандушки, на правобережье Катуня, г.Черепан - 774 м выражена сундучной антиклинальной складкой.

На 475 км на низкой террасе Катуня, заросшей сосновым бором, находится живописное с.Манжерок. На восток от села возвышается стометровая терраса Катуня, сплошь покрытая сосновым бором. В бору расположено старичное озеро древней излучины Катуня, в котором растет водяной орех, реликт более теплого климата. Современное русло Катуня заложено в сквозной долине прорыва, прорезая коренные породы. В 9-10 км от Манжерока, на левобережье Катуня, обнажаются выходы мраморизованных известняков с пещерами и интенсивным проявлением карстовых процессов. В истоках Усть-Убы в результате выщелачивания растворимых пород подземными и поверхностными водами в известняках возникают отрицательные формы рельефа в виде воронок с поглощающим отверстием на дне - понором. На склонах долины Усть-Убы встречаются карстовые источники-воклозны.

На 487 км у въезда в с.Муны установлен памятник Л.М.Кошурникову - изыскателю железной дороги Абакан-Гайшет, погибшему в 1942 г. в Саянах во время полевых работ. На 488 км долина Катуня сужается, русло имеет крутое падение, на протяжении 10 км оно врезается на 20 метров. От Манжерока прослеживается постепенное нарастание быстрых процессов на склонах, у с.Усть-Муны и ниже по течению развиваются обвально-осыпные процессы и снежные лавины. Дорога выше с.Манжерок вступает в пределы среднегорного рельефа, но еще без следов ледниковой деятельности.

Напротив Барангола в русле Катуня появляется первый водопад ручья Камышлы высотой около 100 м. Образование водопада связано с перехватом: древняя широкая долина Камышлы длиной около 3 км покинута рекой. Донный размыв р.Катунью протекает интенсивнее размыва ее притоков. Поэтому долины притоков в приустьевых частях ущельистые. Эти ущелья врезаны в прежние древние днища долины, которые повисают над днищем долины основной реки. Подобный характер носит долина р.Семы, по левому борту которой дорога следует по мосту через Катунь (500 м) к перевалу на Семинский

хребет. Оставленная долина Катуня отличается сохранностью серии высоких и средних террас и небольших участков сквозных долин прорывов вблизи сел Элекмонар и Чемал. Здесь можно проследить террасы р.Катуни высотой 2, 4-5, 7-8, 18, 23-27, 40, 90, 120, 160 м, а также древние галечники, которые прослеживаются, например, вблизи с.Чемал до высоты 250 м над уровнем Катуня.

Субмеридиональный отрезок Катуня проходит между хр.Иолго - на востоке с абсолютными отметками 1400-2600 м и Семинским - на западе с абсолютными отметками 1500-2500 м в зоне среднегорного рельефа. Склоны долины заросли лесом, местами на них обнажаются серые мраморизованные известняки.

На 517 км от устья Черги до с.Шебалино (551 км) долина Семи постепенно расширяется, подножия склонов утопают в делювиальных шлейфах. В склонах долины иногда обнажаются коренные породы Агуйско-Чуйского синклинория.

На участке Камлакской впадины долина р.Семи расширяется, южный склон долины степной и луговой с развитым делювиальным процессом. В окрестностях с.Камлак известен карст, развивающийся в карбонатных породах и представленный воронками, пещерами и колодцами. Северные склоны покрыты лесной растительностью. От с.Камлак к с.Черга под пологом леса развивается дефлюкция. Поступающие со склонов продукты выветривания река полностью не перерабатывает, и из открытых распадков и небольших долин выдвинуты конусы выноса, которые питаются временными потоками и лавинами. Выше с.Черга склоны становятся скалистыми, например, у с.Барлак скалистость сопровождается осыпанием, лавинами, камнепадами, а на известняках - колодцами, заполненными даже в июле снегом и льдом. Здесь все большее значение приобретает крип - медленное массовое сползание обломочного материала. У подножия склонов с.Шебалино распространены мощные делювиально-пролювиальные конусы, вскрывающиеся по карьерам вдоль дороги.

От с.Шебалино к с.Топучая, расположенному перед Семинским перевалом, асфальтированное и гравийное шоссе ежегодно местами разрушается под воздействием мерзлотного пучения, а ближе к крутым склонам - солифлюкцией. Непосредственно вблизи этого села, на высоте около 1300 м, в долине встречается островная мерзлота с термокарстом. Со стороны с.Топучая открывается вид на северные склоны Семинского хребта с вершиной Сарлык (2506 м). На склонах

хребта видны нивальные ниши, в которых до конца лета сохраняется снег. Вершина Сарлык – плоская, покрыта курумами. Северо-восточный склон вершины обрывается к ступенчатому кару с озером. Склоны кара неровные, разрабатываются нивацией, которая особенно интенсивна по снеговым забоям. Начинается II-километровый подъем на перевал.

Граница леса на Семинском перевале (абс.отм. 1860 м) расположена на высоте около 1800 м. Перевал, окруженный склонами гор, безлесен и покрыт тундрой и альпийскими лужайками. К востоку от дороги на склонах формируются криопедагоны, а у подножия нагорных террас развиваются солифлюкция и термогенная десерпция. Склоны вне криопедагонов заняты курумами.

Семинский хребет является ландшафтной границей: влажная тайга с кедровым лесом к югу сменяется сухой с преобладанием лиственницы.

С перевала (580 км) видны покрытые альпийскими лугами выровненные вершины – древняя поверхность выравнивания, образовавшаяся в отрезке времени от мезозоя до верхнего палеогена, черты строения которой унаследовал выровненный рельеф Алтая. Поверхность выравнивания расположена на высотах от 2000–2400 м на севере Алтая до 3300 м в Курайском хребте, 3890 м – в массиве Биш-Иирду Северо-Чуйского хребта и 4000 м – в массиве Джан-Иикту в Южно-Чуйском хребте.

После 9-километрового спуска с перевала дорога проложена местами по заболоченной широкой долине р.Туэкты. Южный склон Семинского хребта в лесном поясе характеризуется процессами массового сползания продуктов выветривания. От с.Туэкты к с.Онгудай широкие долины рек Урсул и Туэкты становятся степными с каштановыми почвами. Ближе к сухим склонам гор развит делювиальный снос, термогенная десерпция, пролювиальный вынос. Водотоки здесь не справляются с большими объемами поступающего обломочного материала, и котловина загружена делювиально-пролювиальными и аллювиальными отложениями, вскрытыми карьерами вдоль тракта. В 8 км от с.Онгудай р.Урсул (левый приток р.Катуни) становится "висячей", здесь она врезается в коренные породы, которые на склонах днем под влиянием сильного нагревания солнцем, а ночью – охлаждения подвергаются десквамации (шелушению), трескаются, обломки породы перемещаются к подножию склонов. В глубоком ущелье р.Ур-

сул ведет интенсивный донный размыв и, принимая правый приток р. Мал. Ильгумень, впадает в р. Катунь. Дорога поворачивает в узкую скалистую долину р. Мал. Ильгумень, склоны которой поставляют к подножию огромное количество продуктов выветривания. На 663 км дорога по сухой долине поднимается на перевал Чикетаман (отрог Теректинского хр. с абс. отм. 1440 м) и спускается в сухую, заполненную продуктами выветривания долину р. Бол. Ильгумень. Видимая мощность накопившихся здесь продуктов выветривания достигает нескольких десятков метров. На левом склоне долины повсюду имеются конусы выноса пролювиально-делювиальных отложений, поросших сухой степной растительностью. Эффектны обнажения ниже устья правого притока р. Бол. Ильгумень р. Купчегень, где высота обнажений конусов выноса и сползающих продуктов выветривания 12–15 м. Левый склон долины р. Бол. Ильгумень в приустьевой части покрыт крупнообломочным материалом выветривания гранитоидов. Отдельные глыбы здесь скатываются к дороге и заполняют русло реки.

Ниже устья р. Бол. Ильгумень долина р. Катунь пересекает массив гранитоидов, долина здесь сужается. Этот участок составляет окраину Айлагушского хребта, интенсивность движений в пределах которого подчеркивается постепенным повышением цоколей низких речных террас вниз по р. Катунь, крутизной склонов и развитием склоновых процессов.

Слияние долин рек Бол. Ильгумень и Катунь сопровождается усилением степного режима склонов, возрастанием интенсивности площадного сноса, которому при ливнях сопутствует размыв террас и формирование многочисленных делювиально-пролювиальных конусов выноса, оврагов. Скальные склоны подвержены сильной инсоляции и охлаждению в дождь и ночью. На склонах отторгаются целые глыбы, которые перемещаются по склонам термогенной десерпцией.

В долине р. Катунь на участке от устья р. Бол. Ильгумень до р. Чуи наблюдаются прекрасно выраженные речные террасы. Особенно ярко выражены они вблизи устьев рек Мал. и Бол. Яломан (см. рис. 3)*. В долине на этом участке и выше по долине р. Чуи выделяются две серии речных террас: высокие (70–350 м) и низкие (2–60 м). Они отличаются морфологически и по составу отложений.

* Рисунки по фото выполнены студ. ГГФ НГУ О. Анастасиевой.

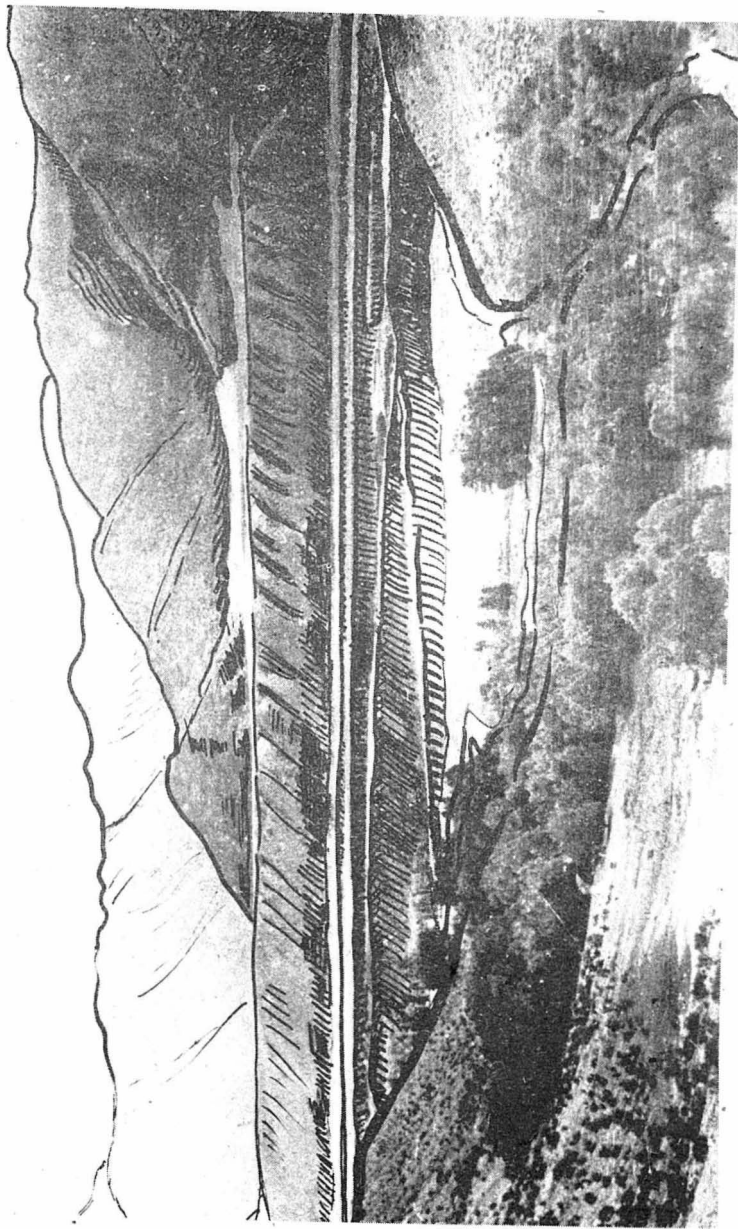


Рис.3. Террасы долины Катунь в устье Большого Яломана.

Низкие террасы морфологически выражены четко: верх ровный и даже гладкий, бровка и тыловой шов ясно очерчены; их обнажения стенообразные, галечник хорошо окатан и цементирован ледниковой мукой, в составе которой до 10–15 % карбонатов. Высокие террасы отличаются некоторой морфологической расплывчатостью, бровка округлая, склон более отлог, тыловой шов прикрыт пролювиально-делювиальными конусами выноса, верх часто размыв, обнажения представлены плотными слабо цементированными, часто сыпучими, продуктами выветривания окружающих склонов, представленными щебнем и отдельными линзами галечника. Ниже с.Ини на террасах 45–65 м наблюдается скопление многочисленных глыб до 12–16 м в поперечнике. По петрографическому составу они соответствуют породам окружающих склонов не выше устья р.Чуи. Только две глыбы принесены (размером около 1 м в поперечнике) за 40 км из долины р.Чуи. Сторонники ледниковой гипотезы предполагают, что эти глыбы являются размывтой мореной, другие исследователи считают, что они входили в состав аллювия террас, мелкий материал которого вынесен Катунью, а крупный остался на месте. Вероятнее всего, глыбы являются результатом выноса гигантскими селями при прорывах озерных бассейнов на р.Чуе.

На 704 км за Мал.Яломаном дорога, пройдя 6 км по левому берегу Катуня, переходит по мосту на правый берег, на котором находится с.Иня. Далее дорога поднимается по склону 50–60-метровой террасы, над которым на протяжении 5 км расположены фрагменты более высоких террас. Приближаясь к устью Чуи (абс.отм.710 м), дорога поднимается на 120-метровую террасу, с обрыва которой видна долина Чуи – крупного правого притока Катуня с лестницей террас (см. рис.4). Л.А.Рагозиным в 1945 г. было выделено 16 вложенных террас, а позднее Л.Н.Ивановским установлено до 23 террас врезания. До сих пор в литературе продолжается дискуссия о происхождении, возрасте и составе террас Центрального Алтая. По представлению Н.А.Ефимцева, низкие террасы до 50–60-метровой сложены аллювием сальджарской толщи мощностью 30–60 м, характеризующимся хорошей окатанностью галечников с прослойками песчано-гравийного и валунного материала, обогащенного алевропелитовым и известковым материалом, который цементирует галечники. Отложения сальджарской толщи вложены в мощные аллювиальные отложения ининской толщи, в которой вырезаны высокие террасы. В отличие от бо-

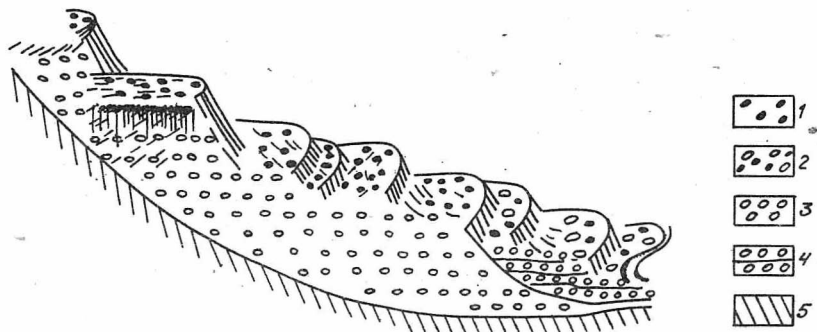


Рис.4. Лестница террас в устье Чуи.

1 - аллювий высоких террас; 2 - аллювий низких террас; 3 - ининская аллювиальная толща; 4 - салджарская аллювиальная толща; 5 - коренные породы.

лее молодой по возрасту салджарской толщи, осадки ининской представлены галечниками, разными по грубости валунными галечниками, крайне обедненными алевропелитовым материалом. Как отмечает Н.А.Ефимцев, самой характерной чертой отложений ининской толщи являются резко выраженные фациальные изменения по простиранию и в разрезе. В устье Чуи эта разница в осадках низких и высоких террас отчетливо проявляется, более грубые галечники салджарской толщи отличаются от мелкозернистых ининской. Мощность осадков ининской толщи в устье Чуи составляет 350 м. Такое подробное описание строения и состава террас объясняется особым вниманием всех исследователей Алтая, начиная с В.А.Обручева, к их изучению. Именно в среднем течении Катуня и нижнем течении Чуи они развиты и сохранились лучше всего. Несмотря на давнюю историю изучения террас, до сих пор не имеется единой точки зрения на их генезис, состав, морфологию, а изложенные представления Н.А.Ефимцева являются лишь схемой.

Далее дорога проходит по правому берегу Чуи. До устья Айгулака долина прорезает юго-восточную часть Ануйско-Чуйского синклинория, в склонах долины обнажаются известняки, алевролиты, глинистые сланцы. По мере продвижения в горы долина р.Чуи постепенно сужается, скалистые склоны становятся выше и круче, на

этих склонах весьма интенсивны гравитационные процессы разных типов. Широко представлены камнепады, небольшие обвалы, перекатывание отдельных отторженцев, временные потоки формируют небольшие конусы выноса, распространены термодесерция. Скала Белый Бом сложена мраморизованными известняками, пораженными карстом. У Малого Белого Бом, расположенного ниже устья р. Айгулак, части обвалы и обильные камнепады, при этом отдельные мраморизованные глыбы известняков перелетели на левую сторону долины. Обвалы, камнепады и лавины характерны и для участка долины вблизи устья р. Айгулак. Здесь лавинные снежники сохраняются до июня-июля.

Выше устья р. Ербалык во время оледенения из кара спускался небольшой ледник, оставивший скопления грубообломочного материала с огромными сланцевыми глыбами. Эти нагромождения продольных изогнутых валов образуют заросший степной растительностью каменный глетчер. В.А. Обручев и Ю.А. Кузнецов принимали нагромождения продуктов выветривания за конечную морену, вынесенную с гор Биш-Иирду по долине р. Чуи, которая здесь имеет форму трога шириной до 4 км. Высокие террасы, описанные прежде, от устья р. Айгулак выклиниваются, вдоль правого склона долины в коренных породах прослеживаются наклонные площадки на высоте 150-220 м, представляющие, по-видимому, днище бывшей, а теперь переуглубленной долины.

Кроме древних заросших каменных глетчеров вдоль всего левого борта долины наблюдаются и древние, заросшие лесом обвалы, осыпи, следы лавин. Обломочный материал от подножия склонов здесь перемещается солифлюкцией, а небольшие распадки поставляют полуокатанный обломочный материал селями и небольшими водными потоками. Все притоки р. Чуи на этом участке долины выдвигают крупные галечниковые конусы выноса. Несколько ниже устья р. Бельгебаш на правом склоне находится свежий мощный конус аккумуляции продуктов выветривания вулканических пород. В этом месте долина пересекает серию разломов, установленных еще Ю.А. Кузнецовым в 1939 г. Один из дизъюнктивов, по-видимому, подновленный сейсмотектоническими движениями, хорошо наблюдается по правую сторону реки. Конус аккумуляции высотой не меньше 400-450 м в своей верхней части нарушен во время землетрясения. Таким образом, большая активность склоновых гравитационных процессов в Причибитском районе объясняется не только значительным превышением

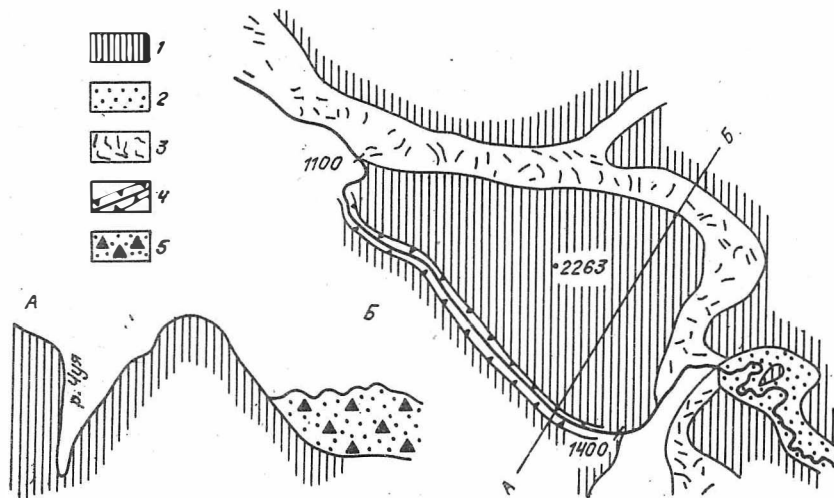


Рис.5. Эпигенетическая долина Чуи между Чибитом и Бароталом. 1 - коренные породы; 2 - подпруженная долина; 3 - моренные гряды; 4 - сквозная долина; 5 - моренные отложения.

склонов (свыше 1200 м), но и высокой сейсмотектонической активностью блоков.

По дну широкой троговой долины дорога подходит к с. Чибит. Здесь расположен эпигенетический участок долины Чуи (см. рис.5). Явление эпигенезиса заключается в том, что река оставляет древнюю, хорошо разработанную долину и вырабатывает новое русло в коренных породах. В долинах Алтая, подвергшихся древнему оледенению, эпигенетические участки встречаются довольно часто. В.А.Обручев объяснял это явление деятельностью древних ледников боковых притоков, перегораживающих долину главной реки. Л.Н.Ивановский считает, что наряду с ледниковыми подпрудами, в развитии эпигенетических участков долин определенную роль следует отводить обвалам и новейшим тектоническим движениям. Ниже зимника Баротал, расположенного во врезанной меандре, долина Чуи раздваивается: русло уходит влево по ущелью длиной 17 км, а дорога идет по правой сухой ветви на протяжении 15 км. Во время послед-

него оледенения с Курайского хребта по правым притокам (Чибитке, Белой, Ярлы-Амры) в долину Чуи выходил ледник мощностью 450–500 м, что фиксируется мощной мореной вблизи Чибита в виде изогнутых дугообразных морен, состоящих из гнейсов, гранитов, метаморфических сланцев Курайского хребта. Моренный вал преградил Чуе путь по правой ветви. В левой ветви до наступления ледника произошел перехват притоком Чуи реки Маша-Юл, участок долины нижнего течения которой оказался покинутым рекой. Во время оледенения ледник, выходящий по долине Маша-Юл с Северо-Чуйского хребта, раздваивался: одна часть продвигалась по новому участку долины, другая – по старой долине, в которой сохранились невысокие речные террасы. Образовавшийся в долине Чуи моренный вал преградил сток Чуи по старой долине, перед валом возникло озеро, осадки которого отмечаются Л.Н.Ивановским вблизи Баротала. После ухода ледника из нижнего участка Маша-Юла Чуя использовала освободившуюся долину и изменила течение, оставив старую долину. В данном случае, кроме моренных запруд, причиной перестройки явились и перехваты как результат резкого усиления эрозии и углубление ущелья из-за поднятия Северо-Чуйского хребта. Вдоль современной долины р.Чуя ведет интенсивный донный размыв с образованием эрозионной щели в днище трога глубиной до 100 м. По долине на протяжении 14 км можно наблюдать, как регрессивная эрозия то усиливается, то ослабевает. Вблизи устья р.Маша-Юл одна из террас имеет высоту около 2–10 м, а у выхода из ущелья она достигает 110 м, о чем писали еще в 30-х годах Ю.А.Кузнецов и Б.Ф.Сперанский.

Для оценки роли оледенения в преобразовании речной сети и определения масштаба оледенения изучение подобных эпигенетических участков долин имеет большое значение, только в каждом конкретном случае необходимо выяснить причины их образования. Одной из причин может быть интенсивная эрозия, в результате которой происходит откапывание древнего русла и образование эпигенетических участков, не связанных с моренными запрудами и древним оледенением.

Приблизительно от района с.Чибит (высота 1100 м) по днищу долины встречается островная мерзлота, которая широко распространена по предгорному плоскогорью гор Биш-Иирду и Курайского хребта. Первые ясные следы деградации мерзлоты находятся у пово-

рота р. Чуи в новую долину на высоте около 1400 м, где терраса, сложенная серым суглинком, осложняется термокарстовыми блюдцами и небольшими провалами на месте бывших бугров пучения, теперь занятыми водой.

По брошенной р. Чуей долине протекает ручей Мён, подпруженный конусом выноса, выдвинутым из ущелья р. Чибитки, выше конуса выноса образуется небольшое кочковатое болото с озерком. Левый лесной склон долины прорезан крутыми лавинными желобами с гор Белкенец (2263 м, рис. 5), у основания которых еще в начале лета сохраняется снег сошедших лавин.

Выше урочища Баротал р. Чуя протекает в ядикообразной долине с крутыми скалистыми склонами, покрытыми шлейфами продуктов выветривания карбонатных пород. Днище долины представлено заболоченной террасой около 2 м высоты. Река местами бифурцирует и меандрирует, постоянно перемывает суглинистые отложения террасы. Небольшие старичные озерки накапливают растительные остатки и тонкий ил, принесенный р. Чуей с ледников.

Дорога отклоняется от долины Чуи к северу и поднимается на водораздел слабонаклоненного древнего холмистого рельефа. В одном из холмов на левом берегу Артулака, в 1 км от тракта, шурфами вскрыта кора выветривания – рыхлая белесовато-бурая глина. Кора выветривания встречается в холмах на водоразделе рек Баротал и Кызыл-Таш, ярко-бурые и белесовато-розовые рыхлые её отложения мощностью до 1–1,5 м отмечены к западу от поселка Курай на междуречье рек Актру и Маша-Юл. Более мощная кора выветривания вскрыта под неогеновыми и четвертичными отложениями у пос. Ақташ и описана Е. В. Девяткиным.

Дорога выходит в одну из внутренних котловин Алтая – Курайскую, ограниченную на севере Курайским, а на юге – Северо-Чуйским хребтами (см. рис. 6). Длина впадины – 25 км, ширина – 15 км. Массив Биш-Иирду Северо-Чуйского хребта представляет альпийский тип рельефа с широким распространением ледниковых форм: каров, цирков, трогов с ледниками. М. В. Тронов насчитывал около ста таких форм. На гребневой части Курайского хребта имеются остатки денудационной поверхности выравнивания донеогенового возраста, поднятые новейшими тектоническими движениями до 3440 м. Подножия Курайского хребта закрыты мощными шлейфами конусов выноса. У подножия Северо-Чуйского и Курайского хребтов расположены две море-



Рис. 6. Альпийский рельеф Северо-Чуйского хребта.

ны: более древняя имеет сглаженный рельеф, размыва и трассирована озерными уровнями до высоты 1900 м. Морены последнего оледенения вложены или надвинуты на древнюю морену и отличаются молодым бугристо-грядовым рельефом (рис.7). В.А.Обручев такие подножия гор называл моренным пьедесталом. Дно Курайской впадины расположено на абсолютных отметках 1500–1650 м, высота озерных знаков по южному борту котловины колеблется от 1850 до 1900 м, по северному – до 2000 м, что свидетельствует о ледниковом озере глубиной до 350–400 м. Небольшая ширина и многочисленность озерных террас свидетельствуют о быстром снижении озерного уровня. Следы мощных катастрофических потоков в рельефе Горного Алтая отмечаются Н.А.Ефимцевым, Л.Н.Ивановским, Г.Ф.Лунгерсгаузенем и О.А.Раковец; в последнее время гипотеза катастрофических сбросов вод ледниково-подпрудных озер развивается В.В.Бутвиловским. Одной из форм рельефа и отложений, созданной катастрофическим сбросом вод, является "ребристая морена" по терминологии П.А.Окишева, "гигантская поперечная рябь" по Г.Ф.Лунгерсгаузену и О.А.Раковец или "гигантская рябь" по В.В.Бутвиловскому, расположенная в юго-восточной части Курайской котловины вблизи правого склона долины Тетё. Это система асимметричных, извилистых и дугообразных в плане гряд, относительная высота которых колеблется от 1 до 6–10 м, протяженность отдельных гряд 200–300 м. Гряды расположены поперечно к течению потока, с выпуклостью к востоку, по морфологии и внутреннему строению эти образования А.Н.Рудой считает аналогичными мелкой песчаной ряби течения. Это дало основание В.В.Бутвиловскому связывать образование гигантской ряби течения с катастрофическим сбросом вод Курайского озера и циркуляцией огромного водоворота, вращающегося с запада на юг, восток и запад, в этом направлении уменьшается морфологическая выраженность гряд. Вполне вероятно, что катастрофический сброс вод приледниковых озер связан с сеймотектоническими явлениями. Е.В.Девяткин объясняет происхождение ребристой морены действием потока талых вод, расчленяющих флювиогляциальный конус нижнеплейстоценовой конечной морены. Гряды гигантской ряби течения имеются и на правом берегу Актру. При выходе р.Актру в Курайскую котловину с правой стороны долины располагаются два вала конечной морены: первый – мощный с пологими склонами – изрезан береговыми линиями Курайского озера, второй вал – менее мощный – достигает 30–35 м



Рис.7. Северное обрамление Курайской впадины.
На переднем плане бугристо-грядовый рельеф морены последнего оледенения, на заднем - западные отроги Курайского хребта.

высоты. Вверх по долине морена продолжается более чем на 1 км с высоты 1700 до 1740 м, у валов конечной морены отчетливо видны боковые морены высотой до 200–250 м. Далее по долине Актру на протяжении 13 км устанавливается еще шесть последовательно расположенных конечных морен, фиксирующих наступания ледников, стадии которых сопоставляются В.И.Вернадским, М.В.Троновым, Л.Н.Ивановским с Альпами и Кавказом. Сопоставление конечных морен в долинах Алтая позволило П.А.Окишеву восстановить динамику оледенения.

Курайская котловина занята степными, лесными, лесоболотными и на южных склонах даже полупустынными ландшафтами с контрастными переходами между ними, это определяет весьма разнообразное проявление экзогенных процессов. Здесь можно наблюдать карст, процесс заболачивания, формирование мелких криогенных форм: бугров пучения, могильников, сальз, небольших наледей, термокарста, интенсивную деятельность рек и небольших ручьев, стекающих с высоких гор, погружение рек в галечники, появление источников, образующих небольшие реки, интенсивное физическое выветривание, ведущее к погребению склонов, проявление десертции различных типов, солифлюкции, дефлюкции, резко выражен делювиальный процесс. На сухих склонах Курайского хребта площадной смыл особенно интенсивен и местами переходит в линейные размывы.

Дорога между Курайской и Чуйской котловинами идет по широкой резко асимметричной долине Чуи. Участок долины можно разделить на два отрезка: выше и ниже р.Куэختанар. На участке от Курайской котловины до устья Куэختанара в долине наблюдается расщепление террас. Оно заключается в том, что в долине Чуи в Курайской котловине широко распространены две террасы, на участке от Курайской котловины до устья Куэختанара – пять–шесть террас, выше устья Куэختанара и в Чуйской котловине – две террасы, ниже устья Чаган-Узуна в долине выделяется только метровый уровень поймы. Расщепление террас и увеличение их высот вниз по долине до 90–110 м в устье Тьдтугема является следствием врезания реки при спуске Курайского озера. Терраса высотой 40 м изрезана озерными знаками, она фациально связана с мореной, со спадом озера понижился базис эрозии и образовались низкие террасы (4–5, 12–15, 21–25 м).

На участке между Чуйской и Курайской котловинами долина р.Чуи

проложена в полосе проявления интенсивных гравитационных процессов. Вдоль правого борта непрерывно у подножия склона Курайского хребта распространены отдельные скатившиеся отторженцы породы, осовы, осыпи (небольшие обвалы), следы лавин и селей, которые сочетаются с лавинными и осыпными. Градиозный обвал, выраженный ниже устья р.Саакпанды, описан Л.Н.Ивановским. Обвал имеет овальную форму, длинной стороной обращен к тальвегу долины. Краевые гряды обвала расположены на 40-метровой террасе Чуи. Передовой вал имеет бугристо-холмистый рельеф. Ударная котловина в передней части обвала заросла лиственницей, а между буграми имеется озеро. Размер обвала первые сотни метров, а объем 10-12 млн м³. Бугристо-холмистый характер рельефа дал основание считать В.А.Обручеву обвал "мореноподобным" образованием. Обвал-оползень наблюдается и у подножия г.Сукор вблизи устья Куэханара, на левом берегу Чуи. Обвалы и асимметрия долины Чуи свидетельствуют о значительной роли продольных разломов в заложении и развитии долины. Ущелье Чуи между Курайской и Чуйской котловинами представляет узкий грабен, разломы которого являются ответвлениями Курайской системы разрывных нарушений.

В устье Куэханара отложены ледником морфологически сложные морены. Отчетливо выражен передовой вал конечной морены, который ряд исследователей относит к одной из наиболее древних стадий последнего оледенения. У склонов долины вал закрыт мощными осыпями и лавинно-селевыми конусами выноса. Сложена морена крупными обломками метаморфических сланцев, сцементированными сильнокарбонатным суглинком (ледниковая мука). Судя по разрезу рыхлых отложений, в долине Чуи у устья Куэханара (см. рис.8), морена фациально замещается галечником 40-метровой террасы. Вверх по долине Куэханара морена закрыта мощными (до 300-400 метров - на склонах) склоновыми отложениями осыпей, лавин, обвалов, небольшими потоков (рис.9).

От Куэханара в сторону Чуйской котловины сухость в долине увеличивается, континентальность климата возрастает, резкие перепады температуры даже в течение суток благоприятствуют физическому выветриванию, продукты которого покрывают склоны долины, сложенные различными вулканическими и осадочными породами. Крупное озеро, бывшее перед ледником, выдвигавшимся из долины Куэханара, оставило серые пески, которые раздуваются и формируют

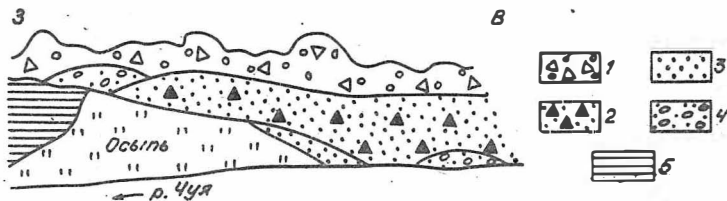


Рис.8. Разрез рыхлых отложений в долине Чуи у устья Куэханара.

1 - крупновалунные моренные отложения; 2 - мелковалунные моренные отложения; 3 - галечник с неясной слоистостью; 4 - пролювиальные отложения; 5 - неогеновые глины.

небольшие бугры, эоловые воронкообразные блюдца и понижения неопределенной формы. В разрезах можно наблюдать погребенные под песком темные горизонты почвы. Отдельные пни лиственниц прикрыты слоем песка мощностью свыше 2 м.

В 7 км от устья Куэханара дорога открывается в обширную Чуйскую котловину. Абсолютные отметки дна 1750-2000 м, длина - до 80 км, ширина - более 40 км. Северный борт впадины образует Курайский хребет, у подножия которого проходит Курайский разлом. Относительное превышение хребта над дном впадины до 1500 и более метров. С запада котловина ограничена серией разломов северо-восточного простирания, к которым приурочена долина Чагая-Узун, на востоке обрамлением котловины является разлом, проходящий у подножия хребта Чихачева, с впа возвышается более чем на 1500 м Южно-Чуйский хребет с отчетливо выраженными моренами у подножия. Подножия Курайского хребта закрыты мощными шлейфами. Как и в Курайской котловине, в Чуйской, до абсолютной отметки 2100 м, встречаются озерные знаки Чуйского приледникового озера, которое было подпружено ледником Куэханара, соединяющимся в долине Чуи с каровыми ледниками Северо-Чуйского хребта. Особенно отчетливо озерные знаки видны на пологих склонах нижнеплейстоценовых пролювиальных шлейфов по северному, восточному и юго-восточному бортам котловины. Уступы озерных террас составляют высоту от 1-2 м до 10-15 м, ширина террас колеблется от первых десятков мет-

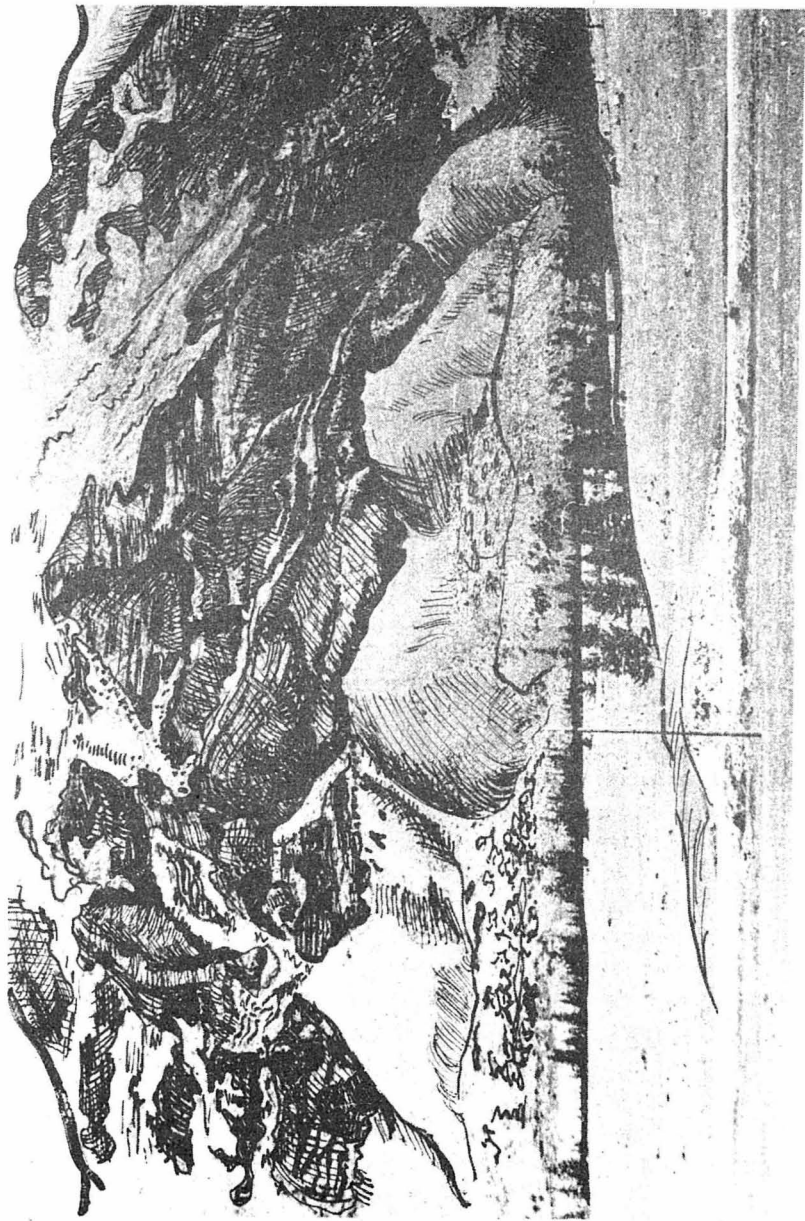


Рис. 9. Конусы осей в долине Куэханара.

ров на пологих склонах и до 5-10 м - на крутых. Озерные отложения перекрываются конечными моренами позднечетвертичных ледников, и одновременно они террасируют конечные морены более древнего среднечетвертичного оледенения.

Ландшафты Чуйской котловины носят своеобразный, многогранный характер - сухая степь и полупустыня сопровождаются низкими годовыми температурами, мерзлотой, термокарстом. На окраине котловины непосредственное влияние на развитие экзогенных процессов оказывают обрамляющие котловину высокие горные хребты. По дороге вблизи пос. Чаган-Узун, у въезда в котловину, правый крутой склон долины сложен коренными породами разного состава, которые перекрываются неогеновыми глинами и суглинками. При переувлажнении их склоны оплывают. На крутом склоне, под которым проложена дорога, развиваются сели, оползни и оплывины, солифлюкция. Толщи глин разрушаются глинистым карстом. На территории, непосредственно прилегающей к пос. Чаган-Узун, сухая степь характеризуется делювиальным процессом. Дальше по дороге в котловине часто встречается термокарст. Озера в несколько сотен метров в диаметре оконтуриваются по берегам мерзлотными трещинами отседания. Блоки породы постепенно соскальзывают к середине озера, обнажая новые участки мерзлой породы. Небольшие блюдцеобразные углубления, термокарстовые воронки и просадки не являются редкостью. Мощность мерзлоты, согласно исследованиям А.М.Малолетко, достигает нескольких десятков метров, а наибольшая мощность - 60 м. В котловине характерны разрушенные бугры пучения, возраст которых определен по С-14 и превосходит 3500 лет. Возникновение бугров пучения А.Н.Рудой связывает с оптимумом голоцена.

Кроме термокарста для котловины характерны водная эрозия и аккумуляция, на ее окраинах - селевые выносы. Несмотря на небольшое количество атмосферных осадков в центральной части котловины, ближе к окраинам возможны сильные ливни. При слабой защищенности почвенного покрова растительностью развивается очень сильная эрозия с выработкой струйчатых размывов и оврагов как это, например, наблюдается напротив пос. Чаган-Узун. При сильном перегревании склонов отмечаются небольшие пылевые вихри, однако типичных форм эолового рельефа в степи не встречено. Чуйская котловина до сих пор остается накопителем продуктов выветривания с окружающих гор.

Плоская поверхность котловины осложнена эрратическими глыбами разных размеров, петрографический состав которых соответствует коренным породам Южно-Чуйского хребта. В разных частях Чуйской котловины наблюдаются выходы коры выветривания: в низовьях рек Чаган-Узун, Кызыл-Чин, Ак-Кая она развита на мелкосопочном рельефе, и её мощность составляет около 2 м, а в южной части котловины увеличивается до 10 м. Под кайнозойскими отложениями такой же мощности кора выветривания вскрывается скважинами вдоль южного борта котловины. Е.Н.Щукиной описаны обнажения коры выветривания в зонах тектонических контактов. Нижние зоны коры выветривания, сохранившиеся от денудации в горном рельефе, описаны Е.В.Девяткиным. Как и Курайская, Чуйская котловина имеет асимметричное строение, как и подавляющее большинство внутригорных котловин Монгольского Алтая. О масштабе процесса аккумуляции можно судить по мощности палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений в Курайской котловине – до 300, в Чуйской – не менее 1000 м. Дорога кончается в Ташанте на юго-востоке Чуйской котловины.

Таким образом, перечисленное разнообразие морфологических и генетических типов и форм рельефа вдоль автодороги Бийск-Ташанта свидетельствует об исключительной сложности неоген-четвертичной истории развития рельефа Горного Алтая.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Алтай в качестве горного сооружения впервые возник в палеозое во время герцинского и каледонского горообразования. К концу триаса рельеф был выровнен до пенеппена, фиксированного верхнетриасовой корой выветривания, сохранившейся во впадинах под юрскими отложениями. Оживление тектонических движений привело к созданию расчлененного рельефа. Заканчивается расчленение длительным денудационным выравниванием, формированием обширного мелпалеогенового пенеппена с мощной корой выветривания, сохранившейся на выровненных междуречьях. С этого времени начинается формирование современного рельефа, основные черты истории развития которого приведены в таблице на примере зоны сочленения Курайской впадины с Курайским хребтом. Здесь выделяется два этапа новейших

тектонических движений: 1 - олигоцен - среднеплиоценовый, длившийся около 25 млн лет, в течение которого на Алтае сформировалось среднегорье, а в Центральном Алтае уже присутствовало высокогорье, но горы, судя по отсутствию следов неогенового оледенения, не достигали высоты снеговой границы и 2 - поздний плиоцен-плейстоцен, продолжительностью около 0,7 млн лет. Граница между этими этапами большинством исследователей проводится по времени формирования башкаусской молассы. В это время рельеф Горного Алтая напоминает современный, только в нем отсутствуют альпийские формы, появившиеся в среднем плейстоцене. Общая амплитуда поднятия за этот короткий период, как считает Е.В.Девяткин, равна 1,5-2,0 км. Такие интенсивные неотектонические движения вывели часть гор за снеговую границу. Следы среднеплейстоценового оледенения видны в отложениях, залегающих по периферии межгорных впадин, а позднеплейстоценовые морены расположены в трогах в виде систем конечных и боковых морен.

О современных движениях можно судить по сейсмической активности Горного Алтая. Геоморфологическими признаками сейсмичности являются оползни и обвалы, широко развитые на денудационных склонах хребтов, наличие осыпных и лавинно-осыпных конусов. Свидетельством продолжающихся поднятий является образование серии низких террас в долинах рек, а также врез рек в днище троговых долин последнего оледенения.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

АДАМЕНКО О.М., ДЕВЯТКИН Е.В., СРЕЛКОВ С.А. Алтай // Алтай-Саянская горная область. Серия: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. - М., 1969. - С.54-120.

БОГАЧКИН Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозой. - М.: Наука, 1981. - 131 с.

БОРИЗВ Б.А., МИНИНА Е.А. Ребристые и сетчато-ячеистые основные морены Восточного Памира и Горного Алтая // Геоморфология. - 1979. - № 2. - С.69-74.

БОРОВИКОВ А.М., ГРОМИН В.И., ФРАДКИН Г.С. Полевая практика по общей геологии в Горном Алтае. Учеб. пособие. - Новосибирск: НГУ, 1981. - 93 с.

ВОСКРЕСЕНСКИЙ С.С. Геоморфология Сибири.-М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. - 352 с.

ГОРНЫЙ АЛТАЙ. Под ред. В.С.Ревякина. - Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1971. - 252 с.

ДЕВЯТКИН Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. - М.: Наука, 1965. - 224 с.

ИВАНОВСКИЙ Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. - Л.: Наука, 1967. - 263 с.

МОДОРОВ Н.С., ТАДЫЕВ П.Е. Из истории Горного Алтая. - Горно-Алтайск: Отд-ние Алтай. кн. изд-ва, 1984. - 64 с.

ОКИШЕВ П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. - Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1982. - 209 с.

ПУТЕВОДИТЕЛЬ экскурсии У Всесоюзного литологического совещания. Горный Алтай. - Новосибирск: СНИИГГИМС, 1961. - 56 с.

РАКОВЕЦ О.А. Морфоструктура Горного Алтая // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. - М.: Недра, 1967. - С.363-373.

СВИТОЧ А.А. Палеогеография плейстоцена.-М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. - 188 с.

ЩУКИНА Е.Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Тр/ГИНа; Вып.26. 1960.- С.127-164.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ИСТОРИЯ ОСВОЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ	I
ЭКОНОМИКА ГОРНОГО АЛТАЯ	5
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОРОГРАФИИ	6
ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ	8
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	10
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА	32
СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	33

ПОЛЕВАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА
В ГОРНОМ АЛТАЕ

Методические рекомендации

Составители

Элла Львовна Якименко
Лев Николаевич Ивановский

Редактор Л. А. Довгаль

Технический редактор Н. Н. Александрова

Подписано к печати 14. 03. 88.
Бумага 60x84/16. Печ. л. 2,25 + вкл. Уч.-изд. л. 2,1.
Тираж 500. Заказ 147. Бесплатно.

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

